

Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА					
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"					
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>					
Год выпуска	2011	Том		Номер выпуска	4	
	Название статьи				Страницы	Цит.
	К 50-ЛЕТИЮ ПОЛЕТА ЛЕТЧИКА-КОСМОНАВТА ГЕРМАНА ТИТОВА				3-4	0
	ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА					
	ТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ТРЕХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ С ТОНКИМ ПРОМЕЖУТОЧНЫМ СЛОЕМ				5-11	3
	Гурулев А.А., Орлов А.О., Цыренжапов С.В.					
	ПЕРКОЛЯЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ИЗМЕНЕНИЙ ВЛАЖНОСТНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ МЕЛКОДИСПЕРСНЫХ СРЕД				12-18	0
	Бордонский Г.С., Орлов А.О.					
	МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ					
	ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛГОРИТМОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ПРИ МАСШТАБИРОВАНИИ ЦИФРОВЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ				19-32	0
	Веселов Ю.Г., Островский А.С.					
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ					
	МЕТОД ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ РАДИОСРЕДСТВАМИ КОСМИЧЕСКОГО БАЗИРОВАНИЯ				33-40	0
	Зуев В.В., Нагорский П.М.					
	ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПЕКТРОРАДИОМЕТРОВ MODIS И КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИИ				41-54	6
	Гурова Е.С., Иванов А.Ю.					
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ NOAA-AVHRR ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ				55-62	2
	Медведева М.А., Савин И.Ю., Барталев С.А., Лупян Е.А.					
	АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА В ПЕРИОД АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 Г. (ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ EP/TOMS)				63-66	3
	Кашкин В.Б., Романов А.А.					
	ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДВУМЕРНОГО ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В СТРАТОСФЕРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ИЗЛУЧЕНИЯ ЛИМБА В ПОЛОСЕ ПОГЛОЩЕНИЯ CO₂ 15 МКМ С ВЫСОКИМ СПЕКТРАЛЬНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ				67-77	0
	Ракидин А.В., Косцов В.С., Тимофеев Ю.М.					
	КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ РАДИОТЕПЛОвого ПОЛЯ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АТЛАНТИКИ				78-84	1
	Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.					
	ДИСКУССИИ					
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ РАЙОНОВ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ПРОМЫСЛА ТИХООКЕАНСКОГО КАЛЬМАРА В ЯПОНСКОМ МОРЕ				85-94	0
	Самко Е.В.					
	К 75-ЛЕТИЮ ВЛАДИМИРА ГЕОРГИЕВИЧА ТРИФОНОВА				95-96	0

К 50-ЛЕТИЮ ПОЛЕТА ЛЕТЧИКА-КОСМОНАВТА ГЕРМАНА ТИТОВА



6 августа 1961 г. с космодрома Байконур стартовал космический корабль “Восток-2” с космонавтом Германом Степановичем Титовым на борту. В 9:00 корабль “Восток-2” вышел на орбиту с перигеем 183 км и апогеем 244 км. В соответствии с полетным заданием в 10:00 он включил ручное управление и сориентировал корабль в пространстве. Повторно ручное управление опробовалось на седьмом витке.

На борту космического корабля проводились медико-биологические эксперименты и киносъемка Земли. В начале второго витка космонавт приступил к визуальным наблюдениям и киносъемке земной поверхности и звездного неба. Съемка велась через иллюминаторы отдельными сеансами на протяжении всего полета. Полученные результаты съемки поверхности Земли явились необычайно ценными для метеорологов, изучавших облачные поля, ибо позволили оценить перспективы метеорологических исследований с помощью спутников Земли. Работа, проведенная Г.С. Титовым на орбите, положила начало регулярных исследований Земли с борта пилотируемых космических кораблей.

Суточный полет позволил оценить влияние на организм человека и его работоспособность такого

фактора, как многочасовая невесомость. О влиянии длительной невесомости на ориентацию человека в пространстве, координацию его движений, функционирование сердечно-сосудистой и пищеварительной систем, о его психическом состоянии высказывались достаточно противоречивые мнения.

Позывной Г.С. Титова в полете — “Орел”. Сделав 17 оборотов вокруг Земли, пролетев более 700 тыс. км, спускаемый аппарат приземлился вблизи г. Красный Кут Саратовской обл. Полет подтвердил возможность длительного пребывания и работы человека в условиях невесомости. Рекордная на тот момент продолжительность полета — 25 ч 18 мин.

Г.С. Титов, как и все космонавты, летавшие на “Востоках”, на последнем этапе посадки, после торможения спускаемого аппарата в атмосфере на высоте 7 км, катапультировался из кабины и совершил приземление на парашюте.

Герман Титов родился 11 сентября 1935 г. в селе Верхнее Жилино Алтайского края в семье Степана Титова. В 1953 г. он окончил среднюю школу в с. Налобиха. Служил в армии с июля 1953 г. В 1955 г. окончил 9-ю военную авиационную школу летчиков (г. Кустанай), а в 1957 г. — Сталинградское воен-

ное авиационное училище. Служил в строевых частях ВВС в Ленинградском военном округе. В 1960 г. был принят в отряд космонавтов. Являлся дублером Ю. Гагарина. Был выбран пилотом второго космического корабля “Восток-2”.

За успешное осуществление космического полета и проявленные при этом мужество и героизм майору Титову Герману Степановичу Указом Президиума Верховного Совета СССР от 9 августа 1961 г. присвоено звание Героя Советского Союза с вручением ордена Ленина и медали “Золотая Звезда”.

В 1968 г. Титов окончил Военно-воздушную инженерную академию им. Н. Е. Жуковского, в 1972 г. – Военную академию Генерального штаба. В 1972–1973 гг. он был назначен заместителем начальника Центра по управлению космическими аппаратами военного назначения Главного управления космических средств Министерства обороны СССР (ГУКОС МО СССР), в 1973–1979 гг. – заместителем, в 1979–1991 гг. – первым заместителем начальника ГУКОС МО СССР по опытно-конструкторским и научно-исследовательским работам.

Генерал-полковник авиации Г.С. Титов являлся председателем нескольких государственных комиссий по испытаниям ракетно-космических систем: в 1992–1993 гг. – президент Международного научно-технического центра по космонавтике и электронике “Космофлот”, в 1993–1995 гг. – заместитель председателя совета Российского центра конверсии аэрокосмического комплекса, с 1999 г. – президент Федерации космонавтики РФ.

Награды: Герой Советского Союза (9 августа 1961 г.), Орден “За заслуги перед Отечеством” III степени (7 сентября 1995 г.) – за заслуги перед государством, успехи, достигнутые в труде, большой

вклад в укрепление дружбы и сотрудничества между народами, два ордена Ленина (17 июня и 9 августа 1961 г.), Орден Октябрьской Революции (21 февраля 1985 г.), Орден Трудового Красного Знамени (15 января 1976 г.), Медаль “За освоение целинных земель” (август 1961 г.), Герой Труда Демократической Республики Вьетнам (21 января 1962 г.), Орден Хо Ши Мина (СРВ), Орден Дружбы (СРВ), Герой Социалистического Труда Народной Республики Болгария (НРБ, 27 сентября 1962 г.), Орден Георгия Димитрова (НРБ, 27 сентября 1962 г.), Медаль “25 лет народной власти” (НРБ), Медаль “100 лет со дня рождения Георгия Димитрова” (НРБ, 14 февраля 1983 г.), Герой Монгольской Народной Республики (МНР, 10 декабря 1961 г.), Орден Сухэ-Батора (МНР, 10 декабря 1961 г.), Медаль “30 лет победы над милитаристской Японией” (МНР, 8 января 1976 г.), Орден Карла Маркса (ГДР, 1 сентября 1961 г.), Золотая медаль “За примерную работу” (ГДР, 4 сентября 1961 г.), Орден Звезды Индонезии II степени (9 января 1962 г.), Орден Звезды Югославии с лентой (19 сентября 1962 г.), Орден Звезды Румынии I степени (14 октября 1961 г.), Орден Звезды Республики Конго (Конго, 1965 г.), Орден Дружбы и сотрудничества (Сирия, 1988 г.), Почетный знак отличия Президента Украины (11 апреля 1995 г.) – за выдающийся вклад в создание ракетно-космических систем, укрепление международного сотрудничества в космической отрасли и – в связи с 10-летием первого запуска ракеты-носителя “Зенит” – Ленинская премия (1988 г.).

Герман Степанович Титов скончался от сердечного приступа 20 сентября 2000 г. Похоронен на Новодевичьем кладбище в Москве.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ТРЕХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ
С ТОНКИМ ПРОМЕЖУТОЧНЫМ СЛОЕМ

© 2011 г. А. А. Гурулев*, А. О. Орлов, С. В. Цыренжапов

Учреждение Российской академии наук Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита

*E-mail: lgc255@mail.ru

Поступила в редакцию 11.03.2010 г.

В работе рассмотрен вопрос о тепловом излучении трехслойной среды с тонким промежуточным слоем в микроволновом диапазоне. Выполнены расчеты и проведены эксперименты для случая тонкого ледяного покрова и промерзающего слоя грунта. Показано, что существует особый характер осцилляции радиояркостной температуры на двух линейных поляризациях (горизонтальной и вертикальной) при изменении толщины промежуточного слоя. При некоторых толщинах промежуточного слоя радиояркостная температура на горизонтальной поляризации выше, чем на вертикальной поляризации. При углах визирования больших, чем угол Брюстера для промежуточной среды, по мере роста ее толщины наблюдаются противофазные осцилляции мощности радиотеплового излучения на двух ортогональных поляризациях.

Ключевые слова: радиояркостная температура, тонкие слои, ледяной покров, мерзлый грунт

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос об исследовании теплового излучения тонких слоистых сред, сравнимых с длиной волны, представляет значительный интерес, так как такие среды в природе встречаются часто. Простейшими случаями трехслойной среды с тонким переходным слоем могут служить следующие среды: грунт при начальной стадии его замерзания (из-за вымораживания верхнего слоя среды), плоские земные покровы при высушивании верхнего слоя грунта, появлении снега на поверхности, при образовании ледяного покрова на поверхности воды и т.д.

В зимнее время многие водоемы, в том числе и моря, покрыты ледяным покровом. В работах (Бордонский, Гурулев, 2008; Бордонский и др., 2002) приведены примеры того, как с помощью СВЧ-радиометрии можно определять некоторые параметры пресного водоема по собственному излучению льда. Однако изучению радиотеплового излучения ледяного покрова пресных водоемов в начальной стадии формирования посвящено мало работ. Тем не менее, лед многих озер имеет небольшую толщину в течение длительного периода времени, например, на Ладожском оз. и оз. Байкал.

В работах (Liu et al., 1998; Бордонский и др., 2005) обнаружены некоторые особенности поведения радиояркостной температуры, на ортогональных поляризациях, в начальной стадии формирования ледяного покрова. Авторами замечено, что при некоторых толщинах льда значение радиояркостной температуры на горизонтальной поляризации превосходит значения на вертикальной поляриза-

ции. Объясняется это различием диэлектрических свойств воздуха, льда и воды, однако при толщине льда больше нескольких длин волн эффект исчезает.

Этот вопрос представляет общий интерес в связи с тем, что некоторые исследователи наблюдали аномальные свойства радиотеплового излучения и других слоистых сред. Так, в работе (Яценко, 2009) обнаружено, что при замерзании грунта радиояркостная температура на горизонтальной поляризации в некоторый момент времени имела большее значение, чем на вертикальной поляризации на длинах волн 5 и 21 см. Автором работы объяснение данного эффекта не дано.

Для исследования природных объектов с использованием ИСЗ используется угол наблюдения (который отсчитывается от вертикали) меньше 60° . По этой причине большие углы наблюдения для изучения теплового излучения различных природных объектов обычно не используются. Однако при увеличении интервала углов наблюдения возможно получение дополнительной информации.

Таким образом, в радиометрии можно выделить задачи об излучении трехслойной среды с тонким промежуточным слоем и плоскими границами в широком интервале углов наблюдения. В настоящей работе изучено излучение ледяного покрова небольшой толщины, соизмеримой с длиной волны излучения, при различных углах наблюдения, в том числе больших, чем угол Брюстера для границы воздух–лед, а также радиотепловое излучение промерзающего грунта и слоя сухого грунта, расположенного на влажном слое.

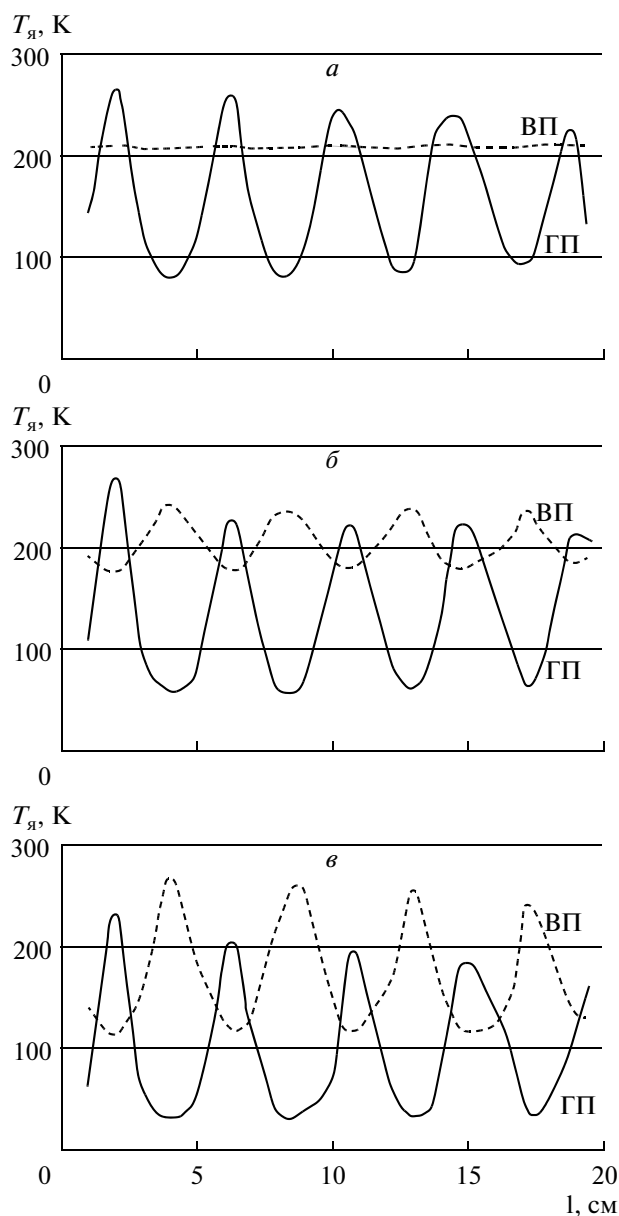


Рис. 1. Зависимость радиояростной температуры на вертикальной (ВП) (пунктирная линия) и горизонтальной (ГП) (сплошная линия) поляризациях для ледяного покрова от его толщины на длине волны 0.88 см при углах наблюдений: *a* – 60°, *б* – 70°, *в* – 80°.

РАСЧЕТЫ

Для изучения особенностей поведения мощности теплового излучения в зависимости от толщины ледяного покрова были выполнены расчеты радиояростной температуры ($T_{я}$) с использованием методики расчета радиояростной температуры слоистой неизоотермической среды (Клепиков, Шарков, 1992) для двух ортогональных поляризаций вертикальной (ВП) и горизонтальной (ГП).

Для расчетов необходимо знание мнимой (ϵ'') и действительной (ϵ') части комплексной диэлектри-

ческой проницаемости сред. Для пресной воды их можно определить, используя теорию Дебая и аппроксимационные выражения для статической диэлектрической проницаемости (Klein, Swift, 1977) и времени релаксации (Ray, 1972). Значения этих величин были рассчитаны как функции длины волны и температуры пресной воды (Митник, 1978).

Для пресного льда действительную часть комплексной диэлектрической проницаемости льда принимаем равной $\epsilon' = 3.15$ (Matzler, Wegmuller, 1987). Мнимую часть комплексной диэлектрической проницаемости для льда, содержащего небольшие концентрации солей, определим по формуле (Matzler, Wegmuller, 1987)

$$\epsilon'' = \epsilon_0'' + D(T, f)S, \quad (1)$$

где ϵ_0'' – мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости льда, не содержащего включений; $D(T, f)$ – коэффициент, зависящий от температуры льда (T) и частоты (f); S – концентрация солей во льду в мг/кг; ϵ_0'' и $D(T, f)$ для льда с преобладанием в них NaCl представлены в (Бордонский, Гурулев, 2008).

При расчетах зависимости радиояростной температуры от угла наблюдения для пресного льда бесконечной толщины и для бесконечного слоя воды в СВЧ-диапазоне угол Брюстера для плоской границы воздух–лед составляет около 60.6°, а для плоской границы воздух–вода 80° в см-диапазоне. Данный угол зависит от частоты излучения, но как показывают расчеты, существенных отклонений от указанных выше значений нет. Из-за различия углов Брюстера, для двух границ трехслойной среды, можно ожидать изменение коэффициента излучения при переходе угла наблюдения через значение данного угла. По этой причине были выполнены расчеты радиояростной температуры ($T_{я}$) при углах наблюдения 60°, 70° и 80°.

На рис. 1 приведены полученные графики зависимости $T_{я}$ от толщины ледяного покрова на длине волны 0.88 см при трех значениях угла наблюдения. Полосы частот выбирались равными 8% от центральной частоты. Соленость ледяного покрова принималась равной $S = 5$ мг/кг. На рис. 2 приведены результаты расчетов для пресного льда при угле наблюдения меньше угла Брюстера (45°) на длинах волн 2.3 и 5.6 см. Причем, до угла Брюстера для ледяной среды $T_{я}$ для ГП и ВП колеблются в фазе, при угле, близком к данному углу, осцилляции на ВП прекращаются, а при углах, больших этого угла, для двух поляризаций они становятся противофазными. Как видно из приведенных графиков, значение радиояростной температуры на ГП при некоторых толщинах становится больше, чем на ВП. Этот эффект наблюдается не только в миллиметровой области спектра, но и в сантиметровой.

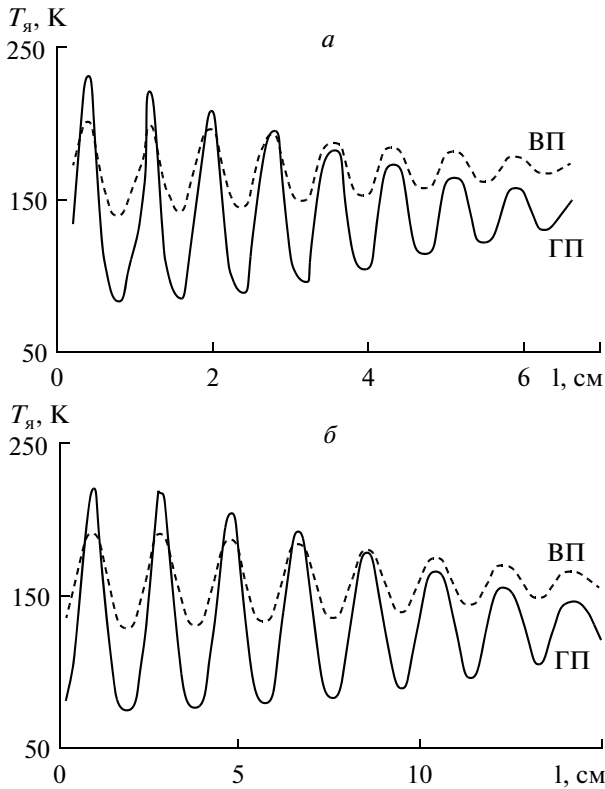


Рис. 2. Зависимость радиояростной температуры ледяного покрова от его толщины для ВП (пунктирная линия) и ГП (сплошная линия) на длинах волн: a – 2.3 см, b – 5.6 см при угле наблюдений 45° .

При расчетах радиояростной температуры почвогрунтов значения действительной и мнимой частей комплексной диэлектрической проницаемости сухого грунта принимались соответственно $\epsilon' = 3.5$ и $\epsilon'' = 0.014$ (Шутко, 1986). Для увлажненных грунтов применялась “рефракционная” модель для смеси (модель Брауна). Диэлектрическая проницаемость увлажненного грунта

$$\sqrt{\epsilon_\gamma} = \rho_w \sqrt{\epsilon_w} + (1 - \rho_w) \sqrt{\epsilon_c}, \quad (2)$$

где ϵ_γ , ϵ_w , ϵ_c – диэлектрическая проницаемость смеси, воды и сухого грунта; ρ_w – относительная объемная концентрация воды.

При расчетах для промежуточного слоя грунта относительная объемная концентрация воды принималась равной 2%, а для нижнего полубесконечного слоя грунта брали значение влажности 40%. Расчеты выполнялись для длины волны 20 см. Ширину диаграммы направленности антенны брали равной 10° , а ширину полосы пропускания радиометра принимали 10%-ной от центральной частоты.

Результаты расчетов для углов 40° , 60° и 80° приведены на рис. 3. Как видно из графиков, так же наблюдаются осцилляции мощности излучения, причем при меньших углах они в фазе, а при больших

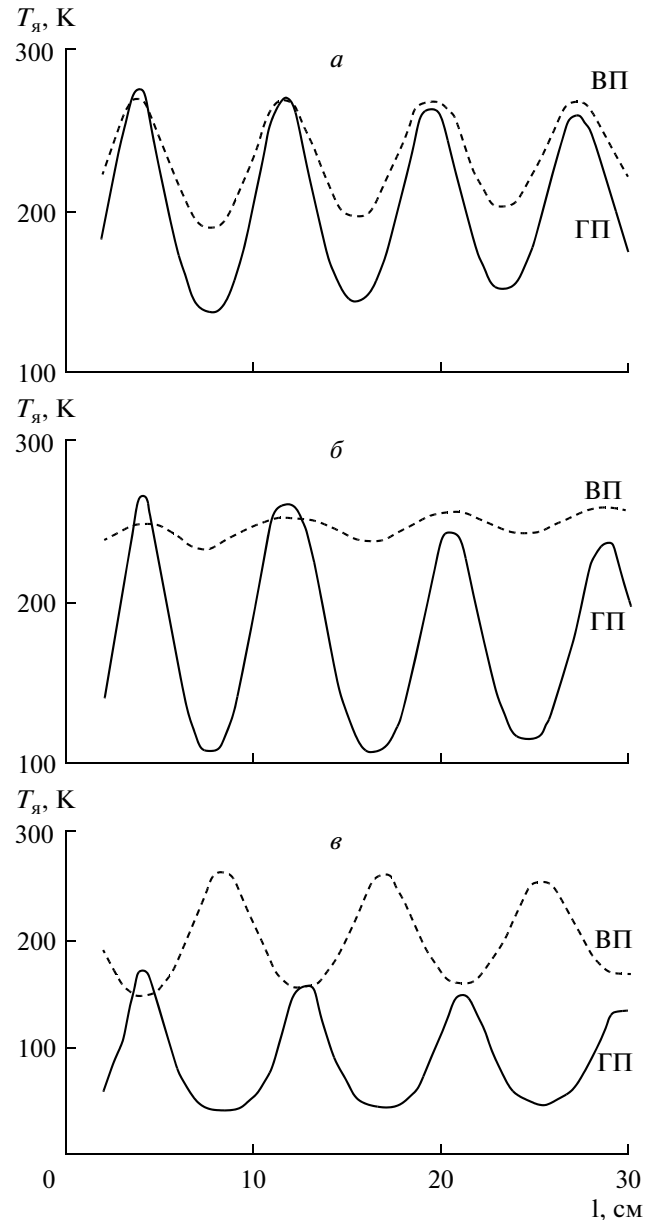


Рис. 3. Зависимость радиояростной температуры для ВП (пунктирная линия) и ГП (сплошная линия) сухого (с объемной концентрацией влаги (W) 2%) грунта, лежащего на более влажном ($W = 40\%$) грунте, от его толщины на длине волны 20 см при углах наблюдений: a – 40° , b – 60° , c – 80° .

углах в противофазе. То есть этот эффект имеет место не только для ледяного покрова, но и для сухого слоя почвы, лежащего на влажном грунте. В этом случае также радиояростная температура на ГП при некоторых толщинах может превышать ее значение на ВП.

В общем случае изучение трехслойной структуры с тонким промежуточным слоем и ϵ' , удовлетворяющим неравенству $\epsilon'_1 < \epsilon'_2 < \epsilon'_3$, где индексы 1, 2, 3 соот-

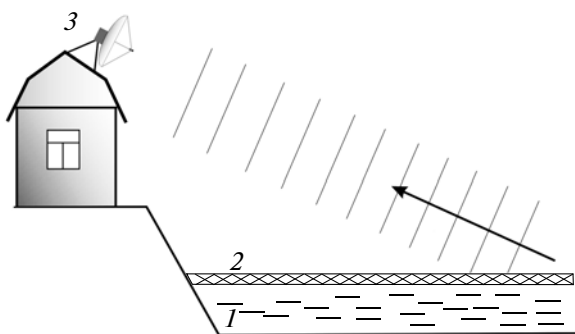


Рис. 4. Схема измерений радиояркостной температуры растущего ледяного покрова оз. Арахлей; 1 – водная среда, 2 – ледяной покров, 3 – микроволновый радиометр.

ветствуют трем слоям (1 – верхний полубесконечный, 2 – промежуточный, 3 – нижний полубесконечный), будет иметь аналогичные особенности. Например, те же особенности будут проявляться и для промерзающего грунта с плоскими границами – в случае масла на воде и т.д.

Для подтверждения обнаруженных эффектов были проведены натурные измерения для ледяного покрова.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Измерения радиояркостной температуры на длинах волн 0.88 и 2.3 см растущего ледяного по-

крова выполнены на оз. Арахлей Забайкальского края. Исходная минерализация озера составляет 100 мг/л. На берегу водоема на высоте 10 м от поверхности воды располагались радиометрические приемники на длины волн 2.3 и 0.88 см.

Чувствительности радиометров составляли значение около 0.1 К при постоянной времени 1 с. Полосы пропускания радиометров: 1.2 ГГц (для см-диапазона) и 2.5 ГГц (для мл-диапазона). Оси антенн составляли угол 73° от нормали к поверхности воды. Для СВЧ-радиометра на длину волны 2.3 см ширина диаграммы направленности параболической антенны на уровне 0.5 дБ равнялась 3° , а для СВЧ-радиометра на длину волны 0.88 см – 8° . Измерения велись непрерывно в течение нескольких недель с начала ноября 2008 г. Схема установки приведена на рис.4. В автоматическом режиме фиксировались сигналы на четырех линейных поляризациях – это ГП, ВП – и на двух поляризациях, повернутых на угол $\pm 45^\circ$ к ГП. Калибровка приборов осуществлялась по излучению атмосферы и открытой водной поверхности, а также по внутренним эталонам. Запись сигнала осуществлялась с помощью системы сбора информации “Agilent” в компьютер. Особенностью измерений является то, что в течение становления ледяного покрова осадков (снега) не наблюдалось.

Кроме того, были выполнены натурные измерения на проруби того же водоема с использованием установки, схема которой показана на рис. 5. В ледяном покрове озера проделывалась прорубь шириной 1 м и длиной 3 м. Измерения выполня-



Рис. 5. Фотография установки для измерения мощности теплового излучения льда на проруби на длины волн 0.88 см и 2.3 см.

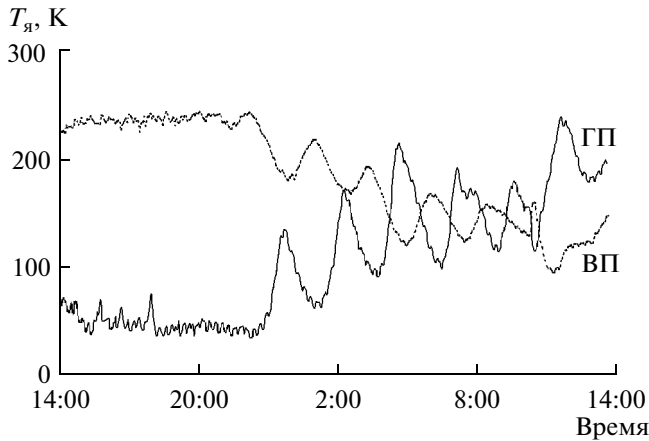


Рис. 6. Радиояростная температура на ВП и ГП во время становления ледяного покрова на оз. Арахлей. Началo ноября 2008 г. Длина волны 2.3 см.

лись с помощью радиометрических приемников, которые описаны выше. Для СВЧ-радиометра на длину волны 2.3 см была использована рупорная антенна с шириной диаграммы направленности 15° . Расстояние от исследуемой поверхности до антенн составляло 1.5 м. Используемая установка позволяла изменять угол наблюдения. Температура окружающего воздуха находилась в интервале $-32^\circ\text{C} \dots -20^\circ\text{C}$. По мере роста ледяного покрова регистрировались его толщина и радиояростная температура.

Калибровка СВЧ-радиометров осуществлялась по двум точкам: отраженное от листа металла тепловое излучение неба и собственное излучение пресной воды в проруби. Лист металла имел те же геометрические размеры, что и прорубь.

Были выполнены измерения $T_{\text{я}}$ растущего льда под углами 60° и 72° . Для второго измерения прорубь освобождалась от свежесформированного льда. Средняя соленость измеряемого льда составляла 6 мг/кг.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В момент становления ледяного покрова озера происходило изменение радиометрического сигнала на длине волны 2.3 см, что показано на рис. 6 на двух линейных поляризациях ГП и ВП. Как видно из графика, осцилляции радиояростной температуры на двух поляризациях происходят в противофазе. Кроме того, значение радиояростной температуры на ГП больше, чем на ВП при некоторых толщинах, что подтверждает теоретические расчеты. Однако на длине волны 0.88 см заметные противофазные осцилляции не наблюдались, это можно объяснить ис-

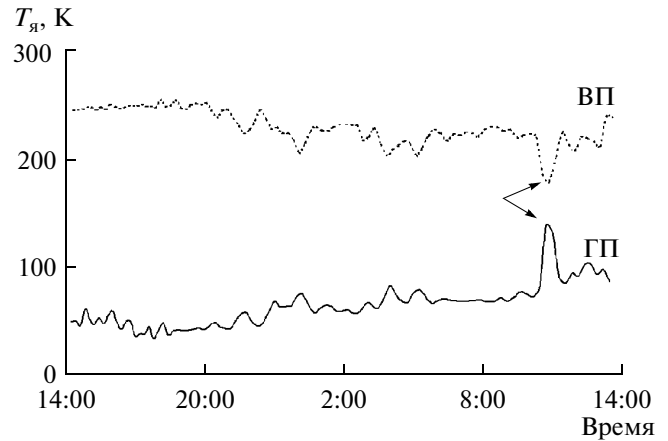


Рис. 7. Радиояростная температура на ВП и ГП во время становления ледяного покрова на оз. Арахлей. Началo ноября 2008 г. Длина волны 0.88 см. Стрелками отмечены характерные противофазные приращения сигнала на двух поляризациях.

чезновением интерференции в результате интегрирования радиометрического сигнала с исследуемой поверхности, а также из-за рассеяния на неоднородностях поверхности. Тем не менее, в некоторый момент времени и на длине волны 0.88 см наблюдались осцилляции $T_{\text{я}}$, что видно из рис. 7. На данном графике стрелками указаны заметные вариации мощности теплового излучения.

В результате ветровых воздействий и температурных перепадов тонкий слой льда оз. Арахлей подвергался разрушениям. Тем не менее, в радиотепловом излучении поверхности водоема после повторного его замерзания наблюдались те же противофазные осцилляции радиояростной температуры на длине волны 2.3 см. На графике рис. 6 наблюдали некоторые вариации интерференционных максимумов, что, возможно, связано с температурными и ветровыми деформациями ледяного покрова.

Результаты измерений, выполненных на проруби, приведены на рис. 8 и 9. Как видно из графиков, при угле наблюдения 62° излучение на ВП практически не меняется, а на ГП наблюдаются осцилляции радиояростной температуры вследствие интерференции теплового излучения слоистой структуры в двух исследуемых диапазонах. На угле 72° так же, как и при расчетах, наблюдаются осцилляции мощности теплового излучения на двух ортогональных поляризациях, причем данные вариации температуры являются противофазными. Также экспериментально наблюдается обнаруженный при расчетах эффект, а именно, мощность теплового излучения на вертикальной поляризации при некоторых толщинах имеет меньшее значение, чем на горизонтальной поля-

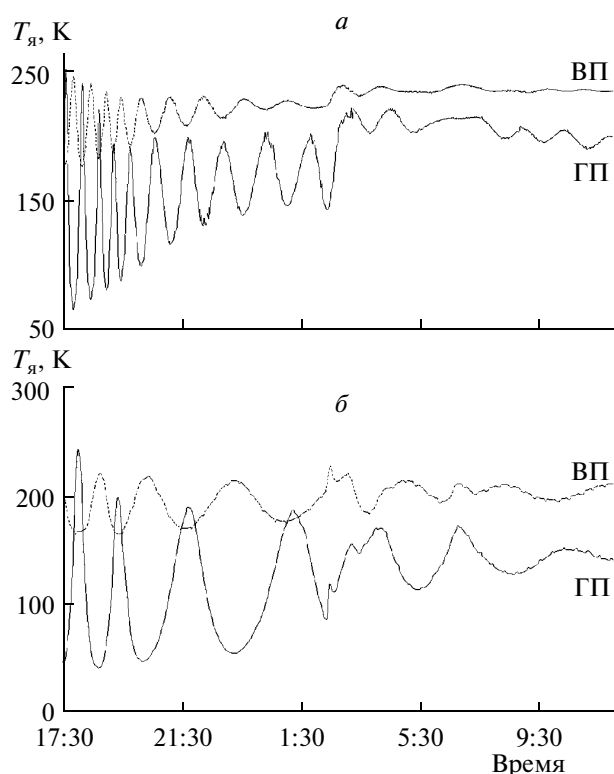


Рис. 8. Радиояркая температура на ВП и ГП растущего ледяного покрова в проруби на длинах волн под углом 73° : $a - 0.88$ см и $b - 2.3$ см.

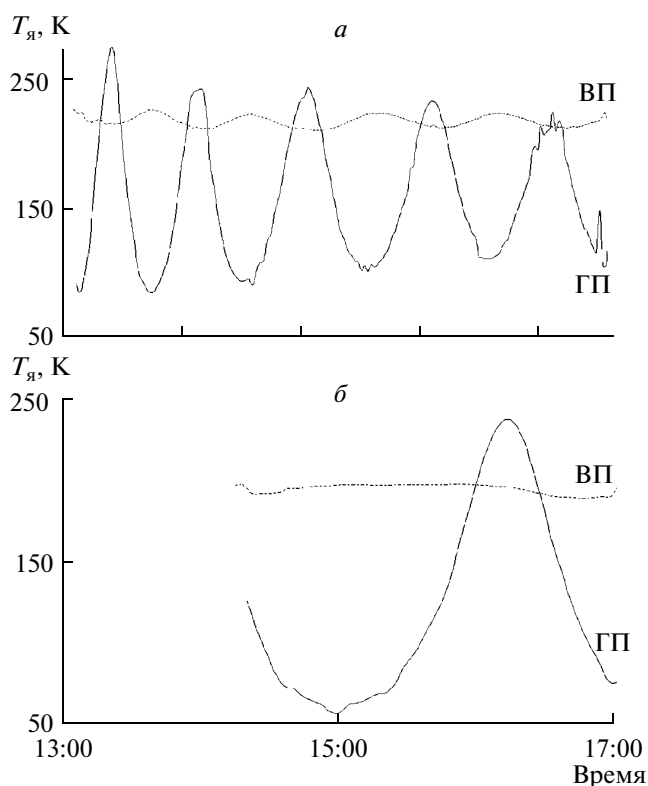


Рис. 9. Радиояркая температура на ВП и ГП растущего ледяного покрова в проруби на длинах волн под углом 62° : $a - 0.88$ см и $b - 2.3$ см.

ризации. Этот эффект наблюдался на двух исследуемых частотах.

Замерзание грунта и тепловое излучение тонкого промерзающего слоя экспериментально не исследовалось, однако данные работы (Ященко, 2009), о превышении радиояркой температуры на ГП, соответствуют расчетам (рис. 3).

ВЫВОДЫ

1. Радиояркая температура трехслойной плоскостройной среды с тонким промежуточным слоем и двумя полубесконечными средами, из которых верхняя среда прозрачна, может иметь при некоторых толщинах большее значение на горизонтальной поляризации, чем на вертикальной. Этот эффект справедлив как для тонкого ледяного покрова с толщинами порядка единиц длин волн, лежащего на водной поверхности, так и для сухого, или вымороженного, грунта, лежащего на влажном грунте.

2. Мощность радиотеплового излучения носит осциллирующий характер на двух ортогональных поляризациях в зависимости от толщины промежуточного слоя. По мере увеличения угла наблюдения происходит изменение характера осцилляций $T_{я}$ на ВП. Так, при углах, меньших угла Брюстера, для льда данные осцилляции находятся в фазе с осцилляциями на ГП; при угле наблюдения, равном углу Брюстера, осцилляции на ВП прекращаются, а при углах наблюдения больших, чем угол Брюстера, осцилляции радиояркой температуры находятся в противофазе.

3. При увеличении площади поверхности ледяного покрова из-за существования неоднородностей границы раздела лед-воздух и рассеяния излучения, а также вариаций толщин слоя льда эффект осцилляции $T_{я}$ уменьшается. В эксперименте с нарастанием ледяного покрова естественного водоема на длине волны 0.88 см и "снятии" сигнала с пятна на поверхности льда площадью $\sim 7-24$ м² наблюдались на порядок ослабленные осцилляции по сравнению с расчетными. При этом $T_{я}$ на ВП всегда превосходила ту же величину на ГП.

Кроме того, приведенные результаты могут использоваться и при радиолокационных исследованиях слоистых земных покровов из космоса, так как радары, установленные на ИСЗ, имеют разрешение порядка одного метра.

4. Радиояркая температура тонкого слоя сухого грунта, расположенного на влажном грунте, при толщине порядка длины волны может иметь для некоторой толщины более высокое значение на ГП при любых углах наблюдения. В этом случае также наблюдаются осцилляции в одной фазе для углов, меньших угла Брюстера, и противофазные осцилляции для углов наблюдения, превышающих этот угол.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бордонский Г.С., Гурулев А.А.* Особенности радиотеплового излучения ледяных покровов водоемов с различной степенью минерализации // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. № 2. С. 210–215.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Цыренжапов С.В., Крылов С.Д.* Радиотепловое излучение озерного льда в весенний период // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 2. С. 76–81.
- Бордонский Г.С., Крылов С.Д., Гурулев А.А.* Оценка минерализации пресных водоемов по радиотепловому излучению ледяного покрова // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 4. С. 91–96.
- Клепиков И.Н., Шарков Е.А.* Теоретические исследования собственного излучения резконеоднородных неизотермических сред // Исслед. Земли из космоса. 1992. № 6. С. 3–15.
- Митник Л.М.* Излучательные характеристики водной поверхности. Сер. Океанология. Обнинск, 1978. 66 с.
- Шутко А.М.* СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 188 с.
- Яценко А.С.* Суточная динамика радиояркостной температуры почв в процессах испарения и инфильтрации, замерзания и оттаивания: Дисс. канд. физ.-мат. наук. Омск, 2009. 140 с.
- Klein L.A., Swift G.T.* An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies // IEEE Trans. Antennas Propagat. 1977. V. 25. № 1. P. 104–111.
- Liu Q., Augstein E., Darovskikh A.* Polarization Anomaly of the Microwave Brightness Temperature from Ice // Appl. Opt. 1998. V. 37. № 12. P. 2228–2230.
- Matzler C., Wegmuller U.* Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies // J. Phys. D.: Appl. Phys. (UK). 1987. P. 1623–1630.
- Ray P.S.* Broadband complex refractive indices of ice and water // Appl. Opt. 1972. V. 11. № 8. P. 1836–1844.

Thermal Radiation from a Three-Layer Media with Thin Intermediate Layer**A. A. Gurulev, A. O. Orlov, S. V. Tsyrendzapov***Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Chita*

Thermal radiation of the thin three-layer media with a thin intermediate layer at microwaves is considered. Calculations of the radio brightness temperature of thin ice cover and freezing layer of a ground are carried out. It is shown, that there is a special character of oscillations of the radio brightness temperature at two linear polarizations (horizontal and vertical) with change of the intermediate layer thickness. The radio brightness temperature at the horizontal polarization is larger than it at vertical polarization for some thickness of intermediate layer. When the viewing angle is greater the Brewster angle of the intermediate medium, the antiphase oscillations of thermal microwave radiation at orthogonal polarizations are observed.

Keywords: radio brightness temperature, thin layers, ice cover, frozen ground

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ПЕРКОЛЯЦИОННЫЙ МЕХАНИЗМ ИЗМЕНЕНИЙ ВЛАЖНОСТНОЙ
ЗАВИСИМОСТИ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ
МЕЛКОДИСПЕРСНЫХ СРЕД**

© 2011 г. Г. С. Бордонский*, А. О. Орлов

Учреждение Российской академии наук Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита
E-mail: lgc255@mail.ru

Поступила в редакцию 05.05.2010 г.

Исследованы влажностные зависимости электрических свойств увлажненного песка на частотах 100 кГц и 13.5 ГГц. Установлено, что в точке перколяции, когда в среде исчезает сквозная проводимость, наблюдается существенное изменение диэлектрических свойств как на низких, так и на сверхвысоких частотах. Критическое значение влажности разделяет две области с различными электрическими параметрами, однако свойства поровой воды могут не изменяться. Этим эффектом можно объяснить возникновение отраженных сигналов от внутренних слоев относительно однородных земных покровов при радарных измерениях.

Ключевые слова: перколяционный порог, увлажненный песок, диэлектрическая проницаемость, микроволновый диапазон

ВВЕДЕНИЕ

Детальное знание электромагнитных параметров увлажненных дисперсных сред необходимо при интерпретации данных дистанционного зондирования (ДЗ) почв, грунтов, увлажненного снежного и ледяного покровов и других пористых объектов. Несмотря на большое число работ по изучению микроволновых свойств таких сред, имеется много неясных вопросов в выборе физических моделей данного объекта.

В статье (Беляева и др., в печати) приведены результаты измерений диэлектрической проницаемости увлажненных порошков и песка в СВЧ-диапазоне в зависимости от их влажности. Авторы обнаружили и исследовали характерную особенность поведения коэффициента преломления, которая заключалась в возможности аппроксимации графиков зависимостей от влажности двумя прямыми линиями. Изучалась причина изменения наклона графиков, что, по мнению авторов, связано со структурной перестройкой воды в порах. При анализе данных использованы модель Дебая и рефракционная формула для нахождения диэлектрической проницаемости, на основании чего был сделан вывод о существовании двух форм воды. Эти формы воды существуют в различных интервалах влажности, разделяемые значением влажности, близким к точке появления капиллярной влаги.

Следует отметить, что исследования последнего десятилетия привели к открытию новых модификаций льда и воды, особенно для воды в поровом про-

странстве. В настоящее время для объемной воды известны 16 кристаллических модификаций и три модификации аморфного льда, а также стеклообразная вода (Chaplin, 2010). Имеется много сведений о многообразии форм воды в замкнутом поровом пространстве (Takaiwa et al., 2008; Jahnert et al., 2008). Поэтому предположение о возможности существования в увлажненных средах (грунтах, почвах) некоторых структурных модификаций воды представляется правдоподобным. Вместе с тем, многочисленные работы по изучению свойств воды в нанопорах показывают, что при размерах пор более десяти нанометров вода в них при обычных температурах (и выше температуры замерзания объемной воды) не проявляет каких-либо особых структурных особенностей (Jahnert, 2008; Brovchenko et al., 2004). Следовательно, проявление особых структурных форм воды пока другими исследователями не подтверждается. Отметим, что исследования проводились методами рентгеновской и ядерно-магнитно-резонансной спектроскопии (ЯМР-спектроскопии) и при помощи дифференциальной сканирующей калориметрии.

Одной из первых публикаций о билинейной аппроксимации влажностных зависимостей действительной части относительной диэлектрической проницаемости (ϵ') почвы на СВЧ была работа (Сологубова, 1987). Однако в ней обнаруженная особенность детально не рассматривалась. Предполагалось, что точка изменения наклона графика связана с переходом от преобладания свободной воды к связанной воде, электрические свойства которой,

естественно, отличаются от первой. При внимательном рассмотрении полученных данных возникает вопрос, почему этот переход достаточно резок. Можно предположить, что в неоднородной по размерам частиц среде переход от преобладания свободной воды к связанной должен быть сглажен. Авторы работы (Беляева и др., в печати) поставили фактически вопрос о возможной связи наблюдаемого резкого перехода со структурной перестройкой, относящейся к молекулярной структуре воды.

Однако большое число параметров, которые можно заложить в модель среды затрудняет интерпретацию результатов. Авторы (Беляева и др., в печати) использовали относительно простую модель, по которой среда подчиняется теории релаксации Дебая и, дополнительно, вводится проводимость в среде. Справедливость ее применения основывается оценками параметров в более сложной формуле Гаврильяка–Негами, которая учитывает распределение времен релаксации диполей. Оказалось, что более сложная формула не давала существенного изменения искомой диэлектрической проницаемости. В результате в работе (Беляева и др., в печати) сделали вывод о том, что параметры воды существенно отличаются для двух областей влажности, что, следовательно, соответствует проявлению двух форм воды.

Цель данной статьи предложить альтернативное объяснение наблюдавшемуся в работе (Беляева и др., в печати) резкому перегибу графиков коэффициента преломления от влажности, которое основано на явлении перколяции (протекании) в среде. Особенность перколяционной среды – резкое изменение ее свойств, в том числе электрических, при переходе через критическую точку (точку перколяции) (Шкловский, Эфрос, 1970). Критическая точка определяется концентрацией в среде проводящего компонента, а сам переход напоминает фазовый переход. Характерным проявлением перколяционных эффектов является резкое возрастание ряда физических параметров, в том числе действительной части диэлектрической проницаемости по закону (Шкловский, Эфрос, 1970)

$$\varepsilon' \sim 1/|(q - q_0)|^m, \quad (1)$$

где q_0 – значение критического параметра, $m \sim 1$. Если q (например, весовая концентрация жидкости W) превышает q_0 , в среде появляется сквозная проводимость.

МОДЕЛЬ СРЕДЫ

Перколяционный эффект может значительно изменять значения ε' для областей с q выше и ниже критического. Это было показано, например, в работе (Емец, 2002) для перколяционной среды в виде чередующихся цилиндров прямоугольного сечения

(структура шахматной доски). Для структуры, состоящей из проводящей и непроводящей сред, установлено, что $\varepsilon' \rightarrow \infty$, $\varepsilon'' \rightarrow \infty$, $\operatorname{tg} \delta \rightarrow 1$ при стремлении частоты внешнего поля к нулю. Здесь ε'' – мнимая часть относительной диэлектрической проницаемости, $\operatorname{tg} \delta = \varepsilon''/\varepsilon'$ – тангенс угла диэлектрических потерь.

Можно предположить, что перколяционный эффект имеет место и в увлажненных порошках и других увлажненных мелкодисперсных средах, состоящих из непроводящих частиц. Для таких объектов выше некоторого значения влажности W_0 имеется электрически связанное распределение свободной воды и слои адсорбированной поверхностью частиц воды. Ниже критического значения сквозная проводимость исчезает, и среда при низкой влажности имеет в основном связанную на поверхности частиц воду.

Очевидно, что по мере роста частоты эффект существенного увеличения ε' и ε'' будет исчезать хотя бы из-за влияния индуктивности соединительных проводящих мостиков в среде. Однако оценок перколяционных эффектов для случая увлажненного песка и других увлажненных дисперсных сред на СВЧ не проводилось.

Для обоснования и экспериментальной проверки предлагаемой модели можно использовать особое свойство среды, а именно, скачок восприимчивости в критической точке. Формула (1) выполняется для бесконечного числа элементов. В случае конечного их числа, а также неоднородного распределения проводящих элементов по объему, скачок восприимчивости менее выражен. Тем не менее, наличие скачка ε' при $q = q_0$ ($W = W_0$) может служить аргументом в пользу перколяционного механизма изменения ε' для двух областей влажности: выше и ниже критического значения.

Поэтому нами выполнены эксперименты по измерению зависимости ε' и $\operatorname{tg} \delta$ от W на низких и сверхвысоких частотах и поиске их резкого изменения в критической точке.

ЭКСПЕРИМЕНТ

1. Первоначально выполнялись измерения на относительно низких частотах для доказательства существования перколяционного эффекта при изменении увлажнения данной дисперсной среды при некотором конкретном значении W_0 .

В эксперименте использовали природный песок, который предварительно промывался для удаления солей, из него удалялась ферромагнитная фракция, и он просушивался при температуре $+150^\circ\text{C}$. Увлажнение исследуемого образца осуществлялось дистиллированной водой. Состав песка: 60–70% – полевой шпат, 30–40% – кварц, единицы процентов – другие минералы.

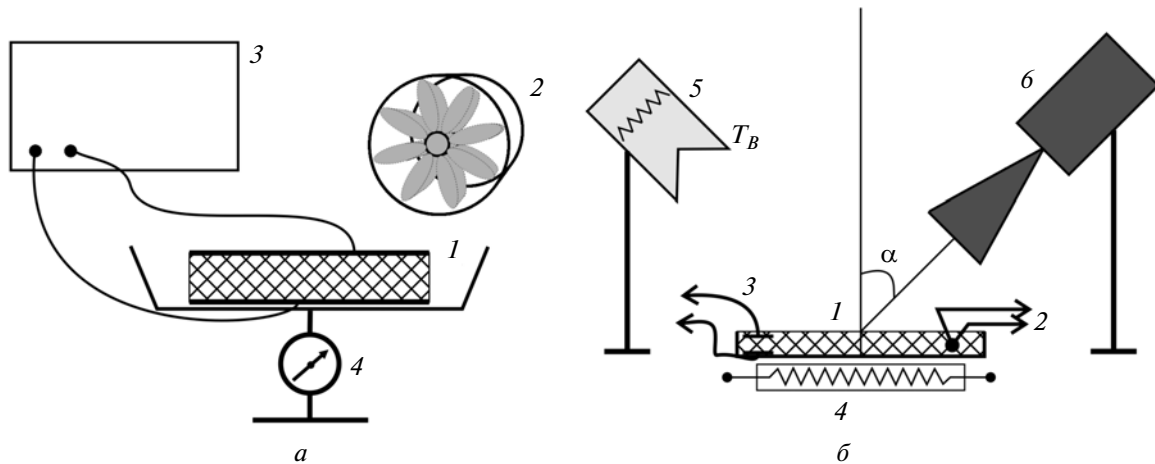


Рис. 1. Схемы установок для измерения влажностных зависимостей электрических параметров сред: *a* – для низкочастотных: 1 – емкостная ячейка с сетчатым верхним электродом, 2 – вентилятор, 3 – измеритель емкости, 4 – весы; *б* – для радиометрических измерений: 1 – кювета с увлажненным песком, 2 – термопара для измерений температуры, 3 – датчик проводимости песка, 4 – нагреватель, 5 – нагреваемый до 500 К эталон черного тела, 6 – СВЧ-радиометр, α – угол наблюдения, равный 45° .

2. Увлажнение изменялось плавно, с быстрой записью электрических параметров среды. Особенность прохождения через критическую точку заключается, как было отмечено в (Бордонский и др., 2006), при низкочастотных измерениях промерзающего песка, в кратковременности скачка ϵ' . Это означает, что при измерениях по точкам с интервалом порядка минут невозможно зарегистрировать сигнал в точке перколяции. В выполненных экспериментах использовали запись со скоростью пять измерений в секунду с использованием системы сбора информации “Agilent”, изменение влажности осуществляли приблизительно со скоростью 5% в час.

3. В экспериментах на СВЧ главной задачей было не точное измерение ϵ' , а изучение относительного изменения некоторого параметра среды, задаваемого диэлектрической проницаемостью. В частности, измеряли зависимость мощности радиотеплового излучения от плоского слоя увлажненной среды. Сигнал состоял из отраженного фонового излучения и собственного излучения образца.

4. Медленное монотонное изменение увлажнения среды от максимального значения влажности до значения, близкого к нулю, достигалось нагреванием образца в течение нескольких часов измерений.

Схемы установок приведены на рис. 1а, 1б.

При низкочастотных измерениях (рис. 1а) выполняли измерения емкости и угла диэлектрических потерь ячейки в виде плоскопараллельных пластин (1), верхняя из них была выполнена из металлической сетки для достижения эффективного испарения воды. Испарение достигалось обдувом с использованием вентилятора (2). Емкостная ячейка имела размеры $30 \times 30 \times 5$ мм. Ячейка располагалась на чаше весов, с помощью которых определялись ее

масса и, в дальнейшем, весовая влажность. Измерения R и C выполнены прибором Актаком АМ-3001 на частоте 100 кГц. По известной емкости незаполненной песком ячейки и ее паразитной емкости были определены ϵ' , ϵ'' , и $\text{tg } \delta$ в зависимости от весовой влажности образца.

При микроволновых измерениях (рис. 1б) регистрировалась мощность радиотеплового излучения со средней частотой 13.5 ГГц и полосой 1 ГГц. Яркость температура на входе радиометра определяется суммой отраженного и собственного излучения исследуемой среды

$$T_x = T_B r + T_0(1 - r), \quad (2)$$

где r – коэффициент отражения по мощности от металлической кюветы с песком; T_0 – температура исследуемой среды; T_B – температура излучения нагреваемого эталона черного тела. В эксперименте в процессе нагревания и высушивания образца T_0 плавно возрастала до значения около 90°C за время 2–3 ч. При плавном изменении W происходит монотонное изменение r . Если в некотором узком интервале влажности, соответствующем критическому значению W_0 , полученному из низкочастотных измерений, будут наблюдаться выбросы T_x , то это будет означать влияние перколяции на микроволновые свойства увлажненной дисперсной среды. Дополнительным подтверждением прохождения через точку перколяции должно служить резкое изменение проводимости среды на постоянном токе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

На рис. 2 приведены результаты измерений диэлектрических параметров мелкого песка с размером частиц 0.2–0.4 мм при начальной весовой влаж-

ности 9.5%. Высушивание образца длилось 2.5 ч. Повышенное значение ϵ' соответствует большому увлажнению, при котором проявлялось влияние электродов ячейки. Электродный эффект наблюдается на низких частотах для увлажненной среды в ячейке и связан с влиянием двойных электрических слоев на границах среда – электрод, что приводит к некоторому кажущемуся возрастанию ϵ' (Бордонский и др., 2006). В этой области влажности (5–9.5%) значение $\text{tg}\delta$ изменялось от 3 до 3.7. Выброс на графике ϵ' вблизи $W \sim 4.5\%$ соответствовал значению $\text{tg}\delta$ около 1. Для влажности менее 3.8% $\text{tg}\delta \sim 0.1$. Таким образом, значение 4.5% равняется W_0 – критической влажности, соответствующей точке перколяции (Емец, 2002).

Результаты микроволновых измерений сигнала на горизонтальной поляризации в зависимости от влажности песка приведены на рис. 3. Использовали песок с теми же размерами частиц, что и при низкочастотных измерениях. Толщина слоя песка в кювете составляла 2 см, его начальная влажность 14%. Изменение влажности в эксперименте оценивалось из измерений времени высушивания. Мощность радиотеплового излучения представлена в относительных единицах (в виде напряжения на выходе радиометра). Измерения проводимости на постоянном токе в трех точках образца показали ее выбросы в интервале значений влажности 3–5%. Это связано с неоднородностью увлажнения в различных точках образца. В результате наблюдали размытый перколяционный переход.

Для другого образца результаты измерений мощности излучения представлены в зависимости от электрического сопротивления датчика проводимости среды рис. 4. Резкое возрастание сопротивления соответствовало существенному изменению угла наклона графика выходного напряжения радиометра от этой величины. Интересно отметить, что значение сопротивления датчика после резкого скачка в сторону увеличения несколько уменьшалось и затем возрастало при слабом росте радиояркой температуры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Свойства увлажненных сред

Выполненное экспериментальное исследование изменения диэлектрических свойств увлажненного песка при уменьшении влажности показало, что при некотором значении W_0 , порядка единиц процентов для исследуемого песка, имеет место перколяционный переход на низких частотах, регистрируемый как резкое изменение электрических свойств среды. В коротковолновой части см-диапазона при тех же условиях обнаруживается достаточно выраженное немонотонное изменение микроволновых характеристик среды. Область таких изменений совпадает

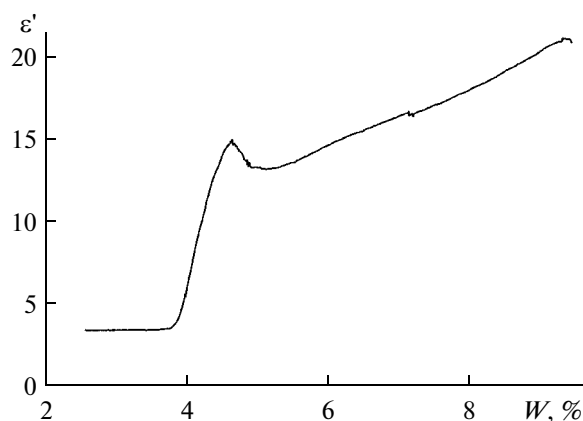


Рис. 2. Зависимость измеренной в емкостной ячейке действительной части диэлектрической проницаемости увлажненного песка на частоте 100 кГц от массовой влажности, полученная в процессе высушивания образца.

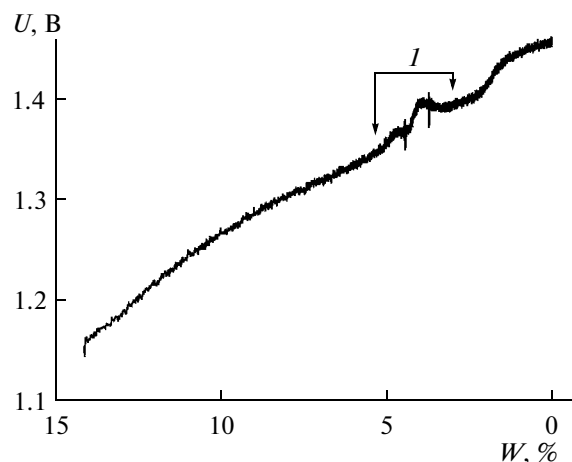


Рис. 3. Зависимость мощности радиотеплового излучения (в единицах выходного напряжения радиометра) увлажненного песка в двухсантиметровом диапазоне от массовой влажности при высушивании: I – интервал влажности, на котором отмечены скачкообразные изменения сопротивления трех, распределенных по образцу, датчиков проводимости. Измерения на горизонтальной поляризации.

на записях по времени со скачкообразным возрастанием сопротивления образца, т.е. с исчезновением сквозной проводимости на постоянном токе.

При эксперименте имел место разброс значений увлажнения в различных областях исследуемого образца. В случае однородного распределения влажности можно было бы ожидать более резкого изменения микроволновых свойств среды вблизи критической точки. Однако и без этого, как видно из рис. 4, прослеживается резкий переход между значениями влажности, разделенными W_0 .

Кроме чисто электродинамического описания процесса изменения ϵ' от влажности, следует обра-

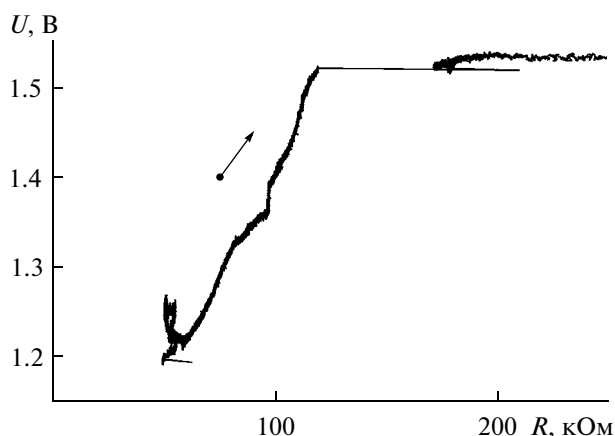


Рис. 4. Зависимость мощности радиотеплового излучения (в единицах выходного напряжения радиометра) увлажненного песка в двухсантиметровом диапазоне от сопротивления одного из датчиков проводимости среды при высушивании. Поляризация — горизонтальная. Стрелкой отмечено направление изменения величин от времени.

тратить внимание на химические особенности воды в поровом пространстве. Известно, что в работе (Дерягин и др., 1989) были обнаружены аномалии свойств воды в капиллярах малых диаметров, порядка десятков нанометров. При размерах около 1 мкм аномалии не наблюдались. Позднее было выяснено, что аномалии были связаны с растворением силикатов в воде, т.е. растворении стенок капилляров. Как оказалось, растворы имели существенно отличающиеся физические параметры для случая наноструктур. Поэтому при изучении электрофизических свойств воды в поровом пространстве необходимо учитывать ее растворяющую способность.

Эффекты, определяемые перколяцией, при ДЗ

Представляет интерес вопрос о видах природных объектов, где необходим учет перколяционных явлений при ДЗ. Насколько нам известно, этот вопрос для природных сред практически не исследован. Однако имеется много работ, где теоретически или экспериментально изучались композитные среды, в том числе и вблизи точки перколяции (Виноградов и др., 2008; Лагарьков и др., 1987).

Рассмотрение результатов радарного зондирования показывает, что отмеченная особенность наблюдалась ранее при радиолокационных исследованиях ледников и мерзлых грунтов. Давно замечено существование слоистости, например, ледяного щита Антарктиды при наземных и самолетных радарных исследованиях (Богородский и др., 1983). Наиболее выраженные отраженные сигналы наблюдали от слоев вблизи нижней границы покрова, которые отождествляют с существованием подледных озер. Однако до настоящего времени некото-

рые результаты радиозондирования льда Антарктиды не удается полностью объяснить. Вблизи дна ледника имеется область с отсутствием рассеяния излучения (без дополнительного затухания по сравнению со льдом), названная “эхо свободной зоной” (EFZ — echo free zone) (Drewry et al., 1978). За прошедшие более 30 лет после ее обнаружения высказывался ряд соображений о природе данного слоя. Предполагали: изменение плотности льда, наличие слоев повышенной кислотности, изменение ориентации осей кристаллов.

Недавно немецкие исследователи выполнили работу по сравнению результатов самолетного радиолокационного эксперимента с использованием двух импульсных радаров на центральные частоты 150 МГц и длительностью импульсов 60 и 600 нс с результатами бурения до глубины 2.6 км (Drews et al., 2009). Слой EFZ начинался на глубине 2.1 км. Выяснилось, что ни одна из ранее предложенных гипотез не объясняет существование “эхо свободной зоны”. Высказано предположение о потере когерентности рассеянного сигнала из-за возросшей текучести среды. Как нам представляется, перколяционная гипотеза более полно объясняет появление EFZ. На некоторой глубине при приближении к теплым земным породам между кристаллами льда возникают прослойки пленочной воды, создающие эффект перколяции. При наличии прослоек жидкости прочность среды резко снижается, что приводит к ее гомогенизации, т.е. отсутствию неоднородностей для радиолокационного сигнала из-за выраженного течения льда. Эта гипотеза объясняет и некоторое возрастание эхо-сигнала от верхней границы слоя EFZ, так как в этой области имеется заметный скачок диэлектрической проницаемости.

Тонкие проводящие слои были также обнаружены при радиоимпедансном зондировании на частотах до 1 МГц внутри мерзлых земных покровов (Ефремов, 2005).

Другим проявлением особых электромагнитных свойств среды при переходе через точку перколяции является изменение фазы коэффициента отражения от границы плоского слоя. Этот эффект необходимо учитывать при обработке данных радарной интерферометрии. В частности, британские исследователи на основании данных радарной интерферометрии со спутника ERS-2 обсуждали на одном из сайтов обнаруженное скачкообразное изменение высоты покрова вблизи оз. Восток и высказали предположение о существовании подледных рек. Однако это предположение вызвало возражение, связанное с недостаточной изученностью свойств льда вблизи температуры фазового перехода лед—вода (Бордонский и др., 2007). Экспериментальное подтверждение существенного изменения фазы коэффициента отражения было получено нами в лабораторном эксперименте при нагревании

блока льда до температуры таяния (Бордонский и др., 2009). Измеренное изменение фазы коэффициента отражения в сантиметровом диапазоне заметно превосходит значение, полученное из оценочных расчетов при простом увлажнении слоев льда.

Таким образом, представляется, что имеется группа объектов, где перколяционные явления необходимо учитывать при интерпретации данных ДЗ как в СВЧ, так и в УКВ-диапазонах. К ним можно отнести объекты, состоящие из малоувлажненных дисперсных сред при влажности, близкой к порогу перколяции, а также криосферные образования, находящиеся в области существенных изменений температуры и содержащих различные концентрации загрязняющих веществ. К таким объектам можно отнести: 1 – ледники и ледяные покровы, 2 – многолетнемерзлые земные покровы, 3 – снежные покровы, снегопады и кристаллические облака при наличии в них слипшихся частиц. Кроме земных объектов, можно отметить ледяные покровы холодных спутников планет, например, Европы и Энцелада.

ВЫВОДЫ

1. Перколяционный эффект (т.е. возникновение или исчезновение сквозной проводимости) при определенном значении влажности мелкодисперсной среды наблюдается на зависимостях ϵ' не только на низких частотах, но и до частот см-диапазона.

2. Как известно, перколяционный переход, в общем виде, напоминает фазовый переход из-за существенного изменения электрофизических свойств среды. Однако свойства проводящего компонента при переходе через критическую точку могут не изменяться. Изменяются коллективные свойства среды.

3. Для более обоснованных выводов о свойствах воды в тонких пленках и капиллярах при малых значениях увлажнения среды требуется знание концентрации растворенных примесей в жидкости и их состава, которые определяются химией поверхности твердых частиц.

4. Таким образом, чисто качественно различие в наблюдаемых электрических свойствах поровой воды при различных концентрациях - выше и ниже W_0 (критической концентрации) можно объяснить переходом через точку перколяции, когда в системе исчезают дальние корреляции диполей в среде. Для разработки соответствующей электродинамической модели на СВЧ и получения количественных оценок требуется специальное исследование. Данный вывод не отменяет возможности изменения форм воды. Для решения вопроса, наряду с радиофизическими, необходимы и другие методы исследований, применяемые в физике конденсированных сред.

5. Перколяция в среде изучаемого объекта может проявиться при радиолокационном подповерхностном зондировании однородных покровов при плавном изменении их увлажнения по глубине. В картине отраженных сигналов должны наблюдаться внутренние слои с существенным изменением рассеивающих излучение свойств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляева Т.А., Боборов П.П., Кондратьева О.В., Репин А.В. Диэлектрические свойства капиллярно-менисковой почвенной влаги // Исслед. Земли из космоса (в печати).
- Богородский В.В., Бенгли Ч., Гудмансен П. Радиогляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 318 с.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А. Возможные ошибки при интерпретации данных радиозондирования ледяных покровов // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 4. С. 3–7.
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д. Причины изменения фазы коэффициента отражения от границы воздух-лед в микроволновом диапазоне // Изв. вузов. Радиофизика. 2009. Т. 52. №3. С. 260–266.
- Бордонский Г.С., Орлов А.О., Филиппова Т.Г. Температурная зависимость электрических параметров мерзлого песка на низких частотах // РЭ. 2006. Т. 51. № 3. С. 1–6.
- Виноградов А.П., Дорофеев А.В., Зухди С. К вопросу об эффективных параметрах метаматериалов // Успехи физ. наук. 2008. Т. 178. № 5. С. 511–518.
- Дерягин Б.В., Овчаренко Ф.Д., Чураев Н.В. Вода в дисперсных системах. М.: Химия, 1989. 288 с.
- Емец Ю.П. Дисперсия диэлектрической проницаемости двухкомпонентных сред // ЖЭТФ. 2002. Т. 121. Вып. 6. С. 1339–1351.
- Ефремов В.Н. Результаты радиоимпедансного зондирования земных покровов в аспекте возможностей применения для мерзлотных исследований // Матер. 3-й Конф. геокриологов России. МГУ. 2005. Т. 3. С. 305–312.
- Лагарьков А.Н., Панина Л.В., Сарычев А.К. Эффективная магнитная проницаемость композитных материалов вблизи порога протекания // ЖЭТФ. 1987. Т. 93. Вып. 1. С. 215–221.
- Сологубова Т.А. Собственное радиоизлучение и диэлектрические свойства малоувлажненных почв на сверхвысоких частотах: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. 1987. 178 с.
- Шкловский Б.И., Эфрос А.Л. Электронные свойства легированных полупроводников. М.: Наука, 1970. 416 с.
- Brovchenko I., Geiger A., Oleinikova A. Water in nanopores. Coexistence curves from Gibbs ensemble Monte Carlo simulations // J. Chem. Phys. 2004. V. 120. № 4. P. 1958–1972.
- Chaplin M. 2010. www.lsbu.uk/water/chaplin.htm.
- Drewry D.J., Meldrum D.T. Antarctic airborne radio-echo sounding, 1977–78 // Polar Records. 1978. V. 19. P. 267–273.
- Drews R., Eisen O., Weikusat I., Lambrecht A. et al. Layer disturbances and the radio-echo free zone in ice sheets // Cryosphere. 2009. V. 3. P. 195–203.
- Jahnert S., Chaver V., Schaumann et al. Melting and freezing of water in cylindrical silica nanopores // Phys. Chem. Chem. Phys. 2008. V. 10. P. 6039–6051.
- Takaiwa D., Hatano I., Tanaka H. Phase diagram of water in carbon nanotubes // PNAS. 2008. V. 105. № 1. P. 39–43.

Percolation Effect of Change Moisture Dependence on Dielectric Permittivity of Dispersed Media

G. S. Bordonskiy, A. O. Orlov

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Chita

The moisture dependence of electric properties of wet sand at 100 kHz and 13.5 GHz were investigated. It was founded, that percolation threshold changing of dielectric properties is observed at low frequencies, as far as microwaves. The threshold value of humidity divided electric properties on two areas with different parameters, but not for water properties. One can explained the appearance of reflected radar signals from inside layers of arbitrary homogeneous earths covers by using percolation effect.

Keywords: percolation threshold, wet sand, dielectric permittivity, microwaves

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ АЛГОРИТМОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ПРИ МАСШТАБИРОВАНИИ ЦИФРОВЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

© 2011 г. Ю. Г. Веселов*, А. С. Островский

ВУНЦ ВВС “Военно-воздушная академия им. проф. Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина”, Москва

*E-mail: vesel_foto@mail.ru

Поступила в редакцию 25.10.2010 г.

Получены зависимости оценки разрешающей способности от типа интерполяции при масштабировании аэрокосмических изображений. Проведен подробный анализ эффективности применения различных алгоритмов интерполяции при масштабировании в ходе дешифрирования штриховых тест-объектов на цифровом изображении.

Ключевые слова: цифровые оптико-электронные системы дистанционного зондирования Земли, цифровые аэрокосмические изображения, разрешающая способность, интерполяция, масштабирование, штриховой тест-объект

ПРОБЛЕМА ОЦЕНКИ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННЫХ СИСТЕМ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РАЗЛИЧНЫХ АЛГОРИТМОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ПРИ МАСШТАБИРОВАНИИ

Практически любой этап обработки цифрового изображения оказывает влияние на его качество. При дешифрировании цифровых аэрокосмических изображений штриховых тест-объектов с целью оценки его резкостных параметров часто используется процедура изменения масштаба. Так как разрешающая способность является одним из критериев ограничивающих условия применения аппаратуры наблюдения (например, международный Договор по Открытому небу), представляется интересной зависимость оценки разрешающей способности от типа используемого алгоритма интерполяции при масштабировании.

Основным методом оценки разрешающей способности оптико-электронных систем является визуальный метод. Для оценки разрешения оптико-электронных систем дистанционного зондирования (ДЗ) Земли применяются штриховые тест-объекты (рис. 1 – тестирование в лабораторных условиях, рис. 2 – тестирование в летных условиях). С целью обеспечения оптимальных условий наблюдений при визуальном дешифрировании используется изменение масштаба изображения.

При увеличении масштаба изображения каждая точка исходного изображения должна быть сопоставлена группе точек увеличенного изображения.

Для чего на первом этапе формируется вспомогательное изображение с разнесенными на расстояние согласно необходимому масштабу точками оригинального изображения, далее изображение дополняется точками, яркость которых определяется интерполирующей функцией. Качество масштабированного изображения определяется алгоритмами, используемыми для осуществления этих сопоставлений.

Для уменьшения масштаба группы точек исходного изображения должны быть сопоставлены отдельным точкам уменьшенного изображения.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УПРАВЛЕНИЯ КАЧЕСТВОМ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПРИ МАСШТАБИРОВАНИИ

Для управления качеством изображения при масштабировании используют различные методы интерполяции, основными из которых являются метод “ближайшего соседа” (Nearest neighbor), билинейный (Bilinear) и бикубический (Bicubic) (рис. 3) (Красильников, 2001).

Самый простой, легко реализуемый и наименее ресурсоемкий из перечисленных выше – метод “ближайшего соседа”. При создании нового пиксела используется информация о ближайших точках оригинального изображения, т.е. сохраняются оригинальные значения пикселей без их усреднения, как в других методах (рис. 3а, б, рис. 4).

Однако такой метод определения яркости вставляемых в изображение пикселей не является наи-

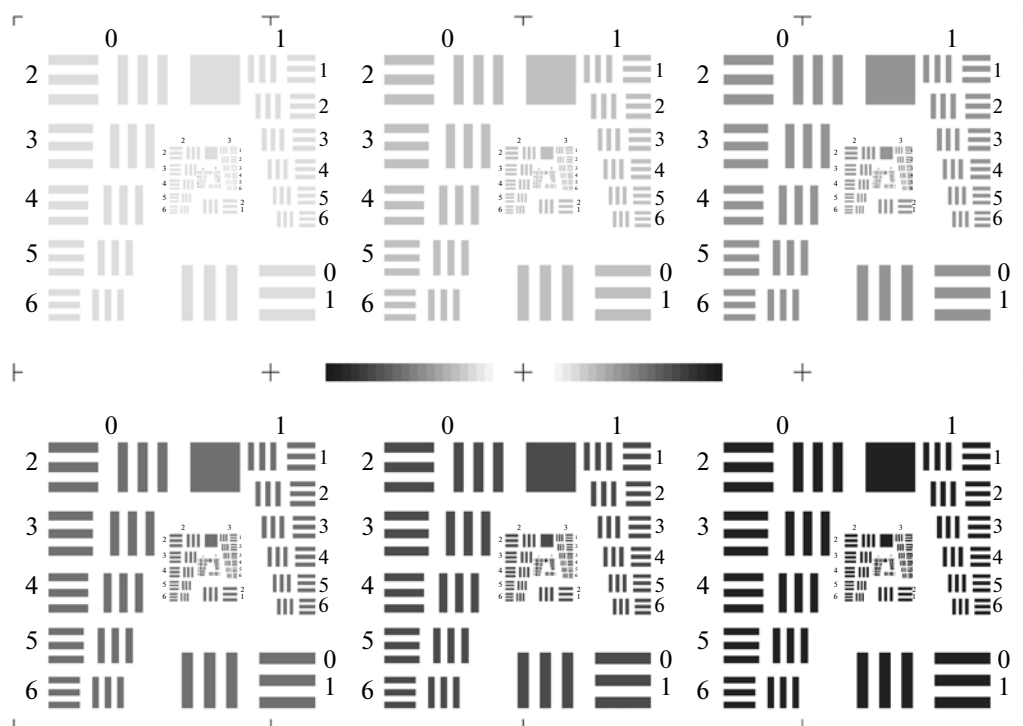


Рис. 1. Тест-объект для оценки пространственно-частотных характеристик оптико-электронных систем в лабораторных условиях.

лучшим, так как приводит к повышению заметности их растровой структуры, которая при больших увеличениях снижает качество воспроизводимых изображений (Красильников, 2001). При этом масштабировании (увеличении) наблюдается появление эффекта ступенчатости диагональных линий и кривых (пила). Кроме того, при использовании метода “ближайшего соседа” некоторые значения пикселей могут быть утеряны, а другие дублированы. Возможно возникновение разрывов узких линий на изображениях (дороги, реки и т.д.).

Метод “ближайшего соседа” используется, в основном, в геоинформационных системах (ГИС) обработки для масштабирования (трансформирования) тематических растровых изображений, значения пикселей которых являются качественными (обозначают тип растительности, влажность почв и пр.).

Билинейная интерполяция – в вычислительной математике (Корн, Корн, 1984; Математическая энциклопедия, 1977) – это расширение линейной интерполяции для функций в двух переменных. Ключевая идея заключается в том, чтобы провести обычную линейную интерполяцию сначала в одном направлении, затем в другом.

Понятие принципа билинейной интерполяции раскрывается простым примером.

Для интерполяции билинейным методом функции f в точке $P(x, y)$ необходимо знать значения функции в (окружающих) точках $Q_{11} = (x_1, y_1)$, $Q_{12} = (x_1, y_2)$, $Q_{21} = (x_2, y_1)$, $Q_{22} = (x_2, y_2)$ (рис. 5).

Первым шагом интерполируется (линейно) значение вспомогательных точек R_1 и R_2 вдоль оси абсцисс, где $R_1 = (x, y_1)$, $R_2 = (x, y_2)$

$$f(R_1) \approx \frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} f(Q_{11}) + \frac{x - x_1}{x_2 - x_1} f(Q_{21}),$$

$$f(R_2) \approx \frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} f(Q_{12}) + \frac{x - x_1}{x_2 - x_1} f(Q_{22}).$$

Далее проводится линейная интерполяция между вспомогательными точками R_1 и R_2 .

$$f(P) \approx \frac{y_2 - y}{y_2 - y_1} f(R_1) + \frac{y - y_1}{y_2 - y_1} f(R_2).$$

$f(P)$ является приблизительным значением функции в точке P , т.е. $f(x, y)$.

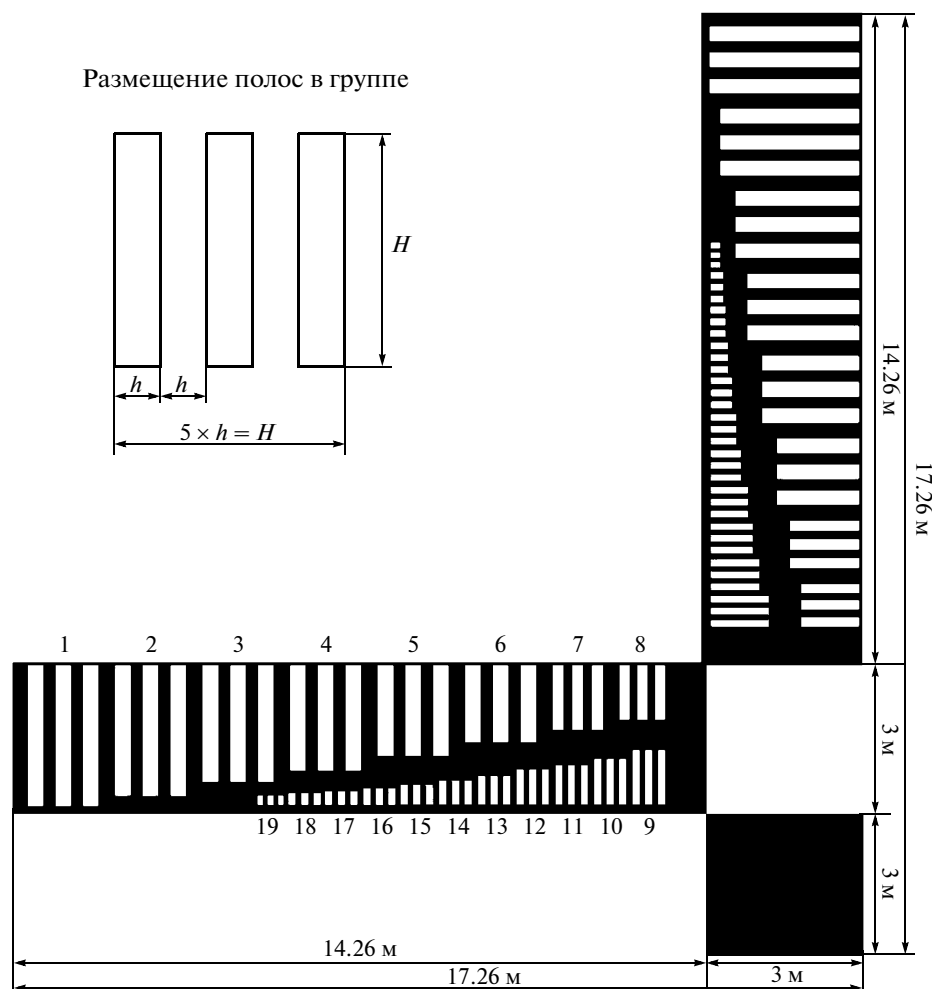


Рис. 2. Тест-объект для оценки пространственно-частотных характеристик оптико-электронных систем в летных условиях.

$$f(x, y) \approx \frac{f(Q_{11})}{(x_2 - x_1)(y_2 - y_1)}(x_2 - x)(y_2 - y) + \frac{f(Q_{21})}{(x_2 - x_1)(y_2 - y_1)}(x - x_1)(y_2 - y) + \frac{f(Q_{12})}{(x_2 - x_1)(y_2 - y_1)}(x_2 - x)(y - y_1) + \frac{f(Q_{22})}{(x_2 - x_1)(y_2 - y_1)}(x - x_1)(y - y_1).$$

Достаточно подробно принцип получения интерполированного изображения методом билинейной интерполяции представлен на рис. 6.

На первом этапе формируется вспомогательное изображение с разнесенными на расстояние согласно необходимому масштабу изображения точками (рис. 6б). Далее выполняется линейная интерполяция по столбцам (строкам) (рис. 6в). На конечном этапе формируется конечное интерполированное билинейным методом изображение (рис. 6г).

Бикубический метод интерполяции — дает наилучшие результаты при обработке фотоснимков, поскольку использует значения восьми прилегаю-

щих пикселей и добавляет эффект улучшения резкости за счет повышения контрастности переходов.

Бикубическая интерполяция — в вычислительной математике (Корн, Корн, 1984; Математическая энциклопедия, 1977) — это расширение кубической интерполяции на случай функции двух переменных, значения которой заданы на двумерной регулярной сетке. Поверхность, полученная в результате бикубической интерполяции, является гладкой функцией, в отличие от поверхностей, полученных в результате билинейной интерполяции или интерполяции методом “ближайшего соседа”. Также бикубическая интерполяция часто использу-

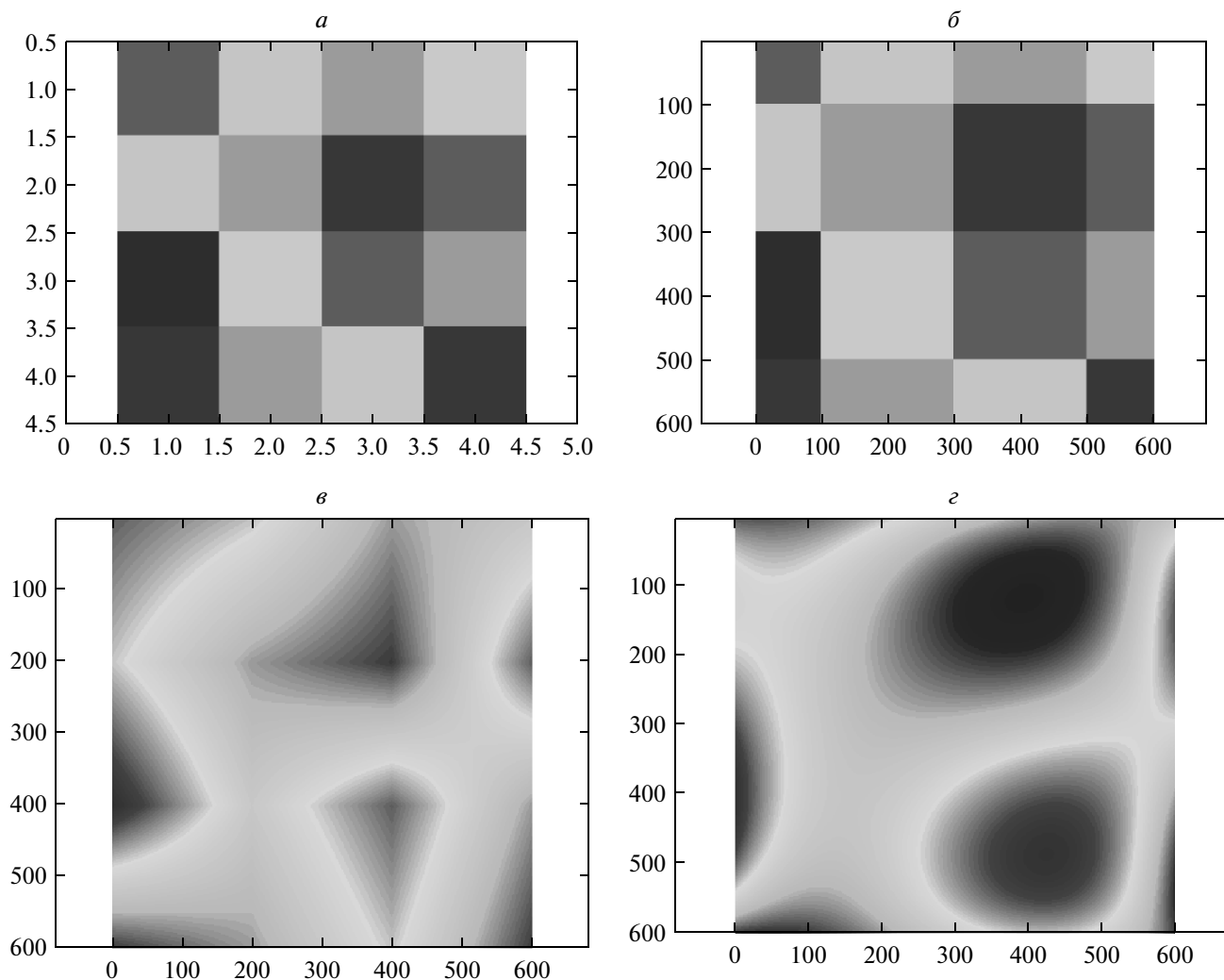


Рис. 3. К понятию интерполяции при масштабировании (увеличение в 150 раз): *а* – исходное изображение; *б* – интерполяция методом “ближайшего соседа”; *в* – билинейная интерполяция; *г* – бикубическая интерполяция.

ется в обработке изображений, давая более качественное изображение по сравнению с билинейной интерполяцией.

Рассматриваются два подхода к реализации бикубической интерполяции: бикубическая интерполяция сплайнами; последовательная кубическая интерполяция (Математическая энциклопедия, 1977).

При бикубической интерполяции сплайнами для интерполяции значения функции $f(x, y)$ в точке $P(x, y)$, лежащей внутри квадрата $[0, 1] \times [0, 1]$, при известном значении функции f в шестнадцати соседних точках (i, j) , $i = -1 \dots 2$, $j = -1 \dots 2$ общий вид функции, задающей интерполированную поверхность, может быть записан следующим образом:

$$p(x, y) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 a_{ij} x^i y^j.$$

Для нахождения коэффициентов a_{ij} необходимо подставить в приведенное выше уравнение значения функции в известных шестнадцати точках.

Например:

$$f(-1, 0) = a_{00} - a_{10} + a_{20} - a_{30}$$

$$f(0, 0) = a_{00}$$

$$f(1, 0) = a_{00} + a_{10} + a_{20} + a_{30}$$

$$f(2, 0) = a_{00} + 2a_{10} + 4a_{20} + 8a_{30}.$$

Полностью в матричном виде

$$M\alpha^T = \gamma^T,$$

где

$$\alpha = [a_{00} a_{01} a_{02} a_{03} a_{10} a_{11} a_{12} a_{13} a_{20} a_{21} a_{22} a_{23} a_{30} a_{31} a_{32} a_{33}]$$

$$\gamma = [f(-1,-1) f(0,-1) f(1,-1) f(2,-1) f(-1,0) f(0,0) f(1,0) f(2,0) f(-1,1) f(0,1) f(1,1) f(2,1) f(-1,2) f(0,2) f(1,2) f(2,2)]$$

$$M = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 1 & -1 & -1 & 1 & -1 & 1 & 1 & -1 & 1 & -1 & -1 & 1 & -1 & 1 \\ 1 & -1 & 1 & -1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 & -1 \\ 1 & -1 & 1 & -1 & 2 & -2 & 2 & -2 & 4 & -4 & 4 & -4 & 8 & -8 & 8 & -8 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 & 2 & 0 & 0 & 0 & 4 & 0 & 0 & 0 & 8 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & -1 & -1 & -1 & -1 & 1 & 1 & 1 & 1 & -1 & -1 & -1 & -1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 2 & 2 & 2 & 2 & 4 & 4 & 4 & 4 & 8 & 8 & 8 & 8 \\ 1 & 2 & 4 & 8 & -1 & -2 & -4 & -8 & 1 & 2 & 4 & 8 & -1 & -2 & -4 & -8 \\ 1 & 2 & 4 & 8 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 4 & 8 & 1 & 2 & 4 & 8 & 1 & 2 & 4 & 8 & 1 & 2 & 4 & 8 \\ 1 & 2 & 4 & 8 & 2 & 4 & 8 & 16 & 4 & 8 & 16 & 32 & 8 & 16 & 32 & 64 \end{bmatrix}$$

Решая получившуюся систему линейных алгебраических уравнений, можно найти значения a_{ij} в явном виде:

$$\alpha^T = \frac{1}{36} \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 36 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 12 & 0 & 0 & 0 & -18 & 0 & 0 & 0 & 36 & 0 & 0 & 0 & -6 & 0 & 0 \\ 0 & 18 & 0 & 0 & 0 & -36 & 0 & 0 & 0 & 18 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & -6 & 0 & 0 & 0 & 18 & 0 & 0 & 0 & -18 & 0 & 0 & 0 & 6 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -12 & -18 & 36 & -6 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 4 & 6 & -12 & 2 & 6 & 9 & -18 & 3 & -12 & -18 & 36 & -6 & 2 & 3 & -6 & 1 \\ -6 & -9 & 18 & -3 & 12 & 18 & -36 & 6 & -6 & -9 & 18 & -3 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 2 & 3 & -6 & 1 & -6 & -9 & 18 & -3 & 6 & 9 & -18 & 3 & -2 & -3 & 6 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 18 & -36 & 18 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -6 & 12 & -6 & 0 & -9 & 18 & -9 & 0 & 18 & -36 & 18 & 0 & -3 & 6 & -3 & 0 \\ 9 & -18 & 9 & 0 & -18 & 36 & -18 & 0 & 9 & -18 & 9 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -3 & 6 & -3 & 0 & 9 & -18 & 9 & 0 & -9 & 18 & -9 & 0 & 3 & -6 & 3 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -6 & 18 & -18 & 6 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 2 & -6 & 6 & -2 & 3 & -9 & 9 & -3 & -6 & 18 & -18 & 6 & 1 & -3 & 3 & -1 \\ -3 & 9 & -9 & 3 & 6 & -18 & 18 & -6 & -3 & 9 & -9 & 3 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & -3 & 3 & -1 & -3 & 9 & -9 & 3 & 3 & -9 & 9 & -3 & -1 & 3 & -3 & 1 \end{bmatrix} x^T.$$

Единожды найденные коэффициенты a_{ij} теперь могут быть использованы для многократного вычисления интерполированного значения функции в произвольных точках квадрата $[0, 1] \times [0, 1]$.

С другой стороны, последовательная интерполяция заключается в том, что для нахождения интерполированного значения можно сначала произвести кубическую интерполяцию в одном направлении, а затем в другом.

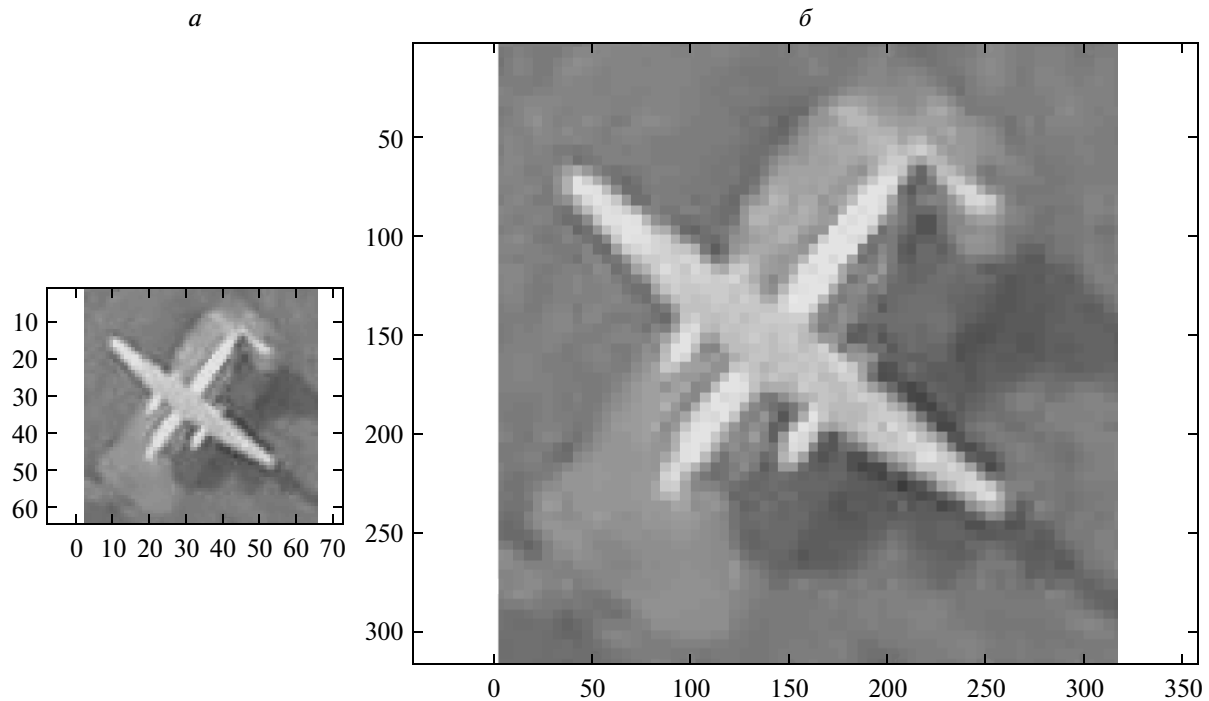


Рис. 4. К понятию интерполяции методом “ближайшего соседа” (увеличение в 5 раз): *a* – исходное изображение; *б* – интерполяция по методу “ближайшего соседа”.

Для функции $f(x)$ с известными значениями $f(-1), f(0), f(1), f(2)$ можно построить кубический сплайн: $p(x) = \sum_{i=0}^3 b_i x^i$, или в матричном виде

$$p(x) = \begin{bmatrix} 1 & x & x^2 & x^3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \\ b_3 \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \\ b_3 \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} f(-1) \\ f(0) \\ f(1) \\ f(2) \end{bmatrix}, \quad A = \frac{1}{6} \begin{bmatrix} 0 & 6 & 0 & 0 \\ -2 & -3 & 6 & -1 \\ 3 & -6 & 3 & 0 \\ -1 & 3 & -3 & 1 \end{bmatrix}.$$

Таким образом, для нахождения интерполированного значения $p(x,y)$ в квадрате $[0.1] \times [0.1]$ можно сначала рассчитать четыре значения $p(x,-1), p(x,0), p(x,1), p(x,2)$ для зафиксированного x , затем через полученные четыре точки построить кубический сплайн, и этим завершить вычисление $p(x,y)$.

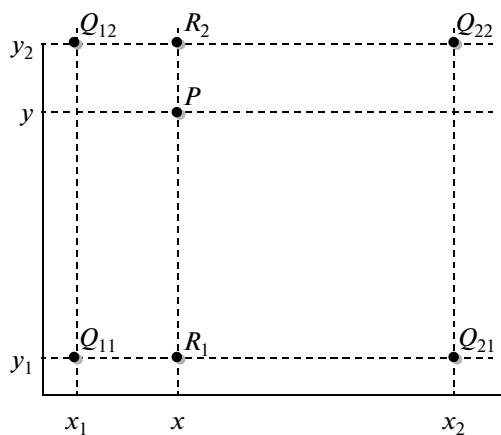


Рис. 5. К понятию билинейной интерполяции.

$$p(x,y) = \begin{bmatrix} 1 & y & y^2 & y^3 \end{bmatrix} A \left(\begin{bmatrix} 1 & x & x^2 & x^3 \end{bmatrix} A \times \begin{bmatrix} f(-1,-1) & f(0,-1) & f(1,-1) & f(2,-1) \\ f(-1,0) & f(0,0) & f(1,0) & f(2,0) \\ f(-1,1) & f(0,1) & f(1,1) & f(2,1) \\ f(-1,2) & f(0,2) & f(1,2) & f(2,2) \end{bmatrix} \right)^T =$$

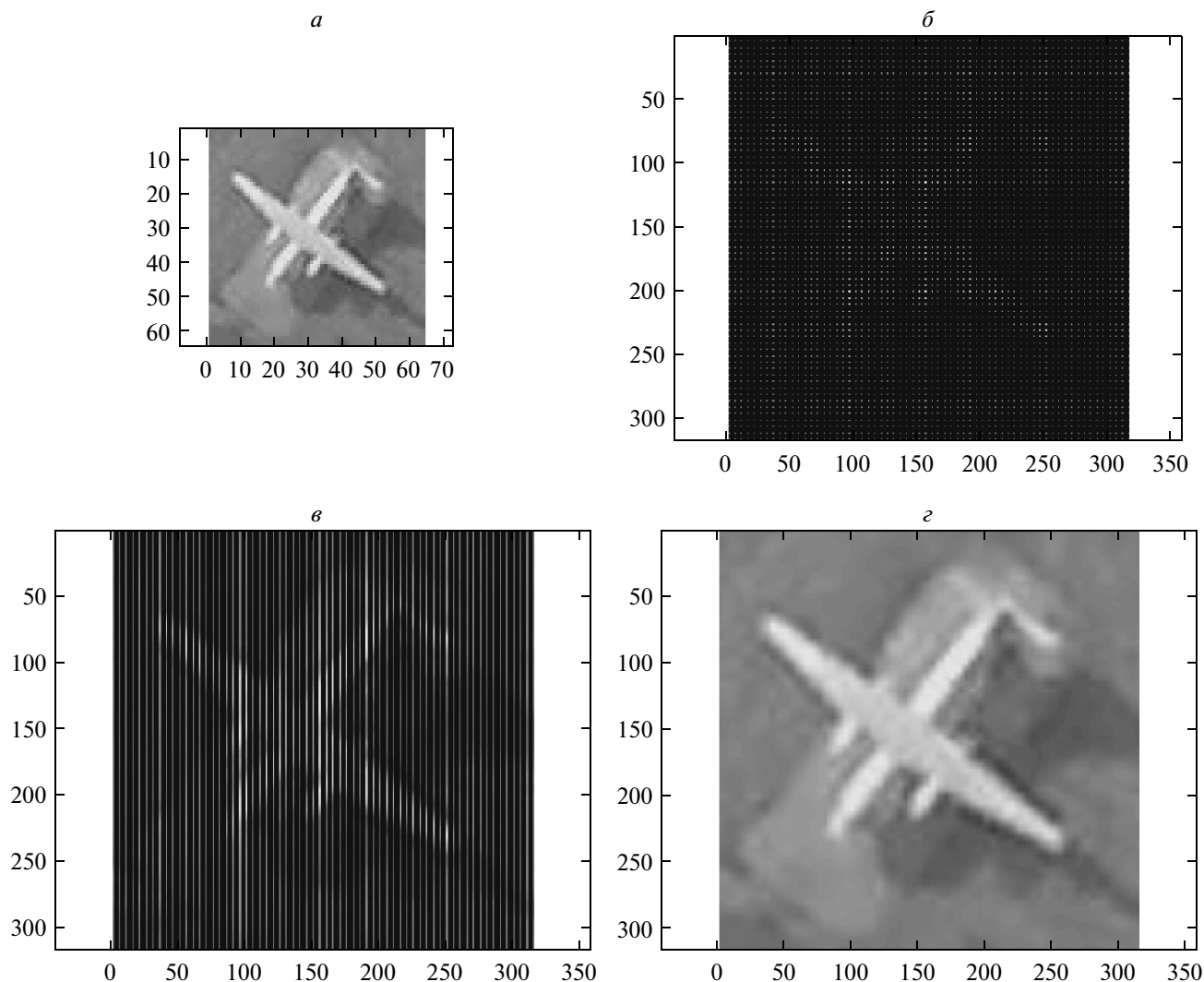


Рис. 6. К понятию билинейной интерполяции (увеличение в 5 раз): *a* – исходное изображение; *б* – вспомогательное изображение; *в* – линейная интерполяция по столбцам; *г* – билинейная интерполяция.

$$\begin{aligned}
 &= \begin{bmatrix} 1 & y & y^2 & y^3 \end{bmatrix} A \times \\
 &\times \begin{bmatrix} f(-1,-1) & f(0,-1) & f(1,-1) & f(2,-1) \\ f(-1,0) & f(0,0) & f(1,0) & f(2,0) \\ f(-1,1) & f(0,1) & f(1,1) & f(2,1) \\ f(-1,2) & f(0,2) & f(1,2) & f(2,2) \end{bmatrix} A^T \begin{bmatrix} 1 \\ x \\ x^2 \\ x^3 \end{bmatrix}.
 \end{aligned}$$

Подробно принцип получения интерполированного изображения методом бикубической интерполяции представлен на рис. 7.

На первом этапе формируется вспомогательное изображение с разнесенными на расстояние согласно необходимому масштабу изображения точками (рис. 7б). Далее выполняется линейная интерполяция в одном направлении – по столбцам (рис. 7в). На следующем этапе выполняется кубическая интерпо-

ляция в другом направлении – формируется конечное интерполированное бикубическим методом изображение (рис. 7г).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛЕТНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА ДЛЯ ОЦЕНКИ ЗАВИСИМОСТИ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ОТ ВИДА ИНТЕРПОЛЯЦИИ ПРИ МАСШТАБИРОВАНИИ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Процесс эффективности интерполяции при масштабировании можно наглядно (качественно) оценить по одномерному срезу интерполированного различными методами изображения (рис. 8, 9).

Из представленных выше иллюстраций видны особенности трансформирования исходного изоб-

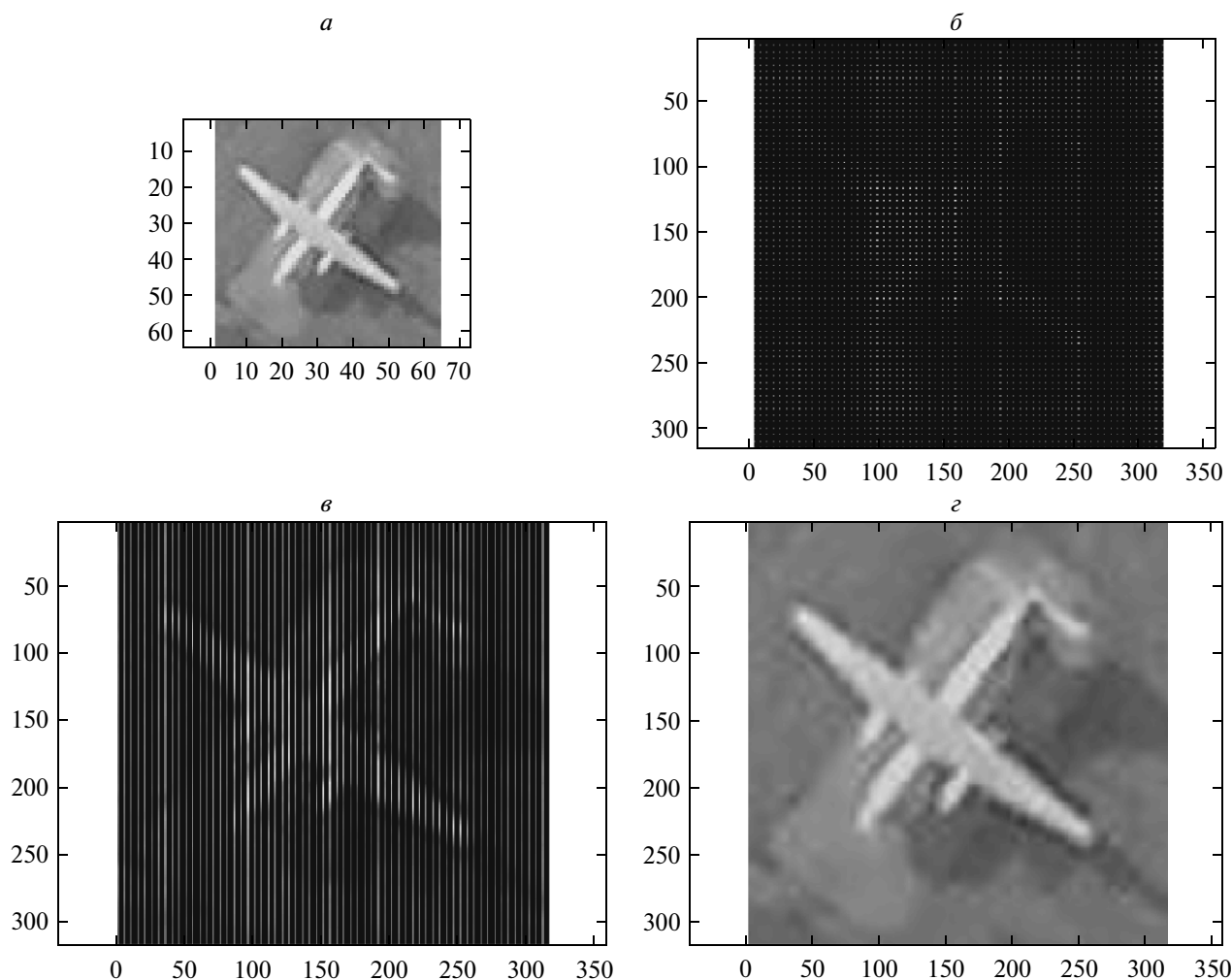


Рис. 7. К понятию бикубической интерполяции (увеличение в 5 раз): *a* – исходное изображение; *б* – вспомогательное изображение; *в* – кубическая интерполяция по столбцам; *г* – бикубическая интерполяция.

ражения при использовании различных методов интерполяции при масштабировании.

Для количественного исследования эффективности методов интерполяции изображений при масштабировании использовались изображения штриховых тест-объектов (рис. 10), полученные в летных условиях. В эксперименте использовались три типа мир: двухштриховая разнесенная мира *G* (темно-серые штрихи на светло-сером поле), традиционная трехштриховая мира *R1* (светло-серые штрихи на темно-сером поле), трехштриховая разнесенная мира *R3* (светло-серые штрихи на темно-сером поле, три штриха между соседними группами полос). Съемка выполнялась с четырех высот (250 м, 300 м, 350 м, 400 м) с беспилотного летательного аппарата (БЛА) с использованием цифровой аэрофотосъемочной системы с реализованной схемой Байера (RGBG), фокусным расстоянием 180×10^{-3} м, от-

носительным входным отверстием объектива 1 : 2.8 и линейным размером пиксела 3.275×10^{-6} м.

Дешифрированию подвергались цветные и черно-белые изображения с использованием при масштабировании интерполяции методом “ближайшего соседа”, билинейным и бикубическим методами. Причем используемые для дешифрирования черно-белые изображения были получены из цветных с помощью стандартных, встроенных в известные редакторы, изображений типа Photoshop и ACDSee, алгоритмов (grayscale) (Мак-Клелланд, Фуллер, 2006) (рис. 11).

Для дешифрирования выбирались кадры, содержащие полные изображения всех указанных трех мир. Для статистического анализа полученных результатов использовались данные съемки не менее пяти проходов над мирами на каждой высоте. При дешифрировании изображений применялось пра-

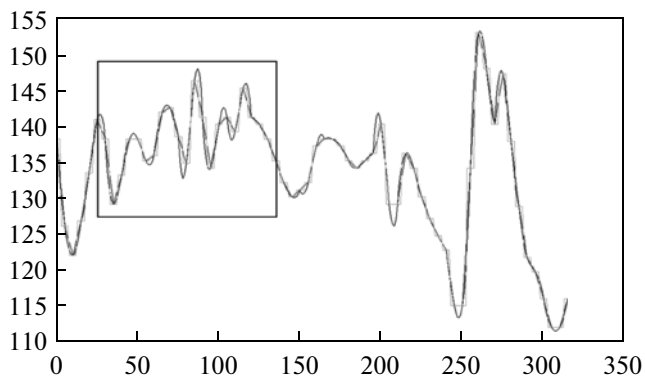


Рис. 8. Одномерный срез по яркости (в уровнях серого тона) интерполированного различными методами изображения самолета представленного на изображениях выше.

вило – “Последняя разрешаемая группа мира. Необходимо разрешение всех триад, чтобы считать группу разрешенной”.

К визуальному анализу были привлечены десять дешифровщиков.

В работе все зависимости построены с использованием значений ожидаемой минимальной высоты $H_{\min\text{-expected}}$.

$H_{\min\text{-expected}}$ рассчитывается посредством усреднения значений $H_{\min\text{-calculated}}$.

Значение $H_{\min\text{-calculated}}$ определяется по формуле:

$$H_{\min\text{-calculated}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_{\min i}$$

$H_{\min i}$ – минимальная высота над уровнем земли, на которой конфигурация цифровой оптико-электронной системы, установленной на БЛА, может эксплуатироваться в ходе наблюдательного полета и разрешение на местности которой не лучше чем 30 см.

$$H_{\min i} = H_i \frac{L_a}{L_i},$$

где H_i – высота над проверочной мирой ЛА в метрах в момент съемки изображения проверочной миры; L_i – разрешение на местности; $L_a = 30$ см.

По результатам проведенных исследований получены зависимости (рис. 12–19) значения $H_{\min\text{-expected}}$ (далее по тексту будет употребляться просто как H_{\min}) от использованного метода интер-

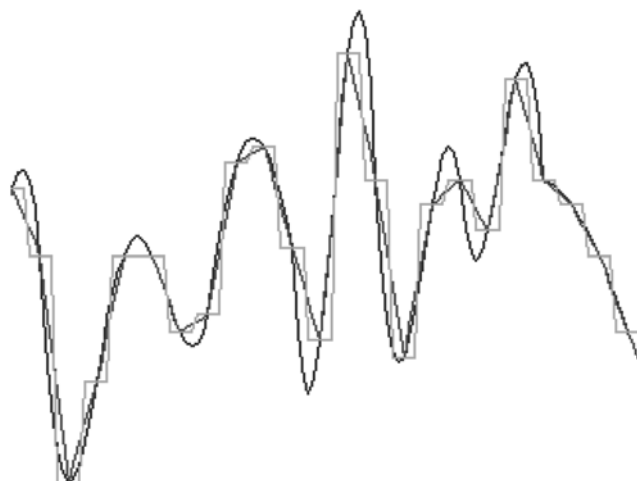


Рис. 9. Локальный участок кривых из рис. 6 (зеленая линия – метод “ближайшего соседа”, красная линия – билинейный метод, синяя линия – бикубический метод).

поляции при масштабировании (метод “ближайшего соседа”), билинейный и бикубический методы для различных типов мир.

Оценка разрешающей способности и, следовательно, H_{\min} , полученная при визуальном дешифрировании с применением различных методов интерполяции при масштабировании, имеет максимальное значение при использовании бикубической интерполяции и минимальное значение при использовании интерполяции методом “ближайшего соседа” (рис. 12–17). Различие между H_{\min} , полученных

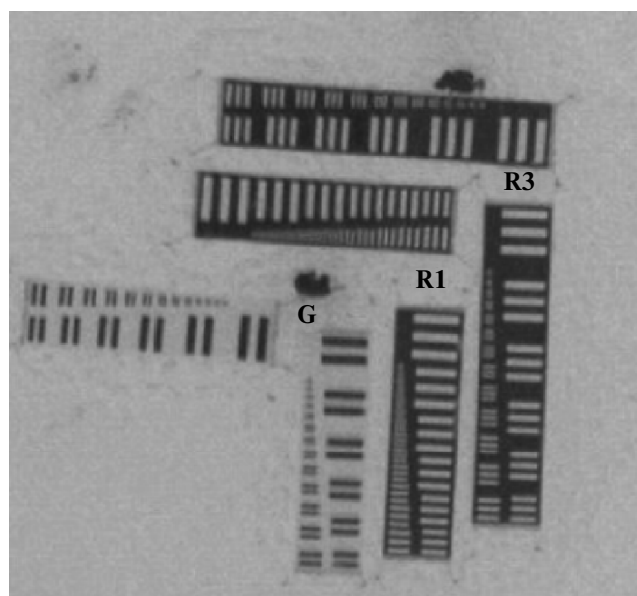


Рис. 10. Изображение тестового полигона.

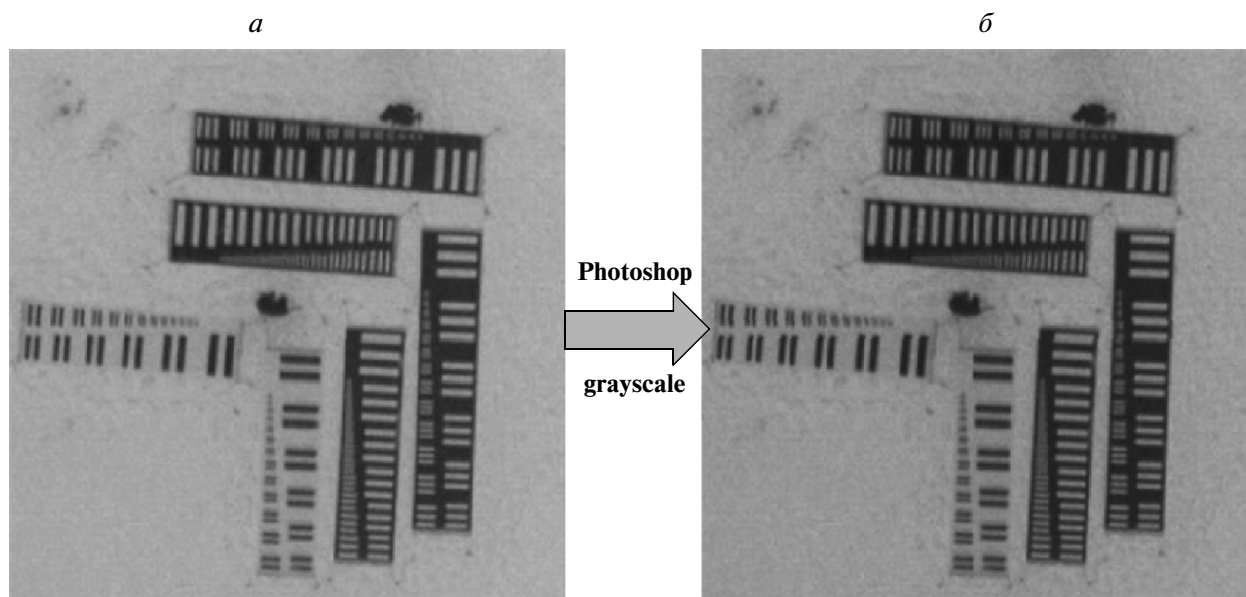


Рис. 11. Перевод цветного изображения в черно-белое: *a* – исходное цветное изображение; *б* – черно-белое изображение.

при использовании методов “ближайшего соседа” и бикубической интерполяции для цветного изображения, составляет 6%, для черно-белого – 9% (в пользу бикубической интерполяции), а при использовании методов “ближайшего соседа” и билинейной интерполяции для цветного изображения – 4%, черно-белого – 5% (в пользу билинейной интерполяции) (табл. 1).

Причем среднее арифметическое значение оценок среднеквадратического отклонения (СКО) H_{\min} в процентах относительно среднего арифметического значений H_{\min} составило $\bar{\sigma}_{H_{\min}} \approx 6\%$ (табл. 2).

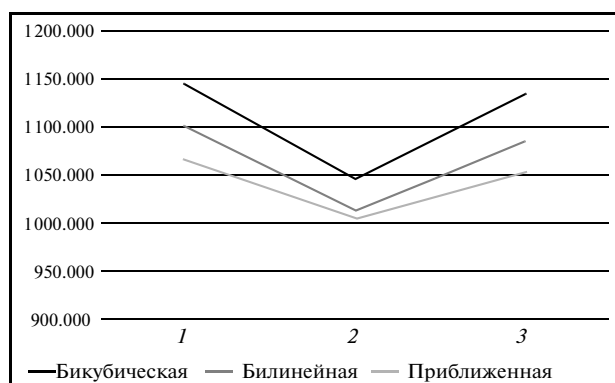


Рис. 12. Значения H_{\min} при визуальном анализе цветного изображения тремя методами интерполяции для трех типов мир 1 – G, 2 – R1, 3 – R3.

Проведенные исследования (рис. 8, 9) показали, что бикубическая интерполяция вносит некоторые изменения в пространственно-частотную структуру сгенерированного изображения, хотя прирост разрешения, как уже было сказано, не превосходит 10%. По этой причине, наиболее “прозрачным” выглядит алгоритм интерполяции при масштабировании “ближайший сосед”. Хотя на практике при дешифрировании цифровых изображений реальных объектов опытные дешифровщики при масштабировании пользуются бикубическим методом.

Анализ приведенных выше данных позволяет сделать вывод, что изменение значения оценки H_{\min} при визуальном анализе изображения с использованием различных алгоритмов интерполяции при масштабировании соизмеримо со среднеарифметическим значением оценки СКО H_{\min} в процентах относительно среднего арифметического \bar{H}_{\min} . Этот факт говорит о незначительном изменении значения оценки разрешающей способности, а следовательно и H_{\min} при использовании при визуальном анализе изображений штриховых тест-объектов различных алгоритмов интерполяции при масштабировании.

Подробно анализируя зависимости H_{\min} от цвета изображения и типа используемой миры при различных методах интерполяции, представленные на рис. 17, можно увидеть, к примеру, что, для черно-белого изображения разброс между значениями H_{\min} , оцененными с использованием методов “ближайшего соседа” и бикубической интерполяции,

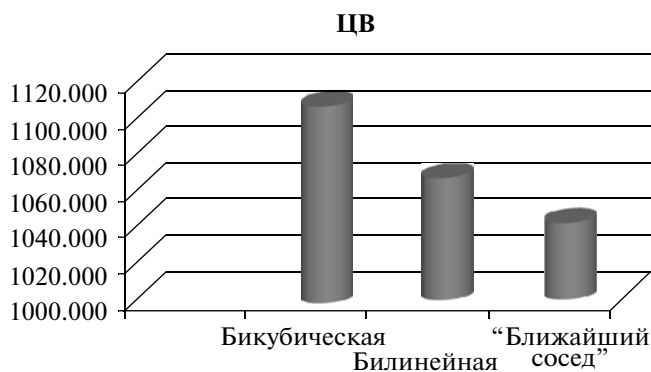


Рис. 13. Зависимость H_{min} от применяемого метода интерполяции при визуальном анализе цветного изображения.

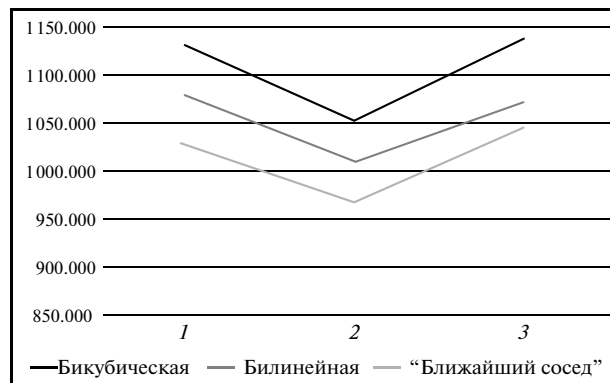


Рис. 14. Значения H_{min} при визуальном анализе черно-белого изображения тремя методами интерполяции для трех типов мир 1 – G, 2 – R1, 3 – R3.

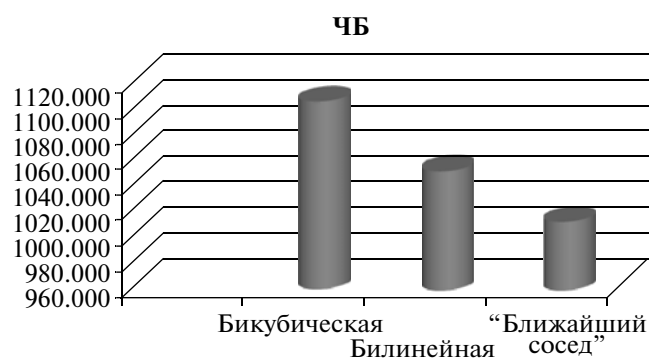


Рис. 15. Зависимость H_{min} от применяемого метода интерполяции при визуальном анализе черно-белого изображения.

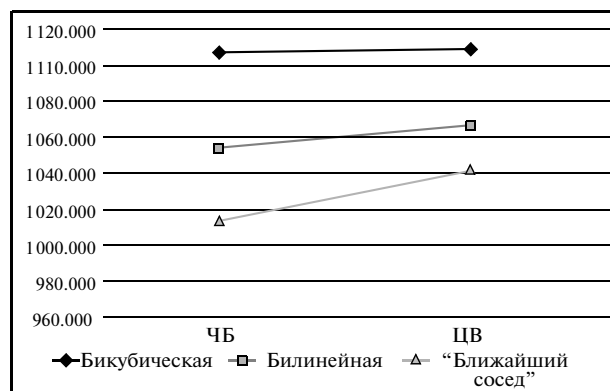


Рис. 16. Зависимость H_{min} от цвета изображения при различных методах интерполяции.

больше на 2.5%, чем для цветного изображения. Аналогичное соотношение можно наблюдать и при сравнении методов “ближайшего соседа” – билинейная интерполяция, где разброс незначителен и составляет 1% (табл. 3–6).

В целом значения H_{min} , полученные по цветным изображениям, на 1.3% выше, чем по черно-белым (преобразованным из цветных) рис. 18.

Из сказанного выше следует, что перевод цветного изображения в черно-белое не обеспечивает увеличения оценки разрешающей способности.

Анализ зависимости H_{min} от типа используемого тест-объекта (рис. 19) показывает, что более высокое значение оценки разрешающей способности было получено при использовании двухштриховой разнесенной миры (G) (темно-серые штрихи на

светло-сером поле) и трехштриховой разнесенной миры (R3) (светло-серые штрихи на темно-сером поле, три штриха между соседними группами полос) по сравнению с трехштриховой традиционной мирой (R1).

Цифровые изображения, использованные для представленного исследования, получены с помощью цифровой аэрофотосъемочной системы с ПЗС-приемником излучения (ПЗС – прибор с рядовой связью).

В ходе проведения исследований эффективности оценки разрешающей способности цифровых оптико-электронных систем при использовании различных алгоритмов интерполяции при масштабировании оценка разрешающей способности осуществлялась, в том числе и отдельно в каждом канале (r, g, b). Особенности изменения разрешающей

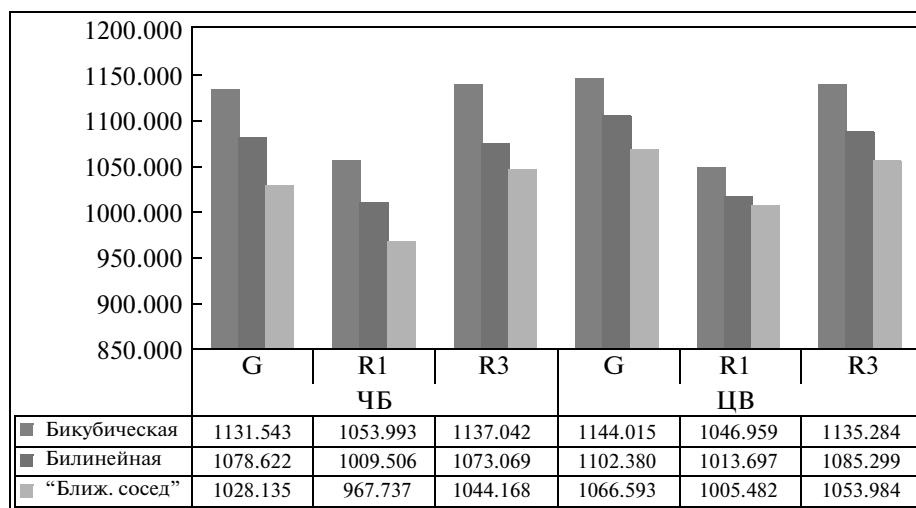


Рис. 17. Зависимость H_{\min} от цвета изображения и типа используемой миры при различных методах интерполяции.

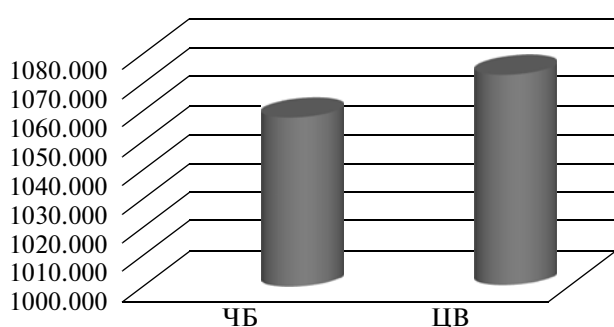


Рис. 18. Зависимость H_{\min} от цвета изображения.

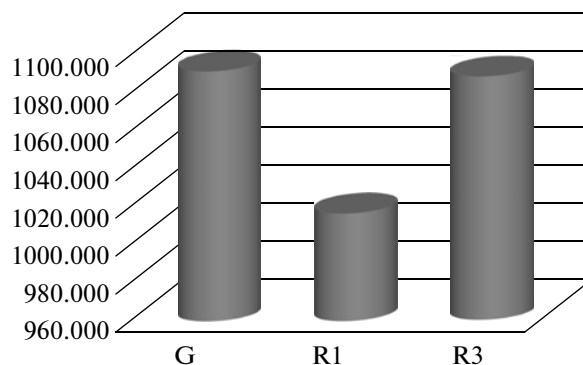


Рис. 19. Зависимость H_{\min} от типа используемого тест-объекта.

способности при использовании различных алгоритмов интерполяции при масштабировании близки (с точностью $\approx 2\%$) к результатам, полученным по конечному цветному изображению.

Также проводились аналогичные исследования с использованием цифровых аэрофотоснимков, полученных с использованием цифровой аэрофото-съемочной системы с КМОП-приемником излучения (КМОП – комплементарный металло-оксид-

ный полупроводник). Полученные результаты аналогичны тем, которые представлены выше.

В настоящее время приобретают все большую популярность гиперспектральные системы ДЗ местности. При дешифрировании изображений гиперспектральной системы рассматриваемые процедуры можно применять как в каждом канале, так и в едином изображении без всяких изменений.

Таблица 1. Различия между оценками значений H_{\min} , полученных при визуальном анализе изображений с использованием различных методов интерполяции при масштабировании

Тип интерполяции	Черно-белое изображение	Цветное изображение
“Ближайший сосед” – Бикубическая	8.5%	5.9%
“Ближайший сосед” – Билинейная	4.8%	3.7%

Таблица 2. Оценки СКО значений H_{\min} в процентах относительно среднего арифметического значения H_{\min} для каждого типа миры и цвета изображения

Тип интерполяции	Оценка СКО H_{\min} в % относительно среднего арифметического H_{\min}						Среднее арифметическое значение
	Черно-белое изображение			Цветное изображение			
	G	$R1$	$R3$	G	$R1$	$R3$	
Бикубическая	6.657	5.971	6.081	6.534	5.279	5.939	6.077
Билинейная	6.805	5.264	5.071	6.356	4.984	5.737	5.703
Ближайший сосед	6.431	4.588	4.945	6.841	5.474	5.211	5.582
Среднее арифметическое значение	6.631	5.275	5.366	6.577	5.246	5.629	5.787

Таблица 3. Зависимость H_{\min} от цвета изображения и типа используемой миры при различных методах интерполяции (черно-белое изображение)

Тип интерполяции	H_{\min} , М		
	G	$R1$	$R3$
Бикубическая	1131.543	1053.993	1137.042
Билинейная	1078.622	1009.506	1073.069
“Ближайший сосед”	1028.135	967.737	1044.168

Таблица 4. Сравнительная оценка значений H_{\min} определенных при использовании различных методов интерполяции (черно-белое изображение)

Тип интерполяции	Разница между значениями H_{\min} , %			Среднее значение, %
	G	$R1$	$R3$	
“Ближайший сосед” – Бикубическая	9.139	8.184	8.168	8.497
“Ближайший сосед” – Билинейная	4.677	4.221	5.626	4.841

Таблица 5. Зависимость H_{\min} от цвета изображения и типа используемой миры при различных методах интерполяции (цветное изображение)

Тип интерполяции	H_{\min} , М		
	G	$R1$	$R3$
Бикубическая	1144.015	1046.959	1135.284
Билинейная	1102.380	1013.697	1085.299
“Ближайший сосед”	1066.593	1005.482	1053.984

Таблица 6. Сравнительная оценка значений H_{\min} определенных при использовании различных методов интерполяции (цветное изображение)

Тип интерполяции	Разница между значениями H_{\min} , %			Среднее значение, %
	G	$R1$	$R3$	
“Ближайший сосед” – Бикубическая	6.768	3.962	7.161	5.963
“Ближайший сосед” – Билинейная	3.639	3.177	4.403	3.740

Полученные в работе результаты помогут создать подробные методики оценки качества цифровых изображений, полученных современными цифровыми аэрокосмическими оптико-электронными системами ДЗ Земли, а также оценить технические характеристики последних с использованием различных типов штриховых тестовых полигонов.

Работа поддержана РФФИ, проект 08-08-00613.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Красильников Н.Н.* Цифровая обработка изображений. М.: Вузовская книга, 2001.
- Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике. М.: Главная редакция физико-математической литературы, 1984.
- Математическая энциклопедия / Под ред. И.М. Виноградова. М.: Сов. энциклопедия, 1977.
- Мак-Келланд Д., Фуллер Л.У.* Photoshop CS2. Библия пользователя: Пер. с англ. М.: ООО И.Д. Вильямс, 2006.

To the Definition of Dependence of Estimation of Resolution on Algorithm of Interpolation at Scaling of Digital Images During their Visual Interpretation

Yu. G. Veselov, A. S. Ostrovskiy

N.E. Zhukovsky and Yu.A. Gagarin Military Air Force Academy, Moscow

The dependence of estimation of resolution on the type of interpolation at scaling is obtained. The application effectiveness of the different algorithms of interpolation at scaling during interpolation of digital images of test bars is in details analyzed.

Keywords: digital cameras, resolution, interpolation, scaling, test bar

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МЕТОД ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ D-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ РАДИОСРЕДСТВАМИ КОСМИЧЕСКОГО БАЗИРОВАНИЯ

© 2011 г. В. В. Зуев, П. М. Нагорский

Учреждение Российской академии наук Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
Томск

*E-mail: npt_sta@mail.ru

Поступила в редакцию 02.08.2010 г.

Предложен метод оценки состояния D-области и основания E-области ионосферы космическими средствами, основанный на анализе дифференциального поглощения радиоволн обыкновенной и необыкновенной поляризации в нижней ионосфере. Проведен модельный анализ данных спутникового ионосферного зондирования в полосе частот, превышающих частоту отсечки $f_x F_2$. Результаты численных экспериментов показали перспективность использования этой полосы частот зондирования для глобального контроля состояния области D ионосферы космическими радиосредствами.

Ключевые слова: D-область ионосферы, космическое радиозондирование, дифференциальное поглощение радиоволн, связь между геосферами

ВВЕДЕНИЕ

Область D, как ни одна другая область ионосферы, является недостаточно исследованной. Это обусловлено как ее составом (отрицательные ионы, кластерные ионы) и динамикой (аэрологические и метеорологические факторы, ионизация солнечными и галактическими космическими лучами), так и отсутствием методов, позволяющих вести регулярный мониторинг в планетарном масштабе. Известно, что методы, применяемые для исследования верхней и средней ионосферы, во многих случаях оказываются малоприспособленными к исследованию нижней ионосферы вследствие следующих принципиальных трудностей (Брюнелли, Намгаладзе, 1988):

– из-за большой плотности нейтральной атмосферы нижняя ионосфера недоступна для исследований при помощи зондовых методов, расположенных на ИСЗ;

– неприменим стандартный метод импульсного вертикального зондирования с земной поверхности, поскольку малые значения электронной концентрации в D-области ионосферы требуют перехода на меньшие рабочие частоты, чему препятствует поглощение радиоволн, которое возрастает с уменьшением зондирующей частоты обратно пропорционально квадрату частоты; понижение рабочей частоты затрудняет формирование короткого импульса, необходимого для соответствующего пространственного разрешения, и приводит к увеличению габаритов антенн, что становится технически невыполнимым;

– при импульсном зондировании с борта космических аппаратов (КА) внутренняя ионосфера (D-область и основание E-области) экранируется основным максимумом ионизации – слоем F2.

Поэтому для исследования D-области с земной поверхности применяют либо оптические методы (Зуев и др., 2002), либо проводят исследования D-области риометрическим методом, методом частичных отражений или амплитудно-фазовыми методами в длинноволновом диапазоне (ДВ) и в диапазоне сверхдлинных волн (СДВ) (Митра, 1977; Брюнелли, Намгаладзе, 1988). Риометрический метод, интенсивно развивавшийся до последней трети прошлого века (это было связано с анализом динамики спектра жесткого солнечного излучения во время солнечных вспышек), в последнее время снова начал активно использоваться для анализа неоднородной структуры нижней ионосферы, что потребовало развертывания обширных антенных полей. Для метода частичных отражений, в силу малости отраженного от D-области сигнала, необходимо применение передатчиков большой мощности и крупногабаритных антенн, поэтому его использование ограничено условиями крупных стационарных обсерваторий. Регистрация амплитудно-фазовых характеристик сигналов ДВ-, СДВ-радиостанций может производиться на трассах длиной от сотен до тысяч километров, однако разрешающая способность метода в части локализации возмущений в D-области сравнима с длиной самой трассы.

Во время сильных возмущений, связанных с различными явлениями на Солнце и в земной атмосфере, концентрация электронов на высотах 50–90 км

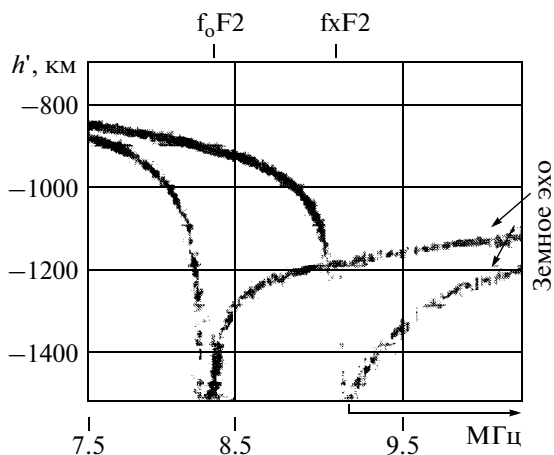


Рис. 1. Участок ионограммы внешнего зондирования, на котором скобкой со стрелкой указан диапазон используемых частот предлагаемого метода. По оси абсцисс отложена частота зондирования f_i , по оси ординат — действующая глубина h' .

может возрастать в десятки и сотни раз, приводя к резкому усилению поглощения радиоволн (Митра, 1977). Наиболее значительными возмущениями, связанными с активностью Солнца и сопутствующими явлениями в околоземном пространстве, являются три типа возмущений: внезапные ионосферные возмущения (ВИВ), поглощение в полярной шапке (ПШ) и авроральное поглощение (АП). На этом фоне антропогенные возмущения (радионагрев в СВ-, КВ-диапазонах) и возмущения, возможно, связанные с процессами подготовки землетрясений, следует отнести к локальным.

Отметим, что поиску характерных изменений (вариаций) в различных областях ионосферы, являющихся предвестниками подготовки сильных землетрясений, посвящено значительное количество работ (Гохберг и др., 1988; Мартыненко и др., 1994; Фукс, Шубова, 1994; Бучаченко и др., 1996; Pulinets et al., 2000; Ким и др., 2002; Чернявский и др., 2004; Мальцев, Моргунов, 2005; Корсунова, Хегай, 2005; Липеровская, 2008; Липеровский и др., 2008). Однако на настоящий момент времени эта проблема весьма и весьма далека от своего разрешения: возмущения ионосферы в период подготовки землетрясения пока еще остаются не более, чем гипотезой. В литературе, в основном, анализируются данные, касающиеся E- и F-областей, данных по изменениям в D-области очень мало, что во многом связано с отсутствием методов контроля этой области ионосферы в планетарном масштабе.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

При зондировании ионосферы с борта космических аппаратов анализ данных ионозондов ограничивается полосой частот от критической частоты об-

ласти F (f_oF2) до частот плазменных резонансов. Типичная высота полета спутников с ионозондом на борту составляет ~ 800 – 1000 км, мощность передатчиков — от десятков до 300 Вт, антенные системы — диполи длиной несколько десятков метров. При частоте зондирования ~ 50 Гц расстояние по орбите между соседними импульсами составляет ~ 150 м. Наличие этого ограничения вынуждает выбирать компромиссное решение между возможностью детального исследования вертикальной структуры ионосферы по одной ионограмме и возможностью изучения горизонтальной пространственной структуры ионосферы на основе серии ионограмм.

Типичный участок ионограммы внешнего зондирования приведен на рис. 1. На этом рисунке по оси ординат отложена действующая глубина (аналог действующей высоты), по оси абсцисс — частота зондирования. Одно из важнейших отличий ионограмм, получаемых при зондировании с космических аппаратов, от ионограмм наземного зондирования заключается в том, что за частотами отсечки (f_oF2 , f_xF2), определяющими электронную концентрацию в максимуме слоя F2 ионосферы, регистрируются отражения от Земли или от спорадического слоя Es. Отметим, что информация, заключенная в сигнале с частотой $f > f_o$, $x F2$, дважды прошедшем через ионосферу и отраженном от земной поверхности, фактически остается без должного анализа.

Рассмотрим физические причины особенностей формирования отраженного сигнала на ионограмме (Девис, 1973). В пренебрежении влиянием магнитного поля групповая скорость распространения импульса, движущегося вертикально, равна $u_{гр} = cn(h)$, где $n^2 = 1 - f_e^2 / f_i^2$. По мере проникновения сигнала в ионосферу увеличивается электронная концентрация, следовательно, уменьшаются показатель преломления и групповая скорость, которые на высоте $h_{отр}$ обращаются в нуль $n^2 = 0$, $u_{гр} = 0$. На этой высоте происходит отражение радиосигнала, и импульс возвращается к приемнику. Время запаздывания прихода отраженного импульса относительно зондирующего импульса равно

$$\Delta t = 2 \int_{h_c}^{h_{отр}} \frac{dh}{u_{гр}} = \frac{2}{c} \int_{h_c}^{h_{отр}} \frac{dh}{n} = \frac{2}{c} h',$$

где h_c — высота полета спутника, h' — действующая. Поскольку $c \geq u_{гр}$, то и $h' < h_{отр}$.

Наличие столкновений и геомагнитного поля в плазме приводит к тому, что показатель преломления становится комплексной величиной $n = \frac{kc}{\omega} = \mu + i\chi$, где k — длина волнового вектора, μ , χ — реальная и мнимая части показателя преломления, связанные с ϵ соотношениями $\mu^2 - \chi^2 = \epsilon''$, $2\mu\chi = \epsilon'$.

В квазипродольном приближении значение n^2 определяется выражением (Брюнелли, Намгаладзе, 1988):

$$n_{o,x}^2 = 1 - \frac{\omega_e^2}{\omega^2} \left(1 \pm \frac{\Omega_e}{\omega} + i \frac{v_e}{\omega} \right)^{-1},$$

где $\omega_e^2 = 4\pi e^2 N_e / m_e$ – плазменная частота электронов; e и m_e – заряд и масса электрона соответственно; N_e – электронная концентрация; ω – частота радиоволны; c – скорость света; v_e – эффективная частота электронных соударений; Ω_e – гирочастота электронов. При этом ω_e, v_e, Ω_e суть функции $\vec{r} \equiv (h, \theta, \varphi)$ географических координат.

Плазменная частота ω_e в области D много меньше частоты зондирования, для которой область F – радиопрозрачна. Поэтому реальная часть показателя преломления $\mu \sim 1$, а для мнимой части показателя преломления в этой области (области неотклоняющего поглощения) справедливо соотношение (Девис, 1973; Брюнелли, Намгаладзе, 1988)

$$\begin{aligned} \chi_{o,x} &= \frac{2\pi e^2}{m_e c} \frac{N_e v_e}{(\omega \pm \Omega_e)^2 + v_e^2} = \\ &= 4.6 \times 10^4 \frac{N_e v_e}{(\omega \pm \Omega_e)^2 + v_e^2}, \end{aligned} \quad (1)$$

Из соотношения (1) следует что:

– поглощение необыкновенной компоненты волны при пересечении D-области больше, чем обыкновенной, а поглощение обыкновенной компоненты волны меньше, чем в случае, когда магнитное поле в плазме отсутствует;

– при увеличении частоты зондирования поглощение убывает обратно пропорционально квадрату частоты.

Высказанные соображения позволяют использовать информацию, получаемую с бортовых ионозондов, для контроля состояния D-области следующим образом. На пути к земной поверхности и обратно радиоволны претерпевают поглощение, причем, согласно (1), необыкновенная компонента волны поглотится в большей мере. Информация об интегральном поглощении при двукратном пересечении D-области заключена в разнице уровней зарегистрированных сигналов. Равенство амплитуд обеих магнитоионных компонент может быть достигнуто при генерации спутниковым ионозондом радиоимпульсов с линейной поляризацией. Зондирование на сетке частот также позволяет контролировать состояние D-области, поскольку интегральное поглощение обратно пропорционально квадрату частоты. Однако при использовании серии импульсов с переменной частотой зондирования необходимо учитывать то, что из-за регулярного смещения приемопередающего устройства по орбите среда на пу-

ти радиосигнала от ионозонда до поверхности земли и обратно изменяется.

МОДЕЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ВЛИЯНИЯ D-ОБЛАСТИ НА УРОВЕНЬ ЗОНДИРУЮЩЕГО СИГНАЛА

Проведем теоретическую оценку влияния D-области и возмущений в ней на поглощение радиоволн. Будем считать, что на выходе передатчика спутникового ионозонда и на входе в ионосферу существует волна линейной поляризации, расщепляющаяся в плазме на две магнитоионные компоненты с равными амплитудами A_x^o и A_o^o (антенна спутника – горизонтальный диполь). Результирующее поле вдоль экстремального луча, связывающего передатчик, область отражения на поверхности и приемник, представим в виде

$$A_{o,x} = \frac{A_{o,x}^o}{\sqrt{\Psi}} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} \xi_{o,x} dh \right],$$

где Ψ – геометрическая расходимость. Положим, что магнитоионные компоненты распространяются по практически совпадающим траекториям, а земная поверхность является плоскостью с коэффициентом отражения $|T_{o,x}| = 1$. Тогда отношение амплитуд магнитоионных компонент (дифференциальное поглощение) будет изменяться только из-за поглощения и дисперсионного расплывания. При отражении от Земли и двукратном прохождении D- и F-областей дифференциальное поглощение R равно

$$R = \frac{A_x}{A_o} = \Theta_{x,o} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_x - \xi_o) dh \right], \quad (2)$$

где $\xi = \omega/c \operatorname{Im} \sqrt{\epsilon}$ – коэффициент затухания; $\Theta_{x,o}$ – коэффициент, учитывающий различное падение амплитуды обеих магнитоионных компонент зондирующего импульса вследствие дисперсионного расплывания в ионосфере. Соотношение, аналогичное (2), получается при использовании зондирующих импульсов одной круговой поляризации, но с различными частотами ω_i, ω_j .

$$\frac{A_i}{A_j} = \Theta_{ij} \exp \left[-2 \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_j - \xi_i) dh \right].$$

Интервал изменений величины R заключен в пределах 0–1.

Таким образом, для модельной оценки времени запаздывания и потерь при зондировании необходимо пространственно-временное распределение $n(\omega_e, v_e, \Omega_e)$ и $\chi(\omega_e, v_e, \Omega_e)$. Это, в свою очередь, требует задания пространственного распределения

плазменной частоты электронов, эффективной частоты электронных соударений, гирочастоты электронов. В качестве модели ионосферной плазмы воспользуемся моделью ионосферы IRI (Rawer et al., 1987), а для определения нейтрального состава D-области – моделью термосферы MSIS (Hedin, 1991). Для оценки эффективной частоты соударений ν_e используем соотношения, связывающие частоты соударений электронов с нейтральными атомами, молекулами и ионами в следующем виде (Фаткуллин и др., 1981):

$$\begin{aligned}\nu_{eN_2} &= 2.33 \times 10^{-11} N_{N_2} (1 - 1.2 \times 10^{-4} T_e) T_e, \\ \nu_{eO_2} &= 1.8 \times 10^{-10} N_{O_2} (1 + 3.6 \times 10^{-2} T_e^{1/2}) T_e^{1/2}, \\ \nu_{eO} &= 8.2 \times 10^{-10} N_O T_e^{1/2}, \\ \nu_{eH} &= 4.5 \times 10^{-9} N_H (1 - 1.35 \times 10^{-4} T_e) T_e^{1/2}, \\ \nu_{eHe} &= 4.6 \times 10^{-10} N_{He} T_e^{1/2}, \\ \nu_{ei} &= (54 \pm 5) T_e^{1/2} N_i.\end{aligned}$$

Здесь ν_{ea} – частоты соударений электронов с основными составляющими нейтральных атомов и молекул (O, O₂, N₂, H, He) и ионов (i) ионосферной плазмы; T_e – температура электронов. Эффективная частота электронных соударений сущ $\nu_e = \sum_{a=1}^6 \nu_{ea}$. Расчет напряженности геомагнитного поля B и гирочастоты электронов $\Omega_e = eB/(m_e c)$ проводился в дипольном приближении $B(\varphi, r_0 + h) = M_3 / (r_0 + h)^3 \sqrt{1 + 3 \sin^2 \theta}$, геомагнитный и географический полюса были совмещены. Здесь r_0 – земной радиус, M_3 – магнитный момент Земли.

Оценим роль дисперсии в изменении амплитуд регистрируемых сигналов. Ширина спектра зондирующего импульса приближенно связана с его длительностью соотношением $\Delta f \approx 2/\tau_i = f_b - f_n$. В предположении, что f_n и f_b – верхняя и нижняя частоты спектральной полосы зондирующего импульса, увеличение его длительности оценим по соотношению

$$\Delta \tau_i = \frac{2}{c} \int_{h_c}^{h_{отр}} \left(\frac{1}{n(h, f_n)} - \frac{1}{n(h, f_b)} \right) dh. \quad (3)$$

Тогда для коэффициента $\Theta_{x,o}$, учитывающего различное падение амплитуд обеих магнитоионных компонент зондирующего импульса вследствие дисперсионного расплывания в ионосфере, можно записать как $\Theta_{x,o} = \sqrt{(\tau_i + \Delta \tau_i^o) / (\tau_i + \Delta \tau_i^x)}$. Здесь τ_i – начальная длительность зондирующего импульса.

Поскольку в модельном эксперименте поглощение и дисперсионное расплывание импульсов обеих поляризацій рассчитывается независимо, положим $\Theta_{x,o} = 1$. В реальном эксперименте оценить отдельно изменения амплитуды и формы радиоимпульса под воздействием дисперсионного расплывания и поглощения невозможно. Поэтому сначала необходимо восстановить по ионограмме реальный профиль электронной концентрации, а затем, по соотношению (3), исключить из экспериментальных данных искажения, вносимые дисперсией ($\Theta_{x,o}$). Таким образом, измеренное отношение амплитуд R позволяет определить интегральный коэффициент поглощения, являющейся важной характеристикой текущего состояния D-области

$$\begin{aligned}& \int_{h_c}^{h_{отр}} (\xi_x - \xi_o) dh = \\ & = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{A_o}{A_x} \sqrt{\frac{(\tau_i + \Delta \tau_i^o)}{(\tau_i + \Delta \tau_i^x)}} \right] = \ln \left[\sqrt{\Theta_{x,o} / R} \right].\end{aligned} \quad (4)$$

ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ СИГНАЛА ЗОНДИРОВАНИЯ

Воспользуемся полученными соотношениями (2)–(4) и проведем оценку величины R в случае появления локального возмущения в D-области. Положим, что гелио- и геомагнитная активности являются невысокими: $F_{10.7} = 107$, $A_p = 4$. Расчеты проведем для точки с координатами 42.25° с.ш., 145° в.д. (Тихий океан, восточнее о. Хоккайдо) в период летнего солнцестояния, 06:00 UT. Профили невозмущенных значений плазменной частоты электронов f_{en} (data1), эффективной частоты соударений ν_{en} (data2) и произведения $f_{en}^2 \nu_{en}$ (data3), рассчитанные по моделям (Rawer et al., 1987; Hedin, 1991), представлены на рис. 2.

Плавное уменьшение величины R при перемещении с юга на север в невозмущенных условиях обусловлено уменьшением критической частоты слоя F2 с увеличением широты (рис. 3). Аналогичное уменьшение R с востока на запад связано с перестройкой ионосферы в вечернее время суток: для электронной концентрации в D-области основным регулирующим фактором является высота положения Солнца над горизонтом. В то же время значения критической частоты слоя F2 не следует строго за зенитным углом Солнца, летом максимальные значения критических частот наблюдаются не в полдень, а в вечерние часы (до захода Солнца). При построении карт изоуровней дифференциального поглощения R в невозмущенных условиях определяющим фактором являются суточные и сезонные вариации параметров регулярных слоев ионосферы.

ры, которые связаны с изменениями волновой радиации Солнца. К регулярным вариациям следует отнести и изменения параметров слоев в течение 11-летнего цикла солнечной активности. Таким образом, эти вариации создают сложную картину зависимости дифференциального поглощения R от географических координат, времени и солнечной активности.

Наряду с регулярными изменениями наблюдаются нерегулярные возмущения, связанные с активностью Солнца и сопутствующими явлениями в околоземном пространстве, взаимодействием между различными геосферами и антропогенными возмущениями ионосферы. В случае локальных ионосферных возмущений представим возмущенное распределение величины $f_e^2 v_e$, ответственной за поглощение, в следующем мультипликативном виде:

$$f_e^2 v_e = f_{en}^2 v_{en} \left[1 + Am \times \prod_{k=1}^3 \begin{cases} \left(1 - (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 \right)^2, & (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 \leq 1 \\ 0, & (x_k - x_{ko})^2 / \Delta x_k^2 > 1 \end{cases} \right].$$

Здесь $x \equiv (h, \theta, \varphi)$ – текущие высота, широта, долгота, $x_0 \equiv (h_0, \theta_0, \varphi_0)$ – координаты местоположения центра возмущения, $\Delta x \equiv (\Delta h, \Delta \theta, \Delta \varphi)$ – пространственный размер (полутолщина) возмущения по соответствующей координате.

Согласно литературным данным, горизонтальные размеры возмущенной области F2, связанной с подготовкой землетрясения (Гохберг и др., 1988; Бучаченко и др., 1996; Pulinets et al., 2000), составляют не менее 1000 км по широте и долготе. Поэтому есть все основания считать, что горизонтальные размеры возмущения D-области, которые могут быть связаны с сейсмической активностью, имеют аналогичные размеры. При моделировании полагалось: полутолщина возмущенной области по широте составляет $\Delta \theta = 8^\circ$, по долготе – $\Delta \varphi = 11^\circ$, по высоте – $\Delta h = 20$ км. Центр возмущенной области помещен в точку с координатами $\Theta = 42.25^\circ$ с.ш., $\varphi = 145^\circ$ в.д. на высоте $h = 80$ км. Относительная амплитуда возмущения выбрана равной $Am = 10$.

Вертикальный разрез распределения электронной плазменной частоты вдоль меридиана, проходящего через центр возмущенной области, иллюстрируется рис. 3а. Для данной модели возмущенная область электронной концентрации представляет собой “язык”, опускающийся из E-области в D-область. Несмотря на то, что центр модельного возмущения находится на высоте 80 км, область с наибольшими отклонениями концентрации электронов от равновесного значения расположена выше и примыкает к E-слою снизу. Расчеты здесь и далее проводились на сетке $5^\circ \times 5^\circ$. Частота зондирования бы-

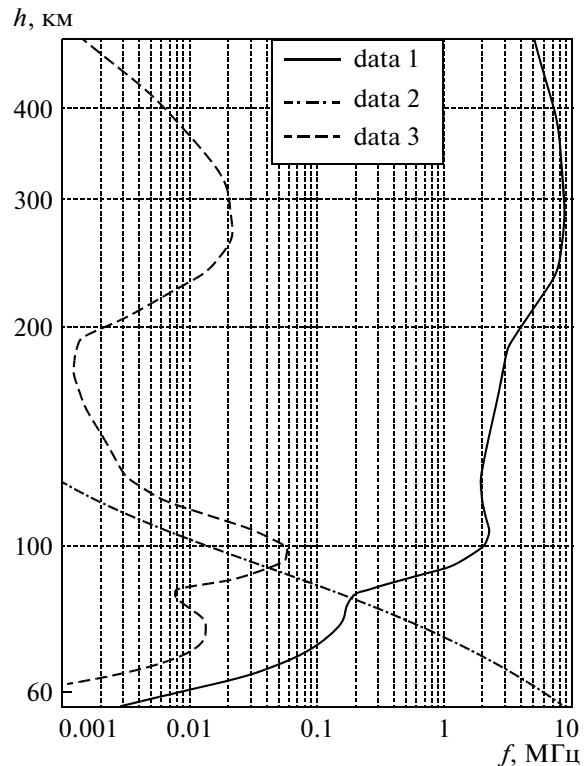


Рис. 2. Профили невозмущенных значений плазменной частоты электронов (data1), эффективной частоты соударений (data2) и произведения $f_e^2 v_e$ (data3), летнее солнцестояние, 06:00 UT. По оси абсцисс – частота, по оси ординат – высота.

ла переменной и в каждом узле сетки определялась из соотношения $f_i = fxF2(\theta, \varphi) + 0.1$ (МГц). Шаг по высоте в D-области составлял 1 км.

Для возмущенной ионосферы данные модельного эксперимента на минимально возможной частоте зондирования ($f_i = fxF2(\theta, \varphi) + 0.1$ (МГц)) иллюстрируются картой, представленной на рис. 3б. Стрелкой на этой карте указано местоположение возмущения. Возмущение по площади охватывает весь о. Хоккайдо, южную часть о. Сахалин и часть Курильских о-вов. Величина R уменьшается от значения $R \sim 0.8$, характерного для исследуемого региона в невозмущенных условиях, до значений $R \sim 0.55$, которые являются наименьшими по земному шару на минимальной частоте зондирования и заданных при моделировании гелио-геофизических параметров.

АНАЛИЗ ДАННЫХ МОДЕЛИРОВАНИЯ

При построении карт изоуровней R относительная амплитуда возмущения полагалась равной $Am = 10$, и выбиралась минимально возможная частота зондирования, превышающая частоту отсеч-

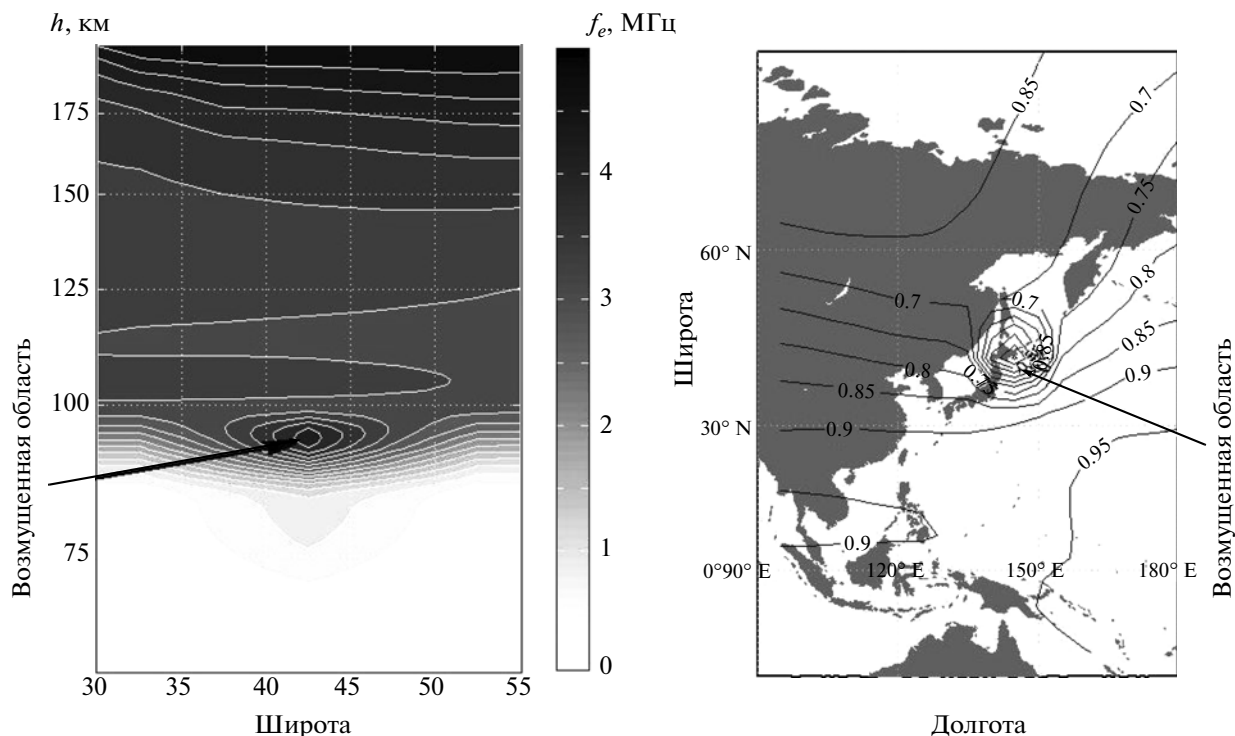


Рис. 3. Локальное возмущение в D-области. Вертикальный разрез распределения плазменной частоты f_e вдоль меридиана 145° в.д. (слева), карта распределения отношения зарегистрированных уровней модельных сигналов, отраженных от Земли (справа).

ки необыкновенной компоненты $f_x F2$ всего на 0.1 МГц. Последнее связано с тем, что поглощение радиосигнала в D-области убывает обратно пропорционально квадрату частоты зондирования, и, следовательно, при минимально возможной частоте зондирования величина R будет минимальна. Относительные возмущения в D-области могут быть обусловлены самыми разнообразными причинами (Митра, 1977; Брюнелли, Намгаладзе, 1988; Зуев и др., 2002), поэтому их амплитуда варьирует в

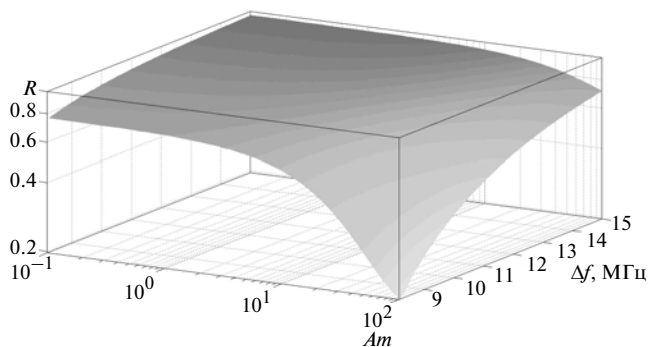


Рис. 4. Зависимость отношения уровней зарегистрированных сигналов R от относительной амплитуды возмущения Am и частоты зондирования f_i . Диапазон частот зондирования $f_i = 8.2-15$ МГц.

очень широком диапазоне значений: от долей и единиц при слабых возмущениях до трех и более порядков во время мощных хромосферных вспышек и сильных геомагнитных бурь.

Перейдем к исследованию зависимости дифференциального поглощения от относительной амплитуды возмущения и частоты зондирования. Численное моделирование величины R проведем для того же региона ($\Theta = 42.25^\circ$ с.ш., $\varphi = 145^\circ$ в.д.), тех же гелио- геофизических условий и параметров возмущения: $\Delta\Theta = 8^\circ$, $\Delta\varphi = 11^\circ$, $\Delta h = 20$ км, $h = 80$ км. Интервал изменения амплитуды возмущения был задан равным $Am = 0.1-100$. Некоторые результаты моделирования иллюстрируются рис. 4, на котором R суть $R(Am, f_i)$.

Анализ данных моделирования показал, что частотный интервал, в котором предлагаемый метод позволяет проводить измерения, определяется значениями Am и f_i . При малых относительных амплитудах возмущений (или их отсутствии) и частотах зондирования, значительно превышающих частоту отсечки $f_x F2$, обе магнитоионные компоненты испытывают слабое, практически совпадающее, поглощение ($R \rightarrow 1$), поэтому точность оценки поглощения в D-области невелика. В случае больших амплитуд возмущений и частот зондирования, близких к частоте отсечки $f_x F2$, отношение амплитуд может стать малым ($R \rightarrow 0$), поскольку необыкновенная

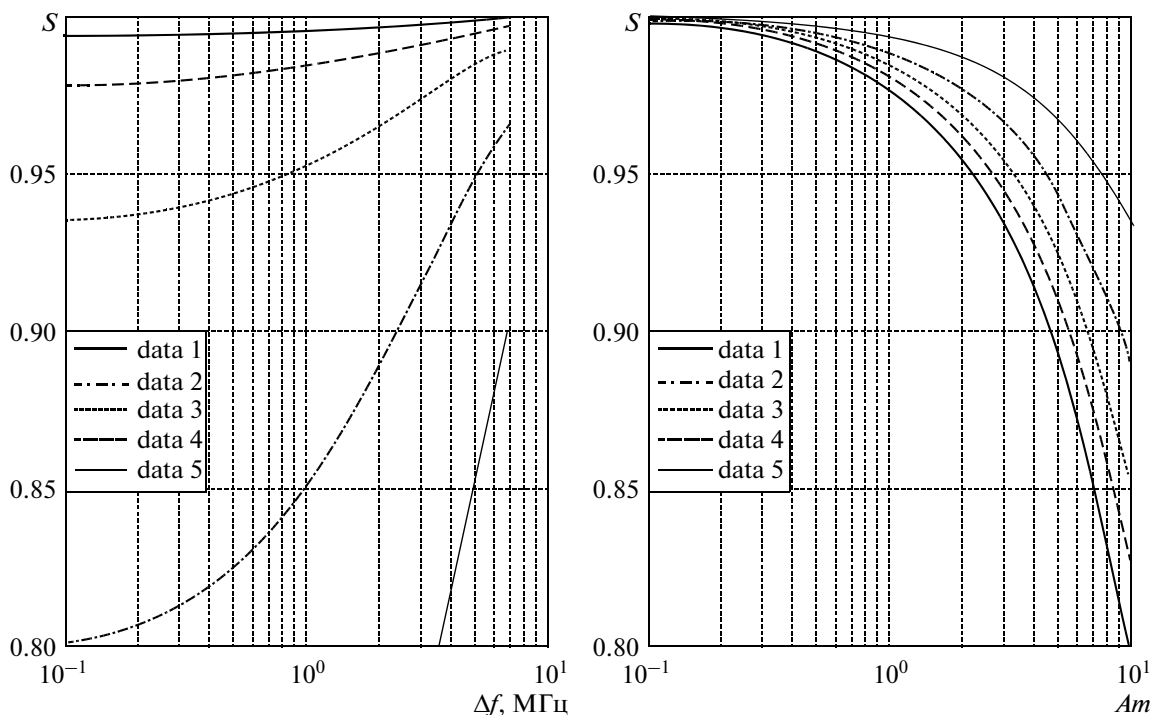


Рис. 5. Нормированное отношение S для серий значений Am (слева) и Δf (справа): a – кривым data1–data5 соответствуют $Am = 0.3; 1; 3; 10; 30$; b – кривым data1–data5 соответствуют $\Delta f = 0.1; 0.5; 1; 2; 4$ МГц.

волна претерпевает более сильное поглощение. В этом случае достоверная оценка R также становится затруднительной.

Для оценки чувствительности метода воспользуемся результатами работы (Зуев, Зуев, 1989). Проведем нормировку отношения магнитоионных компонент в возмущенных условиях $R_{\text{возм}}$ на аналогичное отношение в случае отсутствия возмущения $R_{\text{невозм}}$:

$$S = R_{\text{возм}} / R_{\text{невозм}} \quad (5)$$

$$\Delta S = (R_{\text{невозм}} - R_{\text{возм}}) / R_{\text{невозм}}$$

В качестве невозмущенных значений $R_{\text{невозм}}$ в (5) могут быть выбраны данные, полученные вне области, занимаемой возмущением, либо данные, полученные при серии последовательных пролетов над областью, в которой возможно появление возмущения. В последнем случае необходимо, чтобы местное время проведения сеансов зондирования было одним и тем же. В нашем случае в качестве $R_{\text{невозм}}$ взяты данные моделирования для $Am = 0$. Результаты модельных экспериментов иллюстрируются рис. 5, на котором представлены зависимости нормированного поглощения S от частоты зондирования (рис. 5а) и относительной амплитуды возмущения (рис. 5б). Здесь $\Delta f = f_i - (fxF2(\theta, \varphi) + 0.1)$.

Минимальный уровень оцениваемой величины $\ln(\Delta S)$, согласно (Зуев, Зуев, 1989), должен быть не

менее 0.02. При этом необходимо, чтобы погрешность измерений не превышала 1%. Это условие может быть реализовано только для медленно меняющихся средних значений сигналов зондирования вдоль траектории полета спутника. Анализ данных моделирования показал, что двукратное повышение электронной концентрации в D-области является нижней границей для предложенного метода, а диапазон частот, в котором возможно зондирование, не превышает 0.3–0.5 МГц. Увеличение амплитуды возмущения приводит к соответствующему увеличению полосы частот, в которой возможно зондирование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе модельного анализа данных спутникового ионосферного зондирования в полосе частот, превышающих частоту отсечки $fxF2$, показана перспективность использования этой полосы частот зондирования для глобального контроля состояния D-области ионосферы.

Наличие отражающей поверхности (земли) не требует увеличения мощности бортового передатчика ионозонда, а расположение аппаратуры на спутнике позволяет осуществить оперативный мониторинг D-области, расположенной над сейсмоактивными регионами планеты. Использование при работе бортового ионозонда сетки частот позволяет выбрать оптимальный диапазон измерений

величин R и S , снизить погрешность определения этих величин и расширить границы применимости метода.

Выполнено при поддержке проектов СО РАН № VII.63.3.1, Президиума РАН № 16.10 и ФЦП № 02.740.11.0738.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгалдзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 527 с.
- Бучаченко А.Л., Ораевский В.Н., Похотелов О.А. и др.* Ионосферные предвестники землетрясений // УФН. 1996. Т. 166. № 9. С. 1053–1059.
- Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А.* Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
- Девис К.* Радиоволны в ионосфере. М.: Мир, 1973. 501 с.
- Зуев В.Е., Зуев В.В.* Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 232 с.
- Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д.* Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: Раско, 2002. 352 с.
- Ким В.П., Пулинец С.А., Хегай В.В.* Теоретическая модель возможных изменений ночной среднеширотной D — области ионосферы над зоной подготовки сильного землетрясения // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 4. С. 289–296.
- Корсунова Л.П., Хегай В.В.* Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в тихоокеанском регионе // Геомагнетизм и аэронаука. 2005. Т. 45. № 5. С. 706–711.
- Липеровская Е.В.* Исследование эффекта F-рассеяния в связи с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэронаука. 2008. Т. 48. № 6. С. 844–846.
- Липеровский В.А., Похотелов О.А., Мейсткр К.В., Липеровская Е.В.* Физические модели связей в системе литосфера–атмосфера–ионосфера перед землетрясениями // Геомагнетизм и аэронаука. 2008. Т. 48. № 6. С. 831–843.
- Мальцев С.А., Моргунов В.А.* К физической модели возмущений электростатического поля литосферной природы в атмосфере и ЭМИ // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2005. № 9. С. 65–73.
- Мартыненко С.И., Фукс И.М., Шубова Р.С.* Отклик нижней ионосферы на изменение проводимости приземной атмосферы // Геомагнетизм и аэронаука. 1994. Т. 34. № 2. С. 121–129.
- Митра А.* Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М.: Мир, 1977. 372 с.
- Фаткуллин М.Н., Зеленова Т.И., Козлов В.К. и др.* Эмпирические модели среднеширотной ионосферы. М.: Наука, 1981. 256 с.
- Фукс И.М., Шубова Р.С.* Аномалии СДВ-сигнала как отклик на процессы в приземной атмосфере // Геомагнетизм и аэронаука. 1994. Т. 34. № 2. С. 130–135.
- Чернявский Г.М., Скребушевский Б.С., Скрипачев В.О.* Бортовая аппаратура космических аппаратов мониторинга предвестников землетрясений // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 6. С. 50–58.
- Hedin A.E.* Neutral Atmosphere Empirical Model from the surface to lower exosphere MSIS90 // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 1159–1172.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V. et al.* Quasielectrostatic model of atmosphere–thermosphere–ionosphere coupling // Adv. Space Res. 2000. V. 26. № 8. P. 1209–1218.
- Rawer K., Bilidza D., Ramakrishnan S.* Goals and Status of the IRI // Rev. Geophys. Space Phys. 1987. V. 16. № 2. P. 177–181.

Method of Assessment of D-Region Ionosphere Using Space-Based Radio Means

V. V. Zuev, P. M. Nagorsky

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk

In work the method of estimation of area condition and the basis of area of ionosphere by the space means, based on the analysis of differential absorption of radio-waves in the bottom ionosphere is offered. On the basis of the modeling analysis of the data ionospheric sounding in a strip of the frequencies exceeding frequency f_xF_2 , perspective of use of this strip of frequencies of sounding for the global control of a condition of area D of an ionosphere is shown.

Keywords: D-region of ionosphere, space radiosonde, differential absorption of radio waves, inter geospheric communications

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПЕКТРОРАДИОМЕТРОВ MODIS И КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИИ

© 2011 г. Е. С. Гурова¹, А. Ю. Иванов^{2*}

¹Учреждение Российской академии наук Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

²Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
E-mail: ivanoff@ocean.ru

Поступила в редакцию 20.08.2010 г.

На основе совместного анализа квазисинхронных данных спектрорадиометра MODIS на ИСЗ Terra и Aqua и космических радиолокационных изображений (РЛИ), полученных летом 2006 г., исследуются особенности проявления гидродинамических структур в юго-восточной части Балтийского моря, в том числе в условиях летнего цветения сине-зеленых водорослей. Наблюдается хорошая корреляция сигнатур, видимых на РЛИ, температурных и оптических снимках моря в зонах вихрей, грибовидных структур, прибрежного апвеллинга и выносов рек. Показано, что температурные аномалии часто являются одним из важных механизмов формирования светлых/темных сигнатур на РЛИ. Интенсивные цветения сине-зеленых водорослей, формируя на поверхности моря неветровую шероховатость, помимо всего прочего, создают дополнительные интерпретационные трудности.

Ключевые слова: морские течения, мезомасштабные гидродинамические структуры, дистанционное зондирование, MODIS, космическая радиолокация, радиолокационные изображения, мультидатчиковый подход, Балтийское море

ВВЕДЕНИЕ

Пространственно-временные масштабы процессов, происходящих в Балтийском море, определяют разнообразие гидродинамических явлений, среди которых вихри, грибовидные течения, фронты, апвеллинги, выносы рек. В настоящее время их исследования проводят путем сбора и анализа контактных и дистанционных измерений. Последние включают главным образом данные космических съемок. Современные спутниковые спектрорадиометры осуществляют съемку в видимой и инфракрасной (ИК) частях электромагнитного спектра. Это позволяет восстанавливать значения физических параметров поверхностного слоя вод, таких как температура, содержание хлорофилла, взвешенных и растворенных веществ, а также ряд других гидрооптических характеристик. Например, данные MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) на ИСЗ Terra и Aqua, имея среднее пространственное и высокое спектральное разрешение, большую площадь покрытия, хорошую повторяемость во времени, оптические и ИК-каналы, хорошо зарекомендовали себя для получения оперативной информации, в том числе при проведении биологических, гидродинамических и экологических исследований (Гурова, 2009).

Среди микроволновых методов дистанционного зондирования (ДЗ) Земли космическая радиолокация является одним из активно развивающихся направлений. Причем, радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) позволяют независимо от освещения и облачности получать информацию о ключевых параметрах морской среды: ветре, волнении, ледовой и навигационной обстановках, а также о нефтяных загрязнениях (Иванов, 2010). Однако одна из главных проблем радиолокационного зондирования морей и океанов состоит в том, чтобы понять, что отображается на радиолокационных изображениях (РЛИ) моря при тех или иных гидрометеорологических условиях. Тем не менее, в рамках мультидатчикового подхода космическая радиолокация определенно предоставляет новые возможности для исследования динамики прибрежных вод (Rud, Gade, 1999; Stapleton et al., 2000).

В видимом диапазоне спектра элементы поля течений идентифицируются благодаря наличию в водной толще пассивных трассеров (окрашенного растворенного органического вещества (ОРОВ), минеральной и биогенной взвеси) в разных концентрациях (Карабашев и др., 2000). Особенно ярко это выражено в прибрежной зоне, где из-за речного стока, размыва берегов и взмучивания донных осад-

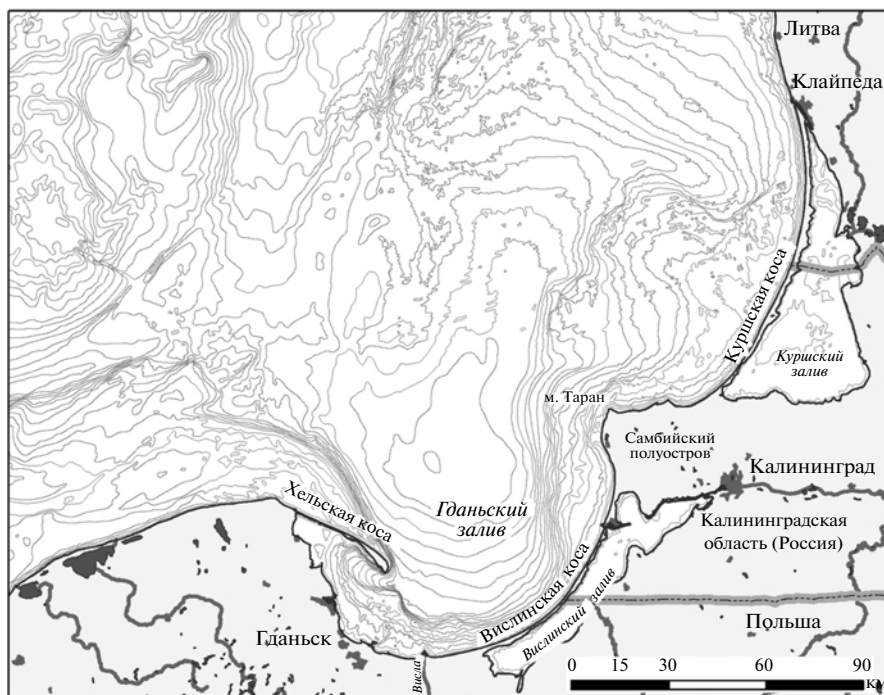


Рис. 1. Район исследований.

ков резко изменяются оптические характеристики вод. Заметным фактором воздействия на среду Балтийского моря является цветение сине-зеленых водорослей (цианобактерий) в летний период (Mazur-Marzec et al., 2006).

Неоднородности поля волнения и пленки поверхностно-активных веществ (ПАВ) рассматриваются в качестве основных факторов, формирующих поверхностные проявления на РЛИ (Johannesen et al., 1994). Первые формируют контрасты, связанные с границами основных течений, струйных ответвлений и вихревых образований, апвеллингов, тогда как ПАВ скапливаются в локальных зонах конвергенций и подавляют развитие мелких гравитационно-капиллярных волн (ГКВ), таким образом визуализируя структуру течений (Johannesen et al., 1994; Ivanov, Ginzburg, 2002).

Водоросли, плавающие во время массовых цветений на поверхности моря, также могут достаточно детально визуализировать поле и структуру поверхностных течений на снимках видимого диапазона (Rud, Gade, 1999; Stapleton et al., 2000; Kutser, 2004), однако анализ квази-синхронных РЛИ чрезвычайно сложен, так как водоросли могут создавать шероховатость, аналогичную ветровой (Naumenko et al., 1994), а разрывы в них — плохо интерпретируемые сликоподобные образования.

Ситуация на РЛИ, в отличие от снимков видимого диапазона, существенно зависит от скорости ветра — так, в диапазоне 2–5 м/с преобладают

структуры, визуализируемые пленочными сликами, в то время как при большей скорости ветра работает механизм отображения, связанный с кинематической модуляцией ГКВ на границах течения (Johannesen et al., 1994; Ivanov, Ginzburg, 2002).

Цель данной статьи — исследование особенностей проявления гидродинамических структур в юго-восточной части Балтийского моря по данным спектрорадиометров MODIS (Terra и Aqua) и РЛИ со спутников Envisat и Radarsat-1, полученных над юго-восточной (ЮВ) частью Балтийского моря в июне–августе 2006 г. Среди них — выносы рек, вихри, грибовидные структуры, прибрежный апвеллинг и линеаменты течений. Очевидно, данная проблема сложна и далека еще от окончательного решения, ибо в условиях наличия пленок ПАВ и/или плавающих водорослей на морской поверхности, взвеси и ОРОВ в верхнем слое моря, температурных аномалий и изменчивого поля ветра эти структуры могут изменять знак своих поверхностных проявлений.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований охватывал ЮВ часть Балтийского моря, включая Гданьский залив, район косы Хель и прилегающую акваторию открытого моря (рис. 1). Данная акватория характеризуется сложным и крайне изменчивым гидродинамическим режимом (Добровольский, Залогин, 1982; Бабаков, 2003), который обусловлен сложной конфигураци-

Сведения о спутниковых данных, использованных для анализа

№	Дата	MODIS		Радиолокация	
		спутник	время, UTC	спутник/сенсор	время, UTC
1	07.06.2006	Terra	10:00	Envisat (ASAR)	09:06
2	03.07.2006	Aqua	10:45	Envisat (ASAR)	20:14
3	06.07.2006	Aqua	11:15	Envisat (ASAR)	20:19
4	11.07.2006	Terra	09:45	Radarsat-1	05:02

ей береговой линии, донным рельефом, ветровым режимом и особенностями циркуляции Балтики в целом, а также стоком крупных рек, таких как Висла, Преголя, Неман. Кроме того, в последние годы в июле–августе в Балтийском море ежегодно наблюдается цветение сине-зеленых водорослей (цианобактерий) (Mazur-Marzec et al., 2006), которые создают новые условия применения данных ДЗ. По данным Финского института морских исследований (Finnish Institute of Marine Research, <http://www.fimr.fi>) массовое цветение сине-зеленых водорослей в ЮВ Балтике в 2006 г. началось в конце июня.

ДАННЫЕ

В таблице приведены основные сведения о спутниковых данных, использованных для анализа. В настоящей статье мы остановимся на результатах сравнительного анализа снимков спектро-радиометров MODIS и РЛИ со спутников Envisat и Radarsat-1, полученных над ЮВ частью Балтийского моря 07.06, 03.07, 06.07 и 11.07.2006.

Оригинальные спутниковые данные MODIS уровня обработки L1A были получены из архива LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System). Дальнейшая обработка производилась в программном обеспечении Seadas 6.1 и включала в себя атмосферную коррекцию по алгоритму MUMM (Ruddick et al., 2000) и расчет ряда геофизических продуктов, а именно: карт распределения температуры поверхности моря (ТПМ) (Brown, Minnett, 1999), нормализованных спектральных яркостей восходящего излучения (nLw) (Gordon, Wang, 1994) и спектральных коэффициентов диффузного ослабления нисходящего излучения (Kd_{Lee}) (Lee et al., 2005) для разных длин волн. Значения содержания хлорофилла по данным MODIS не рассчитывались, главным образом, из-за очень высокой погрешности существующих алгоритмов в условиях Балтийского моря (Darecki, Stramski, 2004).

Для данного исследования были выбраны две гидрооптические характеристики, косвенно отражающие содержание в водной толще взвешенных и растворенных веществ: нормализованная яркость восходящего излучения на длине волны 551 нм —

nLw_{551} , наиболее соответствующей “окну прозрачности” вод Балтийского моря (Jerlov, 1976; Kzatzet et al., 2003), и спектральный коэффициент диффузного ослабления нисходящего облучения для длины волны 488 нм — Kd_{488_Lee} , характеризующий прозрачность вод. Эти характеристики широко применяются для оценки гидрооптических свойств морской воды, особенно в прибрежной зоне (Chen et al., 2007; Lee et al., 2005; Kratzer et al., 2003).

В работе использовались РЛИ среднего разрешения, имеющиеся в Атлантическом отделении Института океанографии РАН (АО ИО РАН), представленные KSAT (Köingsberg Satellite Services, г. Тромсе, Норвегия) в формате HDF5. Они представляют собой изображения среднего разрешения оригинальных продуктов ASA_WSM (Envisat) и ScanSAR Narrow (Radarsat-1) с пространственным разрешением 300 и 200 м соответственно и были изначально получены в рамках проекта по мониторингу нефтяных загрязнений в районе платформы Д-6. Помимо этого в файле HDF5 содержится информация о нефтяных загрязнениях и судовой обстановке, извлеченная из РЛИ специалистами KSAT.

На рис. 2–5 представлены основные результаты, полученные в ходе исследований. Ниже приводятся результаты и обсуждается отображение сигнатур различных явлений на квазисинхронных снимках MODIS и РЛИ. Основной метод анализа — комбинирование данных и построение радиометрических разрезов, наглядно отражающих пространственную корреляцию параметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Аномалии поля температуры

Связь аномалий поля ТПМ с оптическими характеристиками неоднозначна. Воды выносов рек, резко отличающиеся по физическо-химическим свойствам и содержанию взвеси от морских вод, покажут согласованный ход температурных и гидрооптических характеристик и послужат хорошим трассером поверхностных течений. С другой стороны, как было показано в (Zalewski et al., 2003; Krężel et al., 2005), в рассматриваемой акватории не наблюдается тенденции роста концентрации хлоро-

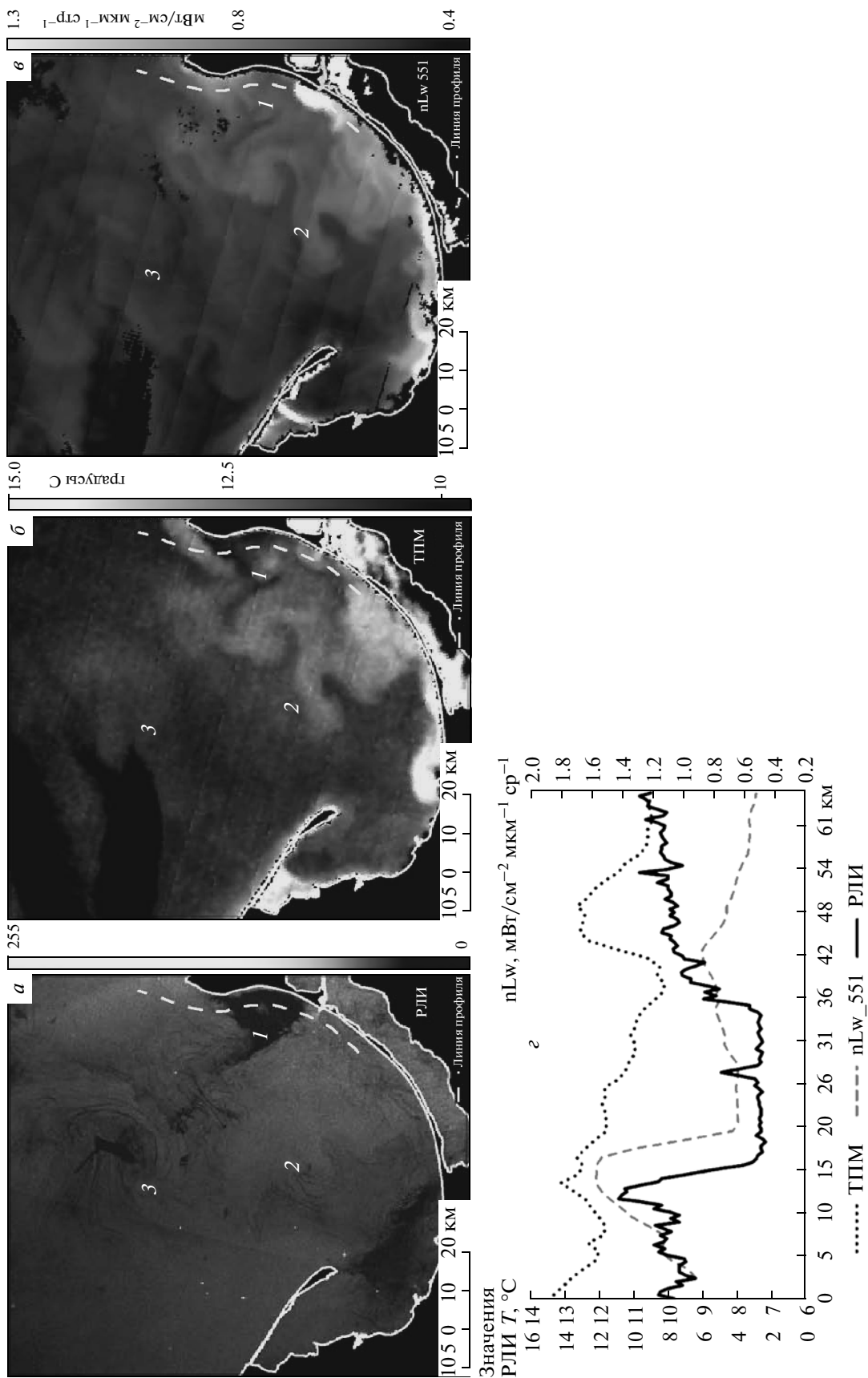


Рис. 2. а-в – Температурные аномалии и вихревые структуры (1 – апвеллинг, 2 – вынос реки, 3 – грибовидная структура и пленочное образование) на серии квазисинхронных снимков от 07.06.2006 (слева направо: фрагмент РЛИ, температура поверхности моря, распределение ТПМ, пЛw_551 и интенсивности РЛИ вдоль линии на рис. 2а-в).

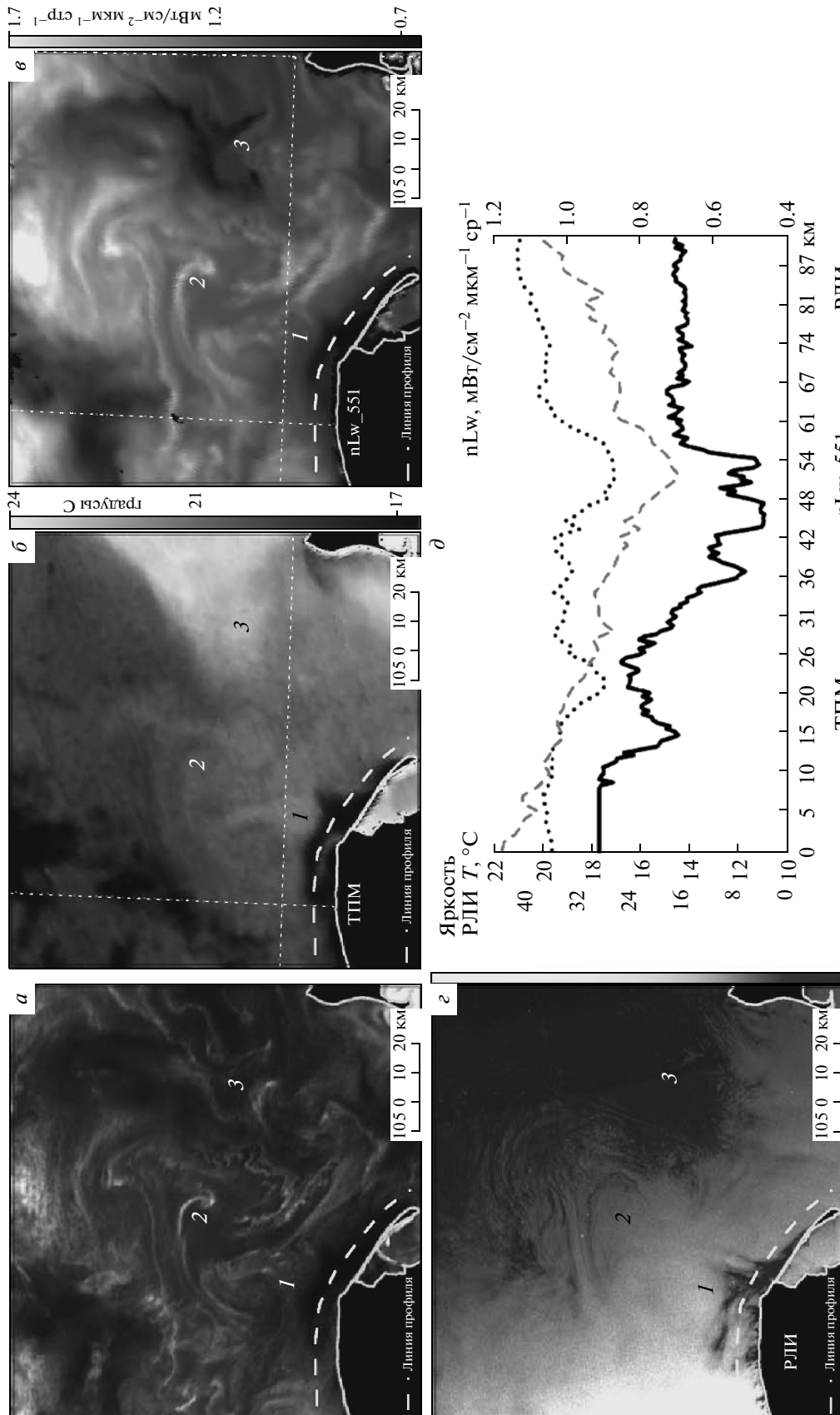


Рис. 3. а-в – Аппеллинг у косы Хель (1) и вихри (2, 3 – грибовидные структуры) в открытом море на серии квазисинхронных снимков от 03.07.2006 (слева направо; снимок в реальных цветах, температура поверхности моря, распределение РЛИ); д – распределение ТПМ, nLw_551 и интенсивности РЛИ вдоль линии на рис. 3а-в.

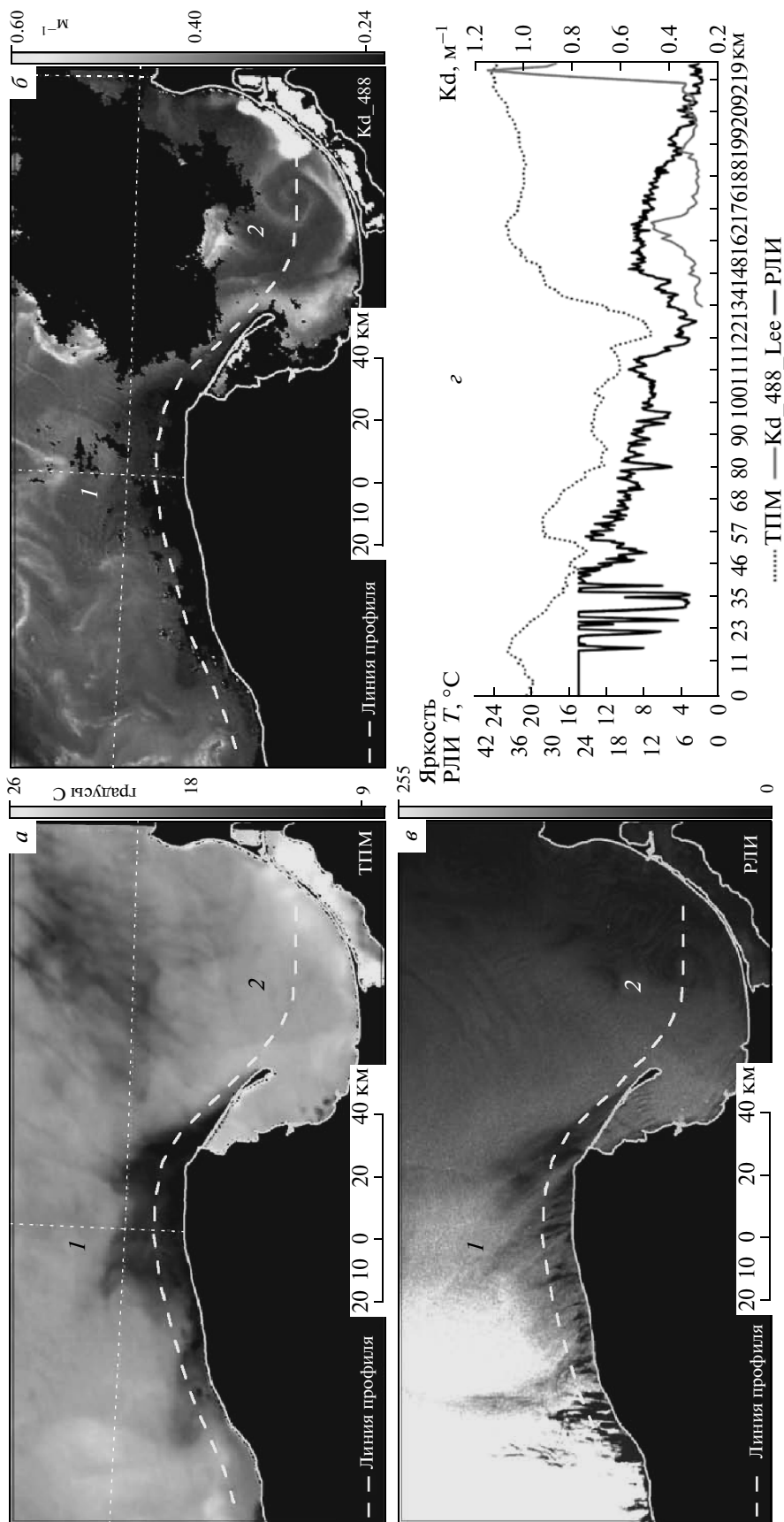


Рис. 4. а–в – Атвеллинг у косы Хель (1) и вихрь (2) в Днaнськом заливe на серии квазисинхронных снимков от 06.07.2006 (слева направо: температура поверхности моря, распределение Kd_488_Lee, фрагмент РЛИ); в – распределение ТПМ, Kd_488 и интенсивности РЛИ вдоль линии на рис. 4а–в.

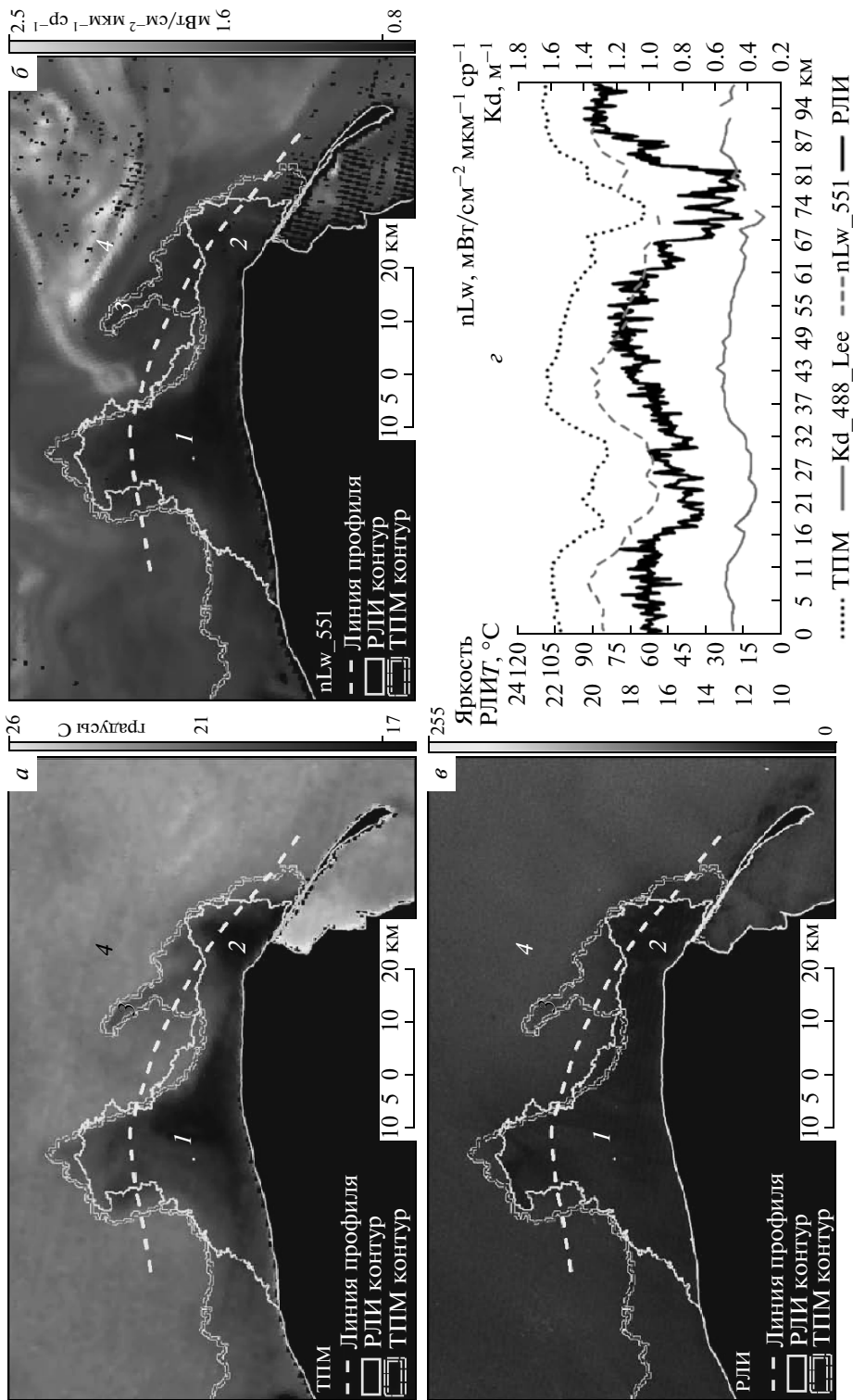


Рис. 5. а-в – Аппеллинг у косы Хель (1, 2, 3) и зона цветения (4) на серии квазисинхронных снимков от 11.07.2006 (слева направо: температура поверхности моря, распределение nLw_551, фрагмент РЛИ); г – распределение ТПМ, nLw_551, Кd_488_Lee и интенсивности РЛИ вдоль линии на рис. 5а-в.

филла в зонах прибрежного апвеллинга, как это принято считать в литературе на примере других акваторий, скорее наоборот, она уменьшается в зоне апвеллинга. Особенно это касается района косы Хель (Zalewski et al., 2003). Корреляция поля ТПМ и рассеянного радиосигнала (на РЛИ) может наблюдаться там, где на поверхности создаются большие градиенты ТПМ, которые способны привести к трансформации поля приводного ветра над зонами повышенной/пониженной температуры, причем это происходит при скорости ветра не более 5 м/с (см. Lin et al. (2002) и цитированную в ней литературу).

Так, на серии снимков, приведенных на рис. 2а–в, четко виден ряд температурных аномалий, примыкающих к Вислинской косе. Снимки получены при ветре северных румбов 3–4 м/с. Главной особенностью этих снимков является наличие прибрежных областей холодной (1), теплой (2) воды и пятна (3). Хорошее совпадение контуров пятен (1) и (2) на РЛИ, оптических и ИК-изображениях, а также профилей вдоль прибрежного разреза (рис. 2г) говорит о том, что главный визуализирующий механизм здесь – контрасты поля температур как между пятнами, так и между водами открытого моря. С океанографической точки зрения, серия пятен (2) представляет собой трансформированные воды р. Висла, имеющие повышенные значения ТПМ и мутности и распространяющиеся вдоль косы под действием вдольбереговых течений, сформированных ветрами, имевшими место в предшествующие дни. Обширное темное пятно (1), очевидно, представляет собой воды, поднявшиеся на поверхность в результате локального апвеллинга у побережья Самбийского п-ова (рис. 2б, в). Характерный и согласованный ход профилей ТПМ, мутности и интенсивности РЛИ (рис. 2г) подтверждает данное предположение. Обращает на себя внимание характер проявления областей теплой и холодной воды в поле радиолокационного сигнала: воды теплее окружающей акватории выглядят светлее, а холодные – темнее фона. Единственное объяснение этому – трансформация атмосферного погранслоя, в частности, приводящая к небольшому ослаблению фонового ветра над холодной, и его небольшому усилению над теплой водой (Beal et al., 1997). Анализ происхождения локального компактного пятна (3), хорошо различимого на РЛИ и на оптическом снимке, но едва – в ИК-диапазоне, показал, что оно, скорее всего, образовано пленками ПАВ, так как известно, что толстые нефтяные пленки формируют значимые температурные контрасты (Fingas, Brown, 1997) и должны более контрастно проявляться на снимке ИК-диапазона.

Вихри и вихревые структуры

Вихри и вихревые структуры на оптических снимках видны благодаря наличию пассивных при-

месей в воде (главным образом, ОРОВ, биогенной или минеральной взвеси), вовлекаемых в его орбиту (Монин, Красицкий, 1985). Причем их вид в различных диапазонах электромагнитного спектра будет несколько различаться в зависимости от природы примесей и от того, с какого горизонта они вовлекаются и на какие глубины проникают солнечные лучи. В поле ТПМ вихри могут быть видны, когда они вовлекают воды, различающиеся по температуре. На РЛИ картины (сигнатуры) спиральных вихрей могут разительно отличаться (Ivanov, Ginzburg, 2002). Так, если на поверхности моря имеются пленки ПАВ (состоящие из высокомолекулярных жирных спиртов и кислот природного происхождения (Гусева и др., 2000), то, скапливаясь вдоль линий конвергенций, они будут отображаться темным тоном, а полосы дивергенций, где они отсутствуют, – светлым (Johannesen et al., 1994). Однако при наличии плавающих водорослей, например, во время цветения цианобактерий, в зонах конвергенции будут скапливаться именно водоросли (рис. 7), создавая, таким образом, неветровую (или неволновую) шероховатость – она на РЛИ будет иметь светлый тон; зоны дивергенции, в свою очередь, будут представлять собой полосы чистой воды, свободные от водорослей, и иметь соответственно более темный тон на РЛИ. В такой ситуации аналогично проявляют себя вихри в видимом диапазоне спектра, где детальное отображение пространственной структуры вихря происходит за счет контрастов между линиями скопления водорослей и чистой воды.

Снимки на рис. 3а–д получены при ветре северных румбов скоростью 2–3 м/с. На данной серии снимков отобразились грибовидная структура (2) и ее филаменты, а также прибрежный апвеллинг у косы Хель. На первый взгляд может показаться, что структура (2) визуализируется пленками ПАВ, однако основным фактором в данном случае являются скопления плавающих на поверхности водорослей, которые, очевидно, могут скапливаться в зонах конвергенций вихревых структур, так же как и пленки ПАВ. Однако в случае интенсивного цветения сине-зеленых водорослей концентрация в конвергентных зонах должна быть максимальна, из-за чего она будет иметь большую шероховатость и отображаться на РЛИ более светлым тоном. На рис. 2, напротив, отмечена грибовидная структура (3), видимая за счет темных сигнатур, образованных скоплениями пленок ПАВ в зонах конвергенции. Снимок на рис. 2 сделан до начала массового цветения цианобактерий.

При ветре, превышающем 4–5 м/с, плавающие субстанции сильнее перемешиваются в толще воды – соответственно сигнатуры вихрей более не наблюдаются на РЛИ (область 3 на рис. 3а), но продолжают наблюдаться на оптических снимках и снимках ИК-диапазона (рис. 3в, г), очевидно, находясь в поверхностном слое моря. Кроме того, на ИК-

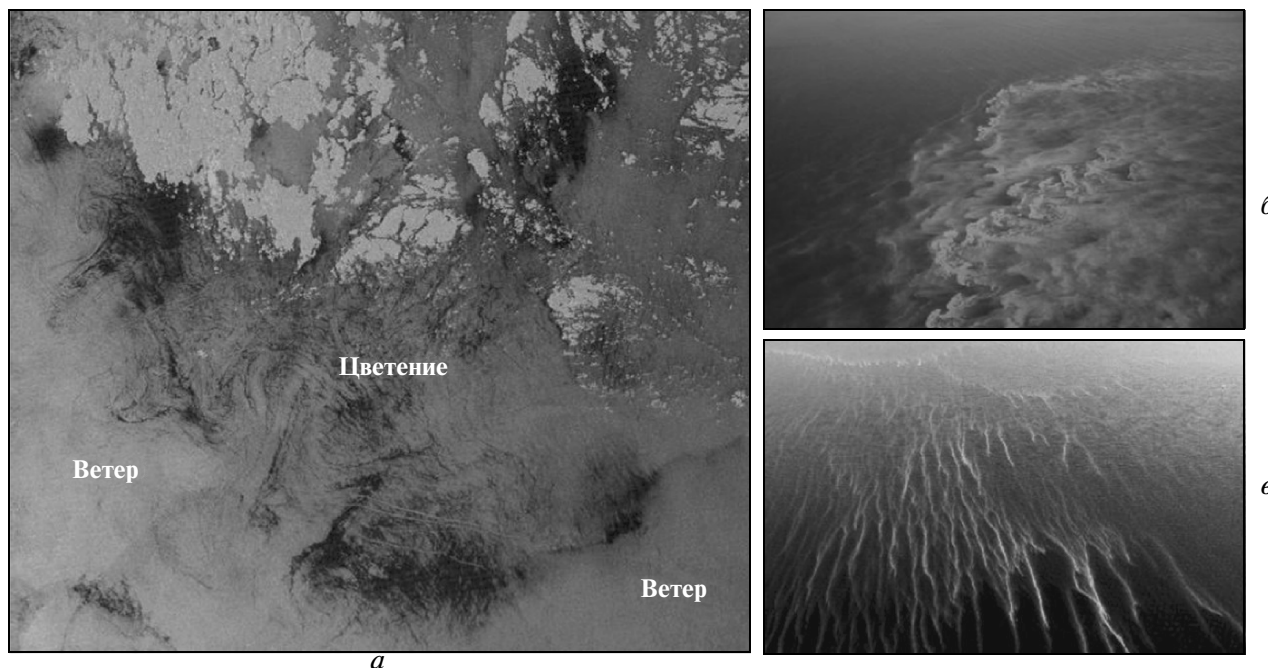


Рис. 6. Летнее цветение сине-зеленых водорослей в северной части Балтийского моря на РЛИ Radarsat-1 (а) от 17.07.2005 (© CSA/MDA) и на снимках с самолета Boarder Guard of Finland 11.07.2005 (б) и 21.07.2005 (в) (рисунок из (Tahvonnen, 2008)).

снимке детализация вихревых структур значительно ниже (иногда они вообще не проявляются), так как в Балтике зачастую вовлекаемая вода имеет незначительные температурные отличия, и, кроме того, нельзя отрицать влияние скоплений сине-зеленых водорослей, сглаживающих эти контрасты.

Интересно соответствие полей ТПМ и nLw_{551} в районе грибовидной структуры (2) на рис. 3. Ее циклонический вихрь более интенсивно выражен в видимом диапазоне, имея при этом более низкую температуру в центре, а антициклонический — более высокую температуру, при меньших значениях nLw_{551} . Это может указывать на вовлечение более теплых вод Гданьского залива, “подогреваемых” стоком р. Висла, который при определенных направлениях ветра достигает окончания косы Хель и далее вовлекается в общую циркуляцию вод Балтийского моря. Это хорошо видно на снимке, представленном на рис. 3г. Струя течения проходит вдоль края зоны Хельского апвеллинга и вовлекается в грибовидную структуру открытого моря.

На рис. 4 в вершине Гданьской бухты на РЛИ и Kd_{488_Lee} изображениях отмечен вихрь (2), расположенный близко к берегу между местами стока рек Висла и Преголя. Из рис. 4б видно, что воды стока р. Висла направлены на север в сторону косы Хель, и не образуют выраженных температурных контрастов, тогда как сильно нагретые воды, вытекающие из Вислинского залива, четко видно в море. Однако совместный анализ всех изображений и графика на рис. 4 показывает согласованность светлых полос вихря с повышенными значениями по-

казателя мутности Kd_{488_Lee} , тогда как яркой зависимости сигнатур РЛИ и ТПМ в данном случае не наблюдается. Поскольку снимок сделан в период массового цветения сине-зеленых водорослей, можно предположить, что и здесь их скопления обусловили визуализацию на РЛИ вихря, который в поле ТПМ не выражен совсем. В данном случае снимки видимого, ИК- и РЛИ-диапазонов существенно расширили спектр полученной информации.

На оптических и ИК-снимках, а также на РЛИ отчетливо видны филаменты (полосы), связанные с цветением сине-зеленых, скопления которых плавают на поверхности моря (рис. 3). Однако хорошая согласованность сигнатур всех трех диапазонов наблюдается только в зонах апвеллинга (рис. 3д) и грибовидной структуры (рис. 3а–г), где РЛИ показывает высокую детальность отображения явления, и при этом оптические и температурные данные предоставляют дополнительную информацию для анализа этого явления. На РЛИ в общих чертах также отображается структура течения вдоль Хельской косы из Гданьского залива, однако в данном случае без подробных деталей.

Апвеллинг

Считается, что в создании сигнатур апвеллинга на РЛИ одновременно участвуют два эффекта — трансформация атмосферного погранслоя, в частности, приводящая к ослаблению ветра над зоной холодной воды, и пленочное гашение ряби в резуль-

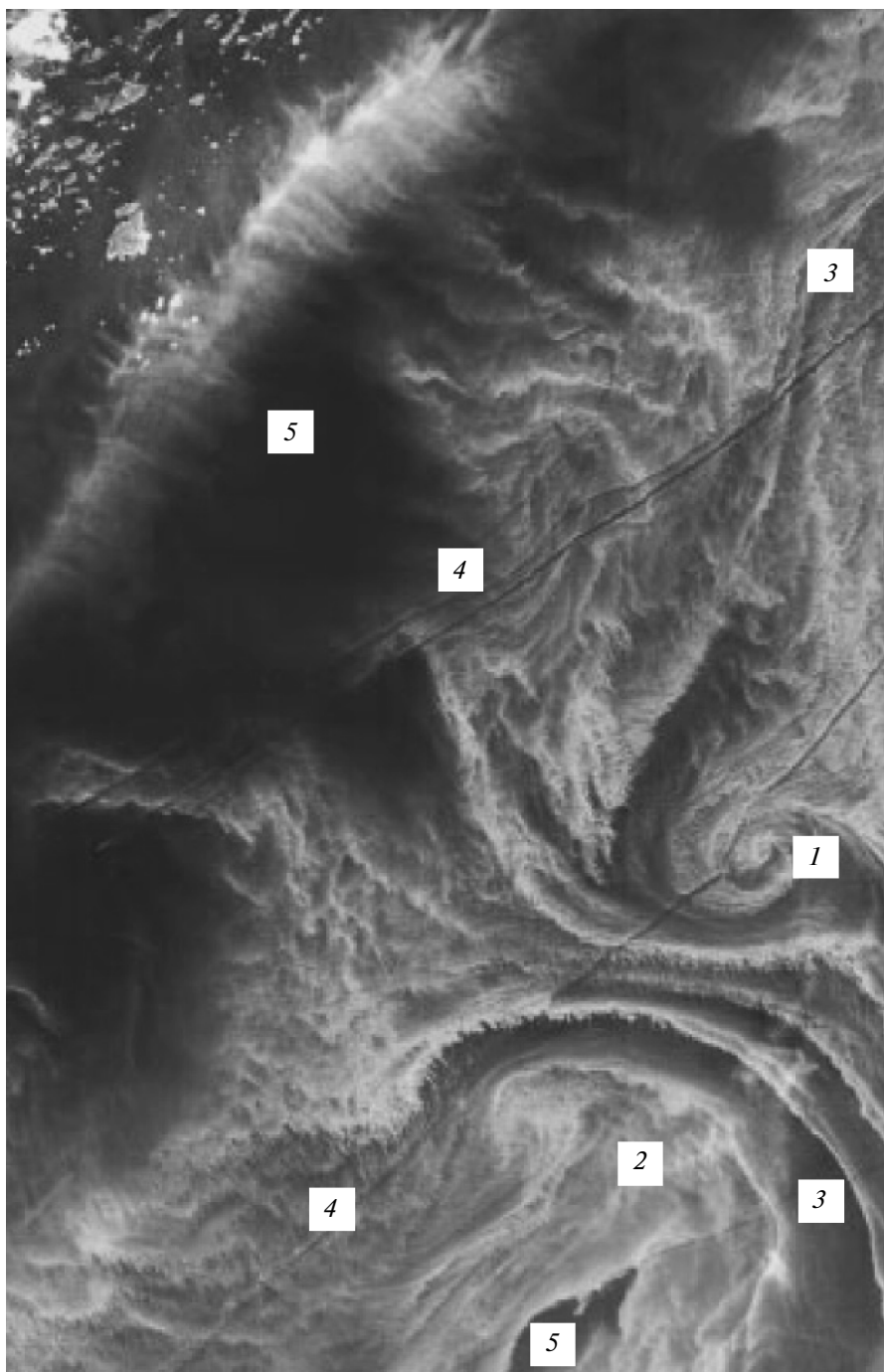


Рис. 7. Летнее цветение сине-зеленых водорослей в северо-западной части Финского залива на оптическом снимке ALI на ИСЗ EO-1 от 14.07.2002; 1 – циклонический вихрь, 2 – грибовидная структура, 3 – струи течений, 4 – следы кораблей, 5 – чистая вода (рисунок из (Kutser, 2004)).

тате появления пленок ПАВ при повышенной биологической активности в таких зонах (Hsu et al., 1995; Lin et al., 2002; Krężel et al., 2005). Первое экспериментально было исследовано в районе фронтальных зон Гольфстрима (см. (Beal et al., 1997)), а

второе – большей частью результат теоретизирования. Тем не менее, анализ мультиспектральных снимков позволяет различать эти процессы, так как перепад температур в несколько градусов практически сразу создает эффект ослабления ветра над

обширными областями относительно холодной воды, в том числе из-за затрудненной генерации ряби на ее поверхности при одном и том же ветре при увеличении вязкости и поверхностного натяжения. А вот процесс образования пленок ПАВ растянут во времени в связи с тем, что от поступления биогенов в верхний слой моря до массового развития фитопланктона, его отмирания и разложения с выделением веществ, образующих ПАВ, необходимо некоторое время (Гусева и др., 2000). Поэтому пленки ПАВ начинают играть определенную роль на заключительных фазах развития апвеллинга. Апвеллинг однозначно проявляется в поле ТПМ. На оптических снимках в период цветения сине-зеленых водорослей их концентрация в зоне апвеллинга в Балтике минимальна, и ему соответствуют пониженные значения яркости, и, в свою очередь, повышенная прозрачность.

По данным контактных и спутниковых наблюдений, в начале июля 2006 г. у косы Хель (побережье Польши) образовался апвеллинг. На ранней стадии он отображен на рис. 3 (03.07.2006), в более поздних стадиях – последовательно на рис. 4 (06.07.2006) и рис. 5 (11.07.2006). Сигнатуры этого апвеллинга на РЛИ от 06.07.2006 (рис. 4в) имеют пятнистый характер, и, скорее всего, имеют непленочное происхождение. Подобная пятнистость морской поверхности в зоне апвеллинга может сформироваться или в результате его ослабления, или при резком и внезапном усилении берегового ветра, покрывающего ветровой рябью до этого слабозволнованную поверхность. Однако в создании его сигнатур на РЛИ от 11.07.2006 (рис. 5в) решающий вклад явно вносят температурные аномалии (градиент 2–4°C, согласно рис. 5г, и существенно выше для ядра зоны апвеллинга). В последнем случае (11.08.2006) он отображается за счет значительного расширения зоны холодной воды. На снимках видимого и ИК-диапазонов данный апвеллинг также характеризуется пониженной ТПМ и повышенной прозрачностью вод. Распределения температурных и оптических характеристик вдоль прибрежных разрезов показаны на рис. 4г и 5г.

Цветение моря и пленочные загрязнения

Анализ многочисленных фотографий патрульных самолетов (рис. 6б, в) показал, что водоросли, плавающие на поверхности, формируют характерный вид морской поверхности и характерные поверхностные проявления. Общепринятым считается взгляд, что, как только начинается массовое развитие водорослей, на поверхности моря появляются биогенные пленки или пленки ПАВ (Lin et al., 2002). Однако, как отмечалось выше, пленки появляются на поверхности моря уже на последних стадиях, когда водоросли в массовом порядке отмирают, скапливаются в верхнем слое моря и начинает происходить их биохимическое разложение (Мо-

нин, Красицкий, 1985; Гусева и др., 2000). Эти вещества затем поступают на поверхность и формируют пленочные биогенные слики (Монин, Красицкий, 1985; Иванов, 2007).

Термин “цветение моря” означает массовое развитие микроскопических водорослей в течение короткого промежутка времени, а вовсе не повышенное их содержание (Chorus, Bartram, 1999). Как правило, только некоторые виды фитопланктона “цветут” наиболее интенсивно. Так, при цветении сине-зеленых микроводорослей концентрация в 1 л составляет до 1–100 млн. клеток, Chl-*a* – от 3–5 мг/м³ в толще у поверхности и до 350–900 мг/м³ в поверхностной пленке (Chorus, Bartram, 1999; Kutser, 2004). Известно, что в Балтийском море цветение водорослей случается в строго определенное время года, главным образом, весной и летом, а также осенью – в Южной Балтике (Aneer, Löfgren, 2007). В это время в толще воды и/или у поверхности скапливается огромное количество свободно плавающих микроводорослей. Морская поверхность визуально выглядит зеленоватой, желтоватой или даже коричневатой – окраску воде придает высокая концентрация пигментированных клеток (Chorus, Bartram, 1999). В том случае, когда на поверхности моря появляются видимые признаки – главным образом скопления плавающих водорослей – цветение моря достигает максимальной фазы. Очевидно, на первых стадиях цветения, во время активного размножения, водоросли покрывают морскую поверхность не маслянистой, а растительной “пленкой” толщиной до нескольких сантиметров (Chorus, Bartram, 1999). Очевидно также, что эта “пленка”, с одной стороны, выглаживает коротковолновые компоненты волнения, а с другой – создает дополнительную неветровую шероховатость за счет появления микроскопических частей организмов выше поверхности. В связи с этим на РЛИ области моря, покрытые плавающими водорослями, и зоны усиления ветровой ряби часто выглядят практически неразличимо. На рис. 6а приведено РЛИ спутника Radarsat-1, на котором отобразилась такая ситуация. Далее неоднородное поле течений, осложненное струями, меандрами и вихрями, может создавать разрывы сплошности, перераспределяя концентрацию водорослей в зонах конвергенций и дивергенций. Наконец, изменчивый ветер и судоходство, механически воздействуя на сплошность, также могут влиять на этот процесс. Заметим, что подобные явления были отмечены при анализе результатов радиолокационного мониторинга Онежского и Ладожского озер (Naumenko et al. 1994; Ivanov et al., 1997; Иванов и др., 1999).

В результате это может привести к появлению поверхностных проявлений и сигнатур на РЛИ, имеющих непленочный характер, но визуально не отличимых от пленочных сликов. В первом случае разводы и полосы в скоплениях плавающих водорослей на снимках видимого диапазона будут поло-

сами спокойной, практически невзволнованной ветром воды. На РЛИ эта ситуация будет двусмысленной: на фоне неветровой шероховатости, создаваемой плавающими водорослями, темные полосы могут быть образованы как полосами спокойной воды, так и пленками ПАВ, выглаживающими рябь, но уже на фоне ветровой шероховатости.

В качестве дополнительного аргумента приведем оптический снимок гиперспектрального датчика ALI (Advanced Land Imager) на ИСЗ EO-1 (рис. 7). На нем в поле плавающих сине-зеленых водорослей отобразились: вихри (1), грибовидные структуры (2), их струи и филаменты (3) и следы кораблей (4). Очевидно, плавающие на поверхности (скопившиеся в зонах конвергенций) водоросли на РЛИ будут создавать светлые полосы (светлее фона), в то время как свободная от них и спокойная вода (5) отобразится черным тоном и будет создавать темные полосы и пятна. В связи с этим вне рамок мультиспектрального подхода эти темные полосы могут быть проинтерпретированы как структуры, визуализируемые пленками ПАВ, а темные пятна — как нефтяные загрязнения в следах за судами. Очевидно также, что в таких ситуациях очень часто возникают интерпретационные трудности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ниже сформулируем основные выводы, получившие подтверждение в ходе исследования.

Структура и элементы поля течений. При ветре, не превышающем 5 м/с, наблюдается достаточно хорошая корреляция структур, видимых как на снимках видимого и ИК-диапазона, так и на РЛИ. В период цветения моря на оптических снимках элементы поля течения отображаются с большей детальностью, чем на ИК-снимках. Границы зон с разной скоростью течения и их филаменты при слабом ветре также хорошо видны на РЛИ благодаря наличию пленок ПАВ и/или плавающих водорослей.

Прибрежный апвеллинг создает на поверхности моря обширные зоны холодной воды, а на РЛИ — обширные темные пятна, главным образом, из-за перепада температур апвеллинг—окружающая вода. Хорошая корреляция температурных, оптических характеристик и интенсивности РЛИ в зонах апвеллинга (рис. 2г, 3д, 4г и 5г) объясняется наличием в них холодной и более прозрачной воды на начальных стадиях развития. Вклад пленок ПАВ в процесс визуализации апвеллинга остался под вопросом, однако их эффект видится на поздних стадиях его развития.

Цветение моря и пленочные загрязнения. РЛИ, отображающие зоны цветения, в зависимости от того, где скапливаются растительные организмы — в верхнем слое моря или на его поверхности, — имеют различную текстуру. В последнем случае эти зоны могут выглядеть как зоны усиления ветра. Водорос-

ли, плавающие на поверхности, гасят рябь, однако их выступающие части создают на морской поверхности новый тип шероховатости. Эта шероховатость и приводит к характерной текстуре РЛИ (рис. 6а). В связи с этим массовое цветение сине-зеленых водорослей может привести к формированию обширных областей неволновой шероховатости, что, в свою очередь, может создавать дополнительные трудности при анализе РЛИ. Причем разводы в них или следы кораблей (т.е. области чистой воды) могут создавать сигнатуры, неотличимые от сигнатур судовых разливов, характеризующихся наличием в следе нефтепродуктов. Подобные явления характерны также для крупных озер (Naumenko et al., 1994; Ivanov et al., 1997; Иванов и др., 1999).

Таким образом, в результате исследования показано, что соответствие границ течений на снимках MODIS и РЛИ достаточно хорошее, но наблюдается не всегда. Это связано с тем, что оптически значимые примеси (ОРОВ, взвесь, пигменты фитопланктона) находятся, главным образом, в верхнем слое водной толщи, а факторы, влияющие на формирование РЛИ (пленки ПАВ, гравитационно-капиллярные волны, а также и водоросли), — только на поверхности. Стики, плавающие водоросли, взвешенные и растворенные вещества, с разной степенью детализации визуализирующие структуру поля течений, могут активно использоваться для исследования прибрежной динамики. Ветер до 5–6 м/с благоприятен для их отображения на РЛИ.

В связи с рядом очевидных интерпретационных проблем необходимо дальнейшее исследование механизмов отображения интенсивных цветений на РЛИ моря путем анализа мультиспектральных съемок. Более того, необходимо чрезвычайно профессионально подходить к интерпретации поверхностных проявлений на РЛИ, особенно при слабых ветрах и при цветениях сине-зеленых водорослей.

Наконец, совместное использование данных видимого, ИК- и СВЧ-диапазонов и их различных сочетаний, несомненно, позволяет повысить информативность ДЗ для задач исследования процессов и явлений верхнего слоя моря. Вполне очевидно, что мультиспектральный подход является мощным средством для исследования процессов различного масштаба, в том числе при отсутствии контактных измерений, и позволяет разработать методы их мониторинга в прибрежной зоне и даже избежать интерпретационных ошибок.

Права интеллектуальной собственности на оригинальные данные спутников Envisat и Radarsat-1 принадлежат Европейскому космическому агентству, Канадскому космическому агентству/MDA Corporation и Kongsberg Satellite Services; на данные MODIS — Американскому аэрокосмическому агентству NASA.

Авторы благодарят директора АО ИОРАН В.В. Сивкова за данные радиолокационных съемок.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 09-05-90744-моб_ст.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабаков А.Н.* Пространственно-временная структура течений и миграций наносов в береговой зоне юго-восточной Балтики (Самбийский полуостров и Куршская коса). Дисс. ... канд. геогр. наук. Калининград, 2003. С. 272.
- Гурова Е.С.* Методологические особенности использования спутниковых снимков MODIS для оценки распределения взвеси в прибрежных водах юго-восточной Балтики // Тр. межд. конф. Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер, водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 130–140.
- Гусева Т.В., Молчанова Я.П., Заика Е.А. и др.* Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. Справочные материалы. М., 2000.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982.
- Иванов А.Ю.* Стики и пленочные образования на космических радиолокационных изображениях // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 3. С. 73–96.
- Иванов А.Ю.* О восстановлении параметров морской среды по данным космических РСА // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 3. С. 77–92.
- Иванов А.Ю., Литовченко К.Ц., Альперс В. и др.* Проявления гидрофизических процессов на поверхности Ладожского озера на радиолокационных изображениях ERS-1 // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 5. С. 63–75.
- Карабашев Г.С., Евдошенко М.А., Шеберстов С.В.* Анализ проявлений мезомасштабного водообмена на спутниковых снимках морской поверхности // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 195–205.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985.
- Aneer G., Löfgren S.* Algal bloom – some questions and answers. County Administrative Board of Stockholm, 2007.
- Beal R.C., Kudryavtsev V.N., Thompson D.R. et al.* The influence of the marine atmospheric boundary layer on ERS-1 synthetic aperture radar imagery of the Gulf Stream // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 5799–5814.
- Brown O.B., Minnett P.J.* MODIS infrared sea surface temperature algorithm theoretical basis document, Ver 2.0. 1999. (http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf).
- Chen Z., Muller-Karger F.E., Hu C.* Remote sensing of water clarity in Tampa Bay // Rem. Sens. Environ. 2007. № 109. С. 249–259.
- Chorus I., Bartram J. (Eds.).* Toxic Cyanobacteria in water: A guide to their public health consequences, monitoring and management. London: E & FN Spon, 1999.
- Darecki M., Stramski D.* An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea // Rem. Sens. Environ. 2004. V. 89. P. 326–350.
- Fingas M.F., Brown C.E.* Review of oil spill remote sensing // Spill Science & Technol. Bull. 1997. V. 4. № 4. P. 199–208.
- Gordon H.R., Wang M.* Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm // Appl. Opt. 1994. V. 33. P. 443–452.
- Hsu M.K., Mitnik L.M., Liu C.T.* Upwelling area northeast of Taiwan on ERS-1 SAR images // Acta Oceanogr. Taiwanica. 1995. V. 34. № 3. P. 27–38.
- Ivanov A.Yu., Alpers W., Naumenko M.A., Karetnikov S.G.* Lake Ladoga surface features on the ERS-1 SAR imagery / Proc. the 3rd ERS Symposium (ESA SP-414). V. 2. 14–21 March 1997, Florence, Italy. P. 1035–1040.
- Ivanov A.Yu., Ginzburg A.I.* Oceanic eddies in synthetic aperture radar images // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 2002. V. 111. № 3. P. 281–295.
- Jerlov N.G.* Marine Optics. Amsterdam: Elsevier, 1976.
- Johannesen J.A., Digranes G., Espedal H. et al.* SAR Ocean Feature Catalogue (ESA SP-1174). Noordwijk: ESA Publ. Division, 1994.
- Krężel A., Szymanek L., Kozowski L., Szymelfenig M.* Influence of coastal upwelling on chlorophyll-a concentration in the surface water along the Polish coast of the Baltic Sea // Oceanologia. 2005. V. 47. № 4. P. 433–452.
- Kratzer S., Hakansson B., Sahlin C.* Assessing Secchi and photic zone depth in the Baltic Sea from satellite data // Ambio. 2003. № 32. P. 577–585.
- Kutser T.* Quantitative detection of chlorophyll in Cyanobacterial blooms by satellite remote sensing // Limnol. Oceanogr. 2004. V. 49. № 6. P. 2179–2189.
- Lee Z.P., Darecki M., Carder K.L. et al.* Diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance: an evaluation of remote sensing methods // J. Geophys. Res. 2005. C02017. P. 148–227.
- Lin I., Wen L., Liu K. et al.* Evidence and quantification of the correlation between radar backscatter and ocean colour supported by simultaneously acquired in situ sea truth // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 10. 10.1029/2001GL014039.
- Mazur-Marzec H., Krężel A., Kobos J., Plin'ski M.* Toxic *Nodularia spumigena* blooms in the coastal waters of the Gulf of Gdansk: A ten-year survey // Oceanologia. 2006. V. 48. № 2. P. 255–273.
- Naumenko M.A., Beletsky D.V., Rumyantsev V.B. et al.* Investigations of the hydrobiological situation in Lake Onega using joint spaceborne radar, airborne and in situ measurements // Int. J. Rem. Sens. 1994. V. 15. № 10. P. 2039–2049.
- Rud O., Gade M.* Monitoring algae blooms in the Baltic Sea: A multi-sensor approach / Proc. IGARSS'99. 28 June–2 July 1999, Hamburg, Germany. V. 2. P. 1211–1213.
- Ruddick K.G., Ovidio F., Rijkeboer M.* Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // Appl. Opt. 2000. V. 39. № 6. P. 897–912.
- Stapleton N., Aicken W., Dovey P., Small J.* A multi-sensor approach to monitor oceanography in the Gulf of Oman and Northern Arabian Sea / Proc. Envisat & ERS Symp. (ESA SP-461). 16–20 October 2000, Gothenburg, Sweden.
- Tahvonon K.* The use of remote sensing, drifting forecasts and GIS data in oil response and pollution monitoring. METIER Course N 6. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2008.
- Zalewski M., Ameryk A., Szymelfenig M.* Primary production and chlorophyll *a* concentration during upwelling events along the Hel peninsula (The Baltic Sea) // Oceanol. and Hydrobiol. Studies. 2003. V. 34. № 2. P. 97–113

Appearance of Sea Surface Signatures and Current Features in the South-East Baltic Sea on the MODIS and SAR images

E. S. Gurova¹, A. Yu. Ivanov²

¹*Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Kaliningrad*

²*P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Efficiency of multi-sensor approach in the analysis of hydrodynamical processes in South-Eastern Baltic Sea, particularly during the summer peak blue-green algae blooms, is demonstrated by combining of quasi-simultaneous satellite images taken by MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, on Terra and Aqua satellites) and synthetic aperture radar (SAR) instruments (on Envisat and Radarsat-1 satellites). High correlation of SAR, sea surface temperature and optical signatures in the areas featured by offshore eddies, mushroom-like structures, coastal upwelling and river outflows were identified and discussed. It is demonstrated, that temperature anomalies often are one of the important mechanisms of formation of the dark/bright signatures on SAR images, while intensive algae blooms forming non-wind sea surface roughness create additional interpretation changes and difficulties.

Keywords: sea current features, meso-scale sea surface signatures, remote sensing, MODIS, synthetic aperture radar, SAR images, multi-sensor approach, Baltic Sea

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ NOAA-AVHRR ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ
МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ**

© 2011 г. М. А. Медведева*, И. Ю. Савин, С. А. Барталев, Е. А. Лупян

Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

*E-mail: Evezza@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.08.2010 г.

Разработан метод выявления многолетней динамичности растительности на больших территориях, основанный на совместном использовании данных со спутников серии NOAA и метеорологической информации. Используя архив данных вегетационного индекса NDVI, рассчитанного по данным прибора AVHRR за период с 1982 по 2006 гг., проанализирована специфика многолетней динамики преобладающих классов растительного покрова Северной Евразии. Выделены регионы, характеризующиеся статистически значимым трендом состояния растительности. Проанализирована направленность наблюдаемых изменений растительности и их связь с региональными изменениями климата.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, многолетняя динамика растительности, NDVI, GIMMS

ВВЕДЕНИЕ

Растительный покров является динамичным образованием, многолетние изменения которого обусловлены как естественными процессами взросления самой растительности, так и воздействием на нее изменяющихся климатических условий, а также антропогенного воздействия. Все это обуславливает региональную специфику изменения растительности, изучению которой посвящено достаточно большое количество научных исследований (Вальтер, 1982; Казенс, 1982; Елагин, 1983). Большой интерес к анализу многолетних трендов изменения растительности вызван ее важной ролью в функционировании биосферы Земли, и соответственно необходимостью учета этих изменений при моделировании и построении сценариев многолетних изменений климата, гидросферы, педосферы, а также при планировании и прогнозировании хозяйственной активности на ближайшую и отдаленную перспективу. На базе результатов ряда проведенных работ получены свидетельства влияния изменений климата на различные факторы, в той или иной мере определяющие состояния растительности, в том числе: продолжительность вегетационного сезона, число и площадь природных пожаров, частоту вспышек массового размножения насекомых-вредителей в лесах, глубину сезонного оттаивания вечной мерзлоты и т.д. (Muneni et al., 1997; Bogaert et al., 2002; Balzter et al., 2005; Goetz et al., 2007). Наличие большого количества региональных исследований изменения растительного покрова, тем не менее, не позволяет получить обобщенную картину изменений на уровне отдельных континентов и планеты в

целом, особенно детерминированную по типам растительности.

Использование данных спутниковых наблюдений является одним из эффективных путей изучения трансформаций растительности на больших территориях. Следует отметить, что предложенные к настоящему времени алгоритмы анализа многолетней динамичности растительности по спутниковым данным базируются на существенно различающихся принципах и не обеспечивают получение согласованных между собой оценок (Reed, Brown, 2003; Maignan et al., 2007; Karlsen et al., 2008), что в свою очередь накладывает ограничения на возможности практического использования получаемых результатов.

В предлагаемой статье изложены новые подходы к анализу многолетней динамичности растительности, основанные на анализе изменений многолетней динамики растительности Северной Евразии и обусловленности этих изменений климатом, на основе данных спутниковых наблюдений.

Для оценки состояния растительности в работе используется информация, полученная на основе данных прибора AVHRR, установленного на спутниках серии NOAA. Сегодня для работы доступны ряды такой информации, начиная с 1981 г. Следует отметить, что для решения поставленной задачи могли бы быть использованы также данные, получаемые на основе приборов SPOT-Vegetation (имеются наблюдения начиная с марта 1998 г.) и Terra-MODIS (имеются наблюдения начиная с февраля 2000 г.). Качество этих данных, безусловно, выше

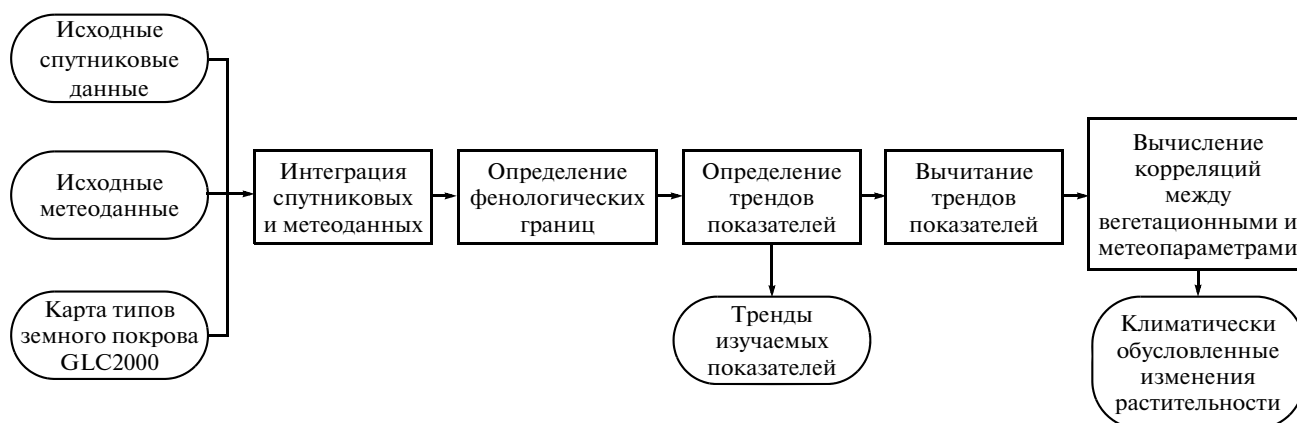


Рис. 1. Блок схема очередности выполнения процедур для выявления климатически индуцированных тенденций в многолетней динамике растительного покрова.

качества данных NOAA-AVHRR, однако продолжительность имеющихся рядов их наблюдений существенно ниже продолжительности рядов наблюдений NOAA-AVHRR.

Для вычисления характеристик состояния растительности используются ряды данных NOAA-AVHRR за период с января 1982 г. по декабрь 2006 г. Специалистами университета Мериленд (США) была проведена работа по гомогенизации данных, полученных со всех спутников этой серии, и созданию единого однородного архива (GIMMS) (Tucker et al., 2005). Создание архива впервые позволило исследователям использовать для анализа спутниковые данные за столь большой промежуток времени (Pinzon et al., 2005; Karlsen et al., 2006; Shutova et al., 2006; Савин, Вриелинг, 2008). Архив GIMMS содержит информацию о вегетационном индексе NDVI (Normalized Difference Vegetation Index – нормализованный разностный вегетационный индекс), представленную с пространственным разрешением 8 км и с периодичностью раз в 15 дней.

Для анализа климатической информации использовались архивы климатических данных NCEP/NCAR (Национального центра прогнозирования окружающей среды и Национального центра атмосферных исследований США), охватывающие период 1949–2006 гг., заданные в узлах регулярной сети с пространственным шагом $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ при временной частоте 10 мин (Kalnay et al., 1996).

РАЗРАБОТАННЫЙ ПОДХОД

Основной идеей используемого подхода является поиск корреляции между динамикой вегетационного индекса, осредненного по различным территориям и типам экосистем, а также различными климатическими характеристиками, которые могут существенно влиять на состояние растительности, в частности, на характеризующие как фенологиче-

ское развитие растительности (начало, конец, длительность сезона вегетации и дата достижения максимума NDVI), так и специфику накопления биомассы в течение сезона вегетации (значение максимума NDVI и фотосинтетический потенциал). Фотосинтетический потенциал – сумма произведений NDVI и фотосинтетически активной радиации за вегетационный период.

Блок схема очередности этапов предлагаемого подхода представлена на рис. 1.

В качестве отправной точки для вычисления индикаторов состояния растительности использовалась дата начала сезона вегетации. Для определения этой даты был разработан специальный метод, основанный на комплексном анализе согласованных временных рядов спутниковых и метеорологических данных (Медведева и др., 2008). В качестве начала вегетационного сезона принимается момент времени, после которого вегетационный индекс имеет устойчивый положительный прирост за два последовательных промежутка времени при условии выполнения следующей совокупности дополнительных условий:

– значение NDVI на левой границе рассматриваемого временного интервала превышает экспериментально полученное фиксированное пороговое значение $P_1^{ndvi} = 0.14$, условно соответствующее открытой почве (значение порога было получено путем осреднения во времени и пространстве значений многолетних серий NDVI на базе данных SPOT в наборе точек, где в течение года не было отмечено связанной с вегетацией динамики исследуемого индекса);

– значение NDVI на левой границе рассматриваемого временного интервала превышает пороговое значение P_2^{ndvi} , в качестве которого принимается величина вегетационного индекса, соответствующая, согласно уравнению линейной регрессии, переходу

агрегированной ниже описанным способом температуры воздуха через 0°C ;

– среднесуточная температура воздуха в день, соответствующий левой границе рассматриваемого временного интервала, и в течение четырех последующих должна превышать 0°C .

Перечень ограничений схематично представлен на рис. 2.

Метод определения окончания сезона вегетации был построен по аналогии с вышеописанным, в том числе и с применением дат начала и окончания сезона вегетации, вычислялись и другие, используемые для анализа динамичности растительности, индикаторы, такие как: длина вегетационного периода; фотосинтетический потенциал растительности; сезонный максимум значения NDVI; дата достижения сезонного максимума NDVI.

Таким образом, анализировались как показатели изменения фенологического развития растительности (даты начала и конца периода вегетации, дата достижения сезонного максимума NDVI, длина вегетационного сезона), так и показатели изменения наземной биомассы растительности (фотосинтетический потенциал растительности и значение сезонного максимума NDVI).

Этап пространственно-временной интеграции как необходимого условия обеспечения возможности совместного анализа спутниковых и метеорологических данных включал приведение этих двух источников к единому пространственному разрешению и одинаковой временной частоте наблюдений. В качестве единой пространственной единицы интеграции при этом использовались границы ячеек регулярной сети, принятые при формировании базы климатических данных ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$), а в качестве источника данных о пространственном распределении классов растительности использовалась карта типов наземного покрова Северной Евразии, которая была получена из базы данных Глобального наземного покрова (GLC-2000), разработанной на основе анализа космических данных со спутника SPOT-Vegetation и отражающей состояние растительности на 2000 г. (Bartalev et al., 2003).

Решение проблемы разного пространственного разрешения спутниковых (GLC-2000, GIMMS) и метеорологических данных было осуществлено следующим образом.

Сначала для каждого типа растительности были отобраны пикселы GIMMS, в пределах которых доля пикселов GLC-2000 с анализируемым типом растительности превышает 75%. Далее для каждой ячейки метеорологических данных ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) рассчитывалось среднее значение NDVI для каждого анализируемого типа растительности. При этом ячейки метеоданных, в которых количество пикселов GIMMS, принадлежавших к анализируемому классу растительности, не превышало 10, в дальнейшем из анализа исключались.

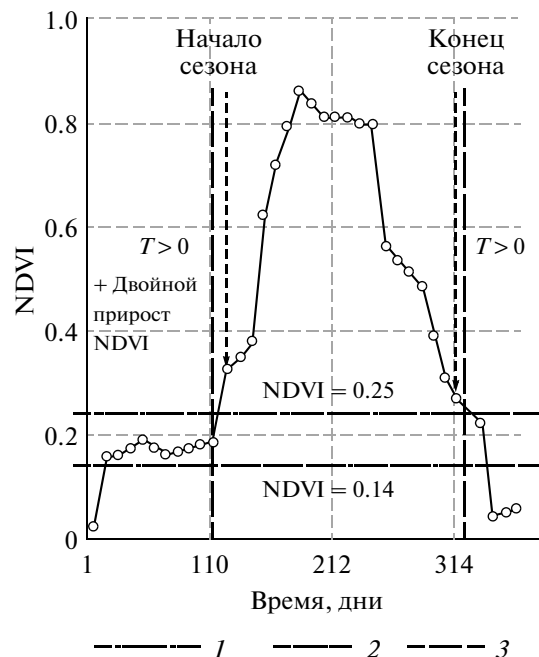


Рис. 2. Пороговые ограничения для оценки границ вегетационного периода на основе рядов NDVI и температуры: 1 – пороговое ограничение по открытой почве; 2 – адаптивное ограничение на значение NDVI, извлекаемое из уравнения регрессии в каждой ячейке; 3 – ограничение на положительные значения температур.

Так, для каждой ячейки $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ могло получаться несколько осредненных значений NDVI, соответствующих разным типам растительности.

Для согласования временной частоты спутниковых и метеорологических измерений температуры на первом этапе были получены среднесуточные значения последних с их дальнейшим сглаживанием методом скользящего осреднения временного ряда окном длиной 15 дней. Далее производился выбор максимального значения температуры за каждый пятнадцатидневный интервал. Для согласования временной частоты спутниковых наблюдений и данных об осадках были получены суммы последних за аналогичный период.

В качестве индикаторов изменений климата оценивалась динамичность таких показателей, как “средняя температура воздуха за вегетационный сезон” и “сумма осадков за вегетационный сезон” для каждого типа растительности.

Выявление долговременных климатически-индуцированных изменений растительного покрова проводилось в три этапа:

1. Определение многолетних статистически значимых трендов вегетационных и климатических показателей.

2. Вычитание из исходных временных рядов обоих типов данных трендов в местах их наличия как в

Характеристики исследуемых классов растительности Северной Евразии с выявленными изменениями

Класс растительного покрова	Площадь, км ²	Процент от общей площади территории исследований	Процент от общей площади класса, где выявлены тренды	Процент климатически обусловленных изменений	
				От общей площади класса	От всех выявленных изменений
Хвойные вечнозеленые леса	4785994	10.2	91.6	41.0	44.8
Лиственные леса	2627934	5.6	96.9	43.8	45.2
Смешанные леса	3066629	6.5	96.3	44.4	46.2
Хвойные листопадные леса	8032392	17.1	96.4	38.6	40.1
Луга	1367612	2.9	97.4	53.8	55.3
Степи	2640487	5.6	92.4	67.6	73.2
Болота	2136634	4.6	86.7	2.2	16.7
Тундра	8004894	17.1	95.5	40.4	42.4
С.-х. растительность	3678684	7.8	94.0	51.9	55.2

любом из вегетационных показателей, так и в одном из климатических.

3. Вычисление попарных статистически значимых корреляций нормализованных параметров динамики растительности и климатических параметров.

Для проверки статистической значимости тренда использовался критерий Стьюдента при условии достоверности 0.9 (Львовский, 1988). В качестве признака наличия связи использовался коэффициент корреляции Пирсона, при условии достоверности 0.9 по критерию Стьюдента.

Описанный выше подход был использован для анализа многолетней динамичности растительности на территории Северной Евразии. Территория ограничена географическими координатами 41.25°–73.75° с.ш., 23.75°–178.75° в.д., охватывает более трети всей площади Евразии и включает в себя Россию и соседние страны. Северная Евразия отличается широким охватом различных биоклиматических условий и представленностью разнообразных типов растительного покрова. Площади основных типов растительного покрова, представленных на территории исследований в соответствии с картой типов наземного покрова Северной Евразии, приведены в таблице, из которой следует, что в Северной Евразии преобладает лесная растительность, причем, наибольшую площадь занимают хвойные листопадные леса.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ трендов в климатических показателях позволил выявить зоны, в которых за последние

25 лет наблюдались статистически значимые изменения в климатических параметрах, которые могут существенно влиять на процессы вегетации. Карта таких зон приведена на рис. 3. Для показателя средней температуры были зафиксированы увеличение значения в среднем на 2°C за 25 лет с обеих сторон границы России с Казахстаном, весь северо-восточный участок Китая и небольшой участок в районе р. Северная Двина и снижение – на севере Казахстана и на северо-западе от него на территории России порядка 1.7°C. Для осадков же на юге направления трендов противоположные относительно температурных, плюс участок с отрицательными трендами в районе Верхоянского хребта и с положительными – в Магаданской обл., на Чукотке и Камчатке. На территории с положительными трендами рост осадков в среднем составил 118 мм за 25 лет, а отрицательные – в среднем – 155 мм за 25 лет.

В результате анализа трендов различных характеристик растительного покрова было установлено, что на 97% территории Северной Евразии имеются статистически значимые тренды хотя бы для одного из индикаторов динамики растительности за период 1982–2006 гг. (см. рис. 4). Этот факт также хорошо иллюстрирует таблица, из которой, в частности, можно сделать заключение о наличии направленных изменений хотя бы одного из анализируемых показателей более чем на 90% площади каждого типа растительности. Лишь для класса болот доля площадей без статистически значимых трендов достигает почти 13%.

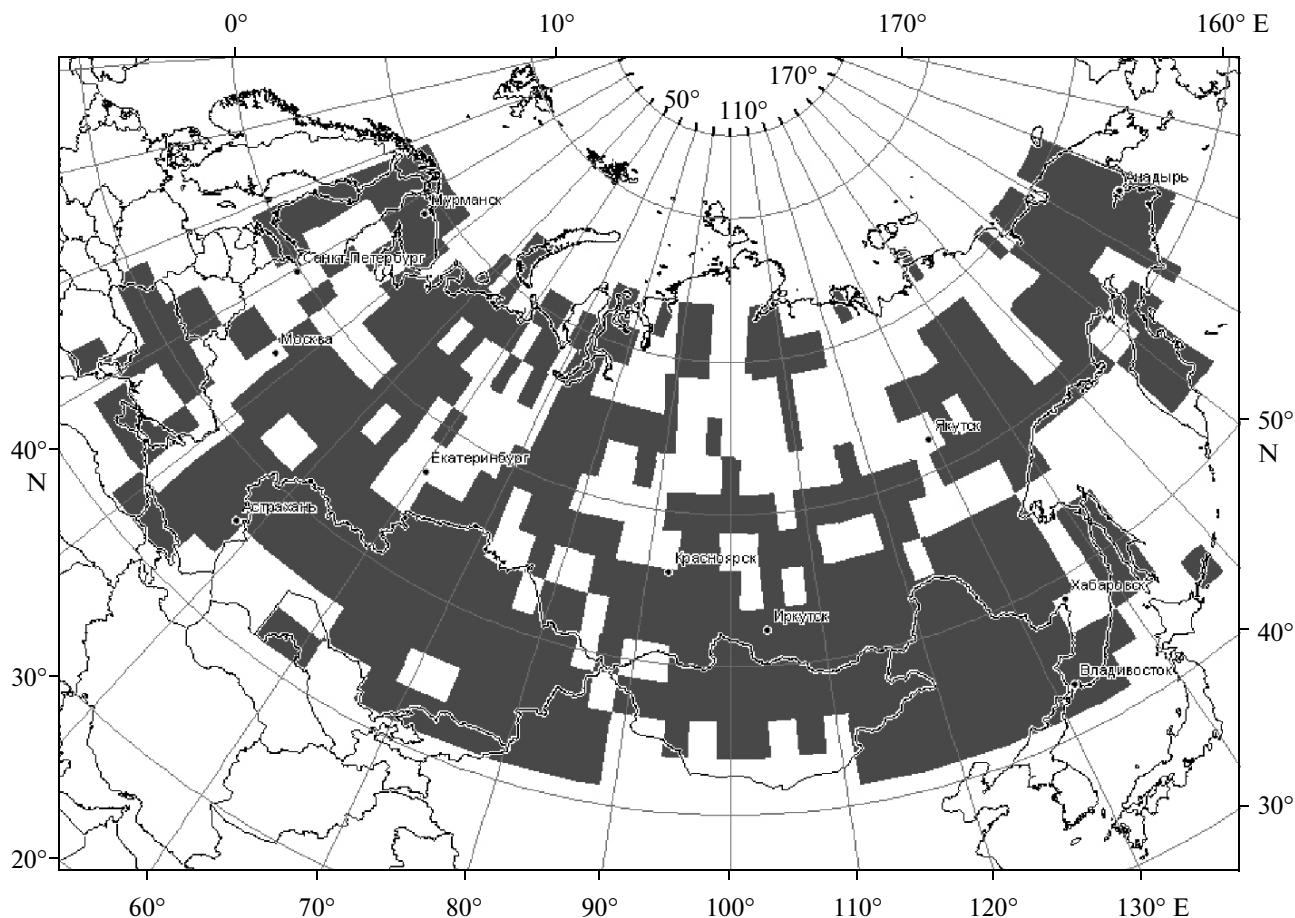


Рис. 3. Наличие трендов климатических параметров (отмечены черным цветом).

Были оценены направления и значения полученных трендов. Для различных типов растительности в разных регионах наблюдается различная динамика анализируемых индикаторов состояния растительности. Для большинства проанализированных типов растительности на всей территории Северной Евразии наблюдается задержка наступления момента окончания вегетации в среднем по территории на 18 дней за исследуемые 25 лет. Для начала сезона вегетации характерно более позднее наступление на востоке региона в среднем порядка 16 дней за 25 лет. По результатам анализа было установлено увеличение длительности сезона вегетации в среднем на 24 дня за 25 лет, происходящее в большей степени за счет более позднего его окончания. На рис. 5 представлен пример временного ряда значений длины вегетационного сезона с выявленным положительным трендом в Кировском районе.

Для территорий восточной части п-ова Камчатка и Казахской половины Прикаспийской низменности наблюдаются экстремальное запаздывание окончания (до 3.5 дней в год) и удлинение сезона вегетации (до 3.3 дней в год). На юго-восточном участ-

ке исследуемой территории достигаются аномальные задержки начала сезона вегетации на 2 дня в год. Но местами наблюдается и более раннее начало с аномалиями на юго-западе порядка 1.5 дня в год.

Для тренда показателя сезонный максимум NDVI характерно широтное распределение – на северных и местами южных участках наблюдается положительная динамика, для средней же полосы исследуемой территории – отрицательная.

Момент достижения сезонного максимума NDVI становится более ранним в районе Кавказа и на северо-восточной границе между Россией и Казахстаном в среднем на 23 дня за 25 лет с аномальными значениями на юго-западе порядка 1.5 дней в год. Дата сдвигается на более позднее время на небольших участках Дальнего Востока, между Индигиркой и Колымой, в районе Нижневартовска, в нижнем течении Нижней Тунгуски и в Монголии в среднем на 20 дней за 25 лет с аномалиями в восточной части границы РФ с Китаем порядка 1.8 дней в год.

Фотосинтетический потенциал растительности увеличивается в Европейской части Северной Евразии и вдоль всего течения р. Обь, захватывая

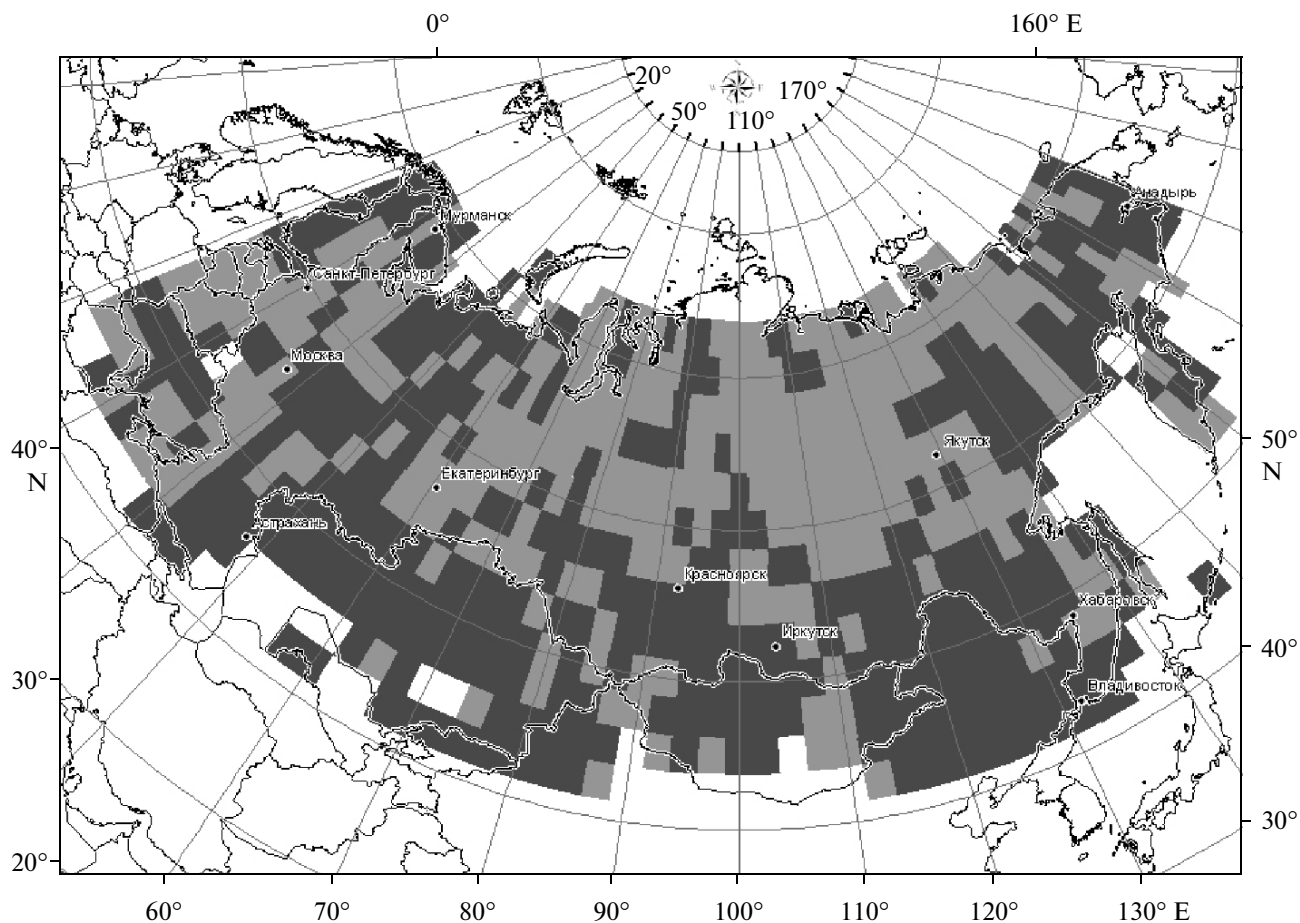


Рис. 4. Карта климатически обусловленных изменений растительного покрова. Черный – климатически обусловленные изменения растительности, серый – несвязанные с климатом изменения растительности.



Рис. 5. Пример временного ряда значений длины вегетационного сезона с выявленным положительным трендом в Кировском районе: I – временной ряд значений длины вегетационного сезона, Линейный (I) – линейный тренд ряда значений длины вегетационного сезона.

участок юго-восточной границы Казахстана и западную половину Монголии, а также северный участок Дальнего Востока, Алданского и Станового нагорий.

Для выявления зон, в которых изменения растительности могут быть связаны с изменением различных климатических параметров, был проведен корреляционный анализ между климатическими показателями и каждым из параметров динамичности растительности в местах наличия трендов – как первых, так и вторых. Из исходных данных вычитались выявленные тренды. Если хотя бы один из параметров состояния растительности обнаруживал статистически значимую корреляцию с климатическими показателями, то считалось, что изменения климата являются одной из значимых причин динамичности растительности. Подобный анализ был проведен для всех исследуемых параметров характеризующих динамику растительного покрова и для всех типов растительности региона исследований. Результаты анализа в обобщенном виде для всего растительного покрова региона исследований показаны на рис. 4.

Необходимо подчеркнуть, что в пределах регионов с климатически обусловленным изменением растительности наблюдаются также наиболее выраженные тренды климатических параметров. Так, на юге региона были определены наиболее значительные как положительные, так и отрицательные тренды показателей средней температуры воздуха по модулю до 0.2°C/год и суммы осадков — до 17 мм/год.

В таблице также представлены проценты выявленных климатически индуцированных трендов хотя бы одного из анализируемых индикаторов для разных типов растительного покрова от общей площади класса растительности и от всех выявленных изменений в регионе. По данным таблицы можно сделать предположение о климатической обусловленности около половины обнаруженных изменений почти для каждого типа растительного покрова. Несколько в большей степени выявленная динамика коррелирует с изменениями климата для степной растительности, и в несколько меньшей степени — для хвойных листопадных лесов и растительности тундры. Почти не наблюдается корреляция между динамикой изменения растительности и климатическими изменениями для болот.

В пределах регионов с климатически обусловленным изменением растительности наблюдаются также наиболее выраженные тренды и климатических параметров.

На основании полученных данных можно утверждать, что практически на половине территории Северной Евразии, покрытой естественной растительностью, ведущей причиной многолетней динамики растительности является изменение анализируемых метеорологических показателей. На остальной территории выявленные изменения растительности, вероятно, могли быть вызваны вырубками, повреждениями растительности насекомыми-вредителями, пожарами, подтоплениями, воздействием промышленных предприятий на растительность, ведением активного животноводства, земледелия, добычи полезных ископаемых или изменением климата в годы предыдущие наблюдаемым.

В заключение следует отметить, что предложенный подход выявления влияния региональных климатических изменений на различные параметры растительного покрова позволяет анализировать многолетнюю динамику растительности на больших территориях. На наш взгляд, данный метод не имеет пространственных ограничений и может быть применен для изучения различных регионов Земли.

Работа выполнена при поддержке проекта CLIVT (Climate Induced Vegetation Change Analysis Tool) и при поддержке Microsoft Research (Барталев и др., 2008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барталев С.А., Жижин М.Н., Лупян Е.А., Матвеев М.Ю., Матвеев А.М., Медведева М.А., Савин И.Ю., Толпин В.А.* Возможности исследований влияния изменений климата на состояние растительного покрова: концепция проекта CLIVT // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Н.П. Лаврова, Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой. Вып. 5. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2008. С. 272–278.
- Вальтер Г.* Общая геоботаника: Пер. с нем. М.: Мир, 1982. 264 с.
- Елагин И.Н.* Дистанционная фенология. Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
- Казенс Дж.* Введение в лесную экологию: Пер. с англ. М.: Лесн. пром-сть, 1982. 144 с.
- Львовский Б.Н.* Статистические методы построения эмпирических формул. М.: Высш. шк., 1988. 239 с.
- Медведева М.А., Барталев С.А., Лупян Е.А., Савин И.Ю., Матвеев А.М., Толпин В.А., Пойда А.А.* Возможности оценки момента наступления вегетационного сезона на основе спутниковых и метеорологических данных // Современные проблемы дистанц. зондир. Земли из космоса. 2008. Т. 2. С. 313–321.
- Савин И.Ю., Вриелинг А.* Анализ динамики сельскохозяйственной растительности в России на основе данных NOAA AVHRR // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 5. С. 74–82.
- Balzer H., Gerard F.F., George C.T., Rowland C.S., Jupp T.E., McCallum I., Shvidenko A., Nilsson S., Sukhinin A., Onuchin A., Schmullius C.* Impact of the Arctic Oscillation pattern on inter-annual forest fire variability in Central Siberia // Geophys. Res. Lett. 2005. № 32. P. 1–4.
- Bartalev S.A., Belward A.S., Erchov D.V., Isaev A.S.* A new SPOT4-VEGETATION derived land cover map of Northern Eurasia // Int. J. Rem. Sens. 2003. V. 24. № 9. P. 1977–1982.
- Bogaert J., Zhou L., Tucker C.J., Myneni R.B., Ceulemans R.* Evidence for a persistent and extensive greening trend in Eurasia inferred from satellite vegetation index data // J. Geophys. Res. 2002. 107:10.1029/2001JD001075.
- Goetz S.J., Mack M.C., Gurney K.R., Randerson J.T., Houghton R.A.* Ecosystem responses to recent climate change and fire disturbance at northern high latitudes: observations and model results contrasting northern Eurasia and North America // Envir. Res. Lett. 2007. V. 4. № 4. P. 045031.
- Kalnay E, et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471. (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>).
- Karlsen S.R. et al.* MODIS-NDVI-based mapping of the length of the growing season in northern Fennoscandia // Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinform. 2008. V. 10. P. 253–266.
- Karlsen S.R., Elvebakk A, Hogda K.A., Johansen B.* Satellite based mapping of the growing season and bioclimatic zones in Fennoscandia // Global Ecol. Biogeogr. 2006. V. 15. P. 1–15.
- Maignan F., Breon F.-M., Bacour C., Demarty J., Poirson A.* Inter-annual vegetation phenology estimates from global AVHRR measurements. Comparison with in situ data and applications // Rem. Sens. Env. 2007. V. 112. № 2. P. 496–505.

Myneni R.B., Keeling C.D., Tucker C.J., Asrar G., Nemani R.R. Increase plant growth in the northern high latitudes from 1981–1991 // *Nature*. 1997. № 386. P. 698–702.

Pinzon J., Brown M.E., Tucker C.J. Satellite time series correction of orbital drift artifacts using empirical mode decomposition // *Hilbert-Huang Transform: Introduct. and Appl.* 2005. P. 167–186.

Reed B., Brown J. Issues in characterizing phenology from satellite observations // *Use of earth observ. data for phenolog. Monitor*. 2003. V. EUR 20675 EN. P. 23–26.

Shutova E., Wielgolaski F.E., Karlsen S.R., Makarova O., Berlinina N., Filimonova T., Haraldsson E., Aspholm P.E., Flo L., Hogda K.A. Growing seasons in nordic mountain birch in northernmost Europe as indicated by long-term field studies and analyses of satellite images // *Int J. Biometeorol.* 2006. № 51. P. 155–166.

Tucker C.J., Pinzon J.E., Brown M.E., Slayback D., Pak E.W., Mahoney R., Vermote E., El Saleous N. An Extended AVHRR 8-km NDVI Data Set Compatible with MODIS and SPOT Vegetation NDVI Data // *Int. J. Rem. Sens.* 2005. V. 26. № 20. P. 4485–5598.

Usage of NOAA-AVHRR Data for Detection of Vegetation Dynamics in Northern Eurasia

M. A. Medvedeva, I. Yu. Savin, S. A. Bartalev, E. A. Lupyán

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The method of long-term vegetation dynamics detection in vast territories based on data of NOAA-AVHRR satellites series and the meteorological information was developed. The dynamics features of Northern Eurasia vegetation prevailing classes were analyzed using the time series of spectral vegetative index NDVI of NOAA-AVHRR device data set (data set GIMMS) derived from the satellite observations results for the 1982–2006 period. The regions with long-term trends of vegetation dynamics were delineated. The direction of vegetation changes and their correlation with climate change were analyzed.

Keywords: Remote sensing, climate change, vegetation dynamics, NDVI, GIMMS

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА В ПЕРИОД АЛТАЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 Г. (ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ EP/TOMS)

© 2011 г. В. Б. Кашкин*, А. А. Романов

*Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования
Сибирский федеральный университет, Красноярск*

*E-mail: rtyvbk@rambler.ru

Поступила в редакцию 25.10.2010 г.

Рассмотрены данные спутниковой сканирующей системы EP/TOMS об общем содержании озона (ОСО) в период Алтайского землетрясения 2003 г. Основной удар пришелся на 27 сентября 2003 г. с магнитудой $M = 7.3$, за 5 дней до этого появилось новое “облако” озона. В следующие дни размер облака возрос, максимальное ОСО увеличилось на 70 ед. Добсона, однако после главного толчка ОСО уменьшилось. Вероятно, вновь возникший озон – приземный, является результатом фотохимических реакций с участием литосферных газов.

Ключевые слова: спутниковые данные, атмосферный озон, Алтайское землетрясение

Землетрясения являются одними из наиболее грозных природных явлений, они способны привести к серьезным разрушениям природных и техногенных объектов, вызвать многочисленные человеческие жертвы. Перед землетрясениями нередко возникают необычные, аномальные явления, которые можно заметить и зарегистрировать – предвестники землетрясений. К числу предвестников относят характерные микросейсмсы, выделение литосферных газов, изменение уровня воды в скважинах и др. В период возрастания сейсмической активности необычные явления наблюдаются также в атмосфере. Кроме известных ионосферных эффектов (Афраймович, Перевалова, 2006), следует также ожидать появления других аномальных атмосферных явлений, например, изменений в озоновом слое Земли.

Наиболее полную информацию об общем содержании озона (ОСО) по земному шару получают с помощью аппаратуры, установленной на космических аппаратах (КА). До 2005 г. спутниковые исследования озонового слоя выполнялись с помощью спектрофотометра TOMS, который устанавливался на КА Nimbus-7, Метеор-3, ADEOS и EP/TOMS. С 2005 г. ежедневные глобальные данные об ОСО получают с КА AURA со спектрофотометром OMI. Достигнута хорошая точность измерений. В Северном полушарии на широтах выше 35° расхождения между наземными и спутниковыми данными об ОСО, в среднем, не превосходят 0.6–1% (Balis et al., 2007).

Атмосферный озон O_3 формирует сферический слой высотой около 90 км над поверхностью Земли.

Больше всего этого газа сосредоточено на высоте 26–27 км в тропиках, на высоте 20–21 км – в средних широтах и на высоте 15–17 км – в полярных областях. Стратосферный озон образуется при поглощении ультрафиолетового излучения Солнца молекулой кислорода на высоте выше 50 км, время его жизни в стратосфере средних широт более одного месяца (http://www.ccpo.odu.edu/SEES/ozzone/oz_class.htm). Стратосферный озон претерпевает суточные и сезонные вариации, в Северном полушарии максимум ОСО приходится на март, а минимум – на сентябрь–октябрь. Небольшая часть озона находится в тропосфере, куда попадает из стратосферы, а также образуется непосредственно в тропосфере при фотохимических реакциях с участием окислов азота, углерода и углеводородов, например, метана. Содержание озона в приземной тропосфере может изменяться несколько раз в течение суток в зависимости от изменения концентрации указанных газов и изменения солнечного освещения (Бутуханов, 2008).

Рассмотрим поведение атмосферного озона в период подготовки Алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г., во время основных толчков и после землетрясения. Это землетрясение является сильнейшим за всю историю сейсмологических наблюдений в регионе Сибири. Эпицентр расположен недалеко от границы Евразийской литосферной плиты, где присутствуют многочисленные разломы земной коры, возможен выход литосферных газов. Магнитуда землетрясения $M = 7.3$, интенсивность в эпицентре – 9 баллов (Старовойт, 2003). Следует отметить, что облачная структура озонового слоя средних широт существенно мешает обна-

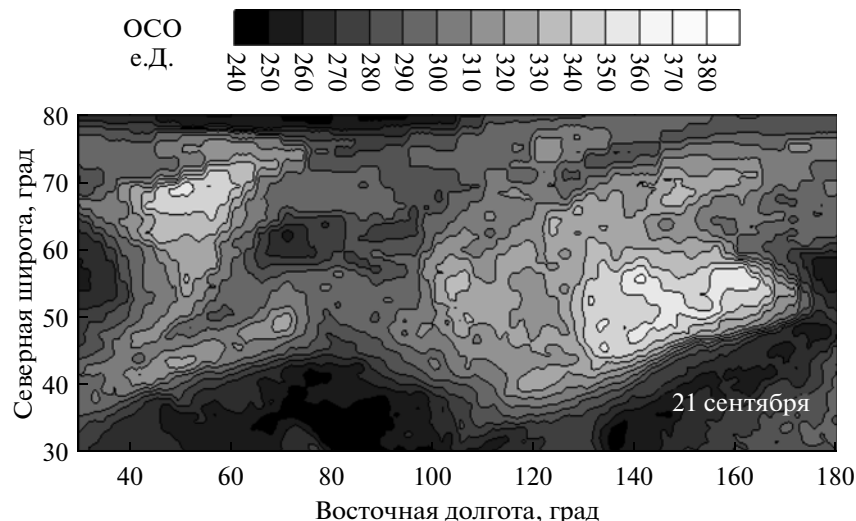


Рис. 1. Фоновое облако ОСО 21 сентября 2003 г.

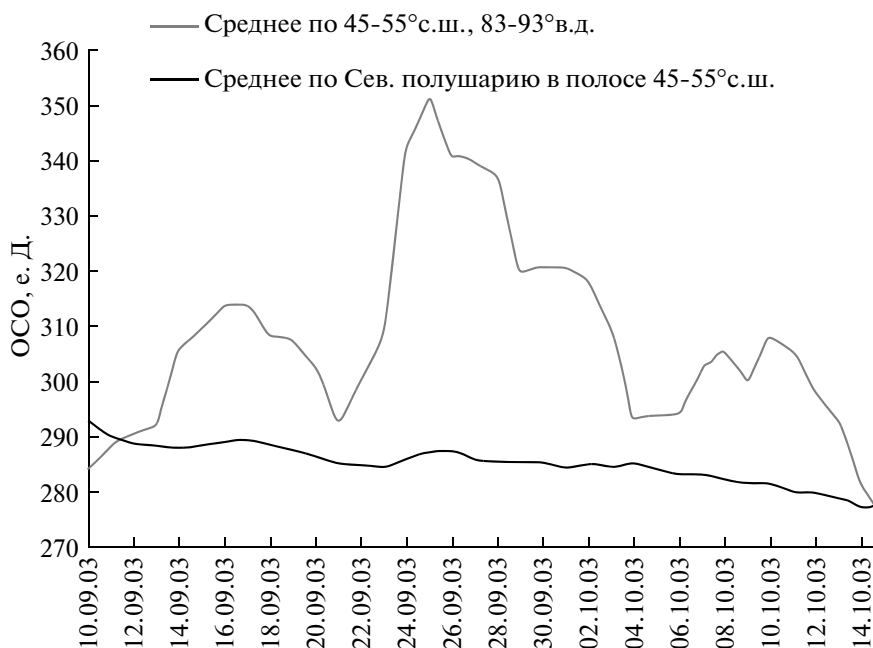


Рис. 2. Динамика среднего содержания озона по Северному полушарию и в точке землетрясения.

руживать его изменения, связанные с сейсмической активностью. Но Алтайское землетрясение произошло в “удобный” момент, приходящийся на годовой минимум содержания ОСО в Северном полушарии.

На рис. 1 можно видеть карту ОСО за 21 сентября 2003 г., до землетрясения, на ней заметно “облако” озона, которое перемещалось к востоку со скоростью $\sim 6^\circ/\text{сут}$. Этот и последующие рисунки получены после обработки исходных табличных данных об ОСО с сайта (<http://www.jwocny.gsfc.nasa.gov/ozone/ozone.html>) по методике, опи-

санной нами в (Кашкин, 2009). На рис. 1 на территории от 40° до 60° с.ш. и 60° – 100° в.д. “фоновое” ОСО в среднем составляло 290 единиц Добсона (e.Д.) и не превосходило 325 e.Д.

Но 22 сентября 2003 г. “вдруг” появилось облако с максимальным ОСО в 353 e.Д. в точке с координатами 52° с.ш., 64° в.д. (рис. 2). 23 сентября 2003 г. облако увеличилось по площади и сместилось к востоку, максимальное ОСО стало равным 372 e.Д. в точке с координатами 50° с.ш., 81° в.д.

Как видно из рис. 2, в дальнейшем облако продолжало смещаться к востоку, удлиняясь вдоль па-

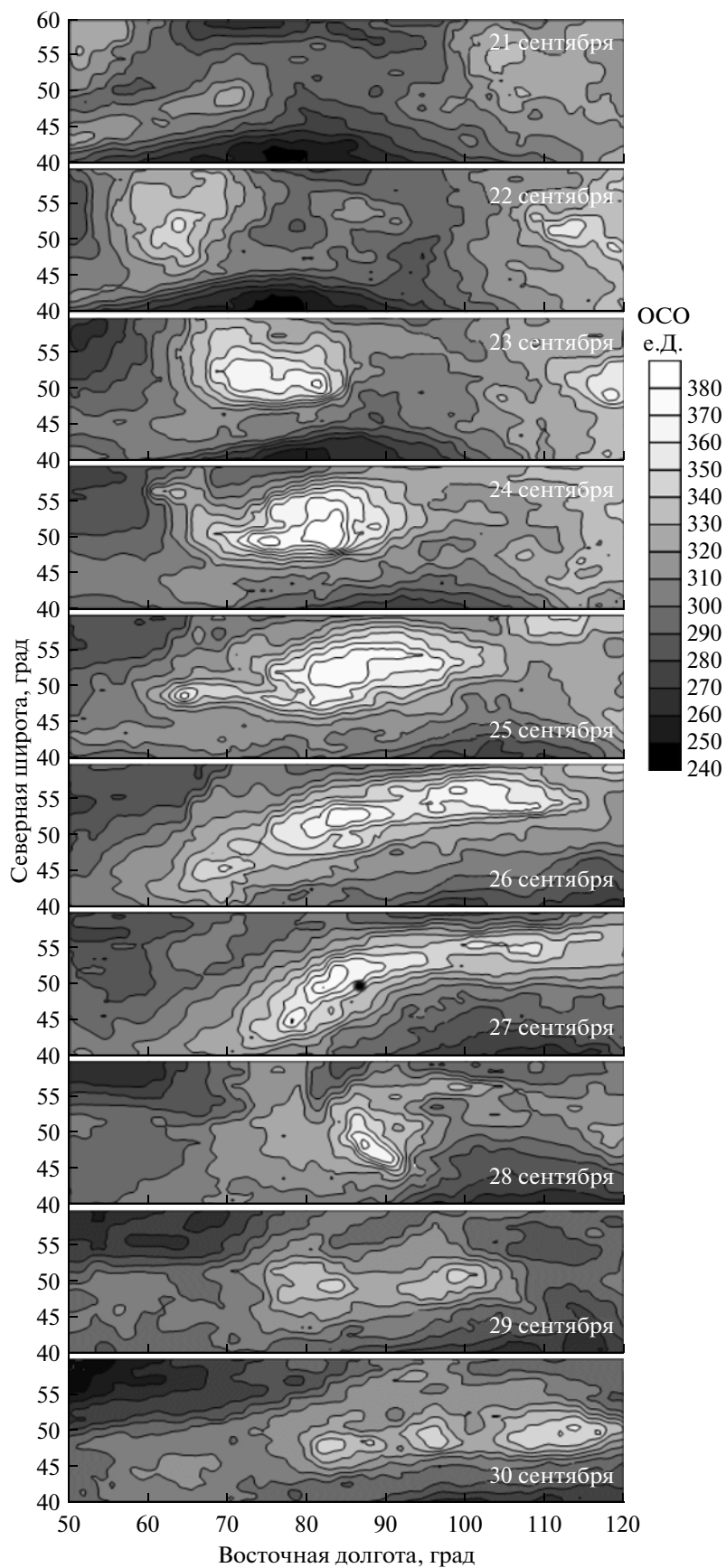


Рис. 3. Динамика поведения атмосферного озона в период Алтайского землетрясения 2003 г.

раллели и поворачиваясь. 24 сентября 2003 г. ОСО достигло 394 е.Д. в точке с координатами 51° с.ш., 82° в.д., это максимальное значение ОСО на участке 40°–60° с.ш. и 60°–100° в.д. за период с 21 сентября по 10 октября 2003 г. Среднее ОСО на этом участке 24 сентября 2003 г. равно 322 е.Д.

27 сентября 2003 г. произошло Алтайское землетрясение (рис. 2), положение эпицентра на рис. 3 показано черной точкой. В этом месте ОСО составило 339 е.Д., максимальное ОСО в очаговой области равнялось 380 е.Д.

Но на следующий день после землетрясения область с наибольшим ОСО резко уменьшилась в размерах при максимуме в 372 е.Д., среднее значение ОСО на площади от 40° до 60° с.ш. и 60°–100° в.д. стало равным 310 е.Д.. 29–30 сентября 2003 г. максимум ОСО в эпицентральной области упал до 348 е.Д., среднее ОСО на указанной площади 29 сентября 2003 г. составило 304 е.Д.

Не вызывает сомнения связь аномального поведения озона с сейсмическим событием 27 сентября 2003 г. на Алтае, однако возникает вопрос: какова природа увеличения ОСО? Пока нет сведений, что землетрясения способны создавать колебания в атмосфере, которые могут возбудить молекулы кислорода так, чтобы на высотах в 20–80 км произошло образование дополнительного количества озона. К тому же, вновь образовавшийся на достаточно большой высоте озон атмосферы не может исчезнуть за одни сутки.

Можно предположить, что упомянутый озон – приземный, результат реакций с участием литосферных газов: окислов углерода, азота, а также метана в присутствии солнечного света; на приземную природу указывает малое время жизни озона.

Работа выполнена при поддержке Федеральной программы по созданию высокопроизводительных производств (П-218, 2010-218-01-082).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУ НЦ ЗВХ ВСНЦ СО РАН, 2006. 480 с.

Бутуханов В.П. Пространственно-временные вариации приземного озона в атмосфере Байкальского региона: Дис. ... канд. техн. наук: 05.11.13. Улан-Удэ, 2008.

Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры землетрясения 27 сентября 2003 года на Алтае по инструментальным данным // Вестн. отд. наук о Земле РАН. 2003. № 1 (21).

Кашкин В.Б., Рублева Т.В., Хлебоброс Р.Г. Природоохранная геофизика: проблемы озонового щита планеты // Инженерная экология. 2009. № 4. С. 18–32.

Balis D., Kroon M. et al. Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observation // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. № D24S46. doi: 10.1029/2007JD008796.

Abnormal Phenomena of Atmospheric Ozone in the Period of the Altai Earthquake of 2003 (Based On Satellite Data EP/TOMS)

V. B. Kashkin, A. A. Romanov

Siberian Federal University, Krasnoyarsk

EP/TOMS ozone data were analyzed within September 20 – October 10 during seismic activity of the Altai 2003 earthquake. The main shock was September 27, magnitude $M = 7.3$. A new “cloud” containing ozone appeared 5 days before main shock in the region. The next days the cloud size extended, maximum total ozone content (TOC) increased by 70 Dobson units, after the main shock TOC decreased. Possible reason of ozone producing is impact of lithosphere gases in the low troposphere.

Keywords: satellite data, atmospheric ozone, Altai earthquake

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДВУМЕРНОГО ПОЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В СТРАТОСФЕРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ИЗЛУЧЕНИЯ ЛИМБА В ПОЛОСЕ ПОГЛОЩЕНИЯ CO₂ 15 МКМ С ВЫСОКИМ СПЕКТРАЛЬНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

© 2011 г. А. В. Ракитин*, В. С. Косцов, Ю. М. Тимофеев

Физический факультет Санкт-Петербургского государственного университета

**E-mail: kit@troll.phys.spbu.ru*

Поступила в редакцию 10.09.2010 г.

Сформулирована и на основе численных экспериментов проанализирована задача восстановления распределения температуры вдоль оптических трасс по спутниковым измерениям излучения лимба Земли в полосе поглощения CO₂ 15 мкм с высоким спектральным разрешением. За основу численных экспериментов взят сценарий эксперимента MIPAS. Показано, что двумерное поле температуры может быть получено в результате обработки измерений излучения на трассах с различными прицельными высотами при условии использования спектральных каналов с существенно различной оптической толщиной. Погрешность определения температуры в стратосфере варьирует в пределах от 1.8 К до 5.6 К и зависит от прицельной высоты оптической трассы и расстояния от прицельной точки. Наилучшее горизонтальное разрешение составляет 73–100 км и реализуется для оптических трасс с прицельной высотой около 18–20 км.

Ключевые слова: стратосфера, термическое зондирование, спутниковые измерения излучения, касательная геометрия

ВВЕДЕНИЕ

Касательная (лимбовая) геометрия наблюдений широко используется в спутниковых экспериментах по дистанционному определению параметров различных слоев атмосферы. При касательной геометрии реализуется высокое вертикальное разрешение зондирования, отсутствует мешающее влияние излучения подстилающей поверхности, большая протяженность трасс (и соответственно значительная оптическая толщина) позволяет зондировать атмосферные слои с малым содержанием поглощающих компонент. Касательная геометрия используется в спутниковых экспериментах по измерению прозрачности атмосферы (источники излучения — Солнце, Луна, звезды), рассеянного солнечного излучения, а также в экспериментах по измерению собственного излучения атмосферы.

В настоящей работе рассматриваются эксперименты по регистрации спектров собственного излучения атмосферы. Прежде чем перейти к обсуждению проблемы учета горизонтальной неоднородности атмосферы, отметим несколько существенных моментов:

1) входными данными для интерпретации являются результаты измерения спектров излучения для совокупности оптических трасс с различными при-

цельными высотами (эту совокупность принято называть атмосферным сканом). Периодичность высотного сканирования определяется главным образом скоростью регистрации спектра прибором;

2) при использовании касательной геометрии, как правило, выбираются спектральные каналы измерений, которые достаточно прозрачны, чтобы область формирования излучения лежала в окрестности прицельной точки оптической трассы;

3) область формирования излучения на оптических трассах является достаточно протяженной (около 250–500 км). Соответственно этим значением определяется и горизонтальное разрешение измерений при использовании касательной геометрии. Движение спутника по орбите является дополнительным фактором пространственного осреднения измерений. Подробные оценки горизонтального усреднения для эксперимента с интерферометром MIPAS и их анализ можно найти, например, в работе (Clarmann et al., 2009a);

4) как правило, в подавляющем большинстве случаев при интерпретации результатов измерений излучения (при решении обратной задачи по определению параметров атмосферы) используется приближение сферически однородной атмосферы

(COA), при котором учитывается зависимость параметров только от вертикальной координаты.

Таким образом, при традиционном подходе результатом проведения спутникового эксперимента с касательной геометрией по дистанционному зондированию какого-либо параметра атмосферы является набор вертикальных профилей, расположенных, как правило, в плоскости орбиты, при этом каждый из профилей относится к пространственной области порядка 250–500 км по горизонтали. Если учесть большую протяженность как областей формирования излучения на оптических трассах, так и самих трасс, то становится очевидным, что пренебрежение горизонтальными градиентами атмосферных параметров может являться существенной компонентой полной погрешности получаемых результатов. Например, в работах (Ridolfi et al., 2000; Carli et al., 1998) показано, что температурные градиенты 3К/100 км могут приводить к погрешностям определения газового состава по лимбовым измерениям в десятки процентов, если горизонтальная неоднородность не принимается во внимание. Анализ влияния горизонтальных градиентов атмосферных параметров на результаты, получаемые в спутниковых экспериментах с касательной геометрией, был проведен также в работах (Kemnitzer et al., 2002), (Ракитин, Косцов, 2005; Косцов, Ракитин, 2006).

Следует подчеркнуть, что проблема горизонтальной (сферической) неоднородности атмосферы в задачах спутникового дистанционного зондирования на касательных трассах шире, чем просто оценивание дополнительной компоненты погрешности. Основная цель исследований – получение информации о горизонтальных градиентах с максимально достижимым пространственным разрешением, другими словами, определение двумерных и трехмерных полей атмосферных параметров. В простейшем случае двумерное поле определяют с помощью интерполяции в плоскости орбиты результатов, полученных для отдельных сканов в приближении сферически однородной атмосферы. Горизонтальное разрешение измерений такого поля зависит от частоты выполнения отдельных сканов, т.е. от времени, необходимого для регистрации излучения прибором, которое, в свою очередь, в случае использования интерферометров зависит от спектрального разрешения, реализуемого в приборе. Очевидно, что чем дальше происходит регистрация излучения, тем реже сканирование, тем хуже будет горизонтальное разрешение. Для улучшения горизонтального разрешения поля искомого параметра атмосферы, определяемого по результатам спутниковых экспериментов с касательной геометрией измерений, возможно несколько подходов.

Первый подход заключается в проведении более частых измерений за счет уменьшения времени регистрации излучения, что достигается в интерферометрах (типа MIPAS) ухудшением спектрального разрешения. Второй подход – извлечение информации о параметре атмосферы не только в прицельной точке, но и в других пространственных областях атмосферы, ответственных за формирование излучения регистрируемого спутниковым прибором.

Применение второго подхода для определения отношения смеси озона по данным измерений спутникового прибора MIPAS представлено в статьях (Carlotti et al., 2001; Ridolfi et al., 2004). Предлагаемый авторами в данных статьях метод под названием “geo-fit” не использует приближение COA. В основе метода лежит тот факт, что при движении спутника по орбите информация об искомом параметре в некоторой области атмосферы поступает из измерений на нескольких касательных трассах, пересекающих данную область. Таким образом, при наличии измерений прибора за период полного прохода спутника по своей орбите появляется возможность определения двумерного поля искомого параметра в плоскости орбиты на пространственной сетке более частой, чем измерительная сетка, за счет использования информации одновременно от всех касательных трасс, лежащих в плоскости данной орбиты. Используя данный метод, авторы (Carlotti et al., 2001; Ridolfi et al., 2004) провели численный эксперимент для спутникового прибора MIPAS по определению поля отношения смеси озона в плоскости орбиты спутника. Исследования проводились на основе модельных данных о распределении параметров атмосферы, и в качестве начального приближения авторы возмущали вертикальный профиль отношения смеси озона случайным образом, оставляя температуру и давление неизменными. В статье (Ridolfi et al., 2004) этот метод сравнивается с первым подходом, соответствующим проведению более частых измерений спутниковым прибором. Поскольку увеличение частоты измерений в интерферометре MIPAS достигается за счет ухудшения спектрального разрешения, результатом является ухудшение потенциальной точности определения отношения смеси озона. Сравнивая два подхода по улучшению горизонтального разрешения данных спутникового зондирования, авторы делают вывод о том, что подход с более частыми (в 2 раза) измерениями отношения смеси озона увеличивает погрешность на 40%, в то время как подход с более частой (в 2 раза) пространственной сеткой (так называемый “geo-fit”) увеличивает погрешность на 100%. Таким образом, проведение более частого высотного сканирования является предпочтительнее

решения задачи одновременного определения распределения параметров во всей плоскости орбиты по результатам измерений на всех оптических трассах на этой орбите. Результаты, полученные в эксперименте MIPAS при высокой частоте сканирования с ограниченным спектральным разрешением, с их подробным анализом представлены в работе (Clarmann et al., 2009b).

Подход, аналогичный описанному подходу “geo-fit”, использовался и при интерпретации данных эксперимента SCIAMACHY (Pukite et al., 2007), поскольку проблема учета горизонтальной неоднородности существует при интерпретации лимбовых измерений рассеянного солнечного излучения в видимой и ультрафиолетовой областях спектра, в частности в эксперименте с аппаратурой SCIAMACHY. В работе (Pukite et al., 2007) показано, что пренебрежение горизонтальной неоднородностью приводит к типичным погрешностям определения концентрации NO_2 20%, а погрешности определения O_3 могут достигать 50% в области максимума концентрации в случае, если измерения проводятся вблизи границы Арктического полярного вихря в зимний сезон. Учет неоднородности основан на одновременной интерпретации измерений в северной части орбиты спутника, где атмосферные сканы расположены достаточно близко в пространстве, и их области пространственной чувствительности пересекаются.

В случае спутниковых измерений ИК-излучения задачу двумерного зондирования атмосферы можно решать, используя отдельный набор последовательных оптических трасс с различными прицельными высотами (другими словами, отдельно взятый атмосферный высотный скан). Необходимым условием этого является наличие измерений в спектральных каналах с существенно различной оптической толщиной. В таких каналах области формирования излучения оказываются сдвинутыми на оптической трассе от прицельной точки по направлению к прибору на различное расстояние. На принципиальную возможность этого подхода указывалось достаточно давно, в частности для атмосферы Венеры в работе (Тимофеев и др., 1978) и для атмосферы Земли в работе (Косцов и др., 1992). Работы, в которых подробно анализируется данный подход, нам не известны. В некоторых зарубежных работах содержатся лишь упоминания о нем, например в (Kemnitzer et al., 2002; Papandrea, 2007). В работе (Kemnitzer et al., 2002) подчеркивается аналогия между данным подходом и определением профиля в случае надиальной геометрии по спектральным измерениям в каналах различной оптической толщины. Однако в ней делается акцент на адаптацию существующих алгоритмов и программных кодов ре-

шения обратных задач для случаев, когда априори известны амплитуды и направления градиентов атмосферных параметров. В работе (Papandrea, 2007) отмечается сложность задачи определения атмосферных параметров в различных точках оптической трассы и предлагается ставить упрощенную задачу по определению градиента.

Цель настоящей работы – подробный анализ указанного подхода для задачи двумерного термического зондирования в полосе CO_2 15 мкм в условиях, близких к условиям спутникового эксперимента с интерферометром MIPAS.

ФОРМУЛИРОВКА ЗАДАЧИ И ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Исходными данными служат измерения уходящего излучения в спектральной области полосы CO_2 15 мкм на наборе касательных трасс с различными прицельными высотами, соответствующими области стратосферы (атмосферный скан). В качестве основного “целевого” параметра рассматривается температура. Значения давления, концентрации углекислого газа и озона рассматриваются как “контролируемые мешающие” параметры. Задача формулируется в терминах вариаций параметров от среднего значения.

Уравнение переноса

$$J(\nu, z_t) = \int_0^{s_0} \varepsilon(\nu, s) \exp \left[- \int_0^s \alpha(\nu, s') ds' \right] ds,$$

где $J(\nu, z_t)$ – интенсивность излучения на частоте ν для прицельной высоты z_t , s – координата вдоль оптической трассы, ε и α – объемные коэффициенты излучения и поглощения, линеаризуется и приводится к виду

$$\delta J(\nu, z_t) = \sum_i \int_0^{s_0} J'_i(\nu, s) \frac{\delta x_i(s)}{x_{im}(s)} ds,$$

где δ обозначает вариацию параметра x , суммирование идет по числу параметров (учитываются как целевые, так и мешающие контролируемые параметры), значок m обозначает среднее значение параметра.

Величина $J'_i(\nu, s)$ представляет собой значение вариационной производной интенсивности излучения по параметру, умноженное на среднее значение параметра. Анализ этой величины удобен тем, что позволяет оценивать и сравнивать вклад относительных вариаций параметров в вари-

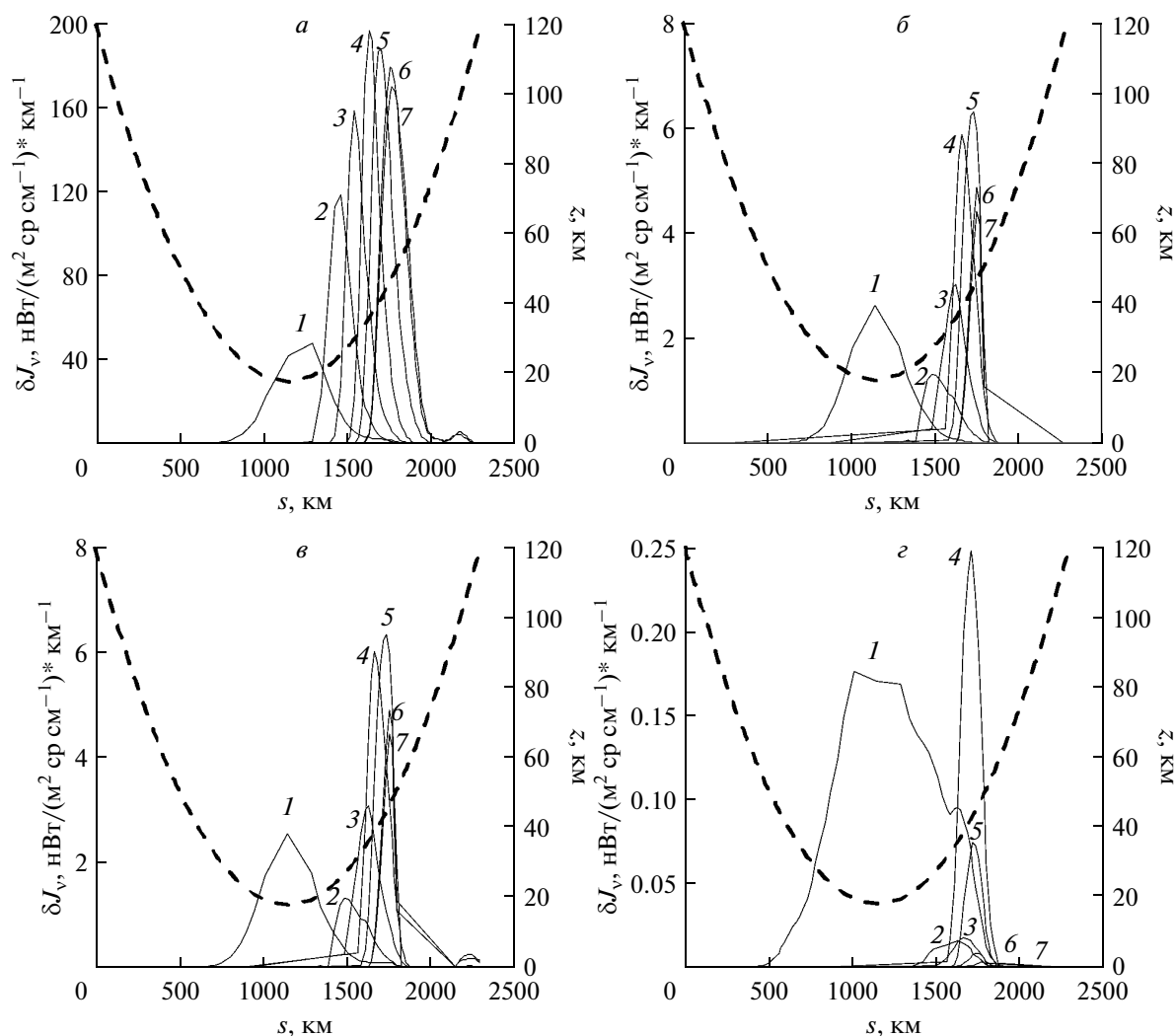


Рис. 1. Производные интенсивности излучения по: *a* – температуре; *б* – давлению; *в* – счетной концентрации CO_2 ; и *г* – счетной концентрации озона в зависимости от координаты вдоль оптической трассы с прицельной высотой 18 км – сплошные линии (каждая линия соответствует отдельному спектральному каналу (см^{-1}): 1 – 713.400, 2 – 688.225, 3 – 683.725, 4 – 682.275, 5 – 683.325, 6 – 687.150, 7 – 680.775). Штриховая линия – высота в зависимости от координаты вдоль трассы (минимум соответствует прицельной точке).

ацию интенсивности излучения. Ниже для краткости мы будем употреблять термин “производная”, подразумевая вариационную производную, умноженную на среднее значение параметра в рассматриваемой точке трассы.

Линеаризованное уравнение переноса представляется в векторно-матричной форме и решается методом статистической регуляризации.

Для иллюстрации физических основ рассматриваемого метода были проведены расчеты производных интенсивности уходящего излучения по основным параметрам атмосферы – температуре, давлению, содержанию CO_2 и O_3 . Расчеты проводились для спектрального диапазона 680–720 см^{-1} , значе-

ние спектрального разрешения было взято равным 0.05 см^{-1} , что соответствует разрешению прибора MIPAS. На рис.1 представлены эти производные в зависимости от координаты вдоль трассы с прицельной высотой 18 км. Различные кривые соответствуют различным спектральным каналам из спектрального диапазона, используемого в расчетах. Из приведенного рисунка следует, что чувствительность уходящего излучения к относительному изменению температуры составляет 50 $\text{нВт}/(\text{м}^2 \text{ ср } \text{см}^{-1}) \text{ км}^{-1}$ в прицельной точке трассы и имеет максимум в точке трассы, удаленной от прицельной на 500 км в направлении прибора со значением 200 $\text{нВт}/(\text{м}^2 \text{ ср } \text{см}^{-1}) \text{ км}^{-1}$. Вариации

уходящего излучения, обусловленные “мешающими” параметрами (вариациями давления, концентрации CO_2 и озона), значительно меньше, чем вариации интенсивности излучения за счет изменений температуры, что позволяет сделать вывод о малой чувствительности регистрируемого излучения к изменениям этих параметров в сравнении с чувствительностью к изменению температуры.

В различных спектральных каналах максимальные значения производной по температуре находятся на различном удалении от прицельной высоты. Именно эта особенность является физической основой рассматриваемого дистанционного метода восстановления двумерного поля температуры.

С увеличением прицельной высоты касательной трассы оптическая толщина атмосферы становится меньше, что приводит к смещению максимумов производных к прицельной точке, т.е. к уменьшению протяженности участка, на котором возможно определение температуры вдоль трассы формирования излучения. Для трасс с прицельными высотами 30, 39 и 48 км соответствующие участки составляют 400, 350 и 300 км от прицельных точек. При этом максимальные значения производных интенсивности излучения по температуре для указанных трасс составляют 150, 120 и 80 $\text{нВт}/(\text{м}^2 \text{ ср см}^{-1})\text{км}^{-1}$ соответственно.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА, МЕТОД РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ И ПОГРЕШНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Численный эксперимент проводился с использованием характеристик функционирующего на космической платформе ENVISAT спутникового прибора MIPAS. Для расчетов была выбрана область R -ветви полосы поглощения CO_2 15 $\mu\text{м}$, а именно спектральный диапазон от 680 до 720 см^{-1} , который практически соответствует режиму измерений $A(685\text{--}970 \text{ см}^{-1})$ прибора MIPAS (MIPAS Product Handbook, 2002). Вид спектральной аппаратной функции можно найти в работе (Kostsov et al., 1997), спектральное разрешение составляет 0.05 см^{-1} . В указанном диапазоне волновых чисел использовались 1600 спектральных каналов с шагом между ними 0.025 см^{-1} . Расчеты проводились для набора из 11 касательных трасс с прицельными высотами от 18 до 48 км с шагом между ними в 3 км (отметим, что высотный диапазон сканирования MIPAS 6–68 км). При моделировании измеренных спектров к значениям интенсивности излучения добавлялась случайная составляющая погрешности измерений, соответствующая прибору MIPAS, со

стандартным отклонением, рассчитанным по формуле (Kostsov et al., 1997)

$$\delta\varepsilon = 2 \text{ NESR} + J0.02,$$

где NESR (Noise Equivalent Spectral Radiation) – спектральный шум прибора MIPAS для режима измерений A , который составляет 50 $\text{нВт}/(\text{м}^2 \text{ ср см}^{-1})$, J – рассчитанное излучение.

Для каждой касательной трассы из набора решалось отдельное линеаризованное векторно-матричное уравнение

$$\delta\mathbf{y} = \mathbf{A} \delta\mathbf{x},$$

где \mathbf{y} – вектор “измеренной” интенсивности излучения (размерность соответствует числу спектральных каналов); \mathbf{x} – совокупный вектор параметров атмосферы (состоит из набора значений в точках трассы последовательно температуры, давления, счетных концентраций CO_2 и O_3); δ – обозначает вариацию величины от среднего значения; \mathbf{A} – линеаризованный интегральный оператор прямой задачи, сформированный из производных интенсивности излучения по параметрам атмосферы с соответствующими квадратурными коэффициентами. Содержание углекислого газа входит в уравнение в виде счетной концентрации. Информация о значении отношения смеси CO_2 в стратосфере, которое постоянно и известно, учитывается как дополнительное условие в алгоритме обращения линеаризованного уравнения, основанном на методе статистической регуляризации. Подробное описание метода статистической регуляризации с учетом дополнительных условий можно найти в работе (Косцов, Тимофеев, 2005). Приведем окончательную итерационную формулу

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_m + \left(\mathbf{A}_k^T \mathbf{S}^{-1} \mathbf{A}_k + \mathbf{D}^{-1} + \sum_{n=1}^N \mathbf{C}_{nk}^T \mathbf{E}_n^{-1} \mathbf{C}_{nk} \right)^{-1} \times \\ \times \left[\mathbf{A}_k^T \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{y}_k + \mathbf{A}_k \delta\mathbf{x}_k) + \sum_{n=1}^N \mathbf{C}_{nk}^T \mathbf{E}_n^{-1} (\mathbf{z}_n - \mathbf{z}_{nk} + \mathbf{C}_{nk} \delta\mathbf{x}_k) \right],$$

где k – номер итерации; \mathbf{x}_k – вектор определяемых параметров на k -итерации; \mathbf{x}_m – вектор средних значений параметров атмосферы; \mathbf{y}_k – вектор значений интенсивности излучения, рассчитанных на k -итерации; \mathbf{S} – ковариационная матрица случайных ошибок измерений; \mathbf{D} – априорная ковариационная матрица параметров атмосферы. Параметры \mathbf{z} , \mathbf{E} и \mathbf{C} относятся к дополнительным условиям (общее число условий – количество элементов сумми-

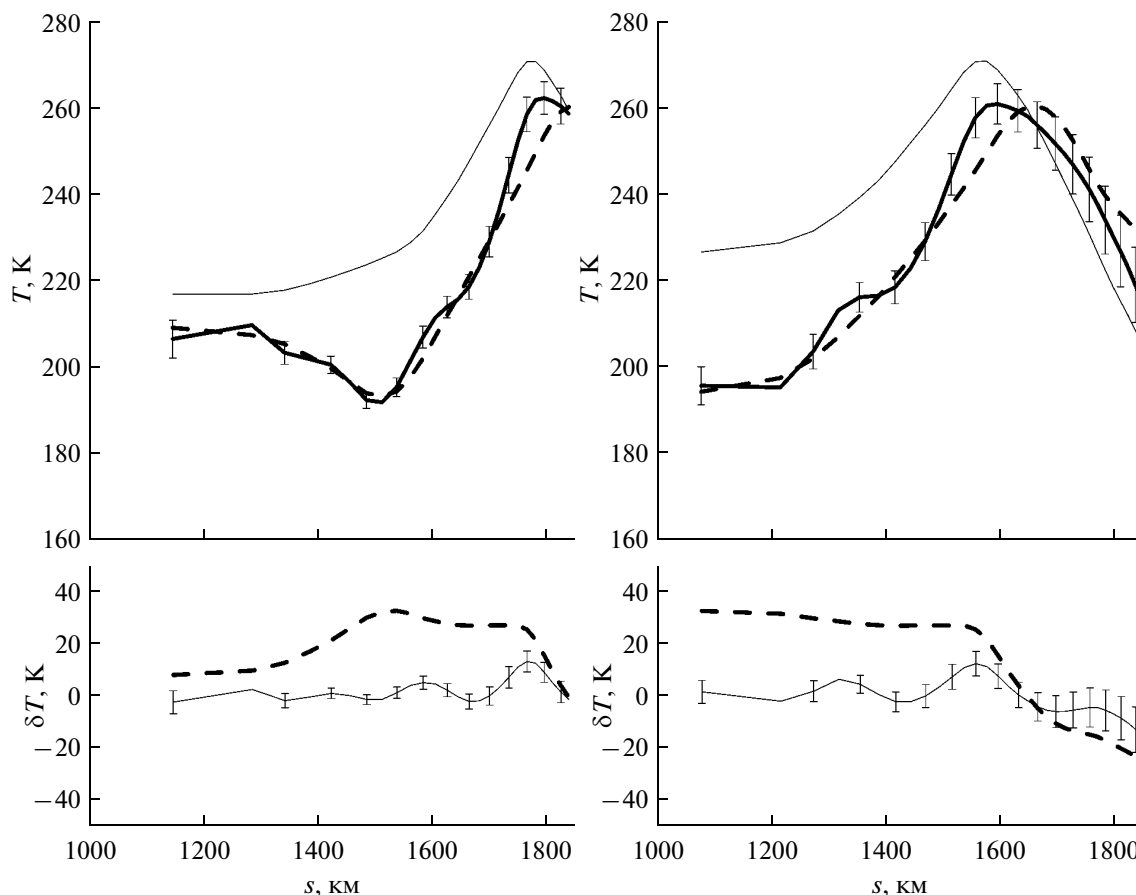


Рис. 2. Результаты определения температуры вдоль трасс с прицельными высотами 18 км (слева) и 30 км (справа). Вверху: тонкая сплошная линия – “среднее” распределение температуры, штриховая линия – “истинное” распределение температуры, жирная сплошная линия – полученное распределение температуры. Внизу: сплошная линия – отличие полученного распределения от “истинного”, штриховая линия – отличие “среднего” от “истинного”, s – координата вдоль трассы. Отрезками обозначены погрешности определения температуры, полученные из расчета матрицы ошибок.

рования M). Дополнительные условия записываются в линеаризованной форме

$$\delta z = C \delta x.$$

Если представить z как “псевдоизмерения”, то для каждого условия можно ввести матрицу ошибок E , соответствующую z . Эта матрица будет определять точность выполнения условия, другими словами “силу” вводимого ограничения. В проведенных нами численных экспериментах учитывалось два дополнительных условия: 1) информация о значении отношения смеси CO_2 в стратосфере; 2) ограничение на сдвиг решения на отдельном шаге итерационного процесса для обеспечения быстрой сходимости.

Совокупная модельная ковариационная матрица температуры, давления, и концентраций газов D формировалась из блоков, соответствующих каждому из рассматриваемых параметров. Для каждого конкретного параметра элементы ковариационной матрицы рассчитывались по формуле

$$D_{ij} = \sigma_i \sigma_j \exp \left[-\frac{(z_i - z_j)^2}{r_c^2} \right],$$

где σ_i и σ_j – априорные неопределенности параметра на высотах z_i и z_j ; а r_c – радиус корреляции. В наших расчетах значения априорной неопределенности для трасс с прицельными высотами от 18 до 36 км были взяты равными 10 К для температуры и 15% для давления и счетных концентраций CO_2 и озона. Для трасс с прицельными высотами от 39 до 48 км – 10 К для температуры, 15% для счетной концентрации CO_2 и 20% для давления и счетной концентрации озона. Для всех трасс и всех параметров радиусы корреляции были выбраны равными 80 км.

Матрица ошибок метода при учете дополнительных условий определяется выражением

$$R_k = \left(A_k^T S^{-1} A_k + D^{-1} + \sum_{n=1}^N C_{nk}^T E_n^{-1} C_{nk} \right)^{-1}.$$

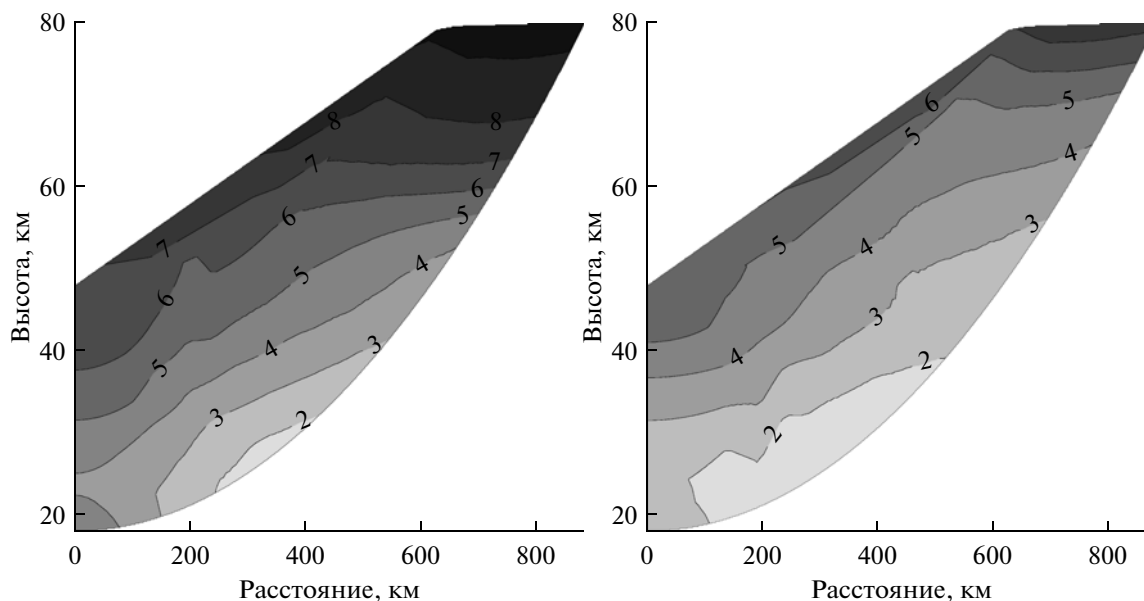


Рис. 3. Потенциальная точность определения двумерной структуры поля температуры (К). Погрешности спектральных измерений соответствуют эксперименту MIPAS (слева) и в 4 раза меньше их (справа).

Диагональные элементы этой матрицы описывают погрешности определения параметров на различных высотах в атмосфере.

Рассмотрим результаты численных экспериментов. На рис. 2 представлены результаты определения температуры вдоль касательных трасс с прицельными высотами 18 и 30 км. Верхние графики демонстрируют распределения по трассе “средней”, “истинной” и полученной температур. Нижние графики — соответствующие отличия между ними. Подчеркнем, что отрезками обозначены погрешности, полученные по расчетам матрицы ошибок метода. На каждом из графиков результаты представлены, начиная с прицельной точки соответствующей трассы и до некоторой точки на половине трассы, ближайшей к измерительному прибору.

Прежде всего, обратим внимание на то, что для численных экспериментов были выбраны среднее и истинное распределения температуры по трассам, которые существенно различаются. Отличия достигают по абсолютной величине 35 К. Для прицельной высоты 18 км на участке трассы 1150–1700 км (от прицельной точки до точки, удаленной на 550 км от нее) температура определяется с погрешностью 1.8–3.5 К, наблюдается хорошее согласие восстановленных и истинных распределений температуры, как качественное, так и количественное. На участке трассы 1700–1900 км (удаление от прицельной точки 550–850 км) кривая полученного в решении распределения температуры находится

между “истинным” и “средним” распределениями. Погрешности на данном участке возрастают от 3.5 до 6.5 К. Вне указанного интервала по координате уточнения профиля температуры не происходит, так как в измерениях нет фактической информации об этих областях атмосферы (см. рис. 1)

Для прицельной высоты 30 км на участке трассы от 1080 до 1500 км (0–520 км от прицельной точки) наблюдается качественное и количественное согласие восстановленных и истинных значений температуры, при этом погрешности составляют 3.5–4.7 К, заметно превышая соответствующие значения для прицельной высоты 18 км.

Что касается трасс с другими прицельными высотами, то для прицельной высоты 39 км определение температуры в численном эксперименте дает величины, близкие к “истинным” на участке трассы 1020–1300 км (0–280 км от прицельной точки), с погрешностью 5–5.6 К. Для прицельной высоты 48 км на участке трассы 960–1400 км (0–440 км) погрешности определения температуры составляют 6–6.6 К. Таким образом, с ростом прицельной высоты участок реального восстановления температуры в ходе решения обратной задачи уменьшается от 550 км для прицельной высоты 18 км до 280 км для прицельной высоты 39 км. При этом погрешности определения температуры на таких участках увеличиваются от 1.8 до 5.6 К. Для трасс с прицельными высотами выше 39 км погрешности определения температуры превышают 6 К.

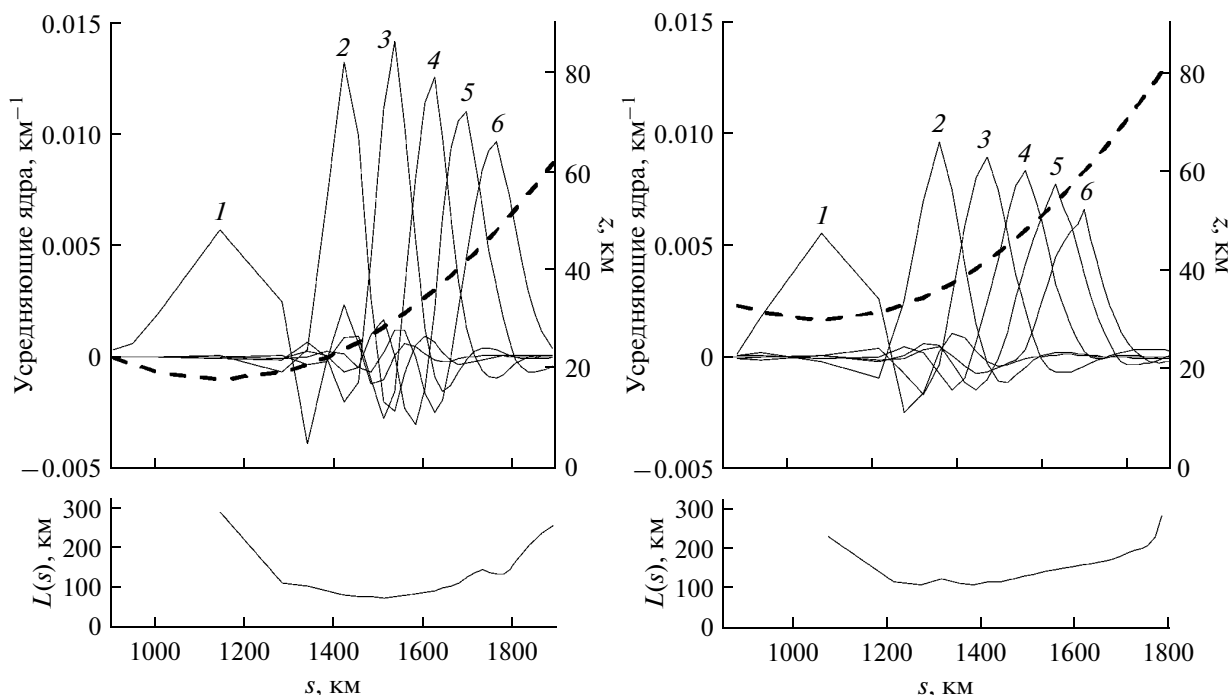


Рис. 4. Усредняющие ядра при определении температуры вдоль касательной трассы (вверху) и величина пространственного разрешения (внизу). Прицельные высоты 18 км (слева) и 30 км (справа). Каждая линия на верхних рисунках соответствует ядру при определении температуры в точке трассы с высотой в атмосфере (км): 1 – 18, 2 – 24, 3 – 30, 4 – 36, 5 – 42, 6 – 48 (слева); 1 – 30, 2 – 36, 3 – 42, 4 – 48, 5 – 54, 6 – 60 (справа). Штриховая линия – высота в зависимости от координаты вдоль трассы. s – расстояние вдоль трассы, $L(s)$ – пространственное разрешение.

Полученные решения обратной задачи для набора касательных трасс позволяют оценить потенциальную точность определения двумерной структуры поля температуры в рассматриваемом подходе. Такие оценки представлены на рис. 3. Ось абсцисс данного рисунка представляет собой расстояние на поверхности Земли. Нулевая координата соответствует точке на поверхности Земли, лежащей на радиусе-векторе, проходящем через прицельные высоты всех касательных трасс по очереди от 18 до 48 км. Для данной точки погрешность определения температуры будет 4 К на высоте 18 км и 7 К на высоте 48 км. При координате, например, 200 км соответствующий радиус-вектор пересечет все касательные трассы в точках, удаленных от прицельных на разное расстояние для каждой трассы, что позволит оценить потенциальные точности определения температуры на высотах 20–55 км и т.д. Из данного рисунка следует, что наилучшая точность достигается на расстоянии 150–550 км от “прицельной” точки на поверхности Земли для высот 20–35 км и составляет 1.8–3 К. С ростом высоты точность ухудшается и достигает 7–8 К на высотах 50–70 км. Возле “прицельной” точки и на большом удалении от нее точности низки и составляют 4–8 К.

В связи с постоянным совершенствованием спутниковой аппаратуры представляет интерес оценить погрешности рассмотренного метода для приборов с более низким уровнем шумов, чем у MIPAS. На рис. 3 справа для примера представлены оценки потенциальной точности определения двумерного поля температуры для спутникового прибора с уровнем шумов в 4 раза меньше, чем у MIPAS. Из рис. 3 видно, что погрешности определения температуры уменьшились на 1–2 К по сравнению с расчетами для стандартного уровня шумов.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗРЕШЕНИЕ ПОЛУЧАЕМЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВДОЛЬ КАСАТЕЛЬНЫХ ТРАСС

Наряду с погрешностью, важной характеристикой результатов дистанционного зондирования является пространственное разрешение. Оценки пространственного разрешения удобно проводить с помощью матрицы усредняющих ядер. В первом приближении вектор определяемых параметров x , можно представить в виде линейной комбинации

“истинного” вектора параметров атмосферы \mathbf{x}_a и “среднего” \mathbf{x}_m (Rodgers, 2000)

$$\mathbf{x}_r = \mathbf{x}_m + \mathbf{B}(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_m),$$

где \mathbf{B} — матрица усредняющих ядер. Перепишем это выражение для вариаций векторов параметров атмосферы (отклонение от “среднего”)

$$\delta \mathbf{x}_r = \mathbf{B} \delta \mathbf{x}_a.$$

Тогда элементы матрицы \mathbf{B} можно представить в виде

$$\mathbf{B}_{ij} = \frac{\delta \mathbf{x}_{ri}}{\delta \mathbf{x}_{aj}}.$$

В поставленной задаче матрица усредняющих ядер будет иметь следующее выражение:

$$\mathbf{B} = \left(\mathbf{A}^T \mathbf{S}^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{D}^{-1} + \sum_{n=1}^N \mathbf{C}_n^T \mathbf{E}_n^{-1} \mathbf{C}_n \right)^{-1} \times \left[\mathbf{A}^T \mathbf{S}^{-1} \mathbf{A} + \sum_{n=1}^N \mathbf{C}_n^T \mathbf{E}_n^{-1} \mathbf{C}_n \right].$$

Усредняющие ядра играют роль “аппаратной функции” и могут служить мерой пространственного разрешения косвенных измерений (Тимофеев, Поляков, 2001). Количественно “толщину” усредняющих ядер Гильберт и Бэкус предложили характеризовать следующей величиной (Stam, 1978):

$$L(s) = N \int (s' - s)^2 B^2(s, s') ds',$$

где для поставленной задачи s и s' — координата вдоль трассы; N — нормирующий множитель, подбираемый в зависимости от формы усредняющих ядер. Величину L будем ниже рассматривать как характеристику пространственного разрешения.

На рис. 4 приведены на верхних графиках усредняющие ядра для температуры в нескольких точках трассы (они имеют максимумы в соответствующих точках трассы), а на нижних — кривая, показывающая пространственное разрешение по трассе (прицельные высоты 18 и 30 км). Для прицельной высоты 18 км на участке трассы 1150–1500 км (0–350 км от прицельной точки) пространственное разрешение улучшается от 280 до 73 км. Далее, до 1650 км (350–500 км от прицельной точки), оно не превышает 100 км, и затем наблюдается ухудшение до 260 км в точке трассы с координатой 1900 км

(750 км от прицельной точки). Для прицельной высоты 30 км высокое пространственное разрешение достигается на участке трассы 1200–1500 км (120–420 км от прицельной точки) со значениями 100–130 км. В прицельной точке оно составляет около 230 км.

Анализ аналогичных расчетов для прицельных высот 39 км и 48 км показал, что наилучшее пространственное разрешение достигается на участках 1200–1500 км (порядка 200–500 км от прицельных точек) и составляет 140–190 км и 180–240 км соответственно.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

Проанализирован спутниковый метод двумерного термического зондирования стратосферы, основанный на особенностях формирования спектров уходящего ИК-излучения лимба Земли в 15 мкм полосе CO_2 в спектральных каналах с различной оптической плотностью. На основе анализа производных интенсивности уходящего излучения по различным параметрам атмосферы и результатов численных экспериментов по определению распределения температуры вдоль оптических трасс показано, что:

1) специфика формирования уходящего излучения в спектральных интервалах 15 мкм полосы CO_2 с различной оптической плотностью может являться физической основой для получения информации о двумерном поле температуры на высотах 18–39 км. Соответствующие этому диапазону высот области зондирования температуры вдоль касательных трасс составляют по протяженности 280–550 км от прицельной точки по направлению к прибору и зависят от прицельной высоты трассы, уменьшаясь с ее увеличением;

2) величины производных по “мешающим” параметрам (давление, счетные концентрации CO_2 и O_3) значительно меньше по сравнению с производными по температуре на прицельных высотах нижней и средней стратосферы. Для прицельных высот, соответствующих верхней стратосфере, влияние мешающих параметров может оказаться значимым;

3) с ростом прицельной высоты погрешности определения температуры в областях зондирования увеличиваются от 1.8 до 5.6 К. Точности определения температуры в прицельных точках трасс составляют 4–5.5 К;

4) уменьшение спектрального шума спутникового прибора в 4 раза по сравнению со стандартным шумом для прибора MIPAS приводит к уменьшению погрешностей определения двумерного поля температуры на 1–2 К;

5) горизонтальное разрешение при определении температуры на высотах стратосферы составляет 73–200 км, что в несколько раз лучше, чем при традиционном подходе к решению обратной задачи (при использовании модели горизонтально однородной атмосферы).

Отметим, что Всемирной метеорологической организацией сформулированы требования к точности и пространственному разрешению определения температуры (Тимофеев, 2010). Так для задач синоптической метеорологии горизонтальное разрешение должно быть не хуже 200 км, а точность определения температуры должна быть не хуже 3 К для нижней стратосферы и 5 К для верхней атмосферы. Таким образом, рассмотренная методика позволяет в основном удовлетворить международные требования к определению температуры стратосферы как по погрешностям измерений, так и по пространственному разрешению.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00797-а, а также грантов РНП №. 2.1.1.1138 и РНП №. 2.2.1.1.3846.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Косцов В.С., Ракитин А.В.* Погрешности приближения сферически однородной атмосферы в задаче расчета уходящего неравновесного излучения в полосе озона 9.6 мкм на касательных трассах в мезосфере // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 5. С. 38–48.
- Косцов В.С., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М., Грассл Х., Кутепов А.А.* Спектральная структура неравновесного уходящего излучения горизонта в полосе поглощения CO₂ 15 мкм // Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. № 3. С. 283–293.
- Косцов В.С., Тимофеев Ю.М.* Озон в мезосфере по данным спутникового эксперимента CRISTA-1: 1. Метод определения вертикальных профилей и анализ его точности // Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С. 58–71.
- Ракитин А.В., Косцов В.С.* Границы применимости приближения сферически однородной атмосферы в задаче спутникового дистанционного ИК-зондирования мезосферы на касательных трассах // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 10–17.
- Тимофеев Ю.М. и др.* Термическое зондирование надоблачной атмосферы Венеры // Проблемы физики атмосферы. Вып. 15. Л.: ЛГУ, 1978. С. 129–139.
- Тимофеев Ю.М., Поляков А.В.* Математические аспекты решения обратных задач атмосферной оптики. СПб.: СПбГУ, 2001. 188 с.
- Тимофеев Ю.М.* Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. СПб.: СПбГУ, 2010. 130 с.
- Carli B., Ridolfi M., Raspollini P., Dinelli B.M., Dudhia A., Echle G.* Study of the retrieval of atmospheric trace gas profiles from infrared spectra // Fin. Rep. ESA Study 12055-96-NL-CN (European Space Research and Technology Centre, Noordwijk, The Netherlands, 1998).
- Carlotti M., Dinelli B.M., Raspollini P., Ridolfi M.* Geo-fit approach to the analysis of satellite limb-scanning measurements // Appl. Opt. 2001. V. 40. № 12. P. 1872–1885.
- Clarmann T.V., De Clercq C., Ridolfi M., Hoepfner M., Lambert J.C.* The horizontal resolution of MIPAS // Atmos. Meas. Tech. 2009a. № 2. P. 47–54.
- Clarmann T.V., Hoepfner M., Kellmann S., Linden A., Chauhan S., Funke B., Grabowski U., Glatthor N., Kiefer M., Schieferdecker T., Stiller G.P., Versick S.* Retrieval of temperature, H₂O, O₃, HNO₃, CH₄, N₂O, ClONO₂ and ClO from MIPAS reduced resolution nominal mode limb emission measurements // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2009b. № 2. P. 181–236.
- Cram L.E.* Inversion problem in radiative transfer theory: The Backus-Gilbert formalism // J. Quant. Spectr. Rad. Trans. 1978. V. 20. P. 305–315.
- Kemnitzer H., Hilgers S., Schwarz G., Steck T., von Clarmann T., Hopfner M., Ressel K.* Trace gas retrieval including horizontal gradients // Adv. Space Res. 2002. V. 29. № 11. P. 1631–1636.
- Kostsov V.S., Polyakov A.V., Timofeyev Yu.M.* Study for the intercomparison between the global fit and the optimal estimation methods in case of the MIPAS Space Experiment // Forschungszentrum Karlsruhe Contract Rep. 1997. 105 p.
- MIPAS Product Handbook. ESA. 2002.
- Papandrea E.* Tomographic Inversion of MIPAS Measurements; Optimization of Retrieval Grids and Generation of Innovative Products. PhD Thesis. University of Bologna, 2007. 125 p.
- Pukite J., Kuehl S., Deutschmann T., Platt U., Wagner T.* Accounting for the effect of horizontal gradients in limb measurements of scattered sunlight // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2007. № 7. P. 16155–16183.
- Ridolfi M., Carli B., Carlotti M., Clarmann T.V., Dinelli B.M., Dudhia A., Flaud J.M., Hoepfner M., Morris P.E., Raspollini P., Stiller G., Wells R.J.* Optimized forward model and retrieval scheme for MIPAS near-real-time data processing // Appl. Opt. 2000. V. 39. P. 1323–1340.
- Ridolfi M., Magnani L., Carlotti M., Dinelli B.M.* MIPAS-ENVISAT limb-sounding measurements: trade-off study for improvement of horizontal resolution // Appl. Opt. 2004. V. 43. № 31. P. 5814–5824.
- Rodgers C.D.* Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice // Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics V. 2. Singapore – New Jersey – London – Hong-Kong: World Scientific, 2000. 238 p.

Accuracy Estimations for the Problem of Two-Dimensional Temperature Sounding of the Stratosphere Using Space-Borne High Spectral Resolution Limb Radiation Measurements in the CO₂ 15 μm Band

A. V. Rakitin, V. S. Kostsov, Yu. M. Timofeyev

Faculty of Physics, St. Petersburg State University

The problem of the retrieval of temperature distribution along the line-of-sight (LOS) from space-borne high spectral resolution measurements of limb radiation in the CO₂ 15 μm band is formulated and analyzed on the basis of numerical experiments. The measurement scenario has been chosen similar to scenario of the MIPAS experiment. It is demonstrated that two-dimensional temperature field can be obtained as a result of processing measurements with various tangent heights, if spectral channels with considerably different optical thickness are used. The accuracy of temperature retrieval in the stratosphere ranges from 1.8 to 5.6 K depending on the tangent height of LOS and the distance from tangent point. The highest horizontal resolution is about 73–100 km and is achieved for LOS with tangent altitude of about 18–20 km.

Keywords: stratosphere, thermal sounding, satellite measurements of radiation, limb geometry

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

КВАЗИДВУХЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ РАДИОТЕПЛОвого ПОЛЯ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АТЛАНТИКИ

© 2011 г. Г. Р. Хайруллина, Н. М. Астафьева*

Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

*E-mail: ast@iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 10.08.2010 г.

Изучаются межгодовые колебания тропосферы и, в особенности, квазидвухлетние колебания (КДК) — яркий пример квазирегулярной изменчивости атмосферы на межгодовых масштабах. В отличие от большинства исследований, посвященных КДК зонального ветра в экваториальной стратосфере, в данной работе исследуются межгодовые колебания радиотеплового поля Земли. Используются данные микроволнового спутникового мониторинга — глобальные радиотепловые поля из электронной коллекции GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru/asp/>) за период 1999–2006 гг. на частотах, содержащих информацию о распределении влаго- и водозапаса тропосферы. Поскольку влага вморожена в движения воздуха, на суточных радиотепловых полях области повышенного влагосодержания являются трассерами — отпечатками пространственно-временной динамики тропосферы. Анализ пространственно-временной структуры серий глобальных радиотепловых полей позволил изучить структуру межгодовых колебаний тропосферы и, в частности, КДК. Показано, что КДК, являющиеся важнейшим процессом экваториальной стратосферы, характерны и для радиотеплового поля Земли в микроволновом диапазоне, т.е. для тропосферы. Широтная структура КДК тропической области тропосферы неодинаковая в разных полушариях.

Ключевые слова: микроволновый спутниковый мониторинг, глобальное радиотепловое поле, межгодовая изменчивость атмосферы, квазидвухлетние колебания, методика широтно-временной диаграммы

ВВЕДЕНИЕ

Квазидвухлетние колебания (КДК) — яркий пример высокочастотной квазирегулярной изменчивости атмосферы (и климата) Земли на межгодовых масштабах. КДК обнаружены при изучении смены направлений двух систем зональных ветров — восточного ветра Кракатау (после извержения вулкана пыль обогнула Землю по экватору за две недели) и западного ветра Берсона (наблюдается на высотах около 15 км вблизи тропопаузы). Изменение направления ветра с западного на восточное и наоборот происходило с периодом около 26 мес. (Reed et al., 1961). Для обозначения этих квазипериодических колебаний введен термин QBO (Quasi-Biennial-Oscillation) или КДК (Angell, Korshover, 1964). КДК зонального ветра наблюдаются в экваториальной стратосфере на высотах ~16–50 км; смена направления ветра происходит сверху вниз без потери амплитуды. Распространяющиеся вниз западная и восточная фазы среднего зонального ветра сменяют друг друга с периодом от 22 до 34 мес. (в среднем немного больше 28 мес.).

КДК проявляются в изменении различных климатических переменных. В приэкваториальной стратосфере КДК обнаружены в распределении зонального ветра (Reed et al., 1961; Naujokat, 1986;

Baldwin, Gray, 2001; Randel et al., 2004), озона (Angell, Korshover, 1967; Kiss et al., 2007), температуры (Angell, Korshover, 1967; Рязанова, 1967; Randel et al., 2004) и давления (Рязанова, 1967). Проведенное в конце 1990-х гг. изучение КДК в разных широтных зонах тропосферы и стратосферы (Мохов и др., 1997) показало, что КДК достаточно четко проявляются для различных климатических переменных в средних и высоких широтах, а амплитуды колебаний, в частности амплитуды КДК приповерхностной температуры воздуха, во внетропических и тропических широтах вполне сопоставимы.

Впервые механизм формирования КДК зонального ветра описан в (Lindzen, Holton, 1968), где показано, что основной механизм формирования КДК в экваториальной стратосфере связан с нелинейным взаимодействием вертикально распространяющихся экваториальных волн с зональным ветром. Основным носителем этого взаимодействия предполагались планетарные волны — смешанные гравитационные волны Россби, распространяющиеся в западном направлении, и волны Кельвина, распространяющиеся в восточном направлении. Впоследствии было показано, что энергии этих волн недостаточно и необходимо рассматривать весь спектр экваториальных волн, возникающих в

тропической тропосфере и распространяющихся вертикально вверх в стратосферу, взаимодействуя с КДК. Генерируемые в стратосфере, КДК распространяются вверх, вниз и вдоль меридиана, что вовлекает во взаимодействие тропосферу, стратосферу и мезосферу в глобальных масштабах.

Несмотря на значимость КДК для динамики атмосферы и межгодовых изменений климата и на то, что об их существовании известно довольно давно, в настоящее время лишь немногие климатические модели способны воспроизводить это явление, см., например (Giorgetta et al., 2006; Кулямин и др., 2009). Причина в том, что механизмы формирования КДК достаточно сложны и до конца не изучены. Считается, что КДК возбуждаются в приэкваториальных широтах взаимодействием между средним зональным потоком и распространяющимися вертикально экваториальными волнами, генерируемыми в тропосфере, — главным образом это волны Кельвина и смешанные гравитационные волны Россби (в энергоактивной экваториальной зоне эти волны могут возбуждаться конвективными возмущениями).

Модель общей циркуляции Института вычислительной математики (ИВМ РАН) $2^\circ \times 2.5^\circ \times 80$ с высоким вертикальным разрешением (Кулямин и др., 2009) описывает КДК зонального ветра в экваториальной стратосфере и воспроизводит близкие к наблюдаемым колебания. КДК возбуждались двумя механизмами: взаимодействие планетарных волн со средним зональным потоком и обрушение гравитационных волн. Результаты показали синхронизацию этих двух процессов между собой. Показано, что при совместном включении двух волновых источников ведущую роль в формировании периода и несимметрии восточной и западной фаз КДК играют планетарные волны, а короткие волны подкачивают в колебательную систему дополнительную энергию. В результате моделирования КДК зонального ветра получены в узкой широтной области стратосферы — от 10° с.ш. до 10° ю.ш. В более высоких широтах, выше 15° широты, КДК зонального ветра в обоих полушариях не обнаружены. В модели Института Макса Планка MAECHAM5 (Giorgetta et al., 2006) получены восточные характеристики КДК при высоком разрешении и заниженных частотах гравитационных волн, что находится в согласии с результатами модели ИВМ РАН $2^\circ \times 2.5^\circ \times 80$ (Кулямин и др., 2009).

В настоящей работе представлены некоторые результаты изучения широтной структуры КДК в тропосфере Земли по данным микроволнового спутникового мониторинга. Анализировались поля радиояркостной температуры T_r из электронной коллекции глобальных радиотепловых полей GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru/asp/>). Поля T_r электронной коллекции построены по полосовым данным спутников программы DMSP (De-

fense Meteorological Satellite Program, <http://dm-sp.ngdc.noaa.gov/dmsp.html>) с помощью алгоритма межвиткового и кросс-аппаратного выравнивания и дополнения (Астафьева и др., 2006). Установленные на аппаратах серии DMSP радиометры SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) регистрируют излучение на частотах, несущих информацию о влаго- и водосодержании атмосферы. Тропосфера содержит более 95% водяного пара, молекулы которого интенсивно поглощают инфракрасные лучи во всем диапазоне (за исключением “окна” на длинах волн 8–13 мкм). Водяной пар в движениях воздуха — он переносится и контролируется крупномасштабными и мелкомасштабными движениями. В результате области повышенного влаго- и водосодержания на суточных радиотепловых полях являются отпечатками пространственно-временной динамики атмосферы. Электронная коллекция GLOBAL-Field содержит по два поля в сутки за период 1995–2007 гг. с разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ по поверхности Земли, что позволяет изучать атмосферные движения на масштабах от сотни километров до планетарных и от суточных до межгодовых, а также пространственную структуру межгодовых колебаний атмосферы и, в частности, структуру КДК земной тропосферы на разных широтах.

Таким образом, ранние наблюдения показали, что КДК проявляются в изменении различных климатических характеристик, в частности в стратосфере, — в распределении зонального ветра и озона (в тропиках), температуры и давления (в тропических и внетропических широтах), а также в тропосфере — в распределении приповерхностной температуры воздуха (в тропических и внетропических широтах). При этом изучались данные наземных наблюдений, полученные, как правило, в виде локальных (точечных) измерений. В настоящей работе впервые проведено исследование КДК по данным спутникового мониторинга Земли, предоставляющим информацию в виде глобальных полей наблюдаемых характеристик. Только приборы, установленные на искусственных спутниках Земли, могут обеспечить глобальные наблюдения в виде полей с необходимыми для дальнейшего анализа пространственной частотой и временной регулярностью. На основе полученных при исследовании Земли из космоса глобальных радиотепловых полей изучена широтная структура КДК в тропосфере.

ШИРОТНАЯ СТРУКТУРА МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ РАДИОТЕПЛОГО ПОЛЯ НАД АТЛАНТИКОЙ

Межгодовые колебания в структуре радиотеплового поля Земли над Атлантическим океаном изучаются на основе анализа серий глобальных полей радиояркостной температуры T_r (время, широта, долгота) на частоте 19.35 ГГц из электронной коллекции GLOBAL-Field за период 1999–2006 гг. с по-

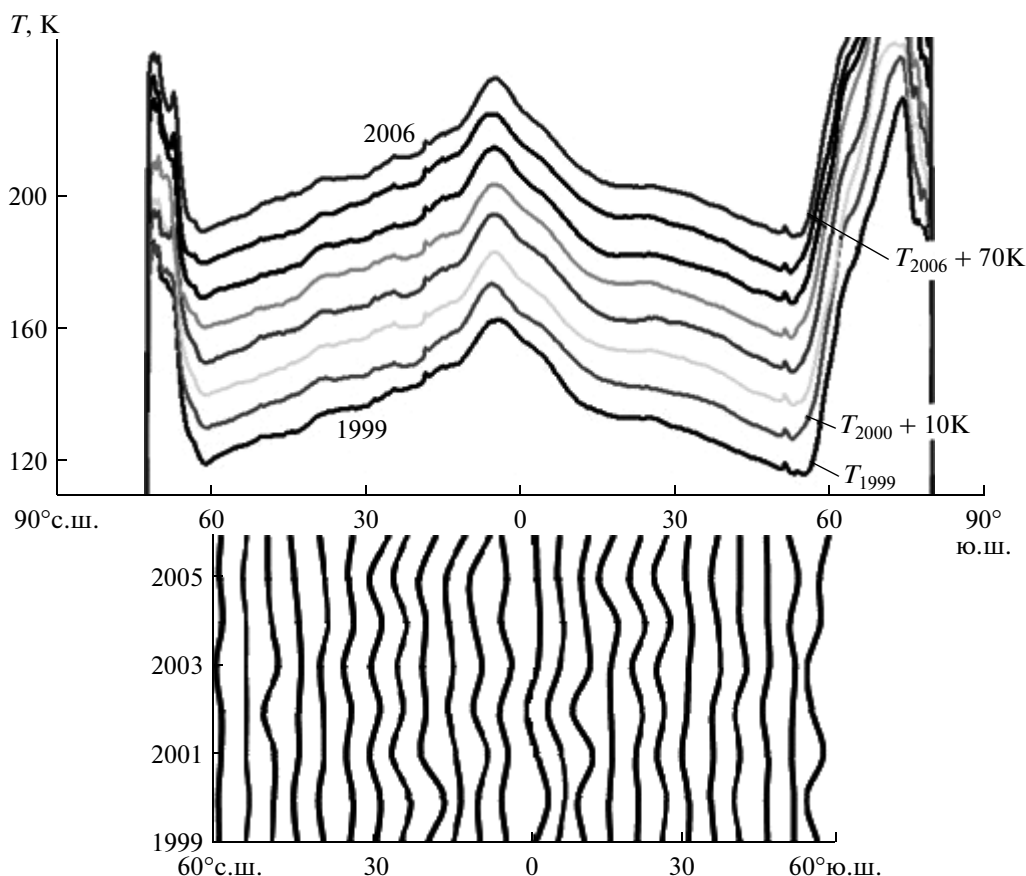


Рис. 1. Кривые широтного распределения Tr (вверху) за период 1999–2006 гг. (годы увеличиваются снизу вверх) и соответствующие кривые межгодовых отклонений Tr (внизу).

мощью методики широтно-временных диаграмм (Астафьева и др., 2007; Хайруллина, Астафьева, 2008; Астафьева, Раев, 2008). Широтно-временные диаграммы строятся следующим образом: на радиотепловом поле выбирается область исследования (в нашем случае это вся акватория Атлантики); радиояркая температура в исследуемой области интегрируется по долготе для получения распределения Tr по широте в заданный день; в широтно-временной диаграмме последовательно ото дня ко дню собирается информация об интегральном по долготе распределении Tr на разных широтах. На основе анализа широтно-временных диаграмм можно получить информацию, в частности, о среднегодовом широтном распределении Tr и о межгодовых отклонениях Tr (рис. 1).

В верхней части рис. 1 представлены кривые среднегодового широтного распределения Tr над Атлантикой, полученные путем усреднения по времени информации, содержащейся в построенной за год широтно-временной диаграмме (Астафьева, Хайруллина, 2010). Кривые показаны в плоскости (широта, Tr): по оси абсцисс отложена широта от 90° с.ш. до 90° ю.ш., по оси ординат — Tr от 120 до 250К; нижняя кривая соответствует 1999 г., годы

увеличиваются снизу вверх, верхняя кривая соответствует 2006 г. Для удобства кривые для каждого года смещены относительно кривых для ближайших лет на 10 К.

В нижней части рис. 1 представлены кривые межгодовых отклонений Tr (кривые ΔTr), характеризующие межгодовые особенности распределения радиояркой температуры. Кривые ΔTr строятся следующим образом: на каждой широте фиксируется и берется за начало отсчета значение среднегодовой Tr по данным 1999 г.; затем на каждой широте вычисляются отклонения среднегодовых Tr в последующие годы от значений 1999 г. На рис. 1 кривые ΔTr показаны в плоскости (широта, время): по оси абсцисс отложена широта от 60° с.ш. до 55° ю.ш., по оси ординат — время в годах (1999–2006 гг.); кривые ΔTr построены через каждые 5° широты.

Анализ кривых ΔTr позволил исследовать широтные особенности межгодового распределения Tr , выявить области с квазипериодическими колебаниями и сравнить фазы колебаний на разных широтах.

На рис. 2 (на цветн. вклейках) слева представлен фрагмент глобального радиотеплового поля — поле

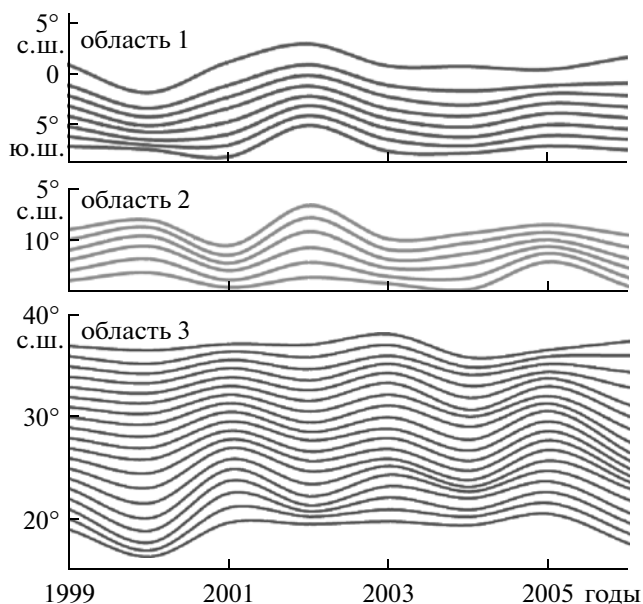


Рис. 3. Кривые межгодовых отклонений Tr , характерные для областей 1, 2 и 3.

над акваторией Атлантики, а также кривые ΔTr (справа) в плоскости (время, широта): по оси абсцисс отложено время в годах (1999–2006 гг), по оси ординат — широта от 55° ю.ш. до 65° с.ш.

Для наглядности кривые ΔTr в широтных диапазонах, где они имеют схожую структуру колебаний, показаны на рис. 2 одним цветом (см. ниже), в переходных областях между ними — зеленым цветом. Выделяются широтные диапазоны (они обозначены скобками и цифрами), для которых характерны почти однофазные квазипериодические колебания: близкие к четырехлетним в диапазоне широты 1° с.ш.–7° ю.ш. (коричневые кривые), КДК в диапазонах широты 5°–17° с.ш., 46°–53° с.ш., 8°–14° ю.ш. и 34°–46° ю.ш. (оранжевые) и КДК со сдвигом фазы в диапазонах широты 19°–37° с.ш. и 16°–32° ю.ш. (темно-красные); на высоких широтах наблюдаются узкие широтные диапазоны с разнофазными КДК (сиреневые кривые). Представленные результаты демонстрируют, что в тропосфере над Атлантикой существуют межгодовые квазипериодические колебания и, в частности, КДК.

На рис. 3 представлены кривые ΔTr , характерные для диапазонов, обозначенных на рис. 2 цифрами 1, 2 и 3. В диапазоне 1 (верхняя часть рисунка) наблюдаются близкие к четырехлетним колебания с максимумами в 1999, 2002, 2005 гг. и минимумами в 2000–2001, 2004 гг.

В средней части рис. 3 представлены кривые ΔTr из диапазона 8°–14° ю.ш., характерные для всех областей 2 (соответствуют оранжевым кривым на

рис. 2) с однофазными КДК с максимумами в 2000, 2002, 2005 гг. и минимумами в 1999, 2001, 2003, 2006 гг. В нижней части рис. 3 представлены кривые из диапазона 19°–37° с.ш., характерные для всех областей 3 (соответствуют темно-красным кривым на рис. 2) с почти однофазными КДК с максимумами в 1999, 2001, 2003, 2005 гг. и минимумами в 2000, 2002, 2004, 2006 гг. Отметим, что кривые ΔTr в областях 2 и 3 имеют противоположные фазы КДК на всем исследуемом временном отрезке за исключением 2005 г., чрезвычайно теплого, едва ли не самого теплого года начавшегося столетия — в этом году во всех областях 2 и 3 можно видеть положительные экстремумы.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведем сравнение полученных результатов изучения межгодовых колебаний радиотеплового поля с результатам реанализа NCEP (National Centers for Environmental Prediction), демонстрирующими пространственно-временную структуру колебаний среднезонального стратосферного ветра за 7 лет с 1998 по 2004 гг. (Kistler et al., 2001).

Приэкваториальная область

В верхней части рис. 4 (см. на вклейках с цветн. рис.) приведено высотно-временное распределение среднего зонального ветра в экваториальной стратосфере (изолинии зонального ветра проведены с интервалом 5 м/с), построенное по результатам реанализа NCEP. Видна периодическая смена направления среднего зонального ветра в стратосфере (с периодом от 24 до 30 мес.) и медленное опускание разнонаправленных фаз скорости с высоты более 30 км со средней скоростью 1–2 км в месяц. Максимальная скорость зонального ветра достигается на высотах около 10–20 Мб и составляет для восточного (отрицательного) направления ~30 м/с, для западного (положительного) ~15 м/с. В нижней части рис. 4 для сравнения представлены кривые ΔTr вблизи экватора.

Провести прямое сравнение между результатами настоящей работы и реанализа NCEP не представляется возможным. Анализируемые радиотепловые поля несут информацию о влаго- и водозапасе атмосферы, т.е. о структуре межгодовых колебаний тропосферы, поскольку именно она содержит более 95% атмосферной влаги во всех ее видах. Приведенные на рис. 4 данные реанализа относятся к экваториальной стратосфере и свидетельствуют, что разнонаправленные фазы скорости зонального ветра медленно опускаются с высоты более 30 км со средней скоростью 1–2 км в месяц. В настоящее время нет четкого понимания того, каким образом они поведут себя в тропосфере, гораздо более насыщенной нелинейными движениями разных масштабов и интенсивности, чем стратосфера. Тем не менее

некоторое сравнение представленных результатов (полученных разными методами для разных параметров на разных высотных уровнях атмосферы) все-таки можно провести.

В верхней части рис. 4 на высотных уровнях 20 и 60 Мб (~26 и ~21 км соответственно) красными и синими отрезками линии мы отметили продолжительность западного (положительного) и восточного (отрицательного) направления зонального ветра. Зоны западного зонального ветра на этих уровнях наблюдаются в 1999, 2002 и 2004 гг. В средней части рисунка видны два полных цикла КДК — первый цикл (между открытыми красными скобками) продолжается почти три года, второй (между закрытыми скобками) — немногим более двух лет. На уровне 20 Мб первый цикл начинается в последней четверти 1998 г. и продолжается до середины 2001 г., второй цикл продолжается до конца 2003 г. На уровне 60 Мб первый цикл начинается весной 1999 г. и продолжается до весны 2002 г., второй цикл продолжается до поздней весны 2004 г. При опускании разнонаправленных фаз скорости длина обоих циклов сохранилась, но зоны, занимаемые западным направлением зонального ветра, увеличились. Особенно это заметно на примере первого цикла: если на уровне 20 Мб зона западного ветра занимает год, а восточного — почти два года, то на уровне 60 Мб наоборот — зона западного ветра занимает немногим менее двух лет, а восточного — несколько более года.

На высотах до уровня 60–80 Мб преобладает квазидвухлетняя цикличность среднего зонального ветра, ниже доминирует годовой ход. На высотном уровне 180–200 Мб (~13–12 км) красными и синими отрезками линии отмечены “зоны влияния” областей с западным и восточным направлением зонального ветра. На этом уровне, т.е. на верхней границе экваториальной тропосферы, продолжительность “зон влияния” первого цикла КДК осталась прежней, а соотношение между длительностью зон ветра разных направлений такое же, как на уровне 20 Мб, поскольку зона западного ветра опять уменьшилась, а восточного — увеличилась. Отметим, что с уровня 10 Мб (~30 км) до верхней границы тропосферы первый цикл опустился за год с небольшим; второй цикл к этому времени уже частично вышел за границы области реанализа, поэтому сравнение проводилось в основном с первым циклом.

Сравнение результатов реанализа NCEP с полученными при изучении данных спутникового мониторинга показывает их качественное согласие (см. рис. 4). Структура колебаний ΔTr в приэкваториальной тропосфере (на рис. 4 кривые ΔTr показаны в диапазоне 10° с.ш.—7° ю.ш.) на том временном отрезке, на котором сравнение результатов наиболее оправдано, практически повторяет структуру межгодовых колебаний среднего зонального ветра в экваториальной тропопаузе. При этом положитель-

ные экстремумы межгодовых отклонений Tr согласуются с восточным направлением зонального ветра, отрицательные — с западным. Отметим, что хорошо выраженный положительный экстремум кривых ΔTr достигается в 2002 г. (и остается там во всем представленном на рис. 4 диапазоне широты); соседние отрицательные экстремумы с ростом широты смещаются во времени, причем неодинаково в разных полушариях (т.е. широтная структура межгодовых колебаний радиотеплового поля несимметрична относительно экватора).

Структура колебаний ΔTr меняется при переходе из одного полушария в другое, но не относительно географического экватора, а относительно “климатического”, совпадающего с внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). Это согласуется с тем, что восходящие ветви низкоширотной меридиональной циркуляции атмосферы (ячеек Хедли) формируются в ВЗК (с ее высокой влажностью и интенсивной динамикой), которая в Атлантике практически в течение всего года располагается в Северном полушарии. Именно ВЗК и восходящие ветви ячеек Хедли разделяют полушария на климатические “северное” и “южное”, а не географический экватор. В таком образом определенных “северном” и “южном” полушариях минимум ΔTr , ассоциирующийся с западным направлением зонального ветра, достигается в разное время: в 2000–2001 гг. в “северном” полушарии, т.е. с опережением на год, в 2003–2004 гг. — с почти таким же запаздыванием.

Зависимость от широты

На рис. 5 (см. на вклейках с цветн. рис.) представлена широтная структура (от 30° ю.ш. до 30° с.ш.) среднего стратосферного зонального ветра на уровне 20 Мб (~26 км), построенная по результатам реанализа NCEP за тот же период 1998–2004 гг. (Kistler et al., 2001). Изолинии ветра на рисунке проведены с интервалом 10 м/с. Широтная структура среднего зонального ветра в стратосфере не симметрична относительно экватора. В зоне тропиков, кроме узкой приэкваториальной области, смена направления ветра с восточного на западное происходит в Северном полушарии примерно на полгода раньше, чем в Южном. В более высоких широтах в обоих полушариях наблюдается годовая модуляция среднего зонального ветра, с доминирующим западным ветром в Южном полушарии (Kistler et al., 2001). В нижней части рис. 5 для сравнения представлены кривые ΔTr в той же широтной зоне $\pm 30^\circ$.

Обнаруженное согласие структуры колебаний ΔTr в приэкваториальной тропосфере и зонального ветра в экваториальной тропопаузе позволяет предположить, что широтную структуру ΔTr и среднего зонального ветра на уровне 20 Мб следует сравнивать с учетом времени, необходимого для опускания разнонаправленных фаз скорости зонального ветра

в стратосфере от уровня 20 Мб до верхней границы тропосферы. Кривые ΔT_r представлены в нижней части рис. 5 с необходимым временным сдвигом немного более года. При этом положительные и отрицательные экстремумы ΔT_r хорошо согласуются с восточным и западным направлением зонального ветра соответственно.

В верхней части рис. 5 красными и синими отрезками линий отмечены продолжительность западного (положительного) и восточного (отрицательного) направления зонального ветра на экваторе и на 20° широте Северного и Южного полушарий. На линии экватора между открытыми и закрытыми красными скобками можно видеть два полных цикла КДК. В более высоких широтах в диапазонах 20° – 60° широты обоих полушарий наблюдается годовая модуляция зонального ветра, с доминирующим западным ветром в Южном полушарии.

Как уже отмечалось, широтная структура межгодовых колебаний радиотеплового поля не симметрична относительно экватора. То же самое наблюдается и для среднего зонального ветра в стратосфере. В диапазоне 20° с.ш. – 20° ю.ш. области западного ветра окрашены желтым цветом: кроме узкой приэкваториальной области, смена направления ветра с восточного на западное происходит в Северном полушарии примерно на полгода раньше, чем в Южном. В нижней части рис. 5 области отрицательных и положительных экстремумов кривых ΔT_r обозначены желтыми и синими эллипсами. Оба рисунка демонстрируют хорошее согласие между широтной структурой КДК ΔT_r в тропосфере и КДК стратосферного зонального ветра в тропической зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в настоящей работе на основе анализа пространственно-временной динамики радиотеплового поля Земли методом широтно-временных диаграмм за период 1999–2006 гг. показано проявление квазипериодических колебаний в тропосфере над Атлантическим океаном и выявлены различия структуры КДК радиояркой температуры на разных широтах. На кривых межгодовых отклонений T_r , построенных на основе данных, содержащихся в широтно-временных диаграммах, наблюдаются квазипериодические колебания и, в частности, КДК в тропической зоне.

Полученная широтная структура КДК радиотеплового поля согласуется с результатами изучения КДК атмосферы другими методами и на основе других данных наблюдений, в частности, КДК среднего зонального ветра в стратосфере по данным реанализа NCEP. Структура межгодовых колебаний T_r в тропической области практически повторяет структуру межгодовых колебаний среднего зонального ветра в стратосфере с учетом временного сдви-

га, необходимого для опускания разнонаправленных фаз скорости зонального ветра из стратосферы до верхней границы тропосферы. Широтная структура КДК радиотеплового поля Северного и Южного полушарий разная – она меняется при переходе из одного полушария в другое, но не относительно географического экватора, а относительно климатического; симметрии колебаний не обнаружено ни относительно географического, ни относительно климатического экватора планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А.* Глобальное радиотепловое поле системы океан–атмосфера по данным микроволновых космических комплексов // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 3. С. 64–69.
- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А.* Изучение полярного переноса в атмосфере Земли методами дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Вып. 4. Т. 2. 2007. С. 27–32.
- Астафьева Н.М., Раев М.Д.* Методика изучения радиотеплового поля Земли и распределения влагозапаса тропосферы // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 6. С. 16–23.
- Астафьева Н.М., Хайруллина Г.Р.* Проявление некоторых климатических тенденций в структуре радиотеплового поля над Атлантикой // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 3. С. 41–48.
- Кулямин Д.В., Володин Е.М., Дымников В.П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. 2 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 43–61.
- Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В.* Квазидвухлетняя циклоничность температурного режима атмосферы и тенденции ее изменения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 5. С. 579–587.
- Рязанова А.А.* О проявлениях квазидвухлетней цикличности в стратосферных процессах высоких и средних широт // Тр. ЦАО. 1967. Вып. 76. С. 100–106.
- Хайруллина Г.Р., Астафьева Н.М.* Построение “диаграммы переноса” для изучения полярного переноса влаги в атмосфере над МО по данным спутникового мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Вып. 5. Т. 2. 2008. С. 521–529.
- Angell J.K., Korshover J.* Quasi-biennial variations in temperature, total ozone, and tropopause height // J. Atmos. Sci. 1964. V. 21. P. 479–492.
- Angell J.K., Korshover J.* Biennial variation in springtime temperature and total ozone in extratropical latitudes // Mon. Wea. Rev. 1967. V. 95. P. 757–762.
- Baldwin M.P., Gray L.J.* The quasi-biennial oscillation // Rev. Geophys. 2001. V. 39. P. 179–229.
- Giorgetta M.A., Manzini E., Roeckner E. et al.* Climatology and Forcing of the Quasi-Biennial Oscillation in the MAECHAM5 Model // J. Clim. 2006. V. 19. № 16. P. 3882–1901.
- Kiss P., Muller R., Janosi I.M.* Long-range correlations of extrapolar total ozone are determined by the global atmo-

spheric circulation // *Nonlin. Processes Geophys.* 2007. V. 14. P. 435–442.

Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. V. 82. № 2. P. 247–266.

Lindzen R.S., Holton J.R. A theory of the quasi-biennial oscillation // *J. Atmos. Sci.* 1968. V. 25. P. 1095–1107.

Naujokat B. An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics // *J. Atmos. Sci.* 1986. V. 43. P. 1873–1877.

Randel W.J., Wu F., Swinbank R. et al. The SPARC inter-comparison of middle-atmosphere climatologies // *J. Clim.* 2004. V. 17. P. 986–1003.

Reed R.J., Campbell W.J., Rasmussen L.A., Rogers R.G. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere // *J. Geophys. Res.* 1961. V. 66. P. 813–818.

The Quasi-Biennial Oscillations of a Radio Thermal Field of a Tropical Zone of Atlantic Ocean

G. R. Khayrullina, N. M. Astafieva

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Interannual variability of an atmosphere and, in particular, quasi-biennial oscillation (QBO) – most an impressive example of quasi-regular variability of an atmosphere on interannual scales is investigated. Most researches are devoted to studying of QBO zone wind in an equatorial stratosphere. The present study investigates interannual variability of a radio thermal field of the Earth. There are used the data of microwave satellite monitoring – global radio thermal fields of the Earth from electronic collection GLOBAL-Field (<http://www.iki.rssi.ru/asp/>) during 1996–2007 on the frequencies containing the information about a moisture and water integral content distribution in a troposphere. As moisture is trapped in air movements, areas with raised moisture content on daily radio thermal fields are tracks of spatio-temporal dynamics of troposphere. The analysis of existential structure of sets of global radio thermal fields allowed studying structure of interannual variability of a troposphere and, in particular, QBO. It is shown that QBO being the major process of an equatorial stratosphere are characteristic for a radio thermal field of the Earth in a microwave range, i.e. for the troposphere. The latitudinal structure of QBO of a tropical zone of a troposphere is unequal in different hemispheres.

Keywords: microwave satellite monitoring, global radio thermal field, interannual variability of an atmosphere, quasi-biennial oscillation, methodic of latitude-time diagram

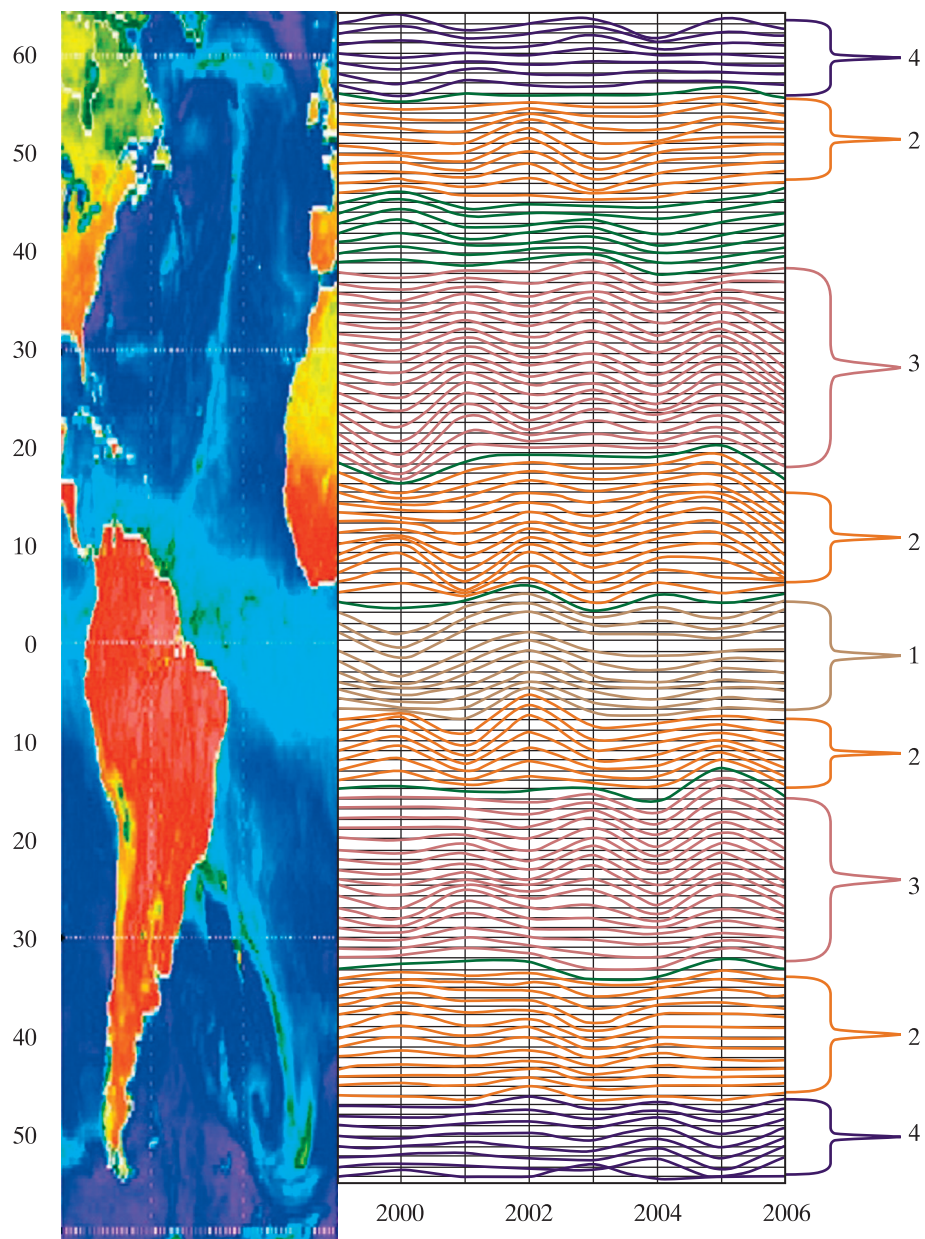


Рис. 2. Радиотепловое поле над Атлантикой (слева) и кривые межгодовых отклонений T_r (справа).



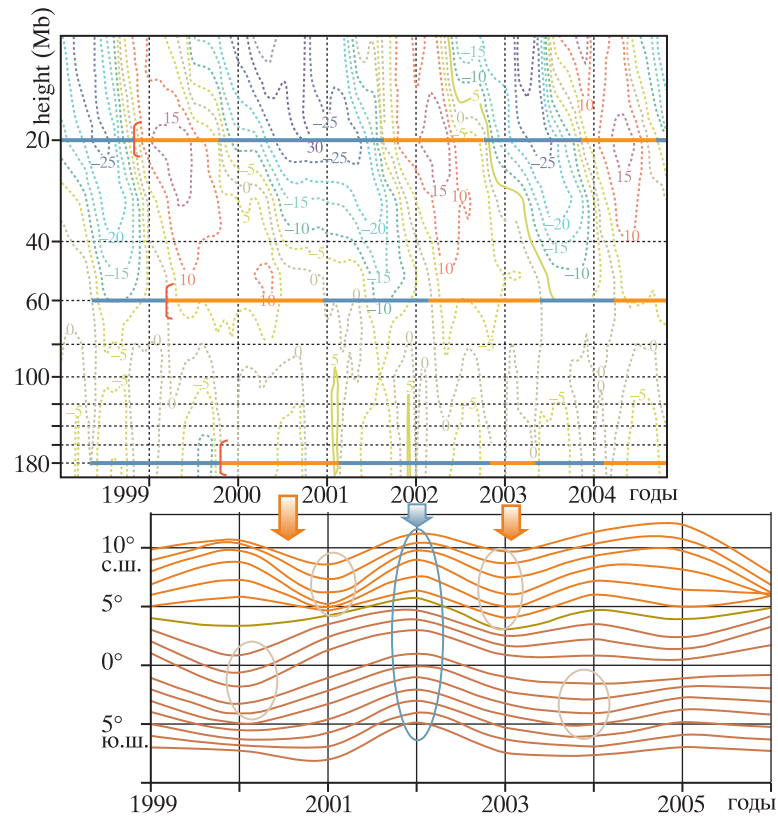


Рис. 4. Высотное распределение среднего зонального ветра на экваторе по данным реанализа NCEP (вверху) и кривые межгодовых отклонений Tl для приэкваториальной области (внизу).

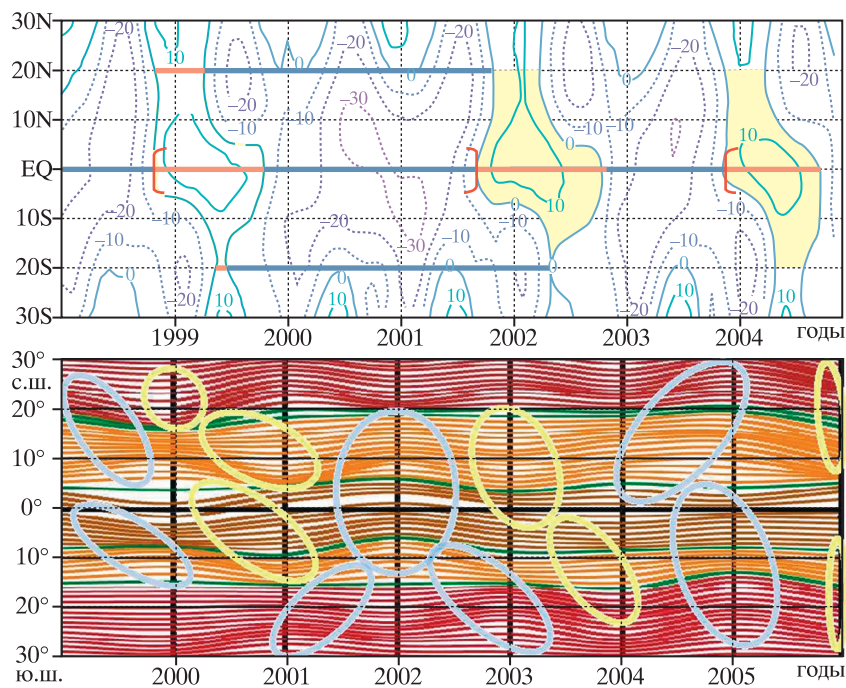


Рис. 5. Широтная структура среднего зонального ветра на уровне 20 Мб по данным реанализа NCEP (вверху) и кривые межгодовых отклонений Tl для тропической зоны с необходимым временным сдвигом (внизу).



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ РАЙОНОВ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ДЛЯ ПРОМЫСЛА ТИХООКЕАНСКОГО КАЛЬМАРА В ЯПОНСКОМ МОРЕ

© 2011 г. Е. В. Самко

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ТИНРО-Центр), Владивосток

E-mail: samko@tinro.ru

Поступила в редакцию 19.04.2010 г.

Проведен анализ зависимости между промыслом тихоокеанского кальмара и динамикой вод в Российской зоне Японского моря на основе ежедневных уловов кальмара в летне-осенний период 2003 г. и информации об уровне океана по данным спутниковой альтиметрии. Анализ показал, что между топографией уровенной поверхности и промыслом тихоокеанского кальмара имеется вполне определенная зависимость. Промысел тихоокеанского кальмара велся в диапазоне аномалий уровенной поверхности от -4.2 до 5.7 см, при этом высокие уловы отмечались в диапазоне аномалий уровенной поверхности от -2 до 4 см. Максимальное количество высоких уловов отмечается при небольших положительных значениях отклонений уровня от равновесия (до 2 см) и слабоположительных значениях тенденции изменения уровня (менее 2 см), т.е. наиболее перспективными районами для промысла кальмара являлись динамически стабильные участки акватории между циклоническими и антициклоническими областями, со сдвигом в сторону антициклонических образований.

Ключевые слова: спутниковая альтиметрия, аномалии уровня моря, тихоокеанский кальмар, Японское море

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанский кальмар (*Todarodes pacificus* (Steenstrup, 1880)) является одним из массовых видов пелагических сообществ открытых и прибрежных вод Японского моря. Биомасса этого вида в российских водах Японского моря по оценкам ТИНРО-Центра в последние годы колебалась в пределах $200-500$ тыс. т, что позволяет вылавливать свыше 100 тыс. т (Мокрин, Слободской, 1998; Дударев и др., 2004). Объем его добычи в российских водах рыбаками Японии и Республики Корея в настоящее время не превышает 6 тыс. т. Все это позволяет рассматривать тихоокеанского кальмара как одного из перспективных объектов для отечественной рыбной промышленности Дальнего Востока (Мокрин, 2006).

При анализе факторов, влияющих на распределение нагульных скоплений тихоокеанского кальмара, большинство исследователей используют температуру воды как наиболее доступный для массового использования фактор среды (Мокрин, Филатов, 1999; Kasahara, 1978; Lee et al., 1985; Murata, 1990).

Несмотря на большое количество публикаций, подтверждающих приуроченность скоплений тихоокеанского кальмара к гидрологическим фронтам, особенности процесса формирования и распада

скоплений в связи с условиями среды изучены весьма слабо (Araya, Kaga, 1972; Kasahara, Ito, 1972; Kim et al., 1984; Tameishi, 1993). В качестве объяснения приуроченности скоплений кальмаров к фронтам упоминается только тот факт, что фронтальные образования являются местами повышенной биологической продуктивности, в первую очередь планктонного сообщества (Зуев, Несис, 1971; Несис, 1985; Bakun, Csirke, 1998; Owen, 1981).

Ранее значимые для формирования скоплений кальмаров характеристики среды можно было получить только с помощью контактных океанологических измерений, будь то характеристики вертикальной структуры моря или биомасса планктона. Однако в последние годы отмечается значительное уменьшение океанологической информации, полученной контактными методами. В связи с этим возрастает роль и значение спутниковой информации (СИ), поток которой не только не уменьшился, но и, учитывая новые виды СИ, значительно увеличился. Современная аппаратура дистанционного зондирования (ДЗ) позволяет проводить регулярные наблюдения в широкой полосе с высоким пространственным разрешением, что делает возможным обновлять наблюдения с высокой частотой. Точность дистанционных измерений вполне соответствует требованиям океанологической практи-

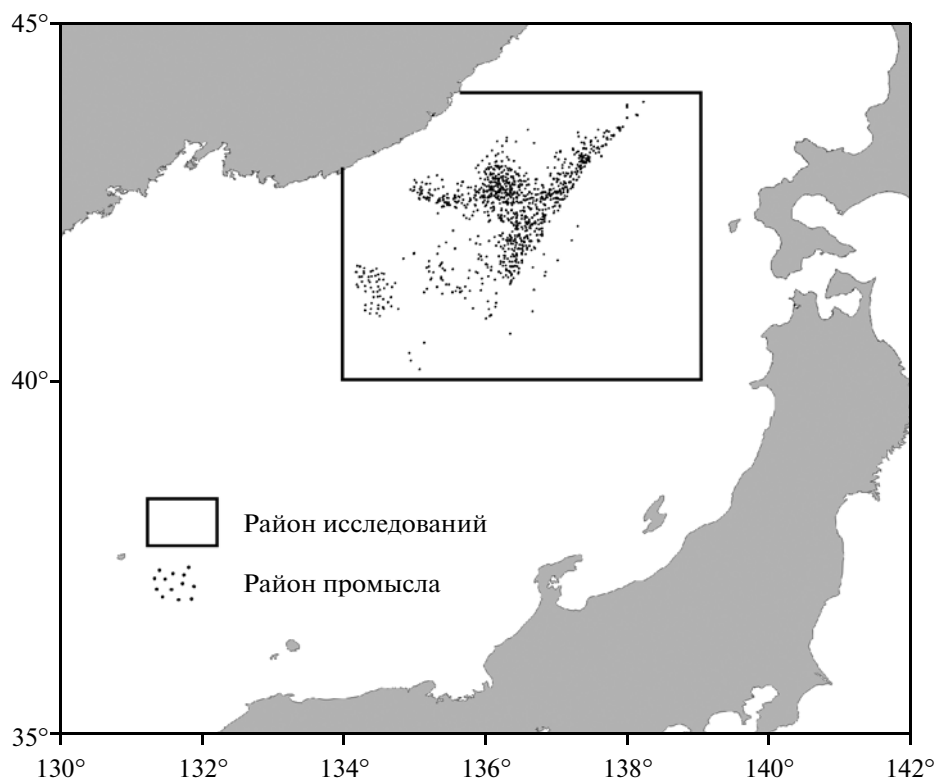


Рис. 1. Район проведения исследований.

ки. В силу этого ДЗ из космоса рассматривается сейчас как основной источник непрерывно поступающей информации о Мировом океане и его изменчивости.

В представленной работе сделана попытка привлечения спутниковой альтиметрии для определения океанологических ориентиров промысла тихоокеанского кальмара в Японском море. Как отмечено Фуксом В.Р. (Фукс, 2003; Фукс, 2004), уровень океана можно рассматривать как интегральный показатель интенсивности термодинамических и динамических процессов в океане, отражающих абиотические условия обитания и распределения промысловых организмов.

Уровень океана является более показательным предиктором абиотических условий, чем температура воды, так как он:

- отражает термодинамические условия всей толщи океана, а не только поверхности океана;
- дает более адекватное описание течений, вихрей, зон апвеллинга и даунвеллинга;
- прямо, а не опосредованно, связан с изменчивостью атмосферных условий.

Результаты предшествующих исследований позволяют утверждать, что между уровнем по-

верхностью океана и формированием промысловых участков на промысле сайры и кальмара Бартрама в Южно-Курильском районе имеется значимая зависимость, которую можно использовать при поиске промысловых скоплениях этих объектов (Старицын и др., 2004; Samko et al., 2003). Попытаемся получить подобные зависимости и для промысла тихоокеанского кальмара в Японском море.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Океанологической основой для проведения исследования послужили альтиметрические данные с сайта Центра астродинамических исследований, Колорадо, США (<http://argo.colorado.edu/~realtime/>), представляющие собой карты аномалий уровня моря, рассчитанные относительно средней высоты морской поверхности по данным спутниковой альтиметрии, полученные со всех доступных спутников и осредненные за 10 дней (время, за которое спутник TOPEX/Poseidon обходит всю поверхность Земли). Альтиметрическая информация выбиралась для района ведения промысла: 40°–44° с.ш., 134°–139° в.д. (рис. 1).

Таблица 1. Распределение уловов японского добывающего флота на промысле тихоокеанского кальмара в 2003 г

Месяц	июль	август	сентябрь	октябрь	Всего
Кол-во уловов	10	236	721	71	1038

Кроме того, были рассчитаны величины изменчивости (тенденции) уровня моря ($\Delta\xi$) в местах лова относительно предшествующего срока

$$\Delta\xi = \xi_0 - \xi_1,$$

где ξ_0 — аномалии уровня, отмечавшиеся в период проведения лова, ξ_1 — аномалии уровня в предшествующий 10-дневный срок. При $\Delta\xi < 0$ происходит дивергенция полного потока, в то время как при $\Delta\xi > 0$ происходит конвергенция потока (Старицын и др., 2004). Области повышенной дивергенции в океане связаны с фронтальными зонами и интенсивным апвеллингом, определяющим, как правило, высокую общую биологическую и промысловую продуктивность, а области конвергенции течений обуславливают скопления кормового планктона и планктоноядного нектона.

В качестве промысловой информации использовались ежедневные уловы японского рыболовного флота на промысле тихоокеанского кальмара за 2003 г. в водах России. Принимая во внимание тот факт, что на промысле кальмара Японией были задействованы суда одного класса со стандартным промвооружением, можно считать, что уловы различных судов полностью сопоставимы. При проведении исследования мы вынуждены принимаем допущение, что уловы достаточно адекватно отражают распределение тихоокеанского кальмара в районе промысла. Распределение промысловой информации по месяцам представлено в табл. 1.

Основной период нагула тихоокеанского кальмара в водах Японского моря приходится на май—декабрь, с пиком в июне—октябре (Kasahara, 1978). В водах России кальмар встречается с июня по ноябрь, а пик промысла отмечается в июле—октябре (Мокрин, Слободской, 1998).

Для оценки связи между различиями в характеристиках среды и успешностью промысловых операций все уловы (U) были разделены на четыре группы:

- низкий, $0 < U < 0.5$ т;
- удовлетворительный, $0.5 \leq U < 1.5$ т;
- высокий, $1.5 \leq U < 5$ т;
- очень высокий, $U \geq 5$ т.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Промысел тихоокеанского кальмара в Японском море в 2003 г. велся на акватории с аномалиями уровня моря от -4.2 до 5.7 см. На рис. 2 представлена диаграмма распределения уловов кальмара в зависимости от величины аномалии уровня моря. Можно заметить, что наибольшее количество результативных операций сделано при слабopоложительных значениях аномалий уровня моря от 0 до 2 см, а на акватории с аномалиями уровня от -2 до 4 см была сосредоточена подавляющая часть уловов. Это заключение находит подтверждение и при анализе табл. 2. Показано, что 94.3% промысловых операций и 94.2% от суммарного улова тихоокеанского кальмара были получены в вышеназванном уровненом диапазоне.

Если анализировать распределение только повышенных (высоких и очень высоких) уловов, а их в путину 2003 г. было выполнено 798, то можно констатировать, что 92.4% повышенных уловов были добыты на акватории с аномалиями уровня моря от -2 до 4 см. При этом 63.7% промысловых операций с повышенными уловами выполнено в уровненом диапазоне 0—2 см (табл. 2). Отметим, что диапазон изменчивости аномалий уровня океана, отмеченных нами за весь рассматриваемый период времени в районе ведения промысла, составлял от -10.7 до 12.9 см. А в целом по всему Японскому морю он существенно больше. Следовательно, можно прийти к заключению, что скопления кальмара формировались на динамически стабильных участках акватории между циклоническими и антициклоническими областями, со сдвигом в сторону антициклонических образований.

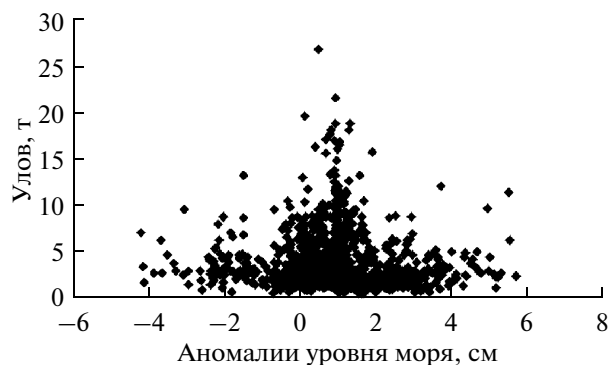


Рис. 2. Зависимость распределения уловов тихоокеанского кальмара от аномалий уровня моря за весь период промысла.

Таблица 2. Уловы тихоокеанского кальмара в зависимости от аномалий уровня моря

Аномалии уровня моря, см	Количество уловов					Общий вылов, т				
	низкий	удовлетворительный	высокий	очень высокий	Σ	низкий	удовлетворительный	высокий	очень высокий	Σ
(-6)-(-4)	0	1	1	1	3	0	1.23	3	6.64	10.87
(-4)-(-2)	1	4	29	5	39	0.44	4.01	83.42	36.64	124.51
(-2)-0	5	25	96	23	149	1.31	26.63	263.16	166.45	457.55
0-2	18	125	319	189	651	5.46	131.56	960.04	1618.79	2715.85
2-4	4	54	97	13	168	1.21	54.2	250.02	92.76	389.19
4-6	0	3	21	4	28	0	2.94	55.53	25.86	84.33
Σ	28	212	563	235	1038	8.42	220.57	1615.17	1947.14	3791.3
Аномалии уровня моря	Количество уловов, %					Общий вылов, %				
	низкий	удовлетворительный	высокий	очень высокий	Σ	низкий	удовлетворительный	высокий	очень высокий	Σ
(-6)-(-4)	0	0.1	0.1	0.1	0.3	0	0	0.1	0.2	0.3
(-4)-(-2)	0.1	0.4	2.8	0.5	3.8	0	0.1	2.2	1	3.3
(-2)-0	0.5	2.4	9.2	2.2	14.4	0	0.7	6.9	4.4	12.1
0-2	1.7	12	30.7	18.2	62.7	0.1	3.5	25.3	42.7	71.6
2-4	0.4	5.2	9.3	1.3	16.2	0	1.4	6.6	2.4	10.5
4-6	0	0.3	2	0.4	2.7	0	0.1	1.5	0.7	2.2
Σ	2.7	20.4	54.2	22.6	100	0.2	5.8	42.6	51.4	100

Рассмотрим, как менялись условия проведения промысловых операций за период промысла. В июле промысел велся только в водах с положительными аномалиями уровня (рис. 3а). Причем наибольшее количество промысловых операций было выполнено в диапазоне аномалий уровня 2–4 см, 60% постановок, 72.8% от суммарного улова. При этом в интервале 4–6 см было выполнено 30% постановок и взято 26.8% улова. Высокие уловы отмечались при аномалиях уровня 2–6 см, очень высокие от 2 до 4 см.

В августе промысел сдвигается в сторону отрицательных значений аномалий уровня (рис. 3б). Наибольшее количество промысловых операций (86.5%)

сделано в диапазоне от -2 до 2 см. В этом диапазоне поймано 86.0% от общего улова. Промысловые операции с высокими и очень высокими уловами отмечались при аномалиях уровня от -4 до 4 см, причем максимум постановок с высокими и очень высокими результатами отмечался в интервале от -2 до 2 см.

В сентябре постановки с различными уловами отмечаются в широком диапазоне аномалий уровня, от -4.2 до 5.7 см (рис. 3в). При этом наблюдается один ярко выраженный максимум в интервале 0–2 см (69.9% постановок и 78.8% от общего улова). Следующим по значимости диапазоном (16.5% постановок и 9.4% суммарного улова) является диапазон 2–4 см.

В октябре постановки производились на акваториях с аномалиями уровня от -1.8 до 5.2 см. При этом промысловые операции с очень высокими уловами отмечались только при аномалиях уровня в диапазоне от -2 до 2 см (рис. 3г). Причем 70.5% постановок и 73% уловов взяты на акваториях с аномалиями уровня от 0 до 4 см.

В табл. 3 представлены помесечные диапазоны аномалий уровня моря, в которых добыто наибольшее количество тихоокеанского кальмара.

Таблица 3. Диапазоны аномалий уровня моря, благоприятные для проведения промысловых операций

Месяц	Диапазон аномалий уровня моря, см
Июль	2–4
Август	(-2)–2
Сентябрь	0–2
Октябрь	0–4
В целом	(-2)–4

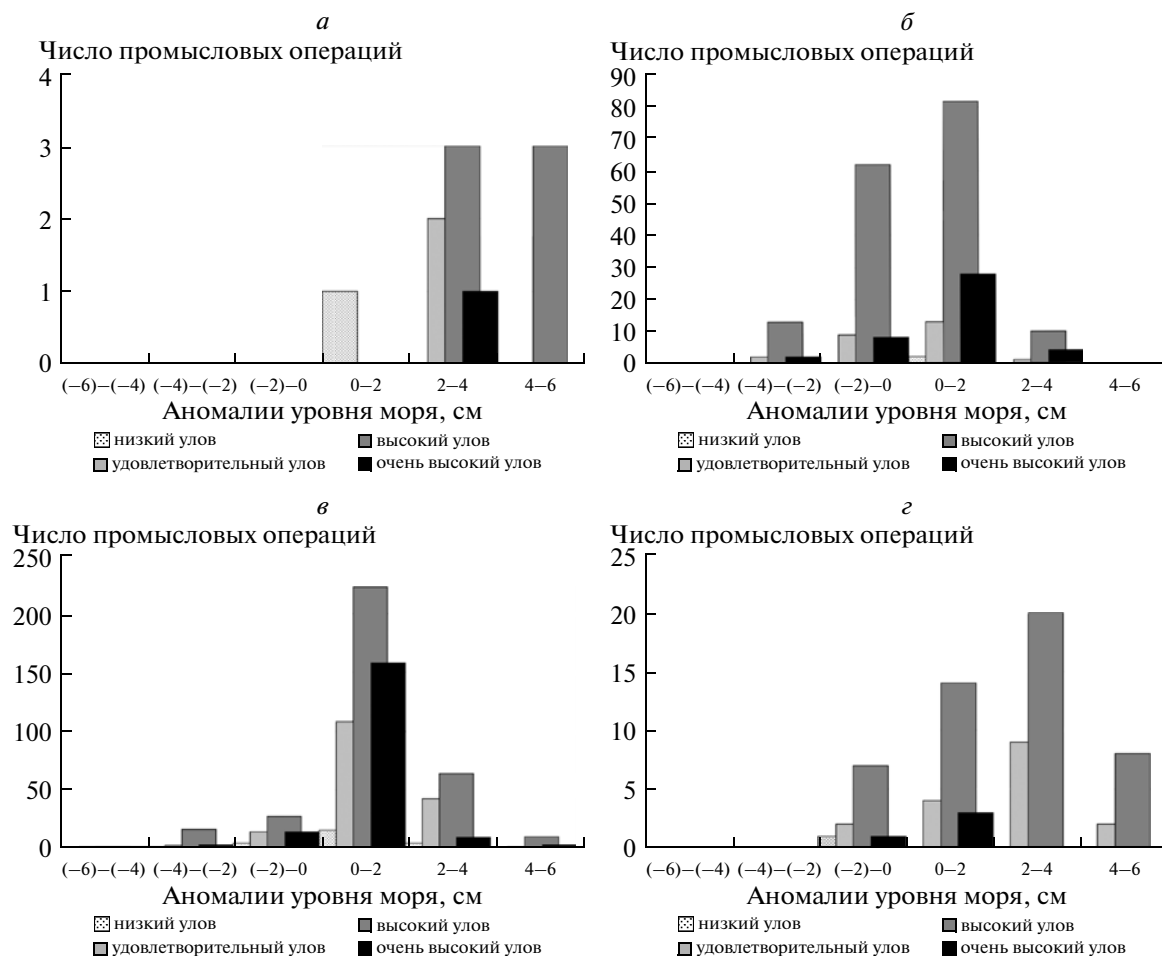


Рис. 3. Зависимость уловов тихоокеанского кальмара от аномалий уровня моря по месяцам: *а* – июль, *б* – август, *в* – сентябрь, *г* – октябрь.

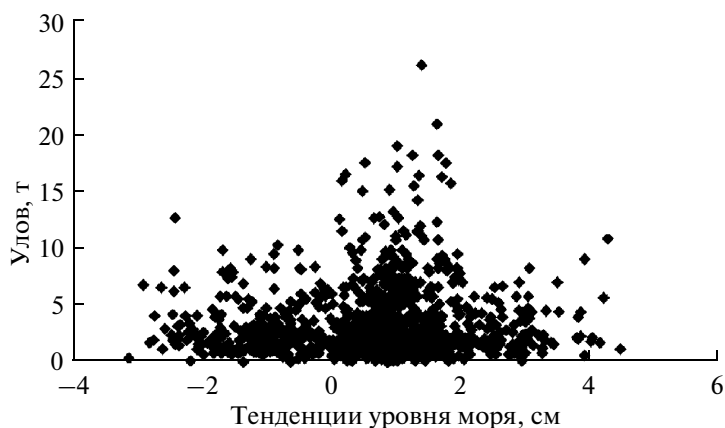


Рис. 4. Зависимость распределения уловов тихоокеанского кальмара от тенденции уровня моря для всего периода промысла.

Помимо самих аномалий уровня моря интерес для исследователя представляет и изменение аномалий во времени (тенденция уровня).

На рис. 4 представлена диаграмма зависимости уловов тихоокеанского кальмара от тенденции уровня моря за весь период промысла. Хорошо вид-

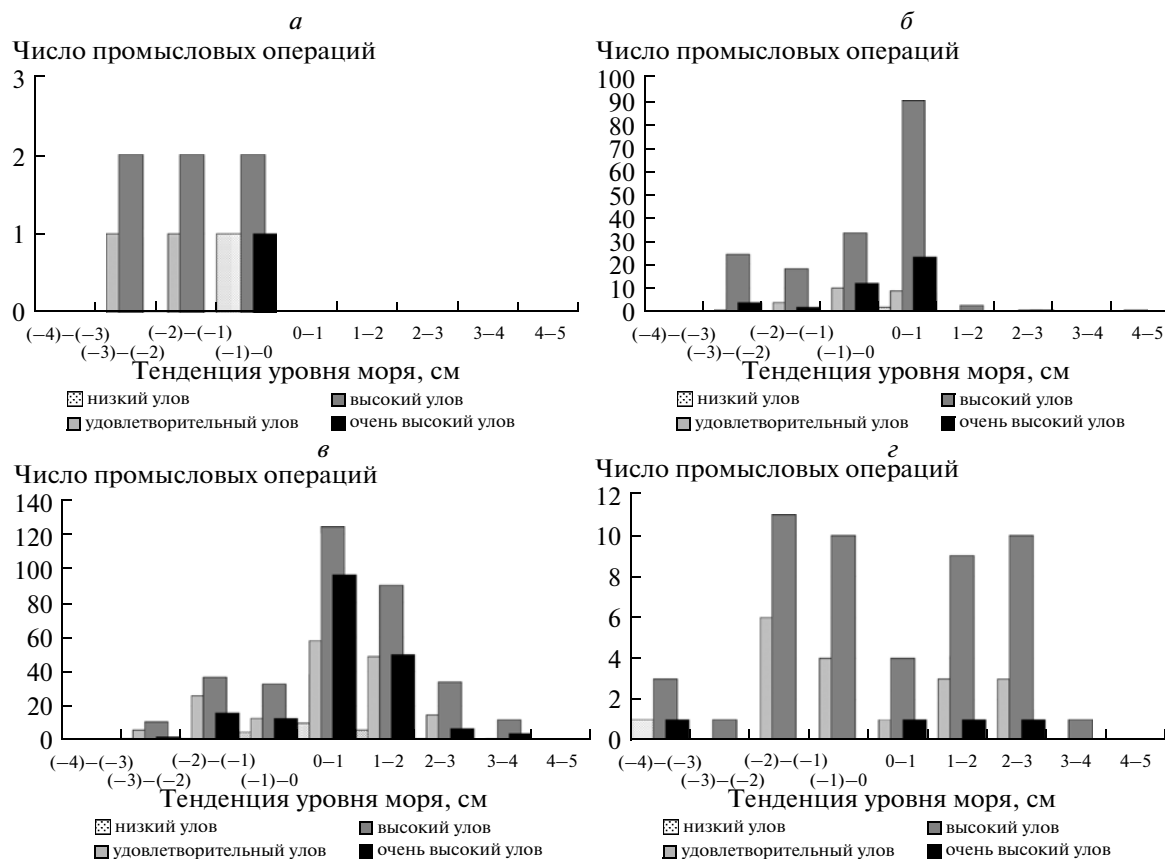


Рис. 5. Зависимость уловов тихоокеанского кальмара от тенденции уровня моря по месяцам: а — июль, б — август, в — сентябрь, г — октябрь.

но, что максимальные уловы кальмара были сделаны при слабоположительных значениях $\Delta\xi$ (от 0 до 2 см), т.е. в зоне конвергенции потоков.

В июле все уловы сосредоточивались в отрицательной зоне тенденций уровня, т.е. в зоне дивер-

генции потока, от -3 до 0 см. Причем и минимальный улов 0.12 т, и максимальный 11.59 т были выполнены при слабоотрицательных значениях $\Delta\xi$, (рис. 5а).

В августе уловы кальмара отмечались в диапазоне градаций $\Delta\xi$ от -3 до 5 см. Причем максимальное количество уловов отмечалось в градации $\Delta\xi$ $0-1$ см, где взято подавляющее большинство высоких и очень высоких уловов (рис. 5б). В этой и соседней с ней градации от -1 до 0 см была взята большая часть общего улова кальмара (76%).

В сентябре наблюдается некоторое смещение уловов кальмара в сторону положительных значений тенденции уровня моря. Наибольшее количество уловов, как и в августе, отмечается в диапазоне $0-1$ см; на втором месте диапазон $1-2$ см. В этих двух градациях наблюдается самое большое количество постановок с удовлетворительными, высокими и очень высокими уловами (рис. 5в). Именно в этих диапазонах было взято 73% от общего улова.

В октябре большая часть уловов кальмара распределяется в интервале $\Delta\xi$ от -2 до 3 см достаточно равномерно, за исключением градации $0-1$ см, где

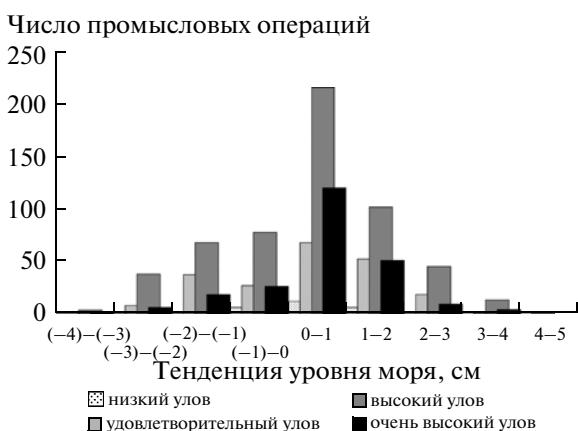


Рис. 6. Зависимость уловов тихоокеанского кальмара от тенденции уровня моря за весь период промысла.

Таблица 4. Уловы тихоокеанского кальмара в зависимости от тенденции уровня моря

Тенденция уровня моря, см	Количество уловов					Общий вылов, т				
	низкий	удовлетво- рительный	высокий	очень высокий	Σ	низкий	удовлетво- рительный	высокий	очень высокий	Σ
(-4)-(-3)	1	0	3	1	5	0.43	0	7.96	6.87	15.26
(-3)-(-2)	1	8	38	6	53	0.25	8.75	105.23	46.34	160.57
(-2)-(-1)	1	37	68	18	124	0.16	42.21	196.91	136.91	376.19
(-1)-0	6	27	78	26	137	1.93	26.07	215.27	203.17	446.44
0-1	12	68	216	120	416	3.72	69.75	633.51	976.11	1683.09
1-2	6	52	102	51	211	1.68	52.52	288.8	487.83	57.11
2-3	1	18	45	9	73	0.25	19.36	131.54	57.11	208.26
3-4	0	1	13	4	18	0	0.66	35.96	33	69.62
4-5	0	1	0	0	1	0	1.25	0	0	1.25
Σ	28	212	563	235	1038	8.4	220.6	1615.2	1947.3	3791.2

Тенденция уровня моря, см	Количество уловов, %					Общий вылов, %				
	низкий	удовлетво- рительный	высокий	очень высокий	Σ	низкий	удовлетво- рительный	высокий	очень высокий	Σ
(-4)-(-3)	0.1	0	0.3	0.1	0.5	0	0	0.2	0.2	0.4
(-3)-(-2)	0.1	0.8	3.7	0.6	5.1	0	0.2	2.8	1.2	4.2
(-2)-(-1)	0.1	3.6	6.6	1.7	11.9	0	1.1	5.2	3.6	9.9
(-1)-0	0.6	2.6	7.5	2.5	13.2	0.1	0.7	5.7	5.4	11.9
0-1	1.2	6.6	20.8	11.6	40.1	0.1	1.8	16.7	25.7	44.4
1-2	0.6	5	9.8	4.9	20.3	0	1.4	7.6	12.9	21.9
2-3	0.1	1.7	4.3	0.9	7	0	0.5	3.5	1.5	5.5
3-4	0	0.1	1.3	0.4	1.7	0	0	0.9	0.9	1.8
4-5	0	0.1	0	0	0.1	0	0	0	0	0
Σ	2.7	20.4	54.2	22.6	100	0.2	5.8	42.6	51.4	100

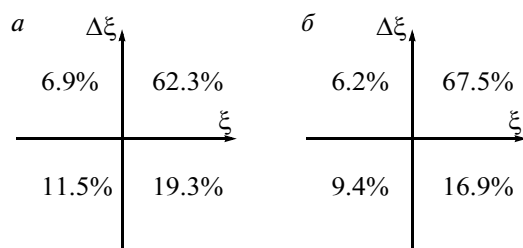


Рис. 7. Зависимость характеристик промысла тихоокеанского кальмара от аномалий (ξ) и тенденции ($\Delta\xi$) уровня моря по четвертям в $\xi/\Delta\xi$ координатах: *a* – количество промысловых операций, *b* – общий вылов.

отмечалось более чем в 2 раза меньшее число уловов, нежели на всем остальном означенном интервале. Распределение уловов по величине в октябре (рис. 5з) аналогично распределению суммарных уловов.

При рассмотрении всего периода промысла кальмара легко выделяется диапазон величин тенденций уровня от -2 до 2 см, при которых поймано подавляющее большинство кальмара, более 85% по постановкам и 88% по общему улову (табл. 4). Причем в отрицательной части выделенного диапазона было выполнено 25% постановок и взято 22% от об-

щего улова, а в положительной 60% и 66% соответственно.

Таким образом, в выделенном нами диапазоне $\Delta\xi$ от -2 до 2 см наибольший интерес для лова кальмара представляет положительная его часть ($0-2$ см). Этот вывод подтверждает и рис. 6, где приведено распределение постановок по величине улова. Хорошо видно, что наибольшее количество постановок с высокими и очень высокими уловами относятся к интервалу $0-2$ см.

Рассмотрим распределение уловов как двумерную функцию переменных ξ и $\Delta\xi$. При этом четверти координатной плоскости в поле переменных ξ и $\Delta\xi$ легко интерпретируются следующим образом (Шатохин, 2004):

четверть 1: $\xi > 0$ и $\Delta\xi > 0$, “растущая” зона конвергенции;

четверть 2: $\xi > 0$ и $\Delta\xi < 0$, “разрушающаяся” зона конвергенции;

четверть 3: $\xi < 0$ и $\Delta\xi < 0$, “растущая” зона дивергенции;

четверть 4: $\xi < 0$ и $\Delta\xi > 0$, “разрушающаяся” зона дивергенции.

В результате проведенного анализа получено, что большинство уловов (62.3%) выполнено в четверти 1,

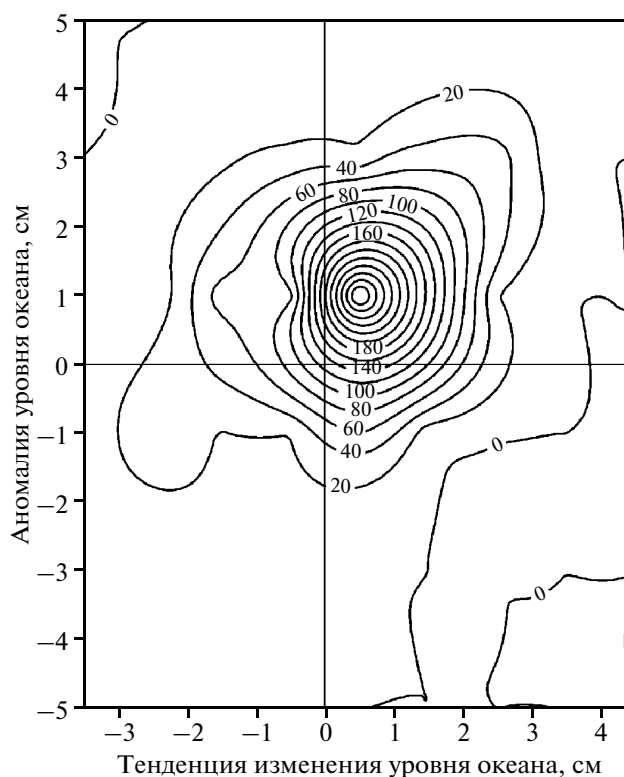


Рис. 8. Распределение количества высоких и очень высоких уловов тихоокеанского кальмара в зависимости от аномалий и тенденции уровня моря.

в “растущей” зоне конвергенции. При этом было поймано 67.5% от общего улова кальмара (рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенный анализ показал, что между топографией уровенной поверхности и промыслом тихоокеанского кальмара имеется вполне определенная зависимость, которую хорошо иллюстрирует рис. 8, где представлена диаграмма распределения количества промысловых операций с большими и очень большими уловами, в зависимости от величины аномалий (ξ , см) и тенденции изменения уровня ($\Delta\xi$, см) за предшествующие семь дней.

Хорошо видно, что максимальное количество постановок с уловами более 1.5 т отмечаются при небольших положительных значениях отклонений уровня от равновесия (до 2 см) и слабopоложительных значениях тенденции изменения уровня (менее 2 см), т.е. в областях с “растущей” зоной конвергенции.

Следовательно, наиболее перспективными районами для промысла кальмара являлись динамически стабильные участки акватории между циклоническими и антициклоническими областями, со сдвигом в сторону антициклонических образований. На наш взгляд, подобное положение перспективных для промысла участков исследуемой акватории достаточно хорошо объяснено в (Шатохин, 2004): основной “поставщик” первичной продукции — зоны циклонических образований. При этом очень важным является разграничение центральных областей циклонов и их периферии. Если центральные зоны циклонов, где происходит подъем глубинных вод, определяют в основном интенсивность подачи биогенных элементов в зону активного фотосинтеза, то периферийные участки являются зонами повышенной биопродуктивности, так как именно в них происходит основной прирост биомассы фитопланктона. Это определяется необходимым временем запаздывания, зависящим от общих условий процесса фотосинтеза в различных водных массах и зонах дивергенции. Затем фитопланктон и зоопланктон механически выносятся в соседние зоны конвергенции и участки антициклонических вихрей, где концентрируются, как правило, под воздействием адвекции “теплых вод”, усиливающих интенсивность конвергенции. Так создаются зоны потенциально повышенной рыбопромысловой продуктивности. Если в последующем периоде создаются условия “доступности” этих участков для рыбных скоплений, то возникает район с повышенной рыбопромысловой обстановкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дударев В.А., Байталюк А.А., Мокрин Н.М., Шелехов В.А.* Современное состояние сырьевой базы рыболовства северо-западной части Японского моря // Вопросы рыболовства. 2004. Т. 5. № 3(19). С. 405–417.
- Зуев Г.В., Несис К.Н.* Кальмары (Биология и промысел). М.: Пищ. пром., 1971. 360 с.
- Мокрин Н.М.* Экология и перспективы промысла тихоокеанского кальмара *Todarodes pacificus* в Японском море: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Владивосток, 2006. 21 с.
- Мокрин Н.М., Слободской Е.В.* Руководство по поиску и промыслу пелагических кальмаров в Японском море и Южно-Курильском районе. Владивосток: ТИПРО-Центр, 1998. 61 с.
- Мокрин Н.М., Филатов В.Н.* Особенности формирования нагульных скоплений тихоокеанского кальмара (*Todarodes pacificus* Steenstrup, 1880) в зоне России Японского моря в летне-осенний период // Изв. ТИПРО. 1999. Т. 126. С. 331–342.
- Несис К.Н.* Океанические головоногие моллюски. Распространение, жизненные формы, эволюция. М.: Наука, 1985. 285 с.
- Старицын Д.К., Филатов В.Н., Фукс В.Р.* Основы использования спутниковой альтиметрической информации для оценки океанологических условий промысла сайры // Изв. ТИПРО. 2004. Т. 137. С. 398–408.
- Фукс В.Р.* Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности // Колебания уровня в морях. СПб.: РГГМУ, 2003. С. 79–91.
- Фукс В.Р.* Спутниковая альтиметрия в промысловой океанографии // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 1. М.: ВНИРО, 2004. С. 126–146.
- Шатохин Б.М.* Исследование закономерностей и механизмов формирования зон повышенной биологической и рыбопромысловой продуктивности, как основа новых подходов в планировании учетных съемок запасов и поиска промысловых скоплений // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 1. М.: ВНИРО, 2004. С. 147–167.
- Araya H., Kaga Y.* Distribution and migration of common squid in the northern Japan Sea // Studies of Japanese common squid (*Todarodes pacificus* Steenstrup). Res. Rep. Tech. Couns. Agr. for Fish. 1972. V. 57. P. 144–152. (in Japanese).
- Bakun A., Csirke J.* Environmental processes and recruitment variability // FAO Fisheries Technical Paper № 376. Rome, 1998. P. 105–124.
- Kasahara S.* Descriptions of offshore squid angling in the Sea of Japan, with special reference to the distribution of common squid (*Todarodes pacificus* Steenstrup); and on the techniques for forecasting fishing conditions // Bull. Jap. Sea Reg. Fish. Res. Lab. 1978. V. 29. P. 179–199.
- Kasahara S., Ito S.* Distribution and migration of common squid in the offshore Japan Sea // Studies of Japanese common squid (*Todarodes pacificus* Steenstrup). Res. Rep. Tech. Couns. Agr. for Fish. 1972. V. 57. P. 115–143. (in Japanese).
- Kim B.A., Jo Y.J., Kim J.P., Lim K.B., Kim B.K., Hong S.H.* Oceanographic conditions and fishing grounds of common squid, *Todarodes pacificus* (Steenstrup), in the Yellow Sea off Korea // Bull. Fish. Res. Dev. Agency. 1984. V. 33. P. 21–34. (in Korean with English abstract).

Lee S.D., Son Y.S., Kim Y.C. A study on the vertical distribution of common squid, *Todarodes pacificus* Steenstrup, in the eastern waters of Korea // *Bull. Fish. Res. Dev. Agency*. 1985. № 36. P. 23–28. (in Korean with English abstract).

Murata M. Oceanic resources of squids // *Mar. Behav. Physiol.* 1990. V. 18. P. 19–71.

Owen R.W. Fronts and eddies in the sea: mechanisms, interactions and biological effects // *Analysis of marine ecosystems*. L., 1981. P. 197–233.

Samko E.V., Kapshiter A.V., Slobodskoi E.V. Contemporary analysis of the neon flying squid distribution and satellite altimetry data // *The 12th Annual Meeting PICES*. Seoul, Republic of Korea, 2003. P. 143.

Tameishi H. Formation of the fishing grounds of the Japanese common squid at warm eddies and streams in the Japan Sea // *Contributions to the fisheries researches in the Japan Sea*. 1993. № 28. P. 43–55. (in Japanese).

Revealing the Perspective Areas of the Japanese Flying Squid Fishery in the Japan Sea with Use the Satellite Altimetry Data

E. V. Samko

Pacific Scientific Research Fisheries Centre (TINRO-Centre), Vladivostok

Relationship between fishing grounds of Japanese flying squid and water dynamics in the Russian waters of the Japan Sea is analyzed on the data of daily squid catches in summer-autumn of 2003 and the sea surface height data obtained by means of satellite altimetry. The catches of squid were observed within the wide range of SSH anomalies from -4.2 to 5.7 cm, but high catches were made mainly within the range from -2 to 4 cm. Maximum number of fishing operations with the effective catches was obtained mainly at small positive values of the SSH anomaly (up to 2 cm) and at small positive values of the SSH tendency (less than 2 cm/week), i.e. in stable, low-dynamic areas with strengthening convergence.

Keywords: satellite altimetry, sea surface height anomaly, Japanese flying squid, Japan Sea

К 75-ЛЕТИЮ ВЛАДИМИРА ГЕОРГИЕВИЧА ТРИФОНОВА



Владимир Георгиевич Трифонов, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, окончил Геологический факультет Московского государственного университета в 1958 г. и с тех пор работает в Геологическом институте РАН. В.Г. Трифонов – признанный в нашей стране и за рубежом специалист в областях неотектоники, активной тектоники, современной геодинамики, сейсмотектоники и геологического применения аэрокосмической информации. Он стоял у истоков двух направлений отечественной геологии: применения космических средств в геологии, прежде всего неотектонике и сейсмотектонике, и изучения активных в современную эпоху структур. Развивая эти направления, В.Г. Трифонов впервые обосновал возможность распознавания с помощью космических средств глубинных структур земной коры, в том числе нефтегазоносных, разработал новые методы изучения и оценки сейсмического потенциала активных разломов, доказал, что неотектоническая расслоенность литосферы представляет важнейший механизм образования и развития геологических структур. В.Г. Трифонов участвовал в правительственных экспертизах сейсмиче-

ской опасности ряда АЭС и Красноярской ГЭС, под его руководством и при его деятельном участии были составлены первые карты активных разломов СССР М 1 : 8000000 (1986 г.) и Евразии М 1 : 10000000 (1995 г.), создана база данных об активных разломах России и соседних стран. За космические исследования В.Г. Трифонов награжден орденом “Знак Почета”. За цикл работ “Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования” ему в 1995 г. была присуждена Государственная премия Российской Федерации.

В последние годы В.Г. Трифонов создал оригинальную концепцию новейшего тектогенеза и горообразования; разработал и реализовал методику расчета современной тектонической деформации; участвовал в методическом обосновании и создании комплекта карт общего сейсмического районирования России ОСР-97 (2000 г.) и Северной Евразии (1999 г.); разработал концепцию воздействия геодинамических событий на жизнь и развитие общества, обосновав значение выявленных закономерностей для обеспечения устойчивого развития и оценок исторического пути и бу-

душего России. Продолжая трудиться в этих направлениях, В.Г. Трифонов разрабатывает идею специфического воздействия астеносферы на литосферу в орогенические этапы развития Земли, к которым принадлежит современная эпоха усиленного горообразования, возглавляет работы по созданию сейсмотектонической основы для нового комплекта карт сейсмического районирования России.

В.Г. Трифоновым опубликованы более 200 научных статей, многие из которых изданы или переведены за рубежом, а также шесть личных и одиннадцать коллективных книг, в которых ему принадлежит ведущая роль. Среди них упомянем такие работы, как “Геологическое изучение Земли из космоса” (1977 г.), “Космическая информация в геологии” (1983 г.), “Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон” (1988 г.), заложившие основы геологических исследований с помощью космических средств. В.Г. Трифонов участвовал в

рабочих группах (Советско-американской и Совета “Интеркосмос”) по изучению природных ресурсов с помощью космических средств, а с 1990 по 2004 г. возглавлял Проект “Карта крупных активных разломов Мира” Международной программы “Литосфера”, объединивший 70 ученых из 50 стран. В.Г. Трифонов – профессор кафедры экологии и наук о Земле Университета природы, общества и человека в г. Дубне, где он читает оригинальный курс “Неотектоника”.

Многие годы В.Г. Трифонов является членом редколлегии журнала “Исследование Земли из космоса”.

Сердечно поздравляем Владимира Георгиевича с 75-летием и желаем ему дальнейших творческих успехов в его многосторонней научной деятельности и крепкого здоровья.

Редколлегия журнала