

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	1	
	Название статьи				Страницы	Цит.
	МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ СПУТНИКОВ Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К.				3-13	6
	МОНИТОРИНГ КОНЦЕНТРАЦИИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРЕ НАД СИБИРЬЮ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ ИК-ЗОНДИРОВЩИКОВ AIRS, IASI Успенский А.Б., Кухарский А.В., Романов С.В., Рублев А.Н.				14-21	7
	ЭВОЛЮЦИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА HONDO В ПОЛЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ВОДЯНОГО ПАРА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОГО ПОДХОДА Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В.				22-29	10
	ИОНОСФЕРНЫЙ ОТКЛИК НА ПОДВОДНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СО СПУТНИКОВ GPS Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л.				30-38	9
	ИЗУЧЕНИЕ ТРАНСГРЕССИИ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ВОДОЕМОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ НА ОСНОВЕ ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИНДИКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ Дмитриев В.В., Финиченко Е.Н., Свириденко Б.Ф.				39-47	0
	ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ ВОДЫ В ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ Троицкая Ю.И., Баландина Г.Н., Рыбушкина Г.В., Соустова И.А., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Панютин А.А., Филина Л.В.				48-56	1
	ПОСТРОЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ЛОКАЛЬНОГО НАКЛОНА ФАЗОВОГО РЕЛЬЕФА В КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ Шувалов Р.И.				57-69	3
ОБЗОРЫ						
	О РАСПОЗНАВАНИИ ОКЕАНСКИХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И АТМОСФЕРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ Иванов А.Ю.				70-85	0
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ						
	ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ С ТЕЧЕНИЕМ СОЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ Жабин И.А., Лукьянова Н.Б.				86-90	1
	К 60-ЛЕТИЮ АЛЕКСЕЯ СЕРГЕЕВИЧА ВИКТОРОВА				91-93	0

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ГЕОСТАЦИОНАРНЫХ СПУТНИКОВ

© 2011 г. А. Ф. Нерушев^{1*}, Е. К. Крамчанинова²

¹Научно-производственное объединение “Тайфун”, Обнинск

²Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Москва

*E-mail: nerushev@typhoon.obninsk.ru

Поступила в редакцию 13.11.2009 г.

Детально описан развитый авторами метод определения динамических характеристик атмосферы по данным зондирования с геостационарных метеорологических спутников, основанный на использовании в качестве трассеров неоднородностей поля концентрации консервативной примеси и применении корреляционно-экстремальных алгоритмов. На примере обработки данных зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в каналах водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм, а также сравнения результатов с данными независимых наблюдений и теоретическими моделями оценены точности расчета вектора горизонтальной скорости ветра V и коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии K_d . Показано, что точность расчета V разработанным методом практически совпадает с точностью широко используемых зарубежных методов. В отличие от применяемых за рубежом, разработанный метод позволяет определять не только поле вектора скорости ветра, но также коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии и завихренность в одном масштабе движения воздушной массы.

Ключевые слова: атмосферный трассер, геостационарный метеорологический спутник, скорость ветра, коэффициент турбулентной диффузии, корреляционно-экстремальный метод

ВВЕДЕНИЕ

Поле ветра в тропосфере является важнейшей метеорологической характеристикой для прогноза погоды, расчета миграции атмосферных примесей и решения многих других фундаментальных и прикладных задач физики атмосферы. Методы пассивного дистанционного зондирования (ДЗ) атмосферы, основанные на регистрации собственного излучения атмосферы или рассеянного и отраженного солнечного излучения, уже много лет успешно используются в США, странах Западной Европы, Японии, а в последнее время в Китае, Индии и ряде других стран для определения поля ветра по перемещению атмосферных трассеров, в качестве которых выступают облака различного уровня и неоднородности концентрации водяного пара. Первые работы по дистанционному определению векторов атмосферного движения (Atmospheric Motion Vectors – AMVs) на основе анализа последовательных изображений облаков с полярно-орбитальных спутников были выполнены в США Теодором Фуджита в начале 1960-х годов (см. обзор (Menzel, 2001) и обширную библиографию в нем). Вывод на орбиту первого геостационарного спутника США ATS-1 в декабре 1966 г. дал мощный импульс развитию ди-

станционных методов определения векторов атмосферных движений. Запуск в 1978 г. первого европейского геостационарного спутника Meteosat с радиометром MIVIRI (Meteosat Visible and Infrared Imager), имевшим канал водяного пара, центрированный на длине волны 6.3 мкм, явился очередным значительным шагом вперед в деле получения векторов ветра по спутниковым данным. Информация, получаемая в канале 6.3 мкм, позволила использовать неоднородности водяного пара для определения векторов ветра в безоблачных областях в средней и верхней тропосфере (Eigenwillig, Fischer, 1982).

В 1970- и 1980-х годах векторы горизонтального ветра по движению облаков получали по данным геостационарного спутника, используя комбинацию автоматической и ручной технологий. Полностью автоматизированный расчет векторов горизонтального ветра по смещению облаков (на основе данных в видимом и ИК-диапазонах длин волн) и неоднородностей водяного пара (данные в каналах водяного пара) стал применяться в оперативной работе с 1996 г. в США (NESDIS – National Environmental Satellite, Data and Information Service) и несколько позже в Европе (EUMETSAT – European Organization for the Exploitation of Mete-

orological Satellites) (Menzel, 2001). В настоящее время информация о поле горизонтального ветра в нижнем (с давлением p в диапазоне $700 \text{ гПа} < p \leq 1000 \text{ гПа}$), среднем ($400 \text{ гПа} < p \leq 700 \text{ гПа}$) и верхнем ($p \leq 400 \text{ гПа}$) слоях атмосферы предоставляется потребителям, в частности, в прогностические центры США, Западной Европы, Японии, в оперативном режиме каждые 3 ч (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008; Oyama, Shimoji, 2008). При этом, используя различные методы привязки трассеров по высоте и различные оптические диапазоны, может быть получена информация о горизонтальной скорости ветра практически во всей толще тропосферы с разрешением по давлению до $\Delta p \leq 50 \text{ гПа}$. Результаты ежемесячных сравнений вычисленных значений векторов ветра и радиозондовых наблюдений в соответствии с рекомендациями координационной группы по спутниковой метеорологии ВМО (Coordination Group for Meteorological Satellites – CGMS) распространяются заинтересованным организациям и лицам. Среднеквадратическое отклонение расчетных значений модуля скорости ветра от радиозондовых как в США, так и в Европе и Японии изменяется для облачных трассеров от 3–4 м/с в нижнем слое до 5–8 м/с в верхнем слое; для водяного пара – от 4–6 м/с в нижнем слое до 5–9 м/с в среднем и верхнем слоях (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008; Oyama, Shimoji, 2008). Информация о сравнении направлений векторов ветра приводится крайне нерегулярно. Из имеющихся данных можно заключить, что направление вектора ветра определяется с точностью около $\pm 20^\circ$.

Спутниковые методы имеют несомненные преимущества перед традиционными методами радиозондирования в виде оперативности, однородности данных, высокого пространственного и временного разрешения. Аппаратура современных геостационарных метеорологических спутников позволяет получать изображение диска Земли с разрешением в подспутниковой точке лучше 1 км в видимом диапазоне длин волн и около 3 км в ИК-диапазоне. Наименьший временной интервал между снимками в обычном режиме составляет 15 мин для европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения (MSG) и 7.5 мин – для американских геостационарных метеорологических спутников GOES (Irving et al., 2008; Holmlund et al., 2008). При этом метод быстрого сканирования (rapid scanning) позволяет получать изображения с временным интервалом 1–3 мин.

Особую ценность спутниковые методы определения полей ветра представляют для областей опасных атмосферных явлений, в частности для тропических циклонов (ТЦ), в зоне действия которых практически невозможно применять традиционные методы радиозондирования. С помо-

щью спутниковых методов получают уникальные данные о полях ветра на разных атмосферных уровнях в окружении и активной зоне ТЦ, в том числе в облачной стене и в глазе бури, которые используются для совершенствования методов прогноза развития и перемещения ТЦ (Goerss et al., 1998; Soden et al., 2001).

Основные тенденции развития за рубежом работ по спутниковым методам определения полей ветра в атмосфере состоят в:

- ассимиляции спутниковых ветров в схемы численных прогнозов погоды. При этом основной вывод состоит в том, что ассимиляция позитивно влияет на качество прогнозов для всех регионов и на всех временных масштабах;

- использовании спутниковых ветров для целей наукастинга (сверхкраткосрочного прогнозирования);

- развитии методов определения мезомасштабных полей ветра, позволяющих определять важные для прогноза погоды атмосферные процессы (вертикальный сдвиг ветра, конвективные потоки, средне- и верхнеуровневую дивергенцию, завихренность и др.);

- повышении точности определения векторов ветра (привязка по высоте до сих пор является главным источником ошибок);

- развитии активных методов зондирования – доплеровских лидаров на космических платформах.

Характеристики атмосферных движений не ограничиваются только горизонтальной скоростью ветра. Большое значение имеют турбулентные характеристики и вертикальная компонента скорости ветра. Атмосферные движения, как правило, турбулизованы. В ряде случаев процессы турбулентного обмена преобладают над процессами направленного переноса. Атмосферная турбулентность представляет значительную опасность для авиации (Богаткин, 2005). Вертикальные движения в атмосфере определяют очень важные процессы развития облачных структур, зарождение и развитие мезоциклонов, динамику ТЦ. Широко используемые за рубежом спутниковые методы пассивного зондирования не позволяют определять турбулентные характеристики и вертикальную компоненту скорости атмосферного ветра. Существенное продвижение вперед в этом вопросе могут обеспечить активные методы зондирования, прежде всего лидары, установленные на космических платформах (Stoffelen et al., 2005). Однако эти методы находятся пока в экспериментальной стадии разработки.

Цель настоящей статьи – последовательное изложение метода определения характеристик атмосферных движений, основанного на данных пассивного ДЗ атмосферы с геостационарного спутника. Метод позволяет одновременно определять не только вектор скорости ветра (\mathbf{V}), но

также завихренность ($\text{rot}\mathbf{V}$) и коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии (K_d). Приведены результаты расчетов динамических характеристик атмосферы по информации о собственном излучении атмосферы, принимаемом в каналах водяного пара (6.2 мкм и 7.3 мкм) радиометра SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) европейских геостационарных метеорологических спутников MSG-1 (Meteosat-8) и MSG-2 (Meteosat-9), а также результаты их валидации по независимым данным.

ОПИСАНИЕ МЕТОДА

Отдельные элементы физико-математической модели используемого метода определения характеристик атмосферных движений изложены в работах (Нерушев, Крамчанинова, 1993; Нерушев и др., 2007). Суть используемого подхода состоит в определении кинематических характеристик случайного поля статистическими методами. Под случайным полем $U(x, y, z, t)$, где x, y, z – оси декартовой системы координат $Oxyz$ (положительное направление x – на восток, y – на север, z – в зенит), t – время, понимается собственное излучение атмосферы, принимаемое спутниковой аппаратурой. В дальнейшем для проведения конкретных оценок будем рассматривать метод применительно к зондированию атмосферы в каналах водяного пара. Радиометр SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников второго поколения (MSG) имеет 12 каналов: три канала в видимой области спектра и девять – в ИК-области, в том числе два канала водяного пара и один озоновый. Каналы водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм имеют максимумы весовых функций для условий средних широт на уровнях приблизительно 350 гПа и 500 гПа соответственно. При этом полуширины весовых функций составляют приблизительно 300 гПа для каждого канала (<http://www.eumetsat.int/>). Таким образом, можно считать, что эффективные излучающие слои атмосферы для этих каналов заключены соответственно между уровнями 200–500 гПа и 350–650 гПа для условий средних широт. В тропических широтах эффективные излучающие слои расположены несколько выше.

Поле $U(x, y, z, t)$, как известно, определяется полем концентрации водяного пара и полем температуры $T(x, y, z)$. Как показано в работе (Нерушев и др., 2007), при горизонтальных градиентах температуры T и парциального давления водяного пара e , характерных для слоев атмосферы вблизи максимумов весовых функций каналов водяного пара радиометра SEVIRI и равных соответственно $(1-8) \times 10^{-3}$ К/км и $(1-4) \times 10^{-4}$ гПа/км (Атмосфера, 1991), влияние изменений e на вариации интенсивности излучения атмосферы, принимаемого радиометром, будет в 3–5 раз превос-

ходить влияние изменений T . В то же время нельзя исключать возможности преобладающего влияния поля T . Как показывают расчеты, такая ситуация может быть в случае, когда горизонтальные градиенты поля T будут в 5 и более раз превосходить упомянутые характерные градиенты T . Именно такие условия могут иметь место в области полярного струйного течения и разрыва тропопauses (Ramond et al., 1981). Во всех других случаях, в том числе в области субтропического струйного течения, собственное излучение атмосферы, принимаемое радиометром SEVIRI в каналах водяного пара, будет определяться главным образом полем концентрации водяного пара.

Будем считать, что водяной пар движется вместе с воздушной средой так, что его перемещение в пространстве полностью отражает кинематические характеристики движения среды. Расчет этих характеристик в некоторой системе координат основан на отождествлении возмущений U в разные моменты времени. При этом используется естественное свойство случайных полей сохранять в течение некоторого времени свою структуру. Согласно (Бабий, 1983; Каменкович, 1973), где рассмотрен общий подход к определению кинематических характеристик случайного поля статистическими методами в движущейся сплошной среде для случайных полей любой природы, для некоторой точки M' малого элемента объема сплошной среды с центром в точке M вектор скорости $\mathbf{V}(M')$ можно представить выражением

$$\mathbf{V}(M') = \mathbf{V}(M) + \mathbf{\Omega} \times \mathbf{\rho} + \mathbf{E}\mathbf{\rho},$$

где $\mathbf{\rho}$ – вектор смещения из точки M в точку M' ; \mathbf{E} – тензор скоростей деформации; $\mathbf{\Omega}$ – вектор вихря скорости движения воздушной среды, т.е. мгновенная угловая скорость вращения главных осей тензора скоростей деформации. В этом выражении первые два слагаемых описывают движение выделенного объема среды как твердого тела ($\mathbf{V}(M)$ – перенос, $\mathbf{\Omega} \times \mathbf{\rho}$ – вращение) в пространстве, третье слагаемое, содержащее тензор \mathbf{E} , описывает отличие этого движения от движения твердого тела. Элемент объема среды, находившийся в момент времени t_1 в точке M , и переместившийся к моменту времени t_2 в точку M' , за время $\tau = t_2 - t_1$ сместится на величину $\mathbf{\rho} = \mathbf{V}(M) \cdot \tau$ и повернется в пространстве вокруг “мгновенной” оси, проходящей через центр объема, согласно вектору вихря $\mathbf{\Omega} = 1/2 \cdot \text{rot}\mathbf{V} \cdot \tau$ (Седов, 1970). Кроме того, если $\mathbf{E} \neq 0$, элемент объема еще и деформируется со скоростью временной эволюции V_e , несколько изменив свою структуру, например, за счет турбулентной диффузии.

Выделение желаемого элемента объема среды с центром в точке (x, y, z) осуществляется трехмерным оператором H , представляющим собой

пространственную весовую функцию и играющую роль фильтра верхних пространственных частот. Процедура отождествления выделенных таким образом областей поля U в моменты времени t_1 и t_2 может заключаться в нахождении глобальных экстремумов взаимных статистических характеристик (например, структурной функции) путем вариаций пространственных сдвигов. По сдвигам, при которых достигается глобальный минимум взаимной структурной функции $\min D(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \varphi, \Delta \psi, \Delta \theta, \tau)$, вычисляются три компонента переносной скорости

$$V_x = \Delta x / \tau, \quad V_y = \Delta y / \tau, \quad V_z = \Delta z / \tau \quad (1)$$

и три компонента завихренности

$$\begin{aligned} \text{rot}_x \mathbf{V} &= 2\Omega_x = 2\Delta\varphi / \tau, & \text{rot}_y \mathbf{V} &= 2\Omega_y = 2\Delta\psi / \tau, \\ \text{rot}_z \mathbf{V} &= 2\Omega_z = 2\Delta\theta / \tau, \end{aligned} \quad (2)$$

где φ, ψ, θ – эйлеровы углы координатной системы, движущейся вместе с выделенной областью поля. Результаты расчетов относятся к точке (x, y, z) и моменту времени $t = (t_1 + t_2) / 2$. Вычисление скорости временной эволюции поля V_e , обусловленной его “незамороженностью”, основано на анализе эллипсоида пространственных сдвигов (Бабий, 1983). При этом в предположении изотропности временной эволюции поля можно определить радиус эквивалентной сферы (r_e), объем которой равен объему эллипсоида. Тогда скорость V_e вычисляется как

$$V_e = r_e / \tau. \quad (3)$$

Выполняя последовательное скольжение оператором H по полю U и решая каждый раз вариационную задачу, можно найти поля переносной скорости $\mathbf{V}(x, y, z, t)$, завихренности $\text{rot} \mathbf{V}(x, y, z, t)$ и скорости временной эволюции поля $V_e(x, y, z, t)$. Определение этих динамических характеристик атмосферы можно рассматривать как обратную задачу статистического анализа случайного поля (Бабий, 1983). Отметим, что рассчитываемые таким способом значения \mathbf{V} , $\text{rot} \mathbf{V}$ и V_e отражают влияние всех масштабов, вносящих вклад в перемещение как целого и деформацию рассматриваемого объема среды.

Для нахождения всех трех компонентов \mathbf{V} и $\text{rot} \mathbf{V}$ необходима информация о трехмерном поле U для набора моментов времени t . Такая информация может быть получена, если спутниковый прибор имеет несколько (не менее трех) каналов, принимающих излучение в полосе поглощения водяного пара, максимумы весовых функций которых располагаются на разных высотах. Радиометр SEVIRI, как указано выше, имеет два канала водяного пара. Поэтому по его данным не пред-

ставляется возможным определить V_z , $\text{rot}_x \mathbf{V}$ и $\text{rot}_y \mathbf{V}$.

Данные, получаемые в каждом канале водяного пара радиометра SEVIRI, могут интерпретироваться как изображения (снимки) двумерного случайного поля $U(x, y, t)$. Использование плоской модели физически означает, что мы пренебрегаем влиянием вертикальных движений на поле U . В работе (Нерушев, Крамчанинова, 1993) показано, что даже при интервалах времени между спутниковыми снимками $\tau = 1$ ч крупномасштабные упорядоченные вертикальные движения, характерная скорость которых не превышает 2×10^{-2} м/с, не окажут заметного влияния на излучение слоя атмосферы, регистрируемое спутниковым радиометром. Мелкомасштабные вертикальные конвективные токи в безоблачной атмосфере (при горно-долинной, бризовой и других циркуляциях) с характерными горизонтальными масштабами $L < 20-30$ км, скорость в которых может достигать 1 м/с, также не окажут существенного влияния на поле U при интервалах времени между спутниковыми снимками $\tau = 15$ мин, характерных для радиометра SEVIRI.

Как отмечено в (Бабий, 1983), “незамороженность” случайного поля и турбулентная диффузия являются различными проявлениями одного и того же процесса – временной эволюции поля, поэтому естественно предположить существование связи между скоростью эволюции V_e и коэффициентом турбулентной диффузии K_d . Интерпретируя V_e как приращение радиуса-вектора L диффундирующего пятна в единицу времени ($V_e = dL/dt$), для двумерной модели диффузии получаем формулу

$$K_d = a \cdot V_e \cdot L,$$

где a – безразмерный коэффициент, приблизительно равный единице.

На рис. 1а представлено движущееся случайное плоское поле $U(x, y, t)$, на которое действует двумерный пространственный оператор $H = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)$, где N_x, N_y – размеры оператора по осям Ox и Oy соответственно. Области с центром в точке $M(x, y)$, выделенной оператором H на реализации поля в момент времени t_1 , поставлена в соответствие посредством определения минимума пространственно-временной структурной функции D_M область с центром в точке $M'(x', y')$ на реализации поля в момент времени t_2 . Последняя смещена на вектор $\mathbf{p} = MM'$ и повернута на угол $\Delta\theta$ относительно состояния на момент t_1 , а также претерпела изменения вследствие “незамороженности” поля (увеличение $\min D_M$). На рис. 1б представлены пространственная $D_M(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau = 0)$ и пространственно-временная $D_M(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau = t_2 - t_1)$ структурные функции, параметры

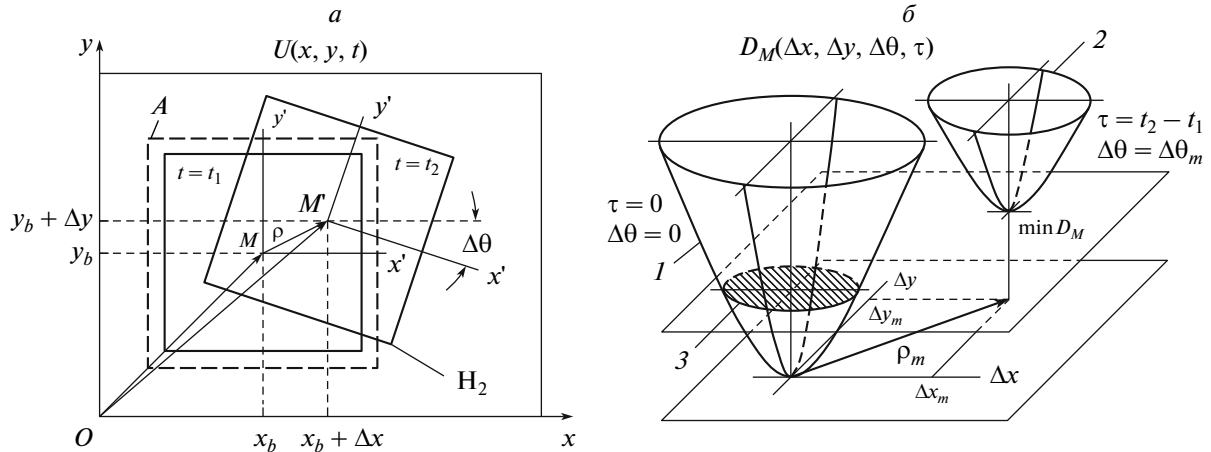


Рис. 1. Двумерная обратная задача статистического анализа случайного поля (обозначения разъяснены в тексте).

которых в соответствии с соотношениями (1)–(3) определяют искомые динамические характеристики.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА И ПРОГРАММНЫЕ СРЕДСТВА

Для реализации метода и проверки его работоспособности был разработан программный комплекс на языке программирования Fortran 90. Исходными данными являются снимки в каналах водяного пара 6.2 или 7.3 мкм, получаемые с радиометра SEVIRI спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в последовательные моменты времени (двоичные файлы, содержащие матрицы изображений в соответствующих каналах). Динамический диапазон отсчетов радиометра 0–1023, дискретность по времени – 15 мин. Оператор $H = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)$ (“окно”) задается в виде весовой функции на прямоугольнике с центром в точке (x, y) с нечетным количеством N_x, N_y пикселей снимка на сторонах, вес любого из отсчетов поля задан соответствующим множителем в каждой ячейке окна. Используется равновесная функция, где значения поля внутри окна умножаются на единицу, а вне его – на ноль.

Для базовой точки с координатами (x_b, y_b) (рис. 1а) вычисляются два сечения полной пространственно-временной структурной функции – при $\tau = 0$ $D_b(\Delta x, \Delta y, 0, 0)$ (пространственная структурная функция 1 на рис. 1б) и при $\tau = t_2 - t_1$ $D_b(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau)$ (пространственно-временная структурная функция 2 на рис. 1б) по формуле

$$D_b(\Delta x, \Delta y, \Delta \theta, \tau) = \frac{1}{(N_x - \Delta x)(N_y - \Delta y)} \times \sum_{m=1}^{N_x - \Delta x} \sum_{n=1}^{N_y - \Delta y} [U_b(m + \Delta x, n + \Delta y, \Delta \theta, \tau) - U_b(m, n, 0, 0)]^2, \quad (4)$$

где $U_b(x + \Delta x, y + \Delta y, \Delta \theta, \tau) = H(N_x, N_y, \Delta x, \Delta y, \Delta \theta)U(x, y, t_1 + \tau)$ – выделенные оператором H области поля, $\Delta \theta \in [0, \dots, N_\theta]$, N_θ – набор значений угла поворота. Соотношения $\Delta x < N_x, \Delta y < N_y$ накладывают ограничения на область перемещения оператора H (область поиска). Как правило, в реальной ситуации $\Delta x \leq N_x/2, \Delta y \leq N_y/2$.

По координатам минимума $\Delta x_{\min}, \Delta y_{\min}$ структурной функции (рис. 1б) вычисляются компоненты V_x, V_y , модуль V и азимут α переносной скорости

$$V_x = L_x/\tau, \quad V_y = L_y/\tau, \quad V = L/\tau, \quad \alpha = \arcsin(R(\varphi_b - \varphi)/L), \quad (5)$$

где $L = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi, \lambda)$ – длина вектора перемещения (M_b, M_{\min}) из базовой точки M_b с координатами (φ_b, λ_b) в точку M_{\min} с координатами (φ, λ) , определяющую положение минимума структурной функции $\min D$ в географической системе координат; $R = 6378245$ м – радиус Земли; $L_x = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi_b, \lambda)$ и $L_y = \text{dist}(\varphi_b, \lambda_b, \varphi, \lambda_b)$ – длины проекций вектора (M_b, M_{\min}) на параллель и меридиан базовой точки M_b соответственно. Переход от системы координат раstra снимка к географической системе осуществляется в соответствии с (Руководство по использованию..., 1982). Получаемые результаты, относящиеся ко всему окну в целом, для удобства приписываются базовой точке. В качестве базовых точек используются узлы регулярной сетки, при этом размер ячеек сетки определяется решаемой задачей.

Для нахождения скорости временной эволюции поля и коэффициента турбулентной диффузии строится сечение пространственной структурной функции на уровне минимума пространственно-временной структурной функции 3 на рис. 1б и определяется его площадь в пикселях.

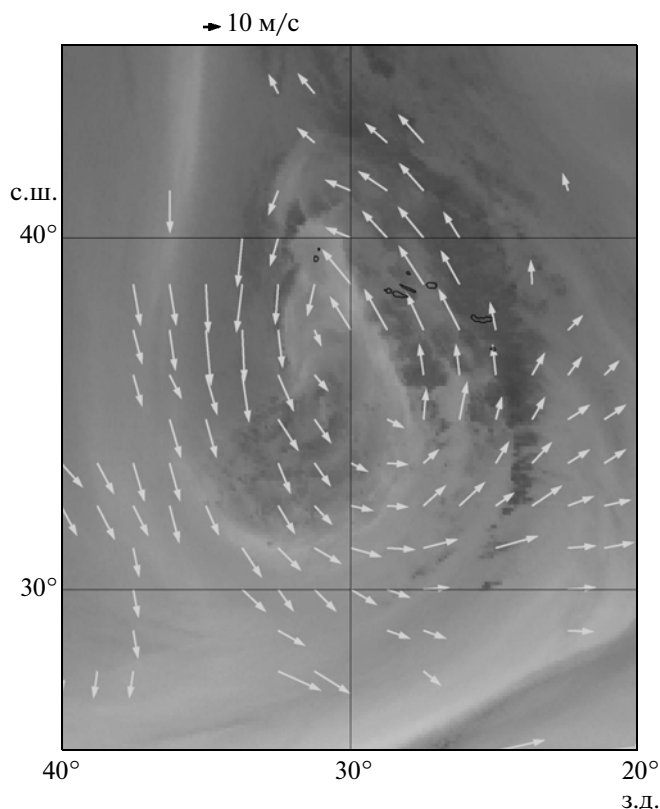


Рис. 2. Поле скорости ветра по данным радиометра SEVIRI в канале водяного пара 6.2 мкм за 12:00 UTC 14 февраля 2008 г.

С учетом искажения земной поверхности на снимке вычисляется радиус круга, эквивалентного по площади сечению пространственной структурной функции, r_e , и скорость временной эволюции в соответствии с (3), а также коэффициент турбулентной диффузии $K_d = r_e^2/\tau$.

Процедура привязки по высоте состоит в определении яркостной температуры, соответствующей конкретному отсчету радиометра SEVIRI в выбранном канале, и определении высоты интерполяцией температурного профиля в соответствующей точке поверхности Земли. Для этого используются данные температурного радиозондирования атмосферы в окрестности базовой точки (x_b, y_b) либо, при их отсутствии, температурные профили из моделей атмосферы AFGL86 (Anderson et al., 1986). С помощью таблиц (Effective Radiance..., 2008) определяется связь яркостной температуры с эффективным излучением, регистрируемым радиометром SEVIRI.

Для перехода от яркостной температуры T_b к термодинамической T используется приближенное соотношение

$$T = T_b C_2 / (C_2 + \lambda T_b \ln \alpha_{\lambda, T}), \quad (6)$$

где $\alpha_{\lambda, T}$ — спектральная поглощательная способность вещества. Выражение (6) выполняется с погрешностью $\sim 1\%$ при условии $\lambda T < 3000$ мкм К (Свет, 1982). Для водяного пара $\alpha_{\lambda, T}$ принимается равным 1.

Время расчета динамических характеристик для одной базовой точки при линейном размере рабочего “окна”, равном 51 пикселу (≈ 150 км в подспутниковой точке), составляет приблизительно 0.2 с на персональном компьютере средней производительности. На рис. 2 приведен пример расчета поля скорости ветра в области 25° – 45° с.ш., 20° – 40° з.д. (область Азорских о-вов) по данным канала 6.2 мкм за 12:00 UTC 14 февраля 2008 г. Хорошо прослеживается циклоническая циркуляция в верхней тропосфере. Наличие областей с пропусками обусловлено отсутствием подходящих для расчетов неоднородностей содержания водяного пара.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ МЕТОДА

В процессе разработки и апробации изложенного метода был накоплен архив снимков, охватывающий период 2006–2008 гг. Данные со спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 принимались в Москве в Научно-исследовательском центре космической гидрометеорологии “Планета” Росгидромета (НИЦ “Планета”) в форматах HRIT/LRIT (High Rate Information Transmission / Low Rate Information Transmission). Архив содержит наборы снимков в 11 каналах (за исключением HRV — канала высокого разрешения в видимой области спектра) из пяти последовательных сеансов с 11:30 до 12:30 с 15-мин интервалом ежемесячно в течение не менее семи последовательных дней (сентябрь 2006 г.—декабрь 2008 г.), а также ежедневные данные объективного анализа поля ветра и данные радиозондирования ветра и температуры за синоптические сроки 00:00 и 12:00 (2008 г.), полученные из базы данных оперативной технологии Гидрометцентра России (АСОИ-ГМЦ).

Пространственные размеры рабочего “окна”

Принципиальным является вопрос о выборе пространственных размеров двумерного оператора H (рабочего “окна”), от которого существенно зависят объем вычислений и точность получения искомым динамических характеристик. При малом размере H за счет недостаточной статистической обеспеченности расчетные значения пространственно-временной структурной функции могут получаться с большими погрешностями. При больших размерах H существенно возрастает время расчетов. В работе (Нерушев и др., 2007) вопрос об оптимальном выборе пространственных размеров оператора H был рассмотрен нами

на основе анализа поведения функции $F_f(H)$, определяемой соотношением

$$F_f(H) = (1/N) \sum_{i=1}^N (|(f_H)_i - (f_{\text{mean}})_i| / (SD_i)), \quad (7)$$

где f обозначает одну из характеристик – V , α или K_d ; f_{H_2} – значение соответствующей характеристики при заданной величине H ; f_{mean} – среднее значение по всем H ; SD – стандартное отклонение; N – количество точек на спутниковом снимке, в которых производится вычисление указанных характеристик.

Функция $F_f(H)$, согласно ее определению (7), является средним арифметическим нормированного модуля разности $(f_H - f_{\text{mean}})$. Она характеризует среднее по всем расчетным точкам на спутниковом снимке отличие вычисляемой характеристики атмосферного движения при заданном размере рабочего окна H от среднего значения этой характеристики, найденного для всего набора линейных размеров H от 10 до 400 пикселей. Для канала 6.2 мкм радиометра SEVIRI найдено, что рабочее “окно” с линейным размером в 30–100 пикселей (~90–300 км) обеспечивает отличие всех указанных характеристик от средних значений в пределах одного стандартного отклонения. Уменьшение размеров H до 10 пикселей (~30 км) приводит к возрастанию этого отличия в 1.5–3 раза. Аналогичные зависимости получаются и для канала водяного пара 7.3 мкм. Все дальнейшие приведенные здесь расчеты, если специально не оговаривается, выполнялись с линейным размером рабочего окна в 51 пиксел.

Расчетная область снимка

Размеры пикселей снимков существенным образом зависят от географических координат рассматриваемых точек поверхности Земли, плавно увеличиваясь к краям области, для которой угол возвышения спутника над горизонтом равен или более 10° . Поэтому расчеты проводились для базовых точек, не выходящих за пределы области 50° з.д.– 50° в.д., 50° ю.ш.– 50° с.ш., где относительное изменение линейных размеров пикселей не превышает 100%. Далее по тексту эта область именуется “расчетная”. Таким образом, линейные размеры пикселей при смещении только по одной из осей в пределах расчетной области изменяются от ≈ 3 км в подспутниковой точке до ≈ 6 км на ее границе.

Точность определения вектора скорости горизонтального ветра

Оценим априорную точность расчета вектора скорости ветра по используемой модели. Мини-

мальное значение модуля вектора скорости, которое может быть определено с помощью рассматриваемого метода, определяется соотношением

$$V_{\text{min}} = \sqrt{(\Delta I_x)^2 + (\Delta I_y)^2} / \tau,$$

где ΔI_x и ΔI_y – минимальные смещения по осям Ox и Oy ; τ – интервал времени между используемыми спутниковыми снимками. Минимальные значения ΔI_x и ΔI_y равны, очевидно, размерам пиксела по соответствующим осям. Для расчетной области при $\tau = 15$ мин наименьшее значение V_{min} лежит в пределах от 3.3 до 6.6 м/с.

Для валидации результатов расчета полей вектора скорости горизонтального ветра использовались данные радиозондирования по ветру из архива, упомянутого выше. Главным критерием выбора расчетных областей было отсутствие в них облачных систем верхнего уровня и хорошо выраженная структура поля неоднородностей водяного пара. Следует заметить, что метод позволяет рассчитывать динамические характеристики атмосферы и при наличии облаков в расчетной области. Однако привязка результатов расчетов по высоте будет другой, нежели в случае безоблачной атмосферы. Поскольку существенное превышение скорости временной эволюция поля V_e над модулем V свидетельствует о преобладании на данном масштабе движения процесса турбулентного перемешивания над переносом и, следовательно, невозможности корректного определения вектора V , для сравнения использовались только те векторы ветра, для которых выполнялось соотношение $V/V_e \geq 2$.

На рис. 3 приведена гистограмма отклонений расчетных значений от радиозондовых данных для модуля скорости ветра V для января–сентября 2008 г. Все расчетные векторы попадают в область высот с давлением (250–500) гПа, т.е. в средний и верхний слои тропосферы по принятой классификации. Гистограмма не симметрична относительно нулевой величины разности $(V - V_c)$, что свидетельствует о превышении расчетных значений скорости ветра над данными радиозондов. В табл. 1 представлены результаты сравнения расчетных векторов скорости ветра по модулю V_c и азимуту α_c с соответствующими данными радиозондирования и объективного анализа (V, α) за тот же период. Из приведенных данных видно, что точность расчета вектора скорости горизонтального ветра по излагаемому здесь методу практически совпадает с точностью метода EUMETSAT как по модулю, так и по направлению в случае сравнения с данными радиозондов (см. приведенные выше оценки точности метода EUMETSAT). Именно такое сравнение применяется в используемых за рубежом методах. В то же время, в случае сравнения с данными объективного анализа, оценка точно-

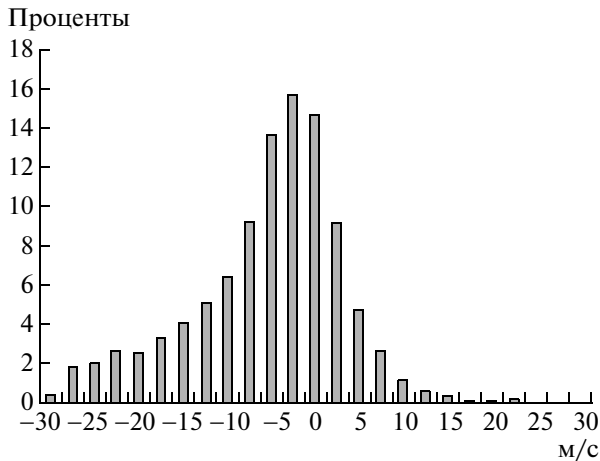


Рис. 3. Гистограмма отклонений расчетных значений модуля скорости ветра V от радиозондовых данных (количество случаев 3022).

сти расчета модуля скорости ветра по среднеквадратическому отклонению ухудшается приблизительно в 1.5 раза.

Точность определения коэффициента турбулентной диффузии

Оценка априорной точности расчета K_d так же, как для модуля скорости ветра, основана на выражении для минимального значения $(K_d)_{\min}$, которое с учетом соотношения (4) имеет вид

$$(K_d)_{\min} = S_{\min}/(\pi \cdot \tau),$$

где S_{\min} — минимально возможная площадь сечения пространственной структурной функции.

Очевидно, что за S_{\min} можно принять площадь одного пиксела. Для расчетной области при $\tau = 15$ мин наименьшее значение $(K_d)_{\min}$ лежит в пределах $(3.2-6.4) \times 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$.

Таблица 1. Сравнение расчетных значений модуля (V_c) и азимута (α_c) вектора скорости ветра с соответствующими данными радиозондирования и объективного анализа

Параметр	Сравнение с данными радиозондирования		Сравнение с данными объективного анализа	
	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое	Среднее арифметическое	Среднее квадратическое
$V - V_c$, м/с	-3.2	8.2	-0.7	13.6
$ \alpha - \alpha_c $, град	13.7	18.5	11.6	14.0
Количество случаев	3022		3011	

Как отмечено выше, нам не известны работы, в которых определялся бы коэффициент турбулентной диффузии в средней и верхней тропосферах на основе спутниковых данных. Более того, и другие методы дают лишь эпизодические сведения о K_d . Поэтому для валидации определяемых по спутниковым данным значений K_d мы использовали результаты работы Г.С. Голицына (Голицын, 2001), в которой получено аналитическое описание коэффициента относительной турбулентной диффузии на основе эмпирических выражений для структурных функций скорости ветра в верхней тропосфере. При этом величина $K_d(r)$ вплоть до масштаба $r \leq 2500$ км не превышает его классическую форму Ричардсона-Обухова более чем в 3.5 раза. Применяемый нами метод при изменении линейных размеров оператора H позволяет получать зависимость $K_d(r)$, отождествляя масштаб r с линейным размером H .

Расчеты, выполненные по данным канала 6.2 мкм для всего диска Земли для декабря 2005 г., января, февраля и марта 2006 г., с размерами рабочего окна H , равного 51 пикселу, показали, что пространственное распределение K_d существенно неоднородно, а сама величина K_d меняется в широких пределах — от $10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ до $10^6 \text{ м}^2/\text{с}$. При этом гистограммы распределения K_d по величине для указанных месяцев имеют схожий характер: одномодальное распределение с максимумом в диапазоне значений $(2-6) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$. Средние значения K_d , рассчитанные по гистограммам, находятся в пределах от $(9.0 \pm 0.2) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ до $(10.6 \pm 0.3) \times 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$.

Для сравнения полученных по спутниковым данным зависимостей $K_d(r)$ с результатами работы (Голицын, 2001) были выполнены расчеты K_d в одних и тех же областях, но с разными размерами оператора H . При линейных размерах $H > 100$ пикселов (~ 300 км) расчетное время сильно возрастает, что практически исключает возможность получения статистически обеспеченных результатов, позволяющих построить гистограмму распределения K_d по величине. Поэтому мы ограничились значениями $H \leq 100$ пикселов. При этом для $H = 100$ пикселов полученные значения K_d значительно хуже статистически обеспечены, чем для меньших H . Были рассчитаны средние значения коэффициента турбулентной диффузии $(K_d)_{\text{mean}}$ для разных значений r , различных географических областей (средние широты, весь видимый диск Земли), различных сезонов (весна, лето) и атмосферных ситуаций — области преимущественно турбулизованных и преимущественно ламинарных движений, ТЦ и струйных течений). Результаты расчетов вместе с теоретическими

кривыми $K_d(r)$ из работы (Голицын, 2001) представлены на рис. 4. Видно, что рассчитанные по спутниковым данным значения $(K_d)_{\text{mean}}$ в целом хорошо совпадают с теоретическими кривыми для значений $20 \text{ км} \leq r \leq 300 \text{ км}$. Нижний предел масштаба $r \geq 20 \text{ км}$ определяется пространственным разрешением радиометра SEVIRI (3 км в ИК-области) и применяемым методом расчета. Количественное сравнение рассчитанных значений $(K_d)_{\text{mean}}$ с теоретическими для двух диапазонов значений r приведено в табл. 2. Как следует из рис. 4 и табл. 2, в области масштабов $20 \text{ км} \leq r \leq 150 \text{ км}$ расчетные значения $(K_d)_{\text{mean}}$ лучше согласуются с теоретической кривой Голицына Г.С., а для больших масштабов – с кривой Ричардсона–Обухова.

Точность определения завихренности

Вертикальная составляющая вихря вектора скорости ветра $\text{rot}_z \mathbf{V}$ (завихренность), как известно, используется в метеорологии для описания, в частности, вихревых движений и инерционной неустойчивости в условиях конвекции (Воробьев, 1991). Для горизонтального поля ветра \mathbf{V} завихренность рассчитывается по известной формуле

$$\text{rot}_z \mathbf{V} = dV_y/dx - dV_x/dy.$$

Очевидны по крайней мере два недостатка этого метода. Во-первых, средняя высота векторов ветра, полученных из анализа спутниковых снимков, изменяется в пространстве, и, следовательно, возникает дополнительная задача интерполирования их на одинаковую высоту перед расчетом горизонтальных градиентов, необходимых для расчета завихренности. Во-вторых, так получаемое значение завихренности соответствует пространственному масштабу, превышающему масштаб используемых для его расчета данных о поле ветра, поскольку для вычисления градиентов обычно используются центральные разделенные разности. Обсуждаемый же метод позволяет получить завихренность непосредственно из первичных данных – спутниковых снимков – одновременно с другими динамическими характеристиками атмосферы, на том же пространственном масштабе и независимо от них.

Диапазон определяемых обсуждаемым методом значений завихренности $|\text{rot}_z \mathbf{V}|$ ограничивается снизу минимальным регистрируемым значением $\Delta\theta_{\text{min}}$ угла поворота рабочего окна

$$(\text{rot}_z \mathbf{V})_{\text{min}} = 2\Delta\theta_{\text{min}}/\tau.$$

В силу дискретности снимка это значение существенно зависит от линейных размеров окна (см. рис. 5). Для рабочего окна, использовавшегося для большей части расчетов (51×51 пиксел),

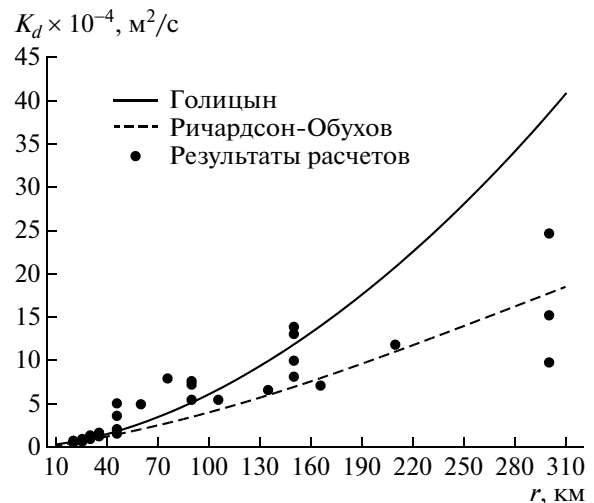


Рис. 4. Сравнение рассчитанных по спутниковым данным средних величин коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии (точки) для разных значений масштаба r с теоретическими кривыми из (Голицын, 2001).

$$\Delta\theta_{\text{min}} = 1.1^\circ, \text{ и, следовательно, при } \tau = 15 \text{ мин} \\ |\text{rot}_z \mathbf{V}|_{\text{min}} = 4.3 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}.$$

К сожалению, провести корректное сопоставление рассчитываемых значений завихренности с независимыми данными не представляется возможным в силу отсутствия последних за соответствующее спутниковым снимкам время. Можно только констатировать, что получающиеся в расчетах величины $\text{rot}_z \mathbf{V}$, лежащие в интервале $(5-20) \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, соответствуют имеющимся в литературе данным о величинах мезомасштабной завихренности в атмосфере (см., например, (Rabin et al., 2001), где приведены значения для абсолютной завихренности, лежащие преимущественно в интервале $(2-8) \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, причем максимальные значения доходят до $1.4 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$).

Таблица 2. Сравнение расчетных средних значений K_d в ($\text{м}^2/\text{с}$) с теоретическими кривыми Голицына ($K_d)_G$ и Ричардсона–Обухова ($K_d)_{R-O}$

Вариант	20 км ≤ r ≤ 150 км		20 км ≤ r ≤ 300 км	
	Среднее арифметическое ×10 ⁻⁴	Среднее квадратическое ×10 ⁻⁴	Среднее арифметическое ×10 ⁻⁴	Среднее квадратическое ×10 ⁻⁴
$(K_d) - (K_d)_G$	0.47	1.8	-1.95	7.2
$(K_d) - (K_d)_{R-O}$	1.68	2.6	1.35	3.0
Количество значений K_d	30		35	

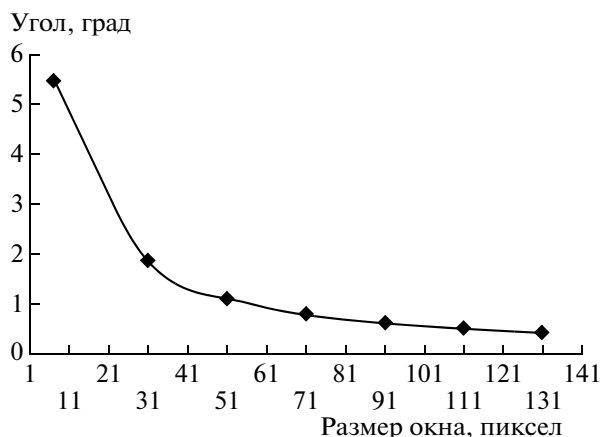


Рис. 5. Зависимость величины минимального регистрируемого угла поворота рабочего окна от линейного размера квадратного рабочего окна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение кратко сформулируем основные результаты работы.

1. Детально описан развитый авторами метод определения динамических характеристик атмосферы по данным зондирования с геостационарных метеорологических спутников, основанный на использовании в качестве трассеров неоднородностей поля концентрации консервативной примеси и применении корреляционно-экстремальных алгоритмов. Метод, в отличие от широко применяемых за рубежом, позволяет определять не только поле вектора скорости ветра, но также коэффициент мезомасштабной турбулентной диффузии и завихренность на одном масштабе движения воздушной массы.

2. На примере обработки данных зондирования атмосферы радиометром SEVIRI европейских геостационарных метеорологических спутников Meteosat-8 и Meteosat-9 в каналах водяного пара с центрами 6.2 мкм и 7.3 мкм и сравнения результатов с данными независимых наблюдений и теоретическими моделями оценены точности расчета вектора горизонтальной скорости ветра \mathbf{V} и коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии K_d .

3. Среднеквадратическое отклонение расчетных значений модуля \mathbf{V} от данных радиозондов для всего видимого диска Земли в слое 250–500 гПа составляет приблизительно 8 м/с. Среднеквадратическое отклонение азимута \mathbf{V} находится в пределах 15° – 20° . Таким образом, точность разработанного метода практически совпадает с точностью используемых за рубежом методов определения скорости ветра. Сравнение с данными объективного анализа дает ухудшение оценки точности расчета модуля скорости ветра по среднеквадратическому отклонению приблизительно в 1.5 раза.

4. В области масштабов $20 \text{ км} \leq r \leq 150 \text{ км}$ расчетные значения средней величины коэффициента горизонтальной мезомасштабной турбулентной диффузии лучше согласуются с теоретической кривой Г.С. Голицына, а для больших масштабов — с кривой Ричардсона–Обухова.

5. Подчеркнем, что изложенный здесь метод может быть применен для расчета указанных динамических характеристик атмосферы не только по данным зондирования в полосах поглощения водяного пара, но и в других спектральных областях, где в качестве трассеров в тропосфере выступают облака различного уровня, а в стратосфере — неоднородности поля содержания озона.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00885).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 509 с.
- Бабий В.И.* Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 200 с.
- Богаткин О.Г.* Авиационная метеорология. СПб.: РГМУ, 2005. 328 с.
- Воробьев В.И.* Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 616 с.
- Голицын Г.С.* Объяснение закона относительной турбулентной диффузии в атмосфере и на поверхности океана // ДАН. 2001. Т. 380. №. 5. С. 676–679.
- Каменкович В.М.* Основы динамики океана Л.: Гидрометеоздат, 1973. 240 с.
- Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К.* Определение динамических характеристик средней тропосферы по данным спутника METEOSAT в полосе поглощения водяного пара // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 1. С. 74–79.
- Нерушев А.Ф., Крамчанинова Е.К., Соловьев В.И.* Определение характеристик атмосферных движений по данным многоволнового зондирования из космоса // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 3. № 4. С. 442–450.
- Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды / Под ред. И.П. Ветлова, Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 300 с.
- Свет Д.Я.* Оптические методы измерения истинных температур. М.: Наука, 1982. 297 с.
- Седов Л.И.* Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1970. 492 с.
- Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H. Jr., Shettle E.P.* AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km) // AFGL-TR-86-0110. 1986. № 954. 43 p.
- Desbois M., Szejwach G., Waldteufel P.* The dynamic of Polar jet streams as depicted by the Meteosat WV channel radiance field // Monthly Weather Rev. 1981. V. 109. P. 2164–2176.
- Effective radiance and brightness temperature relation for Meteosat-8 and 9. EUM/OPS-MSG/TEN/08/ 0024. 28 January 2008. <http://www.eumetsat.int/>.

- Eigenwillig N., Fischer H.* Determination of midtropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in Meteosat water vapor image sequences // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1982. V. 63. № 1. P. 44–58.
- Goerss J., Velden C.S., Hawkins J.* The impact of multispectral GOES-8 wind information on Atlantic tropical cyclone track forecasts in 1995. Part 2: NOGAPS forecasts // Mon. Wea. Rev. 1998. V. 126. P. 1219–1227.
- Holmlund K., Smet A., Gustafsson J., Elliott S.* Status report on the operational deviation of atmospheric motion vectors at EUMETSAT // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT EUM. P. 51. <http://www.eumetsat.int/>.
- Irving A., Qi H., Pennoyer W., Potash R., Rollins R.* Operational satellite wind product processing at NOAA/NESDIS: A Status Report // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT. EUM P. 51. <http://www.eumetsat.int/>.
- Menzel W.P.* Cloud tracking with satellite imagery: from the pioneering work of Ted Fujita to the present // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. № 1. P. 33–47.
- Oyama R., Shimoji K.* Status of and future plans for JMA'S atmospheric motion vectors // Proc. 9-th Int. Winds Workshop. Darmstadt. 2008. EUMETSAT. EUM P. 51.
- Rabin R.M., Brunner J., Hane C., Haynes J.* Water vapor winds in vicinity of convection and winter storms. P3.4. 11-th Conf. Satellite Meteorology and Oceanography. 15–18 October 2001. Madison, WI. <http://www.cimss.ssec.wisc.edu/>.
- Soden B.J., Velden C.S., Tuleya R.E.* The impact of satellite winds on experimental GFDL hurricane model forecasts // Mon. Wea. Rev. 2001. V. 129. P. 835–852.
- Stoffelen A., Marseille G.-J., Barkmeijer J.* Sensitivity approach to Study Doppler Wind Lidar Sampling Requirements for Extreme Weather Prediction // Proc. Winds Workshop. Darmstadt, 2005. EUMETSAT. EUM P. 42. P. 399–404.

Method for Determining Characteristics of Atmospheric Motions from the Measurement Data of Meteorological Geostationary Satellites

A. F. Nerushev¹, E. K. Kramchaninova²

¹Research and Production Association "Typhoon", Obninsk, Kaluga Region

²Scientific Research Center of Space Hydrometeorology "Planeta", Moscow

The method of determining the dynamic characteristics of the atmosphere from the satellite sounding data developed by the authors is described in detail. The method is based on the use of heterogeneities of the conservative admixture concentration field as tracers and the use of the correlation-extreme method. The calculation accuracies of the wind horizontal speed vector \mathbf{V} and the coefficient of horizontal mesoscale turbulent diffusion K_d are estimated from the data of atmospheric soundings obtained by the radiometer SEVIRI operating on board the European geostationary satellites Meteosat-8 and Meteosat-9 in the 6.2 and 7.3 μm centers of water vapor channels with the use of the results of comparison of independent observations and theoretical models. It is shown that the accuracy of \mathbf{V} calculations with the method developed practically coincide with that of widely used foreign methods. In contrast to the methods used abroad the present method allows one not only to determine the wind speed vector field but also the coefficient of mesoscale turbulent diffusion and diffusivity in one scale of air mass motion.

Key words: atmospheric tracer, geostationary meteorological satellite, wind speed, coefficient of turbulent diffusion, remote sounding, correlation-extreme method

МОНИТОРИНГ КОНЦЕНТРАЦИИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА И ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРЕ НАД СИБИРЬЮ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ ИК-ЗОНДИРОВЩИКОВ AIRS, IASI

© 2011 г. А. Б. Успенский^{1*}, А. В. Кухарский¹, С. В. Романов², А. Н. Рублев^{1, 2}

¹Государственное учреждение

²“Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Москва

²Российский научный центр “Курчатовский институт”, Москва,

*E-mail: uspensky@planet.iitp.ru

Поступила в редакцию 17.06.2010 г.

Создание спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения AIRS (EOS/Aqua), IASI (MetOp) открывает новые возможности дистанционного определения средне-тропосферной концентрации диоксида углерода (X_{CO_2}) и общего содержания метана (Q_{CH_4}) в атмосфере, что важно в контексте климатических исследований, а также ввиду недостаточности наземной наблюдательной сети за CO_2 и CH_4 . В работе представлена усовершенствованная схема восстановления X_{CO_2} по данным AIRS, с помощью которой построены карты пространственного распределения X_{CO_2} по данным AIRS для июля 2003 г. и июля 2010 г., покрывающие Сибирь. Подобная методология была также применена для восстановления “мгновенных” значений X_{CO_2} по данным IASI (в условиях отсутствия облачности) для 7 июля 2008 г. и района проведения эксперимента YAK-AEROSIB. Сравнение спутниковых оценок с квазисинхронными самолетными наблюдениями дает величину погрешности порядка 2.2 млн.^{-1} . Для восстановления Q_{CH_4} по данным IASI создан итерационный физический алгоритм. Работоспособность предложенного алгоритма была оценена в экспериментах с реальными данными IASI, покрывающими Сибирский регион за несколько дней июля 2008 г. Валидация спутниковых оценок Q_{CH_4} выполнена путем сравнения с пространственно-совмещенными и квазисинхронными оценками Q_{CH_4} по данным AIRS. Величины стандартного отклонения между обоими типами оценок не превосходят 3%.

Ключевые слова: диоксид углерода, метан, ИК-зондировщик, обратная задача, итерационный алгоритм обращения, радиационная модель, валидация

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, изменения концентрации атмосферных долгоживущих парниковых газов — диоксида углерода (CO_2) и метана (CH_4) — оказывает существенное влияние на климат Земли, см. например (Кондратьев, 2004; Семенов, 2004). Современная наземная сеть наблюдений парниковых газов, действующая в рамках Программы Глобальной службы атмосферы (ГСА или GAW-Global Atmospheric Watch) Всемирной метеорологической организации (ВМО), включает около 100 станций (Бюллетень ВМО, 2008) и не обеспечивает глобальный мониторинг распределения атмосферных CO_2 , CH_4 с требуемым пространственным и временным разрешением (особенно над океанами, зонами бореальных лесов и экосистем). Измерения концентрации CO_2 на различных высотах (в диапазоне 500 м–10 км), производимые с самолетов над конкретными регионами, см. например (Arshinov et al., 2005; Аршинов и др.,

2006), являются эпизодическими и не могут существенно дополнить наземную сеть.

Добиться радикального улучшения пространственного и временного разрешения глобальных данных о концентрации атмосферного CO_2 можно только путем развития дистанционных (спутниковых) методов измерений. При этом спутниковые оценки концентрации CO_2 должны быть достаточно точными, а именно относительная среднеквадратичная ошибка (СКО) оценивания среднего отношения смеси диоксида углерода в тропосфере X_{CO_2} должна составлять около 1%, или порядка $3\text{--}4 \text{ млн.}^{-1}$, и быть сравнима со скоростью его ежегодного возрастания (около $1.5 \text{ млн.}^{-1}/\text{год}$).

К настоящему времени теоретически и экспериментально проработаны возможности дистанционного определения концентрации CO_2 в тропосфере и нижней стратосфере по данным измерений уходящего ИК-излучения с помощью спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения типа AIRS/EOS Aqua, IASI/MetOp.

В работе (Chédin et al., 2003) показано, что для оценки средней в слое 700–200 гПа концентрации CO_2 с точностью порядка 1% можно использовать данные AIRS или IASI (при отсутствии облачности в поле зрения прибора), совмещенные с данными измерений спутникового микроволнового зондировщика типа AMSU-A, причем исходные данные AIRS, IASI должны быть усреднены по площади $500 \times 500 \text{ км}^2$ и за временной промежуток порядка двух недель.

Описание современных подходов к дистанционному определению концентрации CO_2 по данным AIRS можно найти в (Chahine et al., 2005; Maddy et al., 2008; Strow, Hannon, 2008; Uspensky et al., 2005, 2007, 2008; Успенский и др., 2006; Кухарский, Успенский, 2009). Обзор методов обращения данных IASI для восстановления X_{CO_2} приведен в (Crevoisier et al., 2009).

Аналогично ситуации со спутниковым мониторингом содержания диоксида углерода, в последние 15 лет активно развиваются дистанционные методы получения глобальных данных о распределении метана в атмосфере (ввиду недостаточности наземной сети наблюдений). Данные ИК-зондировщиков AIRS, IASI пригодны для дистанционного определения общего содержания метана в тропосфере Q_{CH_4} , см., например (Успенский и др., 1998; Turquet et al., 2004). Учитывая относительно малую изменчивость глобальных распределений Q_{CH_4} (не более 5%), погрешность спутникового оценивания этой величины (относительная СКО) не должна превосходить 2–4%.

Целями настоящего исследования являются:

- доработка и применение метода определения по данным AIRS усредненной за месячный период величины X_{CO_2} (Кухарский, Успенский, 2009) для спутникового мониторинга диоксида углерода в тропосфере над обширными районами бореальных лесов и экосистем Сибири;
- разработка и испытание метода оценки X_{CO_2} по данным IASI над районами Сибири;
- разработка и испытание метода оценки Q_{CH_4} по данным IASI.

Аппаратура AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) или атмосферный ИК-зондировщик на борту американского спутника EOS/Aqua (запущен в 2002 г.) представляет собой диффракционный спектрометр, измеряющий уходящее тепловое излучение на верхней границе атмосферы в диапазоне 3.7–15.4 мкм ($650\text{--}2675 \text{ см}^{-1}$ при переходе от длин волн λ к волновым числам ν) в 2378 каналах с разрешением $\Delta\nu$ от 0.6 до 2.0 см^{-1} и поперечным режимом сканирования; в каждой строке сканирования 90 пикселей, линейный размер пикселя для измерений в надир – 13.5 км, см., например (Chahine et al., 2005). В состав полезной нагрузки EOS/Aqua включен, наряду с AIRS,

микроволновой зондировщик AMSU-A, причем каждый пиксел AMSU-A покрывается блоком 3×3 пикселей AIRS.

Аппаратура IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) или атмосферный ИК-зондировщик на борту европейского метеоспутника MetOp представляет собой интерферометр Майкельсона, с помощью которого регистрируется спектр уходящего теплового излучения в диапазоне 3.63–15.5 мкм (или $645\text{--}2760 \text{ см}^{-1}$). В спектре имеется 8461 отсчетов (каналов) с разрешением 0.5 см^{-1} после аподизации. Пространственное разрешение в надире составляет 12 км для одного субпикселя, измерения IASI группируются по “большим” пикселям, состоящим из четырех субпикселей. В строке сканирования – 30 больших пикселей, см., например (Crevoisier et al., 2009).

В статье также дано краткое описание предлагаемого метода анализа или “обращения” данных AIRS для получения оценок X_{CO_2} , а также обсуждаются результаты валидации оценок X_{CO_2} для двух районов Западной Сибири и 10 месяцев 2003 г. Рассмотрено применение метода для построения карты распределения величин X_{CO_2} над Сибирью. Описаны методики восстановления X_{CO_2} и Q_{CH_4} по данным IASI и приведены результаты их испытания на реальных данных IASI для Сибирского региона.

МЕТОД АНАЛИЗА ДАННЫХ AIRS И РЕЗУЛЬТАТЫ ВАЛИДАЦИИ СПУТНИКОВЫХ ОЦЕНОК

Предлагаемый метод анализа данных AIRS для получения оценок X_{CO_2} является развитием подхода (Chahine et al., 2005) и вместе с результатами валидации спутниковых оценок изложен в (Uspensky et al., 2008a, 2008b; Кухарский, Успенский, 2009). В данном разделе приведем краткое описание основных процедур предложенного метода, а также суммируем результаты валидации спутниковых оценок для двух районов Западной Сибири.

Как известно (Chédin et al., 2003; Chahine et al., 2005; Успенский и др., 2006, 2008a), основные трудности и ограничения детектирования вариаций CO_2 по данным спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения состоят в следующем:

- получение оценок X_{CO_2} или профиля отношения смеси $Q(p)$, где p – давление, затруднено тем, что измерения AIRS и IASI, чувствительные к вариациям концентрации CO_2 , намного более сильно чувствительны к вариациям вертикального профиля температуры $T(p)$ и наличию облачности в поле зрения прибора – главным мешающим факторам;

– максимумы весовых функций в уравнении радиационного переноса для CO_2 – чувствительных каналов находятся в слое 200–350 гПа, что объясняет малую чувствительность сигналов в этих каналах к вариациям концентрации CO_2 в нижней тропосфере;

– малая чувствительность и недостаточная информативность измерений по отношению к вариациям профиля $Q(p)$ позволяет дистанционно оценивать с приемлемой точностью только интегральные характеристики, например среднее в верхнетропосферном слое отношение смеси X_{CO_2} .

Для дистанционного определения X_{CO_2} или $Q(p)$ по данным измерений ИК-зондировщиков возможны два подхода: 1) восстановление “полного” вектора состояния x ; 2) восстановление X_{CO_2} или $Q(p)$ с использованием априорной информации о $T(p)$ и других компонентах вектора состояния.

При разработке метода “обращения” данных AIRS за основу был принят второй подход как менее трудоемкий. В результате анализа информативности данных AIRS отобрано подмножество из 15 CO_2 -чувствительных каналов, включая девять длинноволновых (ДВ) каналов в спектральном диапазоне 699–705 cm^{-1} и шесть коротковолновых (КВ) каналов в диапазоне 1939–2107 cm^{-1} . Максимумы весовых функций для этих каналов находятся в слое 200–350 гПа, что ограничивает возможность получения оценок X_{CO_2} в нижней и средней тропосферах.

Предложенный метод “обращения” данных AIRS и восстановления X_{CO_2} базируется на численном решении обратной задачи и включает следующие этапы (Uspensky et al., 2008a, 2008b; Кухарский, Успенский, 2009):

1) для области зондирования Ω отбираются измерения AIRS в CO_2 -каналах, не искаженные облачностью, или измерения, приведенные к условиям отсутствия облачности;

2) для временных промежутков Δt (две недели или один месяц) рассчитываются средние систематические смещения между измеренными T_B^{obs} и модельными T_B^{calc} радиационными температурами $\delta(\alpha) = \langle T_B^{obs}(\alpha) - T_B^{calc}(\alpha) \rangle$, $\alpha = 1, \dots, n$, где $\langle \dots \rangle$ означает осреднение по выборке за период Δt , которые затем используются в процедуре численного решения обратной задачи;

3) расчет температур T_B^{calc} производится с помощью быстрой радиационной модели SARTA (Strow et al., 2003), причем в качестве одной из компонент референсного вектора состояния x_0 в пункте зондирования берется профиль $T(p)$, восстановленный по данным микроволнового радиометра AMSU-A; в качестве других компонент берутся ре-

зультаты тематической обработки данных AIRS в пункте зондирования (продукты AIRS уровня L2), а также референсный профиль $Q^{ref}(p) \equiv X_{\text{CO}_2}$;

4) обратная задача относительно X_{CO_2} решается численно с использованием итерационного алгоритма Гаусса–Ньютона, причем независимо строятся оценки X_{CO_2} (ДВ) и X_{CO_2} (КВ) – по данным AIRS в подмножествах ДВ и КВ CO_2 -каналов соответственно;

5) выборки оценок $\{X_{\text{CO}_2}(\text{ДВ})\}$ и $\{X_{\text{CO}_2}(\text{КВ})\}$, полученных для временного промежутка Δt и области зондирования Ω , подвергаются пространственно-временной фильтрации, затем строится средневзвешенная оценка $X_{\text{CO}_2}^{СП}$.

Детали адаптации и использования быстрой радиационной модели SARTA приведены в (Кухарский, Успенский, 2009).

Следует отметить, что в отличие от (Chahine et al., 2005; Crevoisier et al., 2009; Strow, Hannon, 2008) предложенный метод применяется для анализа данных AIRS над сушей (а не над водной поверхностью). Кроме того, вместо статистического подхода (регрессия (Успенский и др., 2006), нейронно-сетевые алгоритмы (Crevoisier et al., 2009)) нами использовано численное решение обратной задачи.

Остановимся теперь на результатах валидации оценок $X_{\text{CO}_2}^{СП}$. Для этого выполнена серия экспериментов с реальными данными AIRS (более 500 гранул за период январь–октябрь 2003 г.), покрывающими два района Западной Сибири. В качестве истинных значений X_{CO_2} использованы результаты самолетных *in situ* измерений CO_2 , полученных в рамках Японско-Российского проекта по изучению парниковых газов для Сибирских экосистем. Район полетов – окрестность Обского водохранилища 54°08′–54°33′ с.ш., 81°51′–82°40′ в.д., почти 90% занимают хвойные леса. Измерения проводились на высотах от 0.5 до 7 км (доступны данные на 1, 3 и 7 км) (Arshinov et al., 2005). Подобные эксперименты проводились также для района Сургута (60°–62° с.ш., 70°–75° в.д.).

Результаты сопоставления оценок $X_{\text{CO}_2}^{СП}$ с пространственно-совмещенными самолетными измерениями концентрации CO_2 представлены в (Uspensky et al., 2008a, 2008b, 2009; Кухарский, Успенский, 2009), причем в экспериментах по “обращению” данных AIRS менялись периоды временного осреднения оценок, а также размеры области осреднения и объемы выборок исходных данных AIRS (за счет отбраковки измерений, приведенных к условиям отсутствия облачности, но с низким уровнем достоверности).

Как следует из результатов сопоставлений, оценки $X_{\text{CO}_2}^{СП}$ для обоих регионов качественно вер-

но воспроизводят сезонную изменчивость концентрации диоксида углерода в тропосфере. Для оценки погрешности результатов спутникового зондирования рассчитывались величины $X_{CO_2}^{СП}$ от данных самолетных наблюдений на высотах 7 и 3 км в период январь–октябрь 2003 г. (усредненных за каждый месяц). Для Новосибирского региона величины X_{CO_2} находятся в диапазонах 1.5–2.8 и 1.2–2.5 млн.⁻¹ при сравнении с самолетными наблюдениями концентрации CO_2 на высотах 7 и 3 км соответственно. Для региона Сургута величины X_{CO_2} меняются в диапазоне 1.7–3.5 млн.⁻¹ при сравнении с самолетными данными на высоте 7 км. Из приведенных результатов следует возможность получения оценок $X_{CO_2}^{СП}$ над районами бореальных экосистем Сибири по данным ИК-зондировщика AIRS/EOS Aqua с относительной погрешностью порядка 1%.

ПОСТРОЕНИЕ КАРТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА В ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ НАД СИБИРЬЮ

Выполненные исследования позволили приступить к решению более сложной задачи, упомянутой во введении данной статьи, – созданию системы спутникового мониторинга тропосферной концентрации CO_2 над обширными территориями поверхности суши по данным AIRS. Выбранная область мониторинга Ω в пределах 46°–75° с.ш., 68°–140° в.д. покрывает Сибирь и прилегающие районы. Учитывая большие объемы исходной спутниковой и дополнительной информации для выбранного региона, было решено начать построение среднемесячных оценок X_{CO_2} для двух летних месяцев – июля 2003 г. и июля 2010 г. Данные AIRS и продукты их обработки (уровней L1, L2) формируются в виде стандартных гранул для 45 строк сканирования по 30 пикселей в строке соответственно пикселям AMSU-A. Указанные данные находятся в свободном доступе в виде файлов HDF формата (<http://www.hdfgroup.org>) на FTP сайте ftp://airsparl1u.ecs.nasa.gov/data/s4pa//Aqua_AIRS_Level2/, а пользовательские средства поиска и отбора гранул (интерфейс) – на сайте <http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/presentNavigation.pl?project=AIRS&tree=project>.

Для сплошного покрытия области мониторинга данными AIRS за 30 дней июля 2003 г. потребовалось более 700 гранул с измеренными радиациями (выраженными в мВт/м²/см⁻¹/ср) и такое же количество гранул с результатами восстановления компонент вектора состояния. Общий объем данных для отобранных гранул – 2400 Мб. При этом из “полных” спектров AIRS были отобраны измерения только в 30 каналах (из них пятнадцать CO_2 -чувствительных каналов в КВ- и ДВ-частях

спектра, пять CH_4 -чувствительных каналов и остальные десять каналов – в окнах прозрачности и полосе 15 мкм). Аналогичная процедура отбора данных AIRS и продуктов уровня L2 была реализована для области Ω и 30 дней июля 2010 г.

Программные средства, реализующие алгоритм восстановления X_{CO_2} , включают:

- разархивацию данных из HDF формата и отбор безоблачных пикселей;
- разбиение области Ω на совокупность ячеек ω_i (размер ячейки ω_i определен в 1.5° по широте и долготе) и расчет систематических смещений $\delta_i(\alpha)$ для каждой ячейки;
- расчет оценок $X_{CO_2}^{СП}(\omega_i)$ по методу, описанному в предыдущем разделе (измерения в КВ-каналах, а также в ДВ-каналах с большими смещениями для данной ячейки не используются).

Как уже отмечалось выше, одним из основных мешающих факторов при построении достоверных оценок $X_{CO_2}^{СП}$ является облачность в поле зрения прибора. Удовлетворительное качество процедуры отбора “безоблачных” измерений и измерений, приведенных к условиям отсутствия облачности (данные AIRS уровня L2), подтверждено путем сравнительного визуального анализа изображений полей радиационной температуры T_b в прозрачном канале с центром при 11.08 мкм и изображений выделенных фрагментов гранул (с “безоблачными” данными) для нескольких сроков июля 2003 г. и июля 2008 г.

На рис. 1 (см. на цветн. вклейке) приведены карты среднемесячных оценок $X_{CO_2}^{СП}$ для всей области мониторинга и двух месяцев (рис. 1а – июль 2003 г.; рис. 1б – июль 2010 г.). Косвенно о достоверности результатов мониторинга X_{CO_2} можно судить по тому, что для регионов Новосибирска и Сургута оценки $X_{CO_2}^{СП}$ имеют удовлетворительную точность согласно результатам сравнения с самолетными измерениями (см. выше).

МЕТОД АНАЛИЗА ДАННЫХ IASI ДЛЯ ОЦЕНИВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА

Как уже отмечалось, данные измерений ИК-зондировщика IASI при отсутствии облачности в поле зрения прибора могут быть использованы (совместно с измерениями микроволнового зондировщика AMSU-A) для получения количественной информации о содержании CO_2 в тропосфере и нижней стратосфере (Chedin et al., 2003). В последующих работах французских исследователей А. Шедена (А. Chedin), К. Кревуазье (С. Crevoisier) и др. был выполнен анализ информативности данных IASI по отношению к вариациям концентрации CO_2 , отобраны CO_2 -чувстви-

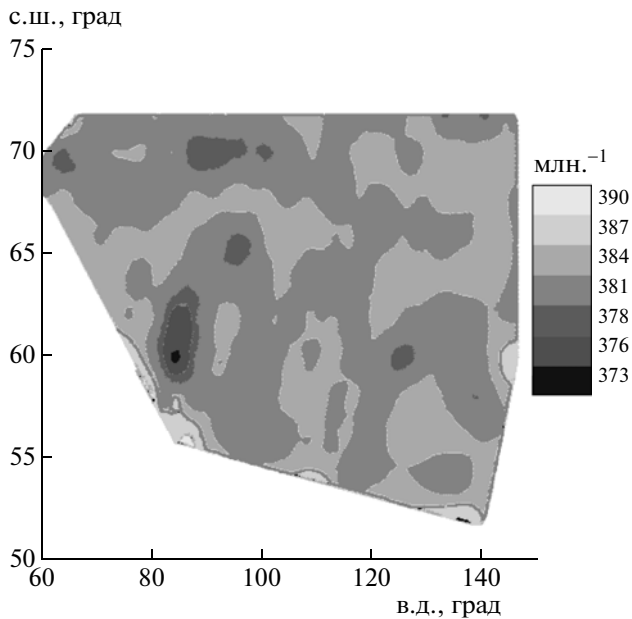


Рис. 2. Карта пространственного распределения оценок $X_{CO_2}^{СП}$, полученных по данным IASI за 7 июля 2008 г.

тельные каналы (в спектральном диапазоне $694.5\text{--}704.25\text{ см}^{-1}$) и предложен нелинейный регрессионный метод (нейронно-сетевой алгоритм) для построения оценок $X_{CO_2}^{СП}$, см. обзор (Crevoisier et al., 2009). Согласно результатам валидации (сравнения с самолетными измерениями концентрации CO_2 *in situ* и данными моделирования), точность спутниковых среднемесячных оценок $X_{CO_2}^{СП}$ над водной поверхностью в тропиках составляет около 2 млн.^{-1} (т.е. лучше 1%) при усреднении по ячейкам $5^\circ \times 5^\circ$.

Аналогичные исследования по анализу информативности данных IASI, выбору CO_2 -чувствительных каналов и разработке метода получения оценок X_{CO_2} по данным IASI выполнены авторами данной работы (Uspensky et al., 2008a, 2008b). Отобрано 16 CO_2 -чувствительных каналов в спектральной области $699\text{--}741\text{ см}^{-1}$. Для обработки метода обращения данных IASI, подобного описанному в разделе “Метод анализа данных AIRS и результаты валидации спутниковых оценок” данной статьи (но без использования данных в КВ каналах), были привлечены архивные данные международного эксперимента JAIvex по валидации измерений IASI, предоставленные специалистами университета шт. Висконсин (США). Указанный архив содержит, в частности, 60 спектров, зарегистрированных аппаратурой IASI при отсутствии облачности над территорией шт. Оклахома и Мексиканским заливом за период 19 апреля–4 мая 2007 г. в светлое и темное время суток, а также синхронные данные радиозонди-

рования (измерения дроп-зондов). В численных экспериментах с этими данными была проверена работоспособность модели радиационных расчетов из (Trotsenko et al., 2001), а также испытаны процедуры расчета и коррекции систематических смещений и оценки “мгновенных” значений X_{CO_2} (без временного усреднения) по данным измерений IASI в пяти отобранных CO_2 -чувствительных каналах (с центрами при 709.5 , 711.00 , 711.25 , 741.25 см^{-1}). Выполнить валидацию полученных оценок $X_{CO_2}^{СП}$ не удалось ввиду отсутствия независимых (наземных или самолетных) измерений концентрации CO_2 .

Дальнейшие работы по получению и валидации оценок $X_{CO_2}^{СП}$ проводились с использованием материалов, любезно предоставленных проф. К. Кампайро (С. Саму-Реугет) из Университета им. Пьера и Мари Кюри (Париж, Франция). Указанные материалы включают результаты самолетных измерений концентрации CO_2 , полученные в период выполнения российско-французского проекта JAK-AEROSIB по изучению углеродного и озонного цикла в Евразии (Paris et al., 2008). Эти данные дополнены выборкой измерений IASI (спектров, зарегистрированных в условиях отсутствия облачности) для соответствующих территории и временного периода.

На рис. 2 представлена карта пространственного распределения оценок $X_{CO_2}^{СП}$ по данным IASI за 7 июля 2008 г. для территории, покрывающей самолетные маршруты проекта JAK-AEROSIB. В качестве дополнительной информации о компонентах вектора состояния x в пунктах зондирования, необходимой для построения оценок $X_{CO_2}^{СП}$, использованы результаты тематической обработки данных IASI. Как видно из рис. 2, пространственная изменчивость значений $X_{CO_2}^{СП}$ в пределах рассматриваемой территории составляет около 20 млн.^{-1} .

Для валидации результатов спутникового зондирования оценки $X_{CO_2}^{СП}$ усреднялись по ячейкам $2^\circ \times 2^\circ$ и сравнивались с пространственно совмещенными самолетными измерениями концентрации CO_2 . Результаты сравнения представлены на рис. 3. СКО между спутниковыми и самолетными данными составляет 2.2 млн.^{-1} , что подтверждает работоспособность созданного метода анализа измерений IASI и его пригодность для организации спутникового мониторинга содержания CO_2 в тропосфере. Учитывая малый объем выборки, использованной для валидации, данный вывод следует считать предварительным.

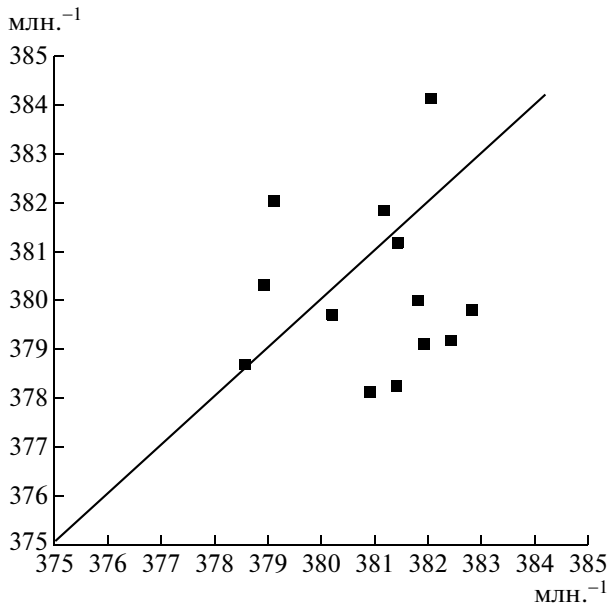


Рис. 3. Сравнение спутниковых оценок X_{CO_2} с самолетными наблюдениями (черные квадраты – спутниковые оценки, прямая линия – самолетные наблюдения).

ОЦЕНИВАНИЕ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ТРОПОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ IASI

Данные IASI, описанные в предыдущем разделе, были использованы для отработки и испытания метода дистанционного определения Q_{CH_4} . Выполненные ранее теоретические проработки и

численные эксперименты (Успенский и др., 1998, 2005; Uspensky et al., 2008b, 2009) позволили:

- исследовать информативность данных измерений IASI по отношению к вариациям Q_{CH_4} и выделить четыре CH_4 -чувствительных канала с центрами при 1332.50, 1341.75, 1342.75, 1346.6 cm^{-1} ;
- создать и испытать метод оценивания Q_{CH_4} по данным IASI, основанный на численном решении обратной задачи и привлечении дополнительной информации о профилях температуры и влажности в пунктах зондирования;
- сформулировать требования к точности задания дополнительной информации;
- получать теоретические оценки погрешности результатов дистанционного определения Q_{CH_4} .

Установлено также, что задача оценивания Q_{CH_4} значительно проще задачи дистанционного определения X_{CO_2} вследствие гораздо более сильной чувствительности измерений IASI к вариациям содержания метана (по сравнению со слабой чувствительностью данных IASI к вариациям содержания CO_2). Кроме того, при численном решении обратной задачи нет необходимости привлекать “независимые” данные о профиле $T(p)$.

Разработанный метод оценки $Q_{CH_4}^{СП}$ был испытан на выборке данных IASI за семь дней июля 2008 г., покрывающих Сибирский регион. На рис. 4 представлены карты пространственного распределения усредненных за период 7–23 июля и по ячейкам $2^\circ \times 2^\circ$ оценок Q_{CH_4} , полученных по данным AIRS (рис. 4а – продукт NASA) и по данным

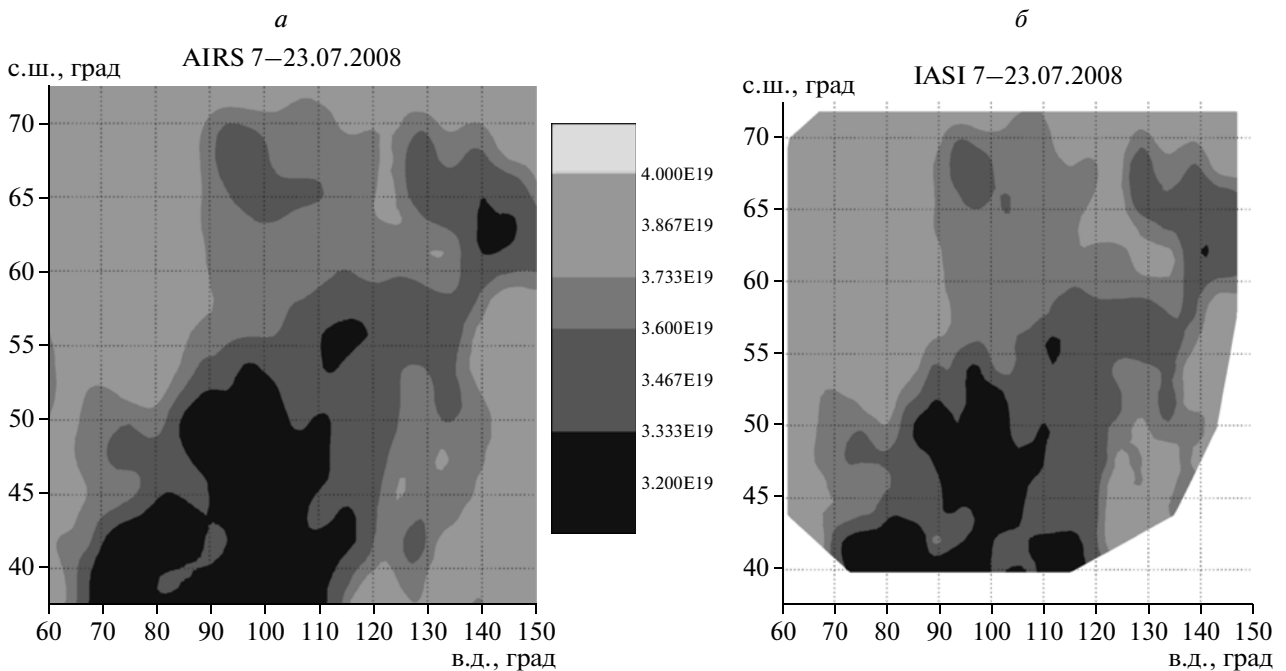


Рис. 4. Карты пространственного распределения оценок Q_{CH_4} для Сибирского региона: а – по данным AIRS; б – по данным IASI.

IASI (рис. 4б). Результаты определения общего содержания метана по данным AIRS были привлечены для косвенной оценки достоверности полученных значений $Q_{\text{CH}_4}^{\text{СП}}$. Визуальное сравнение рис. 4а и 4б показывает подобие пространственных распределений Q_{CH_4} . Кроме того, количественное сравнение обоих видов оценок Q_{CH_4} дает величины относительного СКО в диапазоне 1.0–3.0% для отдельных дней периода 7–23 июля 2008 г. при среднем значении 2.2 %. Из этих данных следует работоспособность созданного метода дистанционного определения Q_{CH_4} по данным IASI.

Для количественной оценки погрешности $Q_{\text{CH}_4}^{\text{СП}}$ необходимы независимые наблюдения (наземные, самолетные).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируем в заключение основные результаты выполненных исследований.

Доработан и испытан метод определения по данным AIRS усредненного за месяц и среднего по верхнетропосферному слою отношения смеси диоксида углерода X_{CO_2} над бореальными экосистемами Сибири. Согласно результатам валидации для двух районов Западной Сибири, предложенный метод позволяет строить оценки X_{CO_2} , правильно воспроизводящие сезонную изменчивость концентрации CO_2 в верхней тропосфере.

С помощью предложенного метода выполнено построение карт пространственного распределения оценок X_{CO_2} (июль 2003 и 2010 г.) для района мониторинга, покрывающего Сибирь.

Разработан и испытан метод оценки X_{CO_2} (без усреднения по времени) по данным IASI. Метод обеспечивает построение карт пространственного распределения X_{CO_2} над Сибирским регионом с погрешностью не хуже 2.2 млн.⁻¹ при условии усреднения результатов по ячейкам $2^\circ \times 2^\circ$.

Разработан и испытан метод оценки общего содержания метана в тропосфере Q_{CH_4} по данным IASI. Метод позволяет строить карты пространственного распределения Q_{CH_4} над Сибирью, подобные аналогичным картам, построенным по данным AIRS.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект № 09-05-13532-офи_ц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К. и др. Организация мониторинга парниковых и окисляющих атмосферу компонент над территорией Сибири и некоторые его результаты. 1. Газовый состав // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19. № 11. С. 948–955.

Бюллетень ВМО по парниковым газам // ВМО. № 5. 23 ноября 2009. 5 с. <http://www.wmo.int/gaw>.

Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата: данные наблюдений и результаты численного моделирования // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 61–96.

Кухарский А.В., Успенский А.Б. Определение концентрации диоксида углерода в тропосфере по данным спутникового ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения // Метеорология и гидрология. 2009. № 4. С. 25–28.

Семенов С.М. Парниковые газы и современный климат Земли. М.: Метеорология и гидрология, 2004. 175 с.

Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н. и др. Определение общего содержания малых газовых составляющих атмосферы с помощью ИК-зондировщика IASI. II. Анализ точности результатов зондирования // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 3. С. 79–86.

Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н. Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 18–33.

Успенский А.Б., Кухарский А.В., Рублев А.Н. Детектирование тропосферных вариаций CO_2 по данным спутникового ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 4. С. 42–51.

Arshinov M. Yu., Belan B. D., Inoue G. et al. Dynamics of the vertical distribution of CO_2 and CO concentrations over western Siberia (1997–2003). Advances in the geological storage of carbone dioxide // Int. Approaches to reduce anthropogenic greenhouse gas emissions / Eds. Lombardi S., Altunina I.K., Beanbien S.T. Kluwer. Acad. Publ., 2005. P. 11–16.

Chahine M., Barnet C.D., Olten E.T. et al. On the determination of atmospheric minor gases by the method of vanishing partial derivatives with application to CO_2 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L22803. doi: 10.1029/2005GL024165.

Chédin A., Sounders R., Hollingsworth A. et al. The feasibility studies of monitoring CO_2 from high-resolution infrared sounders // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № D2.4064. doi: 10.1029/2001JD 001443.

Crevoisier C., Chédin A., Matsueda H. et al. First year of upper tropospheric integrated content of CO_2 from IASI hyperspectral infrared observations // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. P. 4797–4810.

Maddy E.S., Barnet C.D., Goldberg M. et al. CO_2 retrievals from the Atmospheric Infrared Sounder: Methodology and validation // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D11301. doi:10.1029/2007JD009402.

Paris J.-D., Ciais P., Nedelec P. et al. The YAK-AEROSIB transcontinental aircraft campaigns: new insights on the transport of CO_2 , CO and O_3 across Siberia // Tellus B. 2008. V. 60. № 4. P. 551–568.

Strow L.L., Hannon S.E., DeSouza-Mackado S. et al. An overview of the AIRS radiative transfer model // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2003. V. 41. № 2. P. 303–313.

Strow L.S., Hannon S.E. A 4-year zonal climatology of lower tropospheric CO_2 derived from ocean-only Atmospheric Infrared Sounder observations // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D18302. doi: 10.1029/2007JD009713.

Trotsenko A.N., Kopylov A.V., Rublev A.N. et al. LITM-FRTM: Fast radiative transfer model to simulate

IASI/METOP measurements // Proc. 2000 Eumetsat Meteor. Sat. Data User's Conf. 29.05–02.06.2000. Bologna, Italy. EUM P 29. P. 231–238.

Turquety S., Hadji-Lazaro J., Clerbaux C. et al. Operational trace gas retrieval algorithm for the Infrared Atmospheric Sounding Interferometer // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. № D21301. doi: 10.1029/2004JD004821.

Uspensky A.B., Kukharsky A.V., Trotsenko A.N. et al. Progress and promise for observing tropospheric gas variations with satellite advanced sounders // Proc. Joint 2005 Eumetsat Meteorol. Sat. Conf. 19–24 September 2005. Dubrovnik, Croatia, 2005. P. 507–515.

Uspensky A.B., Kukharsky A.V., Romanov S.V. et al. Development of remote sensing techniques for detecting variations of atmospheric carbon dioxide concentration from

high-resolution infrared sounders // Proc. Joint 2007 Eumetsat Meteor. Sat. Conf. and the 15th AMS Sat. Met. & Oceanogr. Conf. 24–28 September 2007. Amsterdam, Netherlands, 2008a. EUM P. 50.

Uspensky A.B., Rublev A.N., Kukharsky A.V. et al. Derivation of tropospheric carbon dioxide and methane concentrations in the boreal zone from satellite-based hyper spectral infrared sounders data // Proc. ITSC-16. 07–13 May 2008. Angra dos Reis, Brazil, 2008b.

Uspensky A., Came-Pegret C., Rublev A., et al. Derivation of tropospheric carbon dioxide and methane concentration in the boreal zone from satellite high resolution infrared sounders data // Proc. Intern. Radiation Simp. 2008. 3–8 August 2008. Foz do Iguacu, Brazil. AIP Conf. Proc. 1100. Melville, N.Y., 2009. P. 347–350.

Monitoring of the Carbon Dioxide Mid-Tropospheric Mixing Ratio and Methane Total Column from IR Sounders AIRS and IASI

A. B. Uspensky¹, A. V. Kukharsky¹, S. V. Romanov², A. N. Rublev^{1,2}

¹State Research Center of Space Hydrometeorology “Planeta”, Moscow

²Russian Research Center “Kurchatov Institute”, Moscow

The development of space-borne hyper-spectral IR sounders (AIRS/EOS-Aqua, IASI/MetOp) opens new opportunities for detecting variations of atmospheric carbon dioxide (CO₂) and methane (CH₄) concentrations. The capabilities to retrieve atmospheric column-average CO₂ mixing ratio X_{CO₂} and column-average CH₄ mixing ratio (Q_{CH₄}) from satellite measurements is of significant importance in the context of climate change studies and due to sparse network of ground-based CO₂&CH₄ observations. This paper presents at first an updated status of X_{CO₂} retrieval scheme based on clear-sky or cloud-cleared AIRS data inversion algorithm. Basing on these results, two maps of monthly averaged X_{CO₂} estimates have been produced for extensive region of Siberia with spatial averaging about 1.5° × 1.5°-one for July 2003 and second for July 2010. Similar methodology has been applied for the retrieval of “instant” X_{CO₂} from clear sky IASI data. The retrievals have been produced for July 7 2008 and for the region of airborne measurements made in the frame of YAK-AEROSIB campaign. The accuracy of X_{CO₂} retrievals assessed by comparison with aircraft flask CO₂ observations is about 2.2 ppmv. With respect to the CH₄ column retrieval from IASI data the approach has been developed based upon the application of iterative physical inversion algorithm to clear-sky IASI data. The performance of the retrieval algorithm is evaluated in the case study experiment involving IASI data covering the Siberia region. The feasibility of IASI-based Q_{CH₄} retrieval has been evaluated through comparison with collocated and quasi-synchronous AIRS-based Q_{CH₄} retrievals. The values of standard deviation between both products (averaged over the grid 2° × 2°) are less than 3%.

Key words: carbone dioxide, methane, IR sounder, inverse problem, radiative transfer model, validation

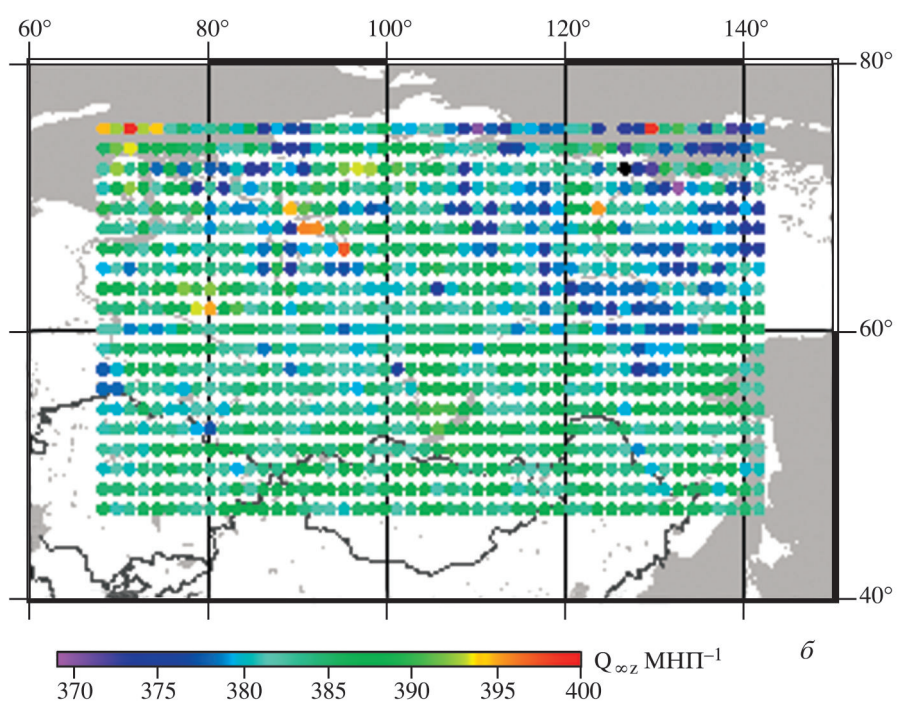
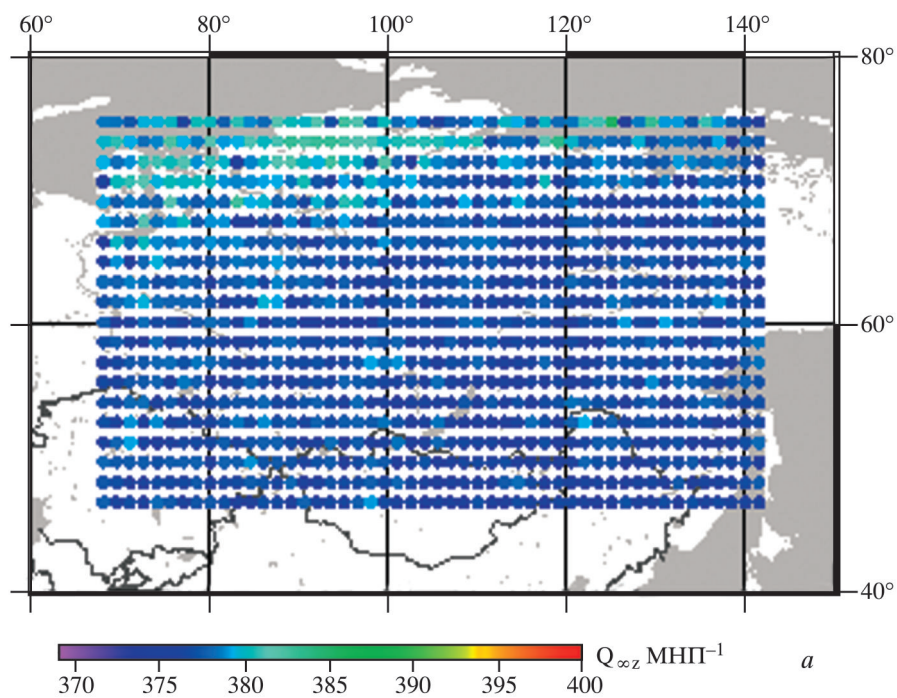


Рис. 1. Карты пространственного распределения оценок X_{CO_2} , полученных по данным AIRS, для Сибирского региона: *a* – июль 2003 г.; *б* – июль 2008 г.



ЭВОЛЮЦИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА HONDO В ПОЛЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОГО ВОДЯНОГО ПАРА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНОГО ПОДХОДА

© 2011 г. Е. А. Шарков^{1*}, Г. А. Ким², И. В. Покровская¹

¹Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

²Научный центр аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва

*E-mail: e.sharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 13.04.2010 г.

В работе проведен детальный анализ энергетических особенностей тропического циклона (ТЦ) Hondo (Южный Индийский океан, 02.02.2008–27.02.2008) на основе метода “слияния” разномасштабных данных спутникового дистанционного зондирования (ДЗ). В результате детального исследования эволюции ТЦ экспериментально выявлен один из главных энергетических источников его функционирования. По результатам анализа показано, что единственным возможным источником является область водяного пара повышенной интегральной концентрации, захваченной циклоном из тропической зоны с муссонной циркуляцией атмосферы и сохраненной им на протяжении всего этапа его эволюции при помощи подпитки от основной экваториальной области водяного пара через мульти-поточковые структуры (джеты).

Ключевые слова: тропические циклоны, интегральный водяной пар, микроволновое дистанционное зондирование

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важных аспектов исследования системы океан–атмосфера является изучение взаимодействия интенсивных вихревых возмущений типа тропических циклонов (ТЦ) с атмосферой экваториальной зоны и зоны средних широт на различных этапах эволюции атмосферных катастроф. Эта проблема тесно связана с задачей изучения возможных вариаций климата планеты (Шарков, 2010; Sharkov, 2000; Tremberth, Fasullo, 2007). При этом фундаментальным вопросом при первоначальном циклогенезе и интенсификации различных форм (ТЦ) является выявление мощного и малоинерционного источника энергии, за счет которого чрезвычайно быстро происходят интенсификация и формирование зрелых форм ТЦ. Точка зрения о том, что этим источником может быть только акватория океана с высокой поверхностной температурой ($>26.5^{\circ}\text{C}$), имеет длительную историю и множество приверженцев (см. обзоры (Шарков, 2006, 2010; Sharkov, 1998)). Однако за последнее время появились четкие признаки явной неудовлетворительности такой точкой зрения, например, в связи с катастрофически быстрой перестройкой и интенсификацией ТЦ Katrina. При этом специальные космические и наземные службы наблюдения США оказались не способны зарегистрировать сколько-нибудь заблаговременно этот процесс, поскольку были

ориентированы на стандартные процедуры, направленные на поиск термодинамических особенностей акваторий (т.н. модель “теплой” воды), над которыми проходит ТЦ.

Предыдущие исследования авторов при мультиспектральном дистанционном изучении эволюции ТЦ Goni (Аравийское море, Северный Индийский океан; 31.05.2007–08.06.2007) в поле интегрального водяного пара (Шарков и др., 2008а, 2008б) показали, что в условиях достаточно сухой атмосферы Аравийского моря единственным энергетическим источником, питающим ТЦ и, таким образом, дающим возможности его существования в течение достаточно длительного срока, явилась зона повышенной концентрации водяного пара, захваченного самим ТЦ из экваториальной зоны водяного пара (своего рода “эффект захвата”). При этом в исследованных метеорологических условиях полностью исключался режим натекания (“засоса”) водяного пара с акватории, окружающей ТЦ.

Цель настоящей работы – попытка выявить основной энергетический источник функционирования ТЦ Hondo в акватории Южного Индийского океана на основе метода “слияния” разномасштабных данных спутникового ДЗ в гидрометеорологических условиях, принципиально отличающихся от условий эволюции ТЦ Goni. Выбор этого физического объекта обоснован несколькими обстоя-

тельствами, в первую очередь тем, что генезис и эволюция этого циклона происходили непосредственно в экваториальной зоне повышенного содержания интегрального водяного пара Южного Индийского океана, а также в зоне действия возникших в это же время двух интенсивных ТЦ Gula и Ivan. Термическое и динамическое взаимодействия с указанными системами и послужили причиной возникновения целого ряда уникальных особенностей в эволюционной истории ТЦ Hondo.

ЭВОЛЮЦИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА HONDO

ТЦ пятой категории Hondo развивался, функционировал и диссипировал в акватории Южного Индийского океана с 02.02.2008 г. по 26.02.2008 г. Однако его эволюционная история была достаточно необычна (см. таблицу, которая была заимствована из электронной базы данных “Глобал-ТЦ” и сформирована с использованием методик препроцессинга (Покровская, Шарков, 2006) исходных данных, представленных на международном сайте <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>).

Первичное тропическое возмущение возникло 2 февраля 2008 г. в 15:00 GMT на южной периферии внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) в районе 11° ю.ш., 83° в.д. и представляло собой размытый, плохо организованный облачный массив. Давление на уровне моря составляло 1004 мб, скорость ветра около 10 м/с. В течение следующих суток происходило усиление грозовой активности, давление в центре системы упало на 4 мб, что способствовало интенсификации возмущения и переходу его в стадию тропической депрессии. Облачный диск приобрел более четкие очертания. 5 февраля при благоприятных окружающих условиях произошли усиление ветра и переход возмущения в тропический шторм. Давление упало до 997 мб, скорость ветра возросла до 18 м/с. В течение суток возмущение быстро усиливалось, появилось плотное центральное ядро небольших размеров с хорошо выраженными облачными хвостами. Небольшой общий размер возмущения способствовал быстрой интенсификации шторма. 6 февраля в 00:00 GMT возмущение достигло стадии тайфуна, давление в центре продолжало быстро падать, образовался облачный глаз. Слабый сдвиг ветра под высотным гребнем, расположенным на уровне 700 мб и 500 мб поверхностей, высокий уровень дивергенции создавали благоприятные условия для дальнейшего усиления возмущения. 7 февраля в 18:00 GMT возмущение достигло пика своей интенсивности. Давление в центре упало до 906 мб, скорость ветра достигла 62 м/с. В течение суток тайфун продолжал смещаться с небольшой скоростью в юго-восточном направлении.

В течение 8 и 9 февраля интенсивность тайфуна менялась мало, давление оставалось на уровне 925 мб, скорость ветра 54–51 м/с. Общий размер системы оставался небольшим. Двигаясь на юго-запад, тайфун смещался в район с холодной морской поверхностью, где температура составляла 25°–26°C.

10 и 11 февраля происходило постепенное ослабление возмущения, давление в центре быстро росло, скорость ветра уменьшилась до 23 м/с, глубокая конвекция ослабела.

12 февраля, смещаясь к западу–северо-западу вдоль периферии субтропического гребня, вся система сильно ослабевает, глубокая конвекция отсутствует, возмущение разрушается.

В течение 13–20 февраля Метеорологическими службами Франции (о-в Реюньон) возмущение не фиксируется (рис. 1 на цветн. вклейках).

Однако 21 февраля к востоку от о-ва Мадагаскар в районе 18° ю.ш., 60° в.д. была обнаружена организованная облачная система, идентифицированная метеослужбами о-ва Реюньон как остаточная форма ТЦ Hondo. Указанная облачная система сопровождалась активными грозовыми штормами. Смещение в северо-западном направлении по периферии субтропического гребня способствует усилению приземного ветра до 15 м/с и возникновению тропической депрессии. В течение 22–23 февраля ослаблению возмущения препятствовали теплый океан и благоприятные атмосферные условия. 24 февраля, продолжая свое движение к югу, система переместилась на холодную морскую поверхность с температурой 26°C и ослабела. 25 февраля, продвигаясь в юго-юго-восточном направлении вокруг субтропического гребня, возмущение медленно трансформировалось в систему умеренных широт в районе 30° ю.ш., 60° в.д. Указанная достаточно необычная эволюционная история ТЦ Hondo была зафиксирована на международном сайте <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>, и авторами настоящей работы воспроизведена в художественной форме на рис. 1.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Исходными данными для работы послужили данные с сайта <http://www.remss.com> (Remote Sensing Systems) с микроволновых комплексов AMSR-E ИСЗ Aqua, обновляющиеся в реальном режиме времени, а также ИК-изображения акватории Южного Индийского океана с геостационарного ИСЗ Meteosat-7. На основе временной серии ИК-изображений был сформирован анимационный фильм по эволюции ТЦ Hondo (03.02.2008–26.02.2008), который авторы представили на Шестой Всероссийской открытой ежегодной конференции “Современные проблемы

дистанционного зондирования Земли из космоса” (Москва, ИКИ РАН, 10–14 ноября 2008 г.) (Ким и др., 2008).

В работе были использованы пространственно-временные комбинации изображений продуктов восстановления интегрального содержания водяного пара в атмосфере и ИК-изображений облачных систем, приведенные к одинаковому масштабу методом слияния, поскольку только в таком случае наиболее полно отражаются процессы энергетических преобразований, проходящие в тропической зоне.

Полный алгоритм восстановления данных о полном содержании влаги в атмосфере подробно описан на сайте www.ssmi.com/amsr/amsr_data_description.html#amsre_data. Данные с приборов SSM/I и AMSR-E обрабатывались в соответствии с традиционными методами восстановления параметров атмосферы по спутниковым микроволновым данным.

МЕТОДИКА И АЛГОРИТМЫ ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ

Авторами проведен детальный анализ энергетических особенностей ТЦ Нондо на основе пространственно-временного метода “слияния” (Data Merging Method), представляющий собой развитие методики формирования и накопления информации по разномасштабным данным спутникового ДЗ. Указанный метод в настоящее время активно развивается для исследования практически стационарных объектов и полей, таких как, например, поле содержания хлорофилла на океанической поверхности (Gregg, 2007). В случае же его использования для таких быстропротекающих процессов, как эволюция ТЦ, требуется существенная корректировка метода, которая впервые проведена авторами при анализе эволюции ТЦ Gonu (Шарков и др., 2008а, 2008б) и в настоящей работе усовершенствована.

Целью работы, как было сказано выше, являлась оценка общей энергетики области интегрального водяного пара, сопровождающего ТЦ, с использованием готовых продуктов обработки спутниковых данных. В работе были использованы данные оптических каналов геостационарного ИСЗ Meteosat-7 и продукт восстановления интегрального водяного пара по данным микроволнового комплекса AMSR-E/Aqua, которые были обработаны по предложенному авторами алгоритму (рис. 2).

Исходные данные содержания водяного пара в атмосфере были представлены в виде архивов бинарных файлов, поэтому первым этапом в обработке этих данных послужил блок считывания файла, разработанный в среде программирования MATLAB.

Для восстановления полной картины водяного пара было произведено слияние витков на нисходящих и восходящих орбитах. Данные, полученные в результате этого процесса, содержали лакуны (области отсутствия дистанционной информации), которые были устранены с помощью метода линейной интерполяции среды MATLAB, функцией `griddata`.

Далее для расчета энергии ТЦ было произведено выравнивание интерполированных данных по координатам и времени, а также выделение зон ливневых осадков, непременно присутствующих в ТЦ, в которых отсутствовали данные о водяном паре. В результате исследования влияния их значения на расчет энергии, исходя из физических предпосылок о предельном содержании водяного пара и процессе его конденсации, было подобрано оптимальное соответствие зон ливневых осадков количеству водяного пара. Таким образом, был получен массив данных содержания водяного пара для всей акватории Мирового океана, где один пиксел соответствовал площади на земной поверхности от 10 до 28 км (из-за особенностей проекции). В качестве примера на рис. 3 (на цветн. вклейках) приведена глобальная карта интегрального содержания водяного пара по всем акваториям Мирового океана, усредненная за сутки.

Следующей задачей в расчете было выделение областей интегрирования, т.е. распознавание образа ТЦ. Несмотря на существующие методы автоматизированного выделения областей вихревых возмущений по снимкам оптического диапазона, в данной работе перед авторами стояла задача выделения областей интегрального водяного пара, приуроченного к каждому этапу эволюции циклона. Авторы посчитали оптимальным выделение вручную области интегрирования в поле водяного пара по целому ряду причин. Это определялось, прежде всего, ограниченным числом изображений, а также необходимостью выделения зоны повышенного содержания водяного пара для каждого конкретного изображения (что соответствовало конкретному этапу в эволюции циклона). Поскольку на каждом этапе эволюции ТЦ сопровождающее его поле водяного пара сложным образом эволюционировало, то выполнить процедуру распознавания автоматизированными методами идентификации пока не представляется возможным. Кроме того, при выделении области интегрирования возникла проблема, состоящая в том, что на ранних этапах генезиса ТЦ идентификация области водяного пара, сопровождающая его, трудно распознаваема от зоны водяного пара внутритропической зоны конвергенции, то есть от области своего энергетического “питания” (в ВЗК). Для того чтобы разрешить эту задачу, авторы использовали изображения ИК-диапазона, полученные с геостационарного спутника



Рис. 2. Блок-схема алгоритма обработки данных.

Meteosat-7, поскольку в ИК-области спектра циклон распознается по структурным особенностям облачных масс (Dvorak, 1984; Sharkov, 1998). Временной ряд композиций (кадров) попарных изображений ИК-канала Meteosat-7 и поля интегрального водяного пара, приведенных к одинаковому масштабу и отображающих различные стадии эволюции и трансформации ТЦ Hondo и сопутствующих метеорологических систем в период с 4 февраля по 27 февраля 2008 г., представлен на рис. 4 (на цветн. вклейках).

Вторым критерием выделения циклона послужило пороговое значение водяного пара, ниже которого интересующее нас образование ТЦ зрелых форм не являлось. Таким образом, на основании перечисленных выше критериев выбиралась область интегрирования, по которой производился расчет интегрального содержания водяного пара с получением общего содержания пара (в

миллиметрах) в зоне водяного пара, сопровождающего ТЦ.

Перевод полученных значений количества влаги в величину скрытой энергии проводился исходя из следующих предположений: осадочный водяной пар с толщиной в 1 мм (по исходным данным) соответствует – с учетом плотности воды в 1 г/см^3 – массе воды в 1 кг на площади в 1 м^2 . С другой стороны, известно (Физический энциклопедический словарь, 1984), что удельная теплота фазового перехода пар–вода составляет $2.5 \times 10^6 \text{ Дж/кг}$. Таким образом, при толщине осадочного пара в 1 мм величина скрытой теплоты конденсации составит $2.5 \times 10^{12} \text{ Дж}$ на площади в 1 км^2 .

Площадь зоны интегрирования из пикселей, в которых она была представлена в исходном массиве данных, была переведена в квадратные ки-

лометры, для чего был рассчитан массив перевода площади.

В результате всех этих шагов получены значения энергии скрытой теплоты сопровождающего ТЦ области водяного пара (Дж) для всех стадий его эволюции (представлены на рис. 5 на цветн. вклейках).

ОСОБЕННОСТИ ВРЕМЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТЦ HONDO И СОПРОВОЖДАЮЩЕГО ЕГО ПОЛЯ ВОДЯНОГО ПАРА

В результате применения модифицированного авторами метода слияния данных были получены временная серия двойных кадров за весь цикл эволюции ТЦ Hondo, скомбинированных в одном масштабе (рис. 4) и включающих в себя изначально разномасштабные космические ИК-изображения, полученные с ИСЗ Meteosat-7 (верхняя черно-белая половина кадра), и изображения областей интегрального водяного пара (нижняя цветная половина кадра), по которым производился дальнейший расчет (продукт по микроволновым данным ИСЗ Aqua). Из рис. 4 непосредственно видно, что область повышенного (по отношению к невозмущенной циклоном атмосфере) содержания интегрального водяного пара строго соответствует облачному массиву (по ИК-данным) ТЦ. Эта область в поле водяного пара как бы приурочена к центру действия циклона. Однако сама область водяного пара имеет пространственные размеры, существенно большие, чем отражено облачными структурами в ИК-диапазоне. Кроме того, важным элементом эволюции ТЦ является то, что зона, приуроченная непосредственно к ТЦ (облачные массы), имеет значительную переходную зону, состыкованную с основным полем водяного пара экваториальной зоны пара через потоковые структуры (джеты). Скорее всего, через переходную зону (джет) происходит своего рода “подпитка” ТЦ водяным паром из основной экваториальной зоны. Доказательством может служить разрыв питающего джета в промежуток между 9 и 10 февраля (рис. 4), что привело к быстрой (2–3 сут) практически полной диссипации циклона (15 февраля). Однако в это же время произошел захват остатков тела ТЦ Hondo дальней спиральной ветвью циркуляции сильного ТЦ Ivan, образовавшегося 7 февраля около о-ва Мадагаскар и быстро (за срок 7–8 ч) вышедшего на стадию STS. 14 февраля началось формирование (рис. 4) нового джета из центральной экваториальной области, что обеспечило возможность вторичного генезиса практически распавшегося тела ТЦ Hondo и формирования нового тропического возмущения. 19 февраля образовался второй питающий джет из центральной экваториальной области. На следующие сутки (20 февраля) они слились в единый джет. 21–22 февраля произошло слияние

этой области с областью повышенного содержания водяного пара, расположенного около восточного побережья о-ва Мадагаскар, в единую область повышенного содержания водяного пара, что усилило тропическое образование до уровня тропической депрессии (21–24 февраля) с последующей диссипацией при разрыве питающего его джета (25 февраля). В дальнейшем облачные массы тропического возмущения и сопровождающего поля водяного пара были втянуты во фронтальную зону умеренных широт в приантарктической зоне (26–27 февраля) и прекратили свое самостоятельное существование. Из анализа сказанного следует, что тропическая депрессия, приписываемая (по официальным источникам) ТЦ Hondo, на самом деле является самостоятельным тропическим возмущением, сформированным на периферии ТЦ Ivan.

Теперь рассмотрим эволюцию суточного значения энергии скрытой теплоты поля водяного пара, сопровождающего тело ТЦ Hondo, и его динамических характеристик (максимальная скорость ветра в стене глаза циклона) за срок с 4 по 16 февраля 2008 г. (рис. 5).

Из анализа результатов расчета, представленных на рис. 5, следует, что с нарастанием интенсивности ТЦ, в частности скорости ветра в стене глаза, за период 04.02.2008–06.02.2008 (см. пп. 3–13 таблицы) постепенно увеличивается и суммарная скрытая энергия в области водяного пара за счет “вытягивания” массы водяного пара из экваториальной области. В течение суток 06.02.2008–07.02.2008 г. происходит резкая интенсификация ТЦ (см. пп. 11–16 таблицы и рис. 4), и в момент максимальной стадии развития (07.02.2008) энергия в области водяного пара понижается приблизительно на 0.5×10^{20} Дж. Можно предположить, что именно это количество скрытой энергии пошло на увеличение кинетической энергии циклона, поскольку в окрестности циклона отсутствует какой-либо другой источник энергии с равнозначной мощностью. В течение 09.02.2008–10.02.2008, как мы уже отмечали, происходят разрыв джета, соединяющего область циклона с центральной экваториальной областью, и соответственно снижение интенсивности циклона. При этом область водяного пара существенно диффундирует, теряя запасенную скрытую теплоту очень быстрыми темпами – так, за 8 сут запас скрытого тепла уменьшился на 1.3×10^{20} Дж. Таким образом, темп мощности диссипации составил 2×10^{14} Вт. Однако, как мы отмечали, с 15–16 февраля образуется новый джет, который будет накачивать остатки ТЦ скрытой теплотой, что хорошо видно по возрастанию запаса скрытого тепла 16 февраля (рис. 5). В дальнейшем к 22–23 февраля будет сформирован второй максимум запаса скрытой теплоты (не показан на рис. 5) для генезиса тропи-

Эволюция ТЦ Hondo (02.02.2008–27.02.2008)

Номер ТЦ = SIO 0803

Имя ТЦ = Hondo

Всего точек = 52

№	Стадия развития возмущения**	Дата, мм_дд	Время, УТ	Широта, град	Долгота, град	Давление, мбар	Скорость ветра в центре возмущения, м/с	Направление смещения возмущения, румбы	Скорость смещения, узлы***
1	TL	02_02	15	-10.9	83.1	1005	8	W	10
2	TL	02_03	6	-11.9	82.1	1004	11	SW	10
3	TD	02_04	0	-12.8	80.1	1000	13	WSW	8
4	TD	02_04	6	-12.3	80.3	999	13	NE	5
5	TD	02_04	12	-12.6	80.1	998	13	SW	2
6	TD	02_04	18	-13.0	80.5	998	13	SE	4
7	TS	02_05	0	-13.4	80.4	997	18	S	3
8	TS	02_05	6	-13.4	80.9	990	21	E	3
9	T	02_05	12	-13.7	80.9	975	33	S	3
10	T	02_05	18	-13.9	81.1	975	33	SE	3
11	T	02_06	0	-14.2	81.2	975	33	S	3
12	T	02_06	6	-14.1	81.3	965	38	0	0
13	T	02_06	12	-14.2	81.7	960	46	ESE	3
14	T	02_06	18	-14.4	82.0	934	51	SE	10
15	T	02_07	0	-14.7	82.3	925	54	SE	3
16	T	02_07	6	-14.7	82.5	925	54	E	3
17	T	02_07	12	-15.0	82.7	915	60	SE	3
18	T	02_07	18	-15.0	82.9	906	62	E	3
19	T	02_08	0	-15.1	83.2	915	60	ESE	3
20	T	02_08	6	-15.0	83.6	925	54	E	4
21	T	02_08	12	-15.4	84.19	925	54	SE	6
22	T	02_08	18	-15.6	84.4	925	54	SE	4
23	T	02_09	0	-16.1	85.0	925	54	SE	6
24	T	02_09	6	-16.6	85.3	925	54	SE	6
25	T	02_09	12	-17.4	85.9	925	54	SE	8
26	T	02_09	18	-18.3	86.3	935	49	SSE	9
27	T	02_10	0	-19.3	86.5	940	46	SSE	10
28	T	02_10	6	-20.3	86.7	945	44	SSE	10
29	T	02_10	12	-20.8	86.5	955	38	SSW	8
30	T	02_10	18	-21.4	86.7	965	36	SSE	7
31	STS	02_11	0	-22.4	85.9	980	28	SW	10
32	STS	02_11	6	-23.1	86.0	985	26	S	8
33	TS	02_11	12	-23.7	85.7	988	23	SSW	7
34	TS	02_11	18	-24.3	85.2	994	18	SW	8
35	TS	02_12	0	-24.6	85.1	994	18	S	5
36	TS	02_12	6	-24.8	85.2	994	18	S	3
37	TD	02_12	12	-24.3	84.8	1000	15	NW	5
38	TL	02_12	21	-23.1	83.9	1003	8	NW	6
39	TL	02_20	12	-17.6	61.1	1000	8	-	-
40	TL	02_21	0	-18.1	59.8	1005	11	WSW	4
41	TD	02_21	6	-18.3	59.2	1003	13	WSW	6
42	TD	02_21	12	-18.0	59.9	1002	13	ENE	6
43	TD	02_21	18	-18.2	59.9	998	15	0	0
44	TD	02_22	0	-18.4	59.7	998	15	SW	2
45	TD	02_22	12	-18.9	59.0	999	15	SW	3
46	TD	02_23	0	-19.3	58.1	999	15	WSW	5
47	TD	02_23	12	-20.5	55.8	999	15	WSW	12
48	TD	02_24	0	-22.7	54.5	1002	13	SSW	11
49	TD	02_24	12	-24.5	52.5	1002	13	SW	13
50	TL	02_25	0	-26.9	51.6	1004	11	SSW	10
51	L	02_25	12	-29.7	52.3	1004	8	SSE	10
52	L	02_26	6	-31.1	56.2	1002	8	ESE	15

Примечание. ТЦ трансформировался в систему умеренных широт.

** Стадии развития возмущения: TL – первичное тропическое возмущение (замкнутая область низкого приземного давления тропической зоны); TD – тропическая депрессия; TS – тропический шторм; STS – сильный тропический шторм; T – тайфун (ураган); L – область низкого приземного давления умеренных широт. Классификация стадий TL, TD, L дана в соответствии с методологией, принятой и развитой в работе (Покровская, Шарков, 2006).

*** 1 узел = 0.51 м/с = 1.85 км/ч.

ческой депрессии (рис. 4). Окончательное разрушение новой тропической структуры, включая и сформированную тропической депрессией область водяного пара, происходит благодаря втягиванию их во фронтальную зону средних широт.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальный анализ энергетических особенностей ТЦ Hondo в течение его необычной эволюции на основе метода “слияния” по разномасштабным данным спутникового ДЗ показывает, что ТЦ пятой категории Hondo сформировался и развился в акватории Южного Индийского океана в сложных условиях взаимодействия с циркуляционными системами мощного ТЦ Ivan. Источником скрытой теплоты энергии для его функционирования и интенсификации может быть значительная область водяного пара, захваченная ТЦ из тропической зоны с муссонной циркуляцией и заметно превышающая его размеры, стандартно определяемые из данных оптических и ИК-наблюдений. Именно из этой зоны ТЦ может достаточно быстро черпать энергию в виде скрытой теплоты, тогда как механизм испарения с поверхности океана достаточно медленный. Такой механизм “захвата” тропическим циклоном области водяного пара авторы предложили (Шарков и др., 2008а, 2008б) именовать “моделью верблюда”, имея в виду известное свойство жизнедеятельности коренных обитателей пустынь. Таким образом, хорошо известное полухудожественное изображение тела ТЦ (рис. 6а на цветн. вклейках) должно быть существенно дополнено облаком водяного пара, обволакивающего всю облачную массу циклона (рис. 6б на цветн. вклейках).

Однако принципиально новым результатом, полученным в данном исследовании, является обнаружение джетовой структуры поля водяного пара, которая соединяет его область, приуроченную к облачному телу циклона, и центральную экваториальную зону водяного пара во внутритропической зоне конвергенции. Нарушение этой джетовой структуры быстро приводит к диссипации ТЦ. Формирование такой джетовой структуры приводит к повторной интенсификации ТЦ и его пост-тайфунных форм. Интересно отметить, что подобного вида эффект повторной интенсификации был также зафиксирован при эволюции ТЦ в Северной Атлантике при анализе динамики поля микроволнового собственного излучения в диапазоне 22.2 ГГц (линия собственного излучения водяного пара), правда, без восстановления поля интегрального водяного пара и соответственно энергетики процесса (Астафьева, Шарков, 2008). По-видимому, все ТЦ обладают указанным свойством и благодаря этому эффекту (эффекту “захвата”) выбрасывают огромное количество скрытого тепла в средние и высокие ши-

роты, чем и обуславливают свою несомненно кардинальную роль в формировании климатических процессов в земной атмосфере.

Отметим также, что ранее (в 1994 г.) были выполнены попытки (Liu et al., 1994) использования близкой к предложенной в данной работе методологии оценки запаса энергии скрытого тепла водяного пара в областях, приуроченных к телу ТЦ, который, в свою очередь, определялся как совокупность облачных систем определенной структуры. Однако эта методология не привела авторов к положительным результатам, поскольку в их работе была использована традиционная для метеорологической практики схема жесткой пространственной фиксации (радиусом в 1° или 2° от центра циклона) области интегрирования. В случае исследования реальных циклонов, как мы показали, использование такой методологии недопустимо, поскольку сама область интегрального пара испытывает очень сильные пространственно-временные вариации в зависимости от стадии развития циклона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе исследования эволюции ТЦ в Южном Индийском океане, проведенного по дистанционным данным с использованием модифицированного авторами метода, экспериментально выявлен один из основных энергетических источников его функционирования. По результатам анализа, таковым источником является (как и случае Северного Индийского океана) область водяного пара повышенной интегральной концентрации, захваченной циклоном из тропической зоны с муссонной циркуляцией атмосферы и сохраненной им на протяжении всего этапа его эволюции при помощи подпитки от основной экваториальной области водяного пара через поточковые структуры “джеты”. Разрыв питающего джета приводит к быстрой (1–2 сут) и полной диссипации циклона. Однако формирование новых джетов из центральной экваториальной области дало возможность вторичного генезиса практически распавшегося тела ТЦ Hondo и формирования нового тропического образования до уровня тропической депрессии с последующей диссипацией при разрыве питающих его джетов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-01019-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафьева Н.М., Шарков Е.А.* Траектория и эволюция урагана Alberto от тропических до средних и средневысоких широт: спутниковая микроволновая радиометрия // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 6. С. 60–66.
- Ким Г.А., Шарков Е.А., Покровская И.В.* Эволюция и энергетическая структура тропического циклона Нон-

до по данным оптико-микроволнового спутникового зондирования // 6-ая Всероссийская открытая ежегодная конференция “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. 10–14 ноября 2008 г. Москва. ИКИ РАН. М.: Электрон. Ресурс, 2008. С. 131.

Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения. М.: Полиграф-сервис, 2006. 728 с.

Физический энциклопедический словарь / Гл. ред. А.М. Прохоров. М.: Сов. энциклопедия, 1984. 944 с.

Шарков Е.А. Дистанционные исследования атмосферных катастроф // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 52–68.

Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция и энергетические особенности тропического циклона “GONU” с использованием метода “слияния” разномасштабных дистанционных данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой. Вып. 5. Т. 1. М.: Азбука-2000, 2008а. С. 530–538.

Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона GONU и его связь с полем интегрального водяного пара в экваториальной области // Исслед. Земли из космоса. 2008б. № 6. С. 25–30.

Gregg W. Ocean-Colour Data Merging // Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 2007. № 6. IOCCG, Dartmouth, Canada. 68 p.

Dvorak V.F. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data // NOAA Tech. Rep. NESDIS 11. Washington DC 20233. 1984. 47 p.

Hoffman R. N. Controlling Hurricanes // Scientific American. October 2004. P. 68–75.

Liu G., Curry J.A., Weadon M. Atmospheric water balance in typhoon Nina as determined from SSM/I satellite data // Meteorol. Atm. Phys. 1994. V. 54. № 2. P. 141–156.

Sharkov E.A. Remote Sensing of Tropical Regions. Chichester, N.Y., etc: John Wiley and Sons/ PRAXIS, 1998. 320 p.

Sharkov E.A. Global tropical cyclogenesis. L., B., N.Y. etc: Springer / PRAXIS, 2000. 370 p.

Tremberth K.E., Fasullo J. Water and energy budgets of hurricanes and implications for climate change // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. № D23107. doi:10.1029/2006JD008304.

Tropical Cyclone Hondo Evolution in the Equatorial Water Vapor Fields Using Multi Spectral Approach

E. A. Sharkov¹, G. A. Kim², I. V. Pokrovskaya¹

¹*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

²*Scientific Center of Aerospace Monitoring “Aerocosmos”, Moscow*

In the paper, the detailed analysis of tropical cyclone (TC) Hondo (South Indian Ocean, 02.02.2008–27.02.2008) energy properties by IR- and microwave multi-scale satellite data has been studied. On the base of TC evolution investigation it was experimental detected one of main energy sources of functioning of the tropical cyclone. As a result of studies it was shown that the only feasible source is the precipitable water vapor field that TC captured from tropical zone with monsoonal circulation and conserved during all evolution stage.

Key words: tropical cyclones, precipitable water vapor, microwave remote sensing

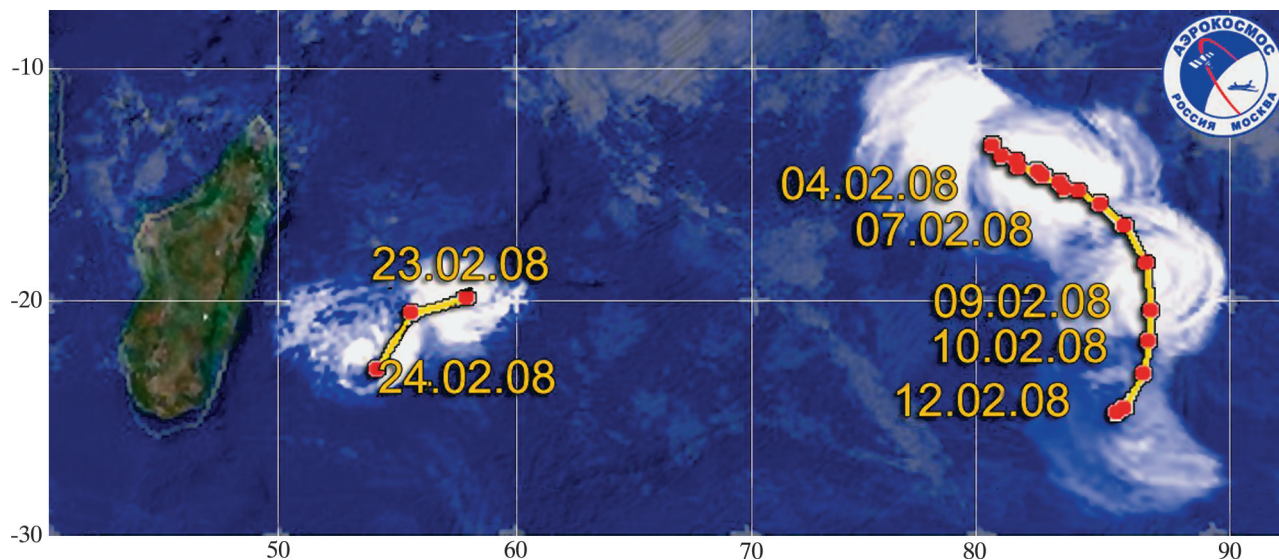


Рис. 1. Траектория ТЦ Hondo, построенная за период с 4 по 12 февраля и с 23 по 24 февраля 2008 г. по данным официальной версии с сайта <http://www.solar.ifa.hawaii.edu>.

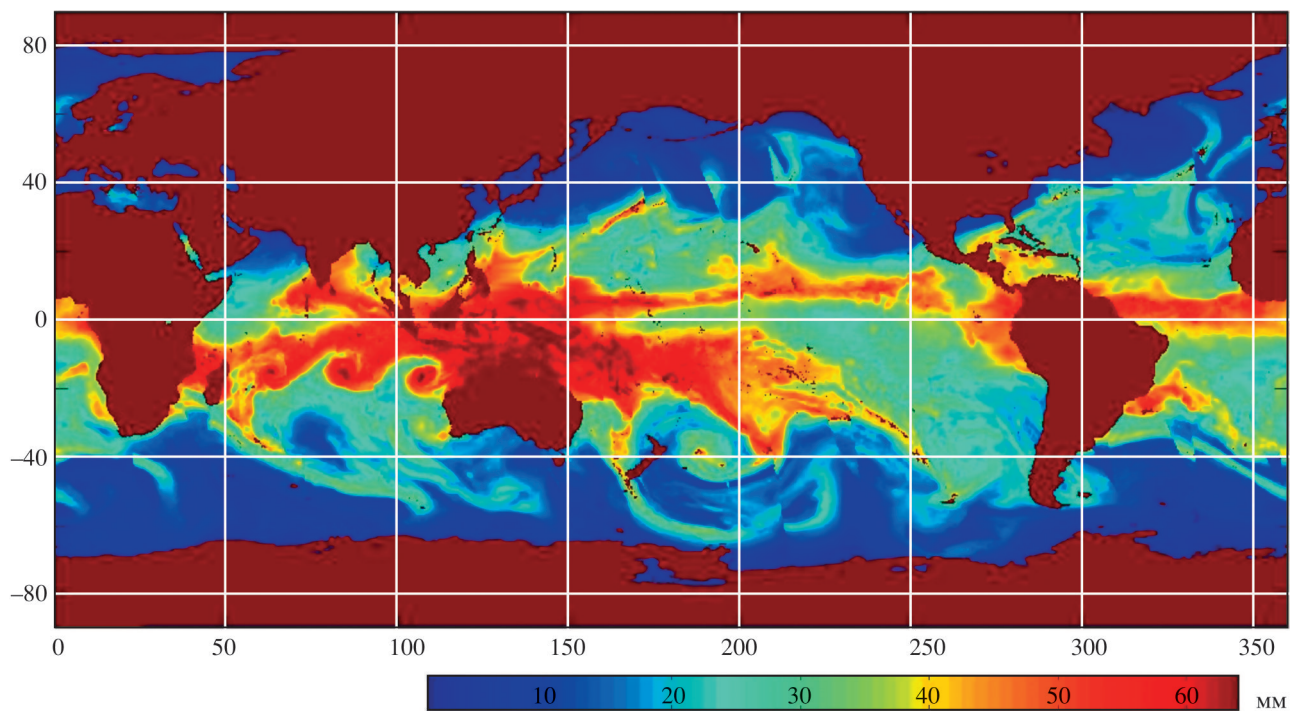


Рис. 3. Глобальное восстановленное поле водяного пара за 8 февраля 2008 г.



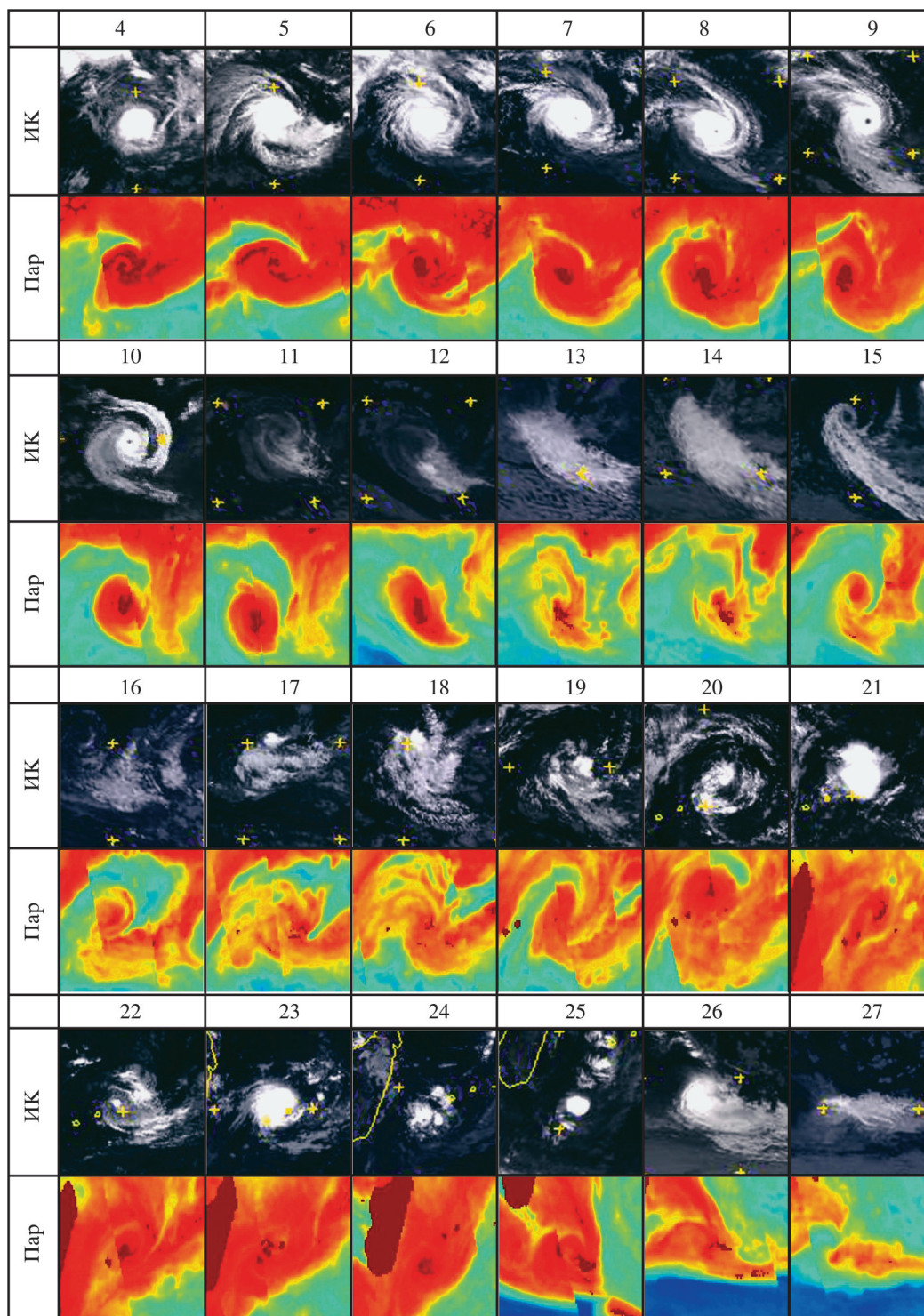


Рис. 4. Временной ряд композиций (кадров) попарных изображений ИК-канала ИЗС Meteosat-7 и поля интегрального водяного пара, приведенных к одинаковому масштабу и отображающих различные стадии эволюции и трансформации ТЦ Hondo и сопутствующих метеорологических систем за период 04–27 февраля 2008 г. Сроки наблюдения отображены цифрами над изображениями.



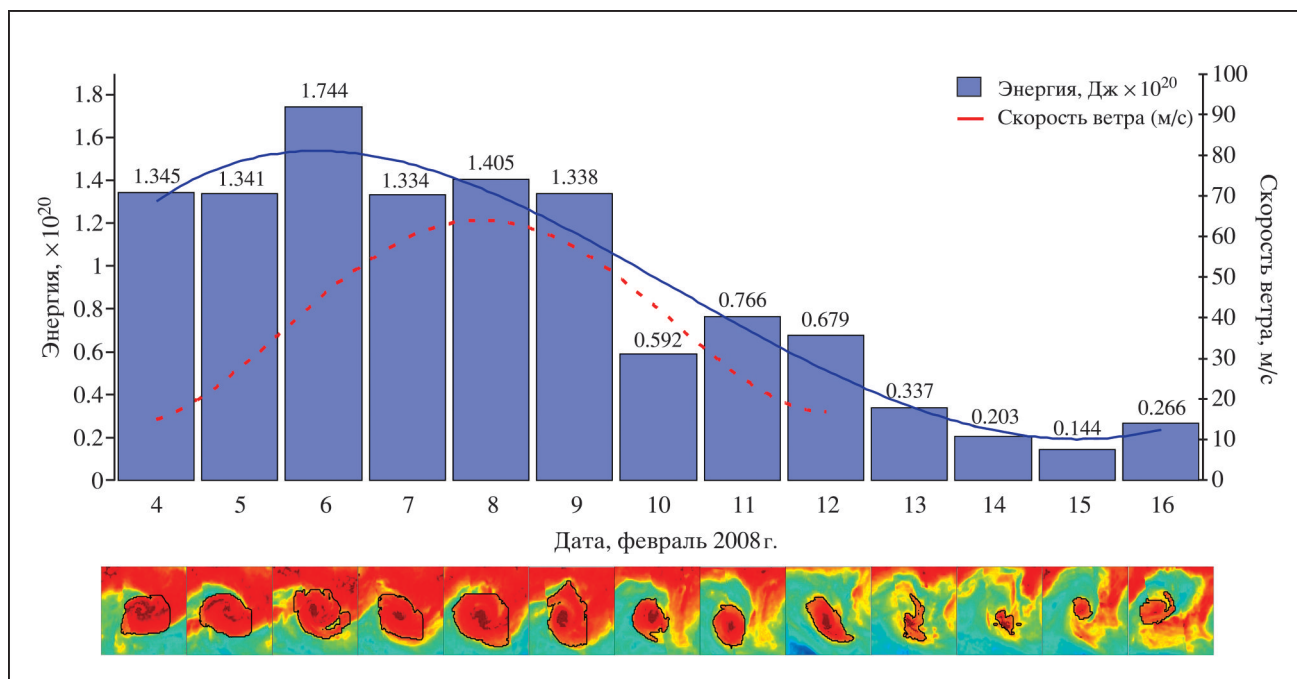


Рис. 5. Эволюция суточного значения энергии поля водяного пара, сопровождающего тело ТЦ Hondo, и его динамических характеристик за период 04–16 февраля 2008 г. Значения энергии поля водяного пара, проинтегрированные по выбранным площадям, представлены в виде серых прямоугольников. В нижней части рисунка представлена серия изображений поля интегрального водяного пара за этот же срок эволюции ТЦ Hondo. Области площадного интегрирования, по которым были посчитаны значения энергии поля водяного пара, околонуены белыми кривыми. Сплошной линией указана временная аппроксимация энергии поля водяного пара; пунктирной линией – аппроксимация скорости ветра в ТЦ.



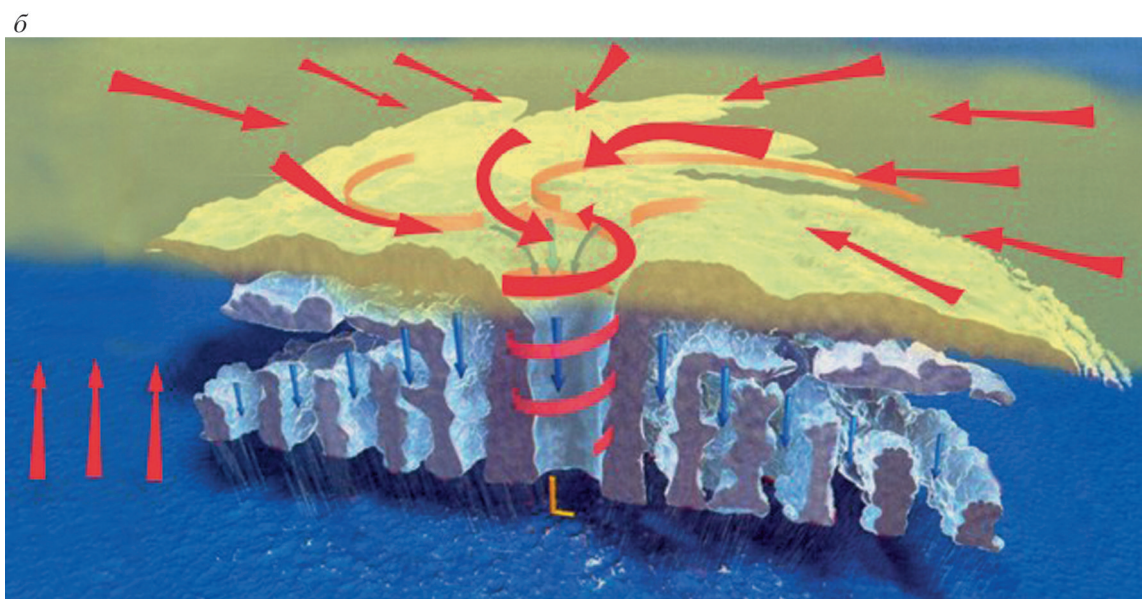
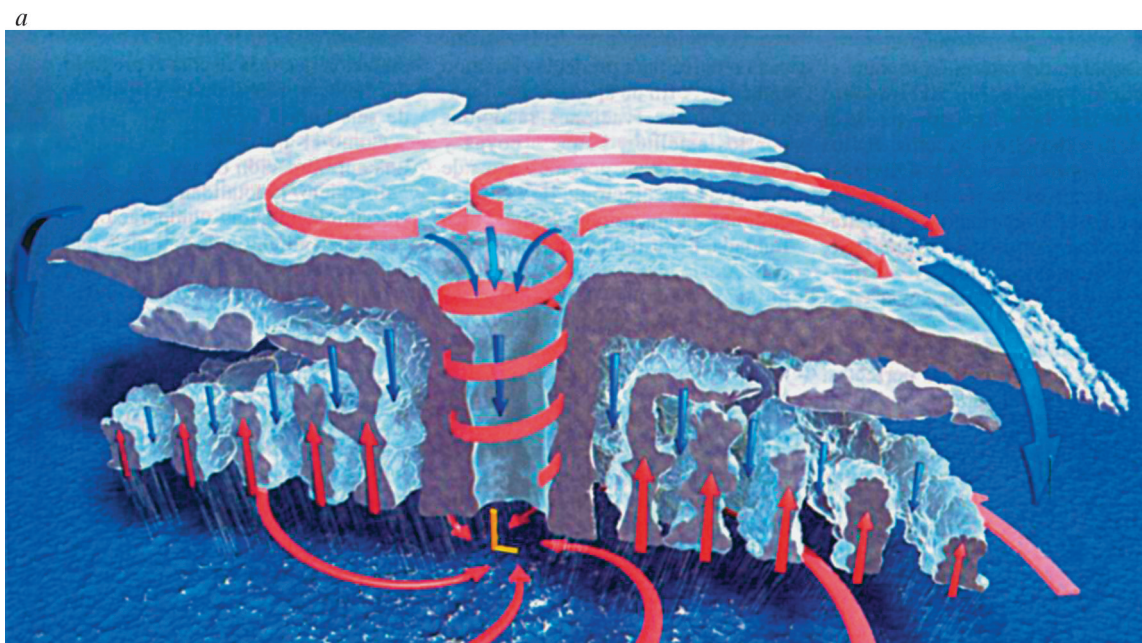


Рис. 6. Схемы энергообмена в теле ТЦ: *a* – традиционная (Hoffman, 2004); *б* – модифицированная.



ИОНОСФЕРНЫЙ ОТКЛИК НА ПОДВОДНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СО СПУТНИКОВ GPS

© 2011 г. М. Б. Гохберг*, В. М. Лапшин, Г. М. Стеблов, С. Л. Шалимов

Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

*E-mail: gmb@ifz.ru

Поступила в редакцию 18.03.2010 г.

По измерениям вариаций полного электронного содержания ионосферы на сети российских станций GPS рассмотрено воздействие на ионосферу двух подводных землетрясений, произошедших в районе Курильских о-вов 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Благодаря удачному расположению станций, исследован отклик ионосферы на эти землетрясения как вблизи, так и вдали от эпицентров (до расстояний порядка 1000 км). Обнаружено, что кажущаяся скорость распространения возмущений в ионосфере (1–3 км/с) значительно превышает скорость распространения волн цунами, вызванных землетрясениями, что может быть использовано в целях прогноза цунами. Показано, что наряду с известной формой ионосферного отклика на землетрясения в виде N -волны наблюдается отклик в виде инвертированной N -волны как вблизи, так и вдали от эпицентра. Дана интерпретация причин появления отклика в виде инвертированной N -волны.

Ключевые слова: землетрясения, ионосферные возмущения, вариации полного электронного содержания ионосферы, GPS

ВВЕДЕНИЕ

Исследование атмосферных возмущений, обусловленных произошедшими землетрясениями, имеет достаточно долгую историю и начинается с известных работ по обнаружению отклика атмосферы на Аляскинское землетрясение 1964 г. (Davies, Baker, 1965). Источниками атмосферных возмущений в этом случае, как принято считать, служат вертикальные смещения в эпицентре, а также распространяющиеся на значительные расстояния от эпицентра поверхностные сейсмические волны Релея. Для землетрясений, произошедших в океане, источниками атмосферных возмущений, в дополнение к названным, могут стать волны цунами (Голицын, Кляцкин, 1967). Генерируемые этими источниками атмосферные акустико-гравитационные волны (АГВ) могут распространяться до высот ионосферы, где посредством столкновений нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму. Регистрируемые радиофизическими методами ионосферные возмущения в таких ситуациях свидетельствуют о переносе энергии и импульса от литосферного источника (землетрясения) на ионосферные высоты (Афраймович, Первалова, 2006; Гохберг, Шалимов, 2008).

Использование спутников GPS для исследования ионосферного отклика на сейсмические события началось сравнительно недавно и теперь представляет собой быстро развивающееся направление в науках о Земле. В последнее время

именно благодаря этим исследованиям получена определенная информация о различных типах отклика ионосферы на сейсмические события, генерирующие АГВ.

Это, во-первых, отклик ионосферы на приходящую ударную акустическую волну, регистрируемую в ионосфере вблизи эпицентра и распространяющуюся приблизительно со скоростью звука (~800–1000 м/с для высот ионосферной F -области). Отклик имеет форму волны N -типа, состоящую из фаз сжатия и разряжения, разделенную линейной зоной перехода. Параметры отклика такого типа, по наблюдениям полного электронного содержания ионосферы (total electron content, TEC) со спутников GPS, были описаны в работах (Calais, Minster, 1995, 1998; Afraimovich et al., 2001a, 2006; Heki, Ping, 2005; Heki et al., 2006).

Во-вторых, зарегистрирован ионосферный отклик, обусловленный поверхностной сейсмической волной Релея. Здесь наблюдения осуществлялись как посредством GPS (Ducic et al., 2003; Garcia et al., 2005), так и с помощью доплеровского зондирования ионосферы (Artru et al., 2004; Liu et al., 2006a). Возмущения в ионосфере при этом распространялись со скоростью около 3.3 км/с и наблюдались достаточно далеко от эпицентра.

Цунами также могут стать источником ионосферных возмущений (Liu et al., 2006b; Artru et al., 2005). Такие возмущения, согласно наблюдениям, распространяются с кажущейся скоростью около 190 м/с (близкой к скорости волны цунами).

Наконец, необходимо упомянуть еще один тип атмосферных возмущений – так называемые сейсмические воздушные волны (Bolt, 1964). Предполагают, что они обусловлены вертикальными движениями в эпицентре, после чего распространяются в атмосфере со скоростью около 300 м/с, однако их ионосферные проявления остаются дискуссионными.

Недавно с помощью плотной сети японских станций GPS (GEONET) был зарегистрирован отклик ионосферы на подводное Курильское землетрясение в октябре 1994 г. (Astafyeva et al., 2009). Было обнаружено интересное явление расщепления ионосферного отклика на две моды по мере распространения возмущения от области над эпицентром. Скорости этих мод в ионосфере соответствовали распространению волн Релея (около 3 км/с) и акустической волны (около 1 км/с), пришедшей из эпицентра на ионосферные высоты.

В настоящей работе рассмотрены подводные Курильские землетрясения 2006 и 2007 гг. по данным российских GPS станций.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В отличие от континентальных землетрясений, когда энергия литосферного возмущения передается в ионосферу посредством акустических волн, генерируемых непосредственно в эпицентре, а также сейсмическими волнами Релея, воздействие на ионосферу от подводных событий может осуществляться посредством АГВ, источником которых выступает возмущенная поверхность океана. В начальный момент возмущение поверхности океана над эпицентром, по-видимому, генерирует акустическую волну (АВ), а уже релаксация этого возмущения приводит к формированию волн цунами, которые генерируют атмосферные внутренние волны, иными словами, внутренние гравитационные волны (ВГВ). В результате от подводных землетрясений можно ожидать в ионосфере отклики двух типов: обусловленные приходом АВ и ВГВ. При этом АВ достигает F -слоя приблизительно через 10 мин, тогда как для прихода ВГВ на те же высоты потребуется около одного часа. В данной работе изучен ионосферный отклик на приход АВ.

Рассмотрим воздействие на ионосферу от двух подводных землетрясений, произошедших в районе Курильских о-вов 15 ноября 2006 г. в 11:14 UT ($M = 8.3$, глубина гипоцентра $h = 28$ км, координаты эпицентра 46.5° с.ш., 153.2° в.д.) и 13 января 2007 г. в 04:23 UT ($M = 8.1$, $h = 10$ км, 46.3° с.ш., 154.5° в.д.). Далее будем называть эти события по номерам: № 1 и № 2 соответственно.

Вариации ТЕС в ионосфере от этих двух землетрясений получены по сети российских станций GPS (рис. 1), организованной совместно Ин-

ститутом физики Земли РАН, Институтом морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН, Колумбийским университетом США и Аляскинским университетом в Фэрбанксе, США.

На рис. 1 нанесены проекции на ионосферу траекторий спутников, по которым анализировались вариации ТЕС для первого землетрясения 15 ноября 2006 г. (№ 1). Из рисунка видно, что проекции траекторий различных спутников во время возмущения в ионосфере от первого землетрясения 2006 г. достаточно хорошо перекрывают всю эпицентрально-область и в радиусе ~ 1000 км от эпицентра. При этом следует подчеркнуть, что удачное расположение станций GPS в эпицентральной области позволяет зондировать вариации ТЕС в ионосфере не по наклонным лучам с достаточно больших расстояний, а по лучам, близким к вертикали, что существенно улучшает качество локального зондирования.

На рис. 2а представлены вариации ТЕС от землетрясения № 1, полученные на различных расстояниях от эпицентра, а на рис. 2б – их веивлет-анализ, который наиболее четко показывает распространение локализованного ионосферного возмущения. Вертикальное расположение графиков соответствует последовательному удалению мест регистрации возмущения от эпицентра, приходящегося на центральную область рисунка. Слева нанесены названия станций GPS и номера спутников, с которых получены данные. Справа указано положение эпицентра возмущения в ионосфере, которое сдвинуто к северо-востоку от эпицентра землетрясения. Рассмотренный временной интервал соответствует 11:00–12:00 UT (стрелка – момент землетрясения), а время по оси абсцисс оцифровано в долях часа.

На рис. 3 дана двумерная картина распространения фазы ионосферного возмущения. Цифры на изолиниях означают время от момента землетрясения в минутах. Точки и цифры возле них означают место и время, где фиксировались максимальные амплитуды возмущения. Видно, что возмущение в ионосфере начинается через 8.5 мин после события, причем предполагаемая область начального возмущения смещена к северо-востоку от эпицентра землетрясения на расстояние около 300 км и находится вблизи северо-восточного окончания очага землетрясения. Рисунки 2 и 3 показывают, что можно достаточно надежно проследить распространение возмущения от области начального возмущения в ионосфере на юго-запад в форме N -волны нормальной полярности. Сделать вывод о скорости распространения и полярности возмущения, распространяющегося на север, труднее из-за малой амплитуды сигнала. Кажущаяся скорость N -волны меняется от 2 км/с вблизи от области начального возмуще-

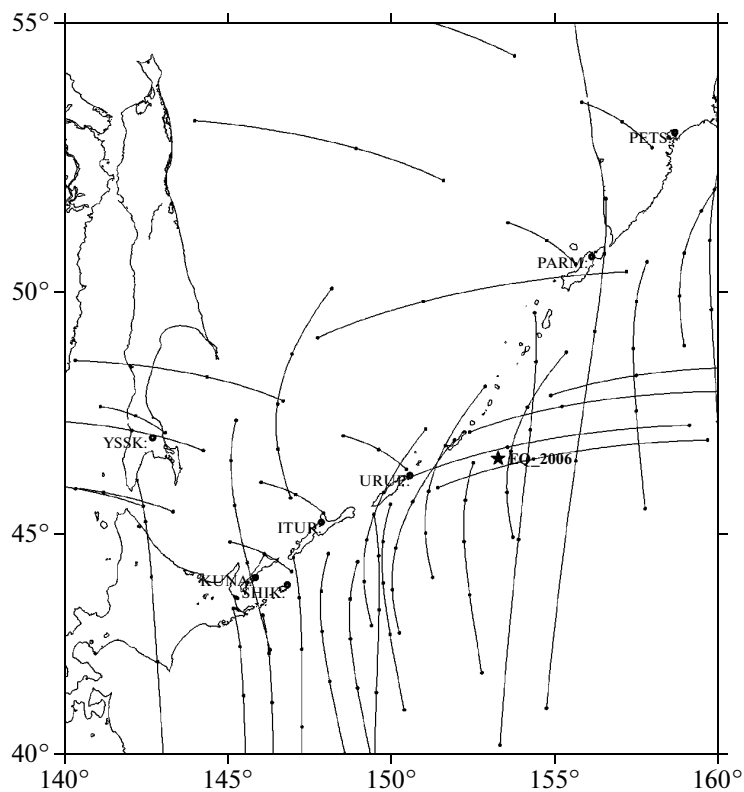


Рис. 1. Размещение станций GPS в районе Сахалино-Курило-Камчатской зоны.

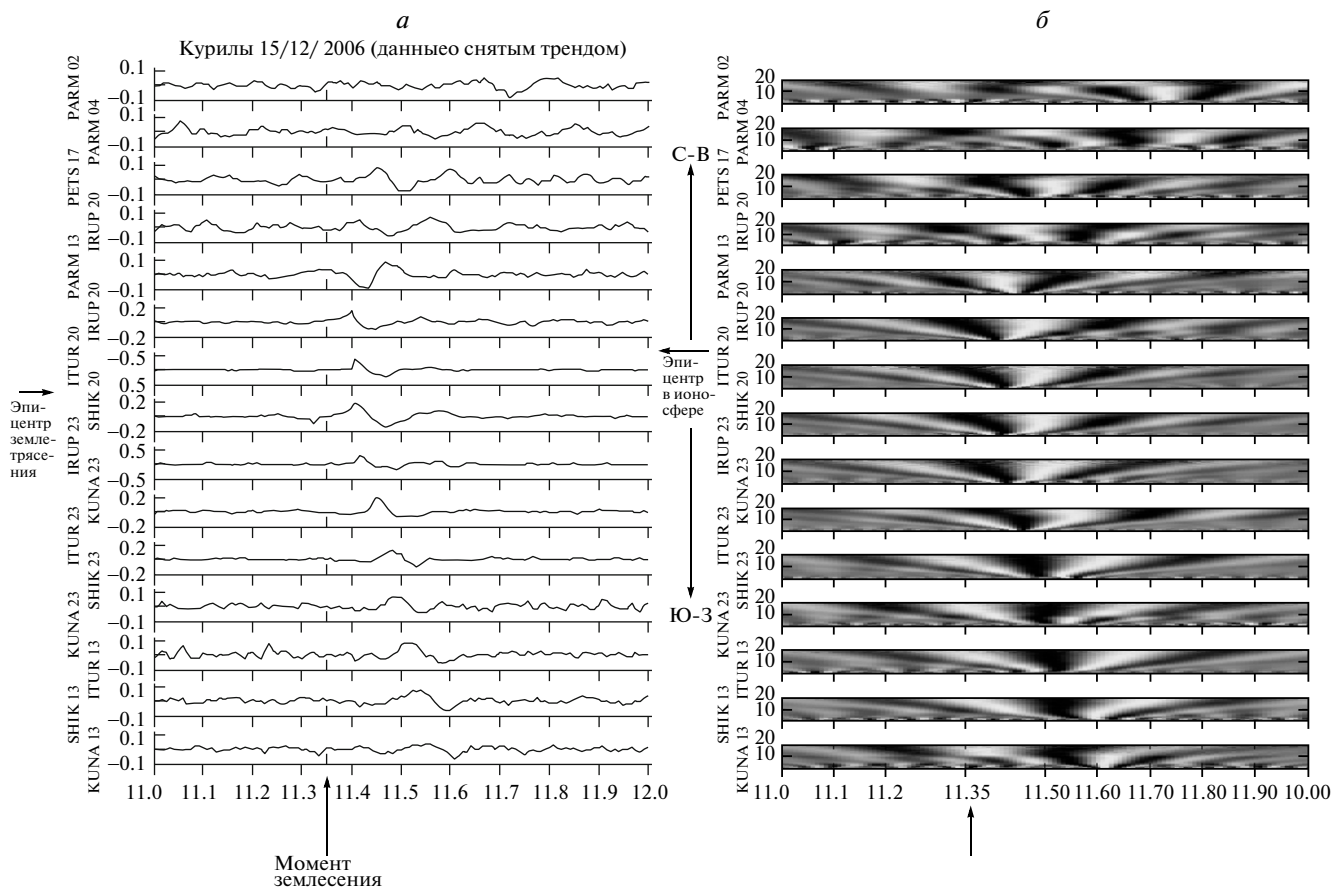


Рис. 2. *a* – Вариации TEC со снятым трендом для землетрясения № 1; *б* – вейвлет-анализ для вариаций TEC.

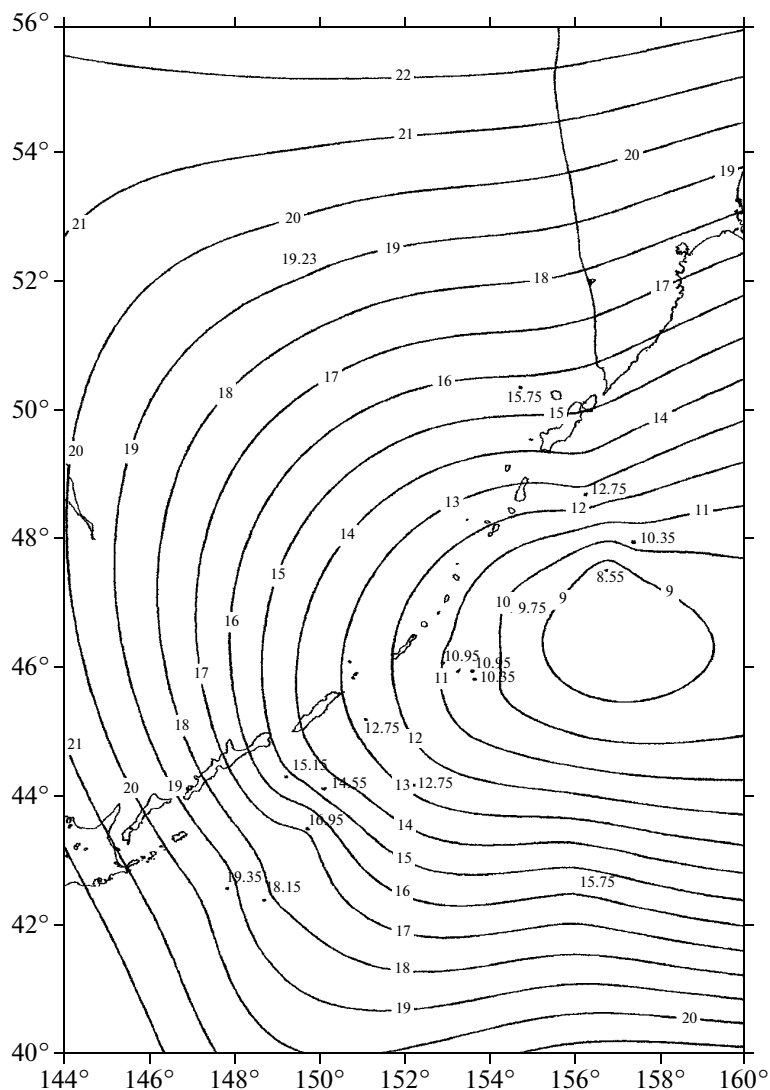


Рис. 3. Карты изолиний времен запаздывания возмущения ТЕС в ионосфере от момента землетрясения № 1.

ния до 1 км/с вдали от нее (вдоль цепочки станций в юго-западном направлении).

Изменение амплитуды возмущения (в единицах ТЕС) в направлении с северо-востока на юго-запад представлено на рис. 4. По оси абсцисс отложено расстояние в километрах. Местоположение начального возмущения в ионосфере отмечено вертикальной пунктирной линией, а распространение в обе стороны обозначено стрелками с горизонтальным пунктиром. Положение эпицентра землетрясения отмечено стрелкой на оси абсцисс. Видно, что хотя возмущение в ионосфере начинается в стороне от эпицентра землетрясения, максимальная амплитуда возмущения достигается в области над эпицентром.

Картина распространения фазы ионосферного возмущения от землетрясения № 2 показана на рис. 5. Возмущение регистрируется через 7.5 мин

после землетрясения. Видно, что скорости распространения в направлении юго-запада (около 0.7 км/с) и к северу (около 3 км/с) существенно различаются. Область начального возмущения в ионосфере, по-видимому, вытянута в направлении юго-восток–северо-запад перпендикулярно простиранию очага (со смещением на 300 км в северо-восточном направлении от эпицентра). Такой вывод о форме начального возмущения представляется естественным, поскольку кажущаяся скорость распространения возмущения в направлении юго-восток–северо-запад (более 10 км/с) трудно связать с каким-либо ионосферным возмущением (за исключением магнитогидродинамической волны, в которую, при распространении в ионосфере, может трансформироваться акустическое возмущение). Однако этот вывод не окончательный, поскольку может быть обусловлен малым числом станций GPS в этом регионе.

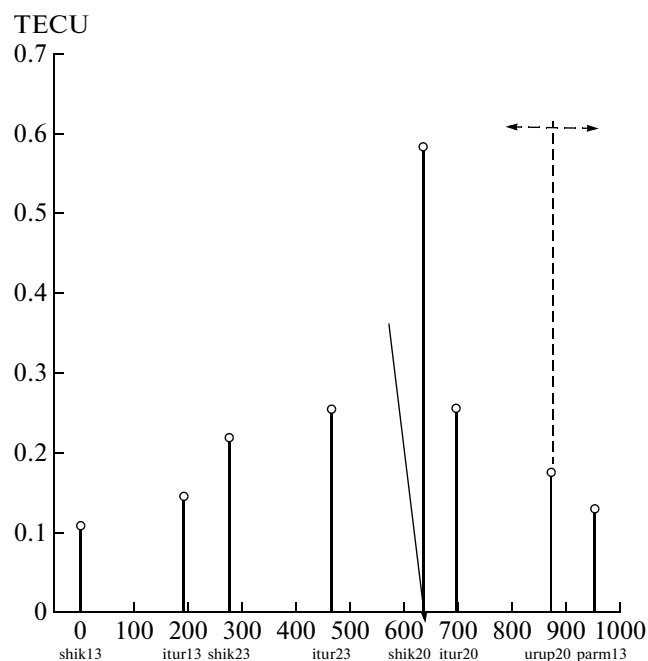


Рис. 4. Распределение максимальных амплитуд вариаций ТЕС (в единицах ТЕС) вдоль профиля, параллельного гряде Курильских о-вов в направлении СВ–ЮЗ.

На рис. 6 представлены вариации ТЕС на различных расстояниях от эпицентра. Видно, что возмущение, близкое по форме к N -волне, распространяется от области начального возмущения в ионосфере на север с инвертированной фазой, а на юго-запад – в форме нормальной N -волны. На расстоянии около 850 км от начальной

области возмущения (между проекциями трасс спутника 11, регистрируемых со станций ITUR и KUNA) фаза распространяющейся моды становится отрицательной и далее она распространяется со скоростью около 0.7 км/с.

Распределение амплитуд возмущения ТЕС для события № 2 вдоль профиля север–юго-запад представлено на рис. 7 с учетом инверсий фаз возмущения.

В отличие от первого случая максимум амплитуды связан не с эпицентром землетрясения, а приходится на эпицентр начального возмущения в ионосфере, сдвинутого на восток на расстояние ~300 км от местонахождения протяженного очага второго землетрясения. При этом инверсия фазы N -волны происходит именно в области максимума амплитуды начального возмущения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расположение станций GPS вблизи эпицентров данных землетрясений позволило детально изучить распространение возмущения в ионосфере, как вблизи эпицентральной области, так и на больших расстояниях порядка 1000 км в различных направлениях.

Картины распространения ионосферных возмущений имеют как схожие особенности, так и резкие различия.

В обоих случаях возмущения в ТЕС хорошо выделяются из фоновых вариаций и прослеживаются до расстояний порядка 1000 км. При этом кажущиеся скорости распространения (1–3 км/с) соответствуют скоростям распространения ионо-

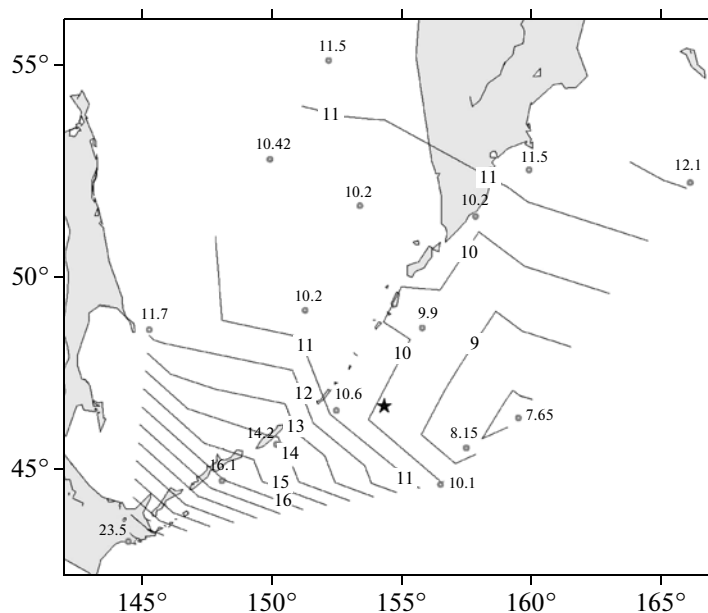


Рис. 5. Аналогичная рис. 3 картина времен запаздывания для землетрясения № 2.

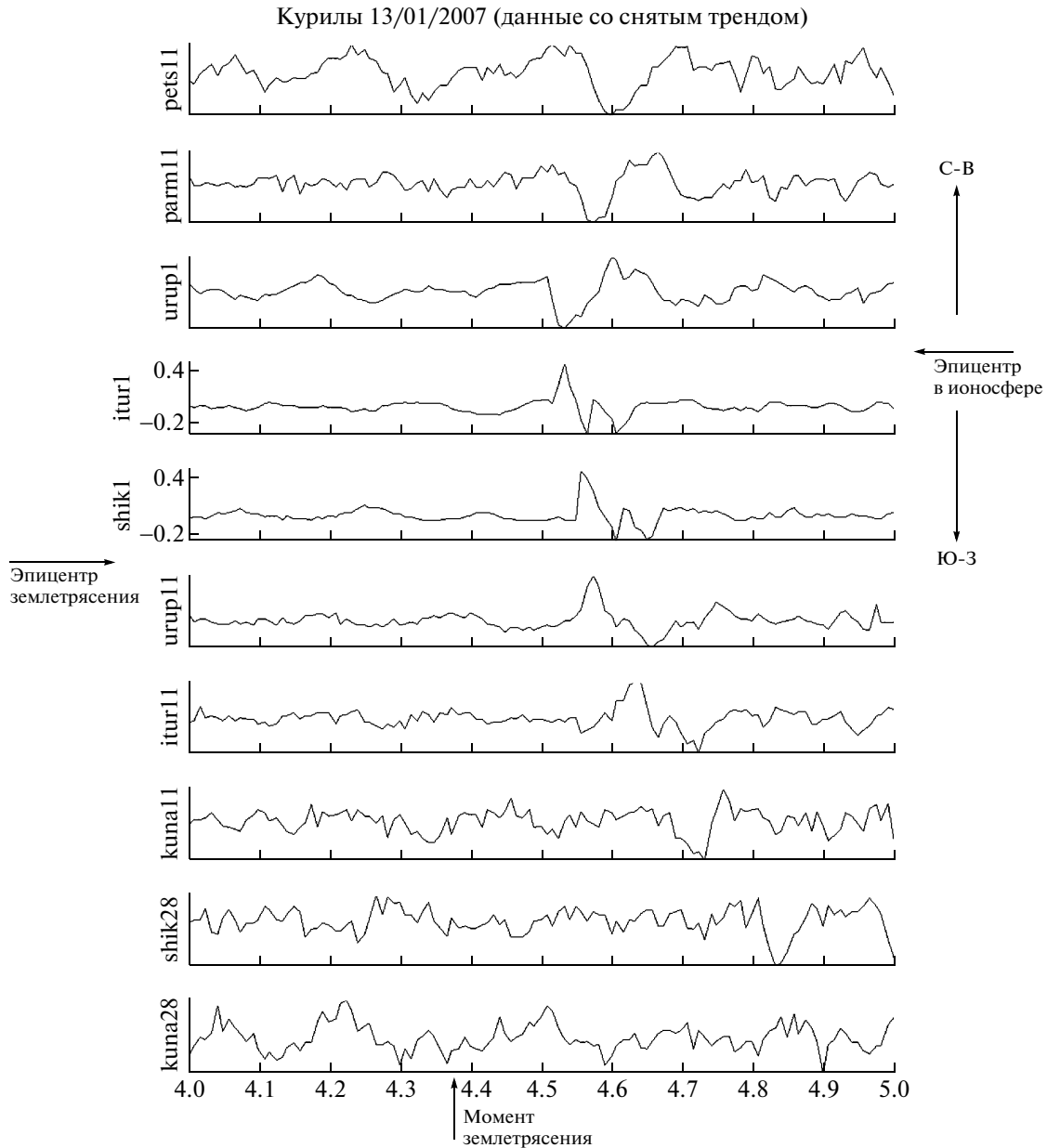


Рис. 6. Графики вариаций ТЕС для землетрясения № 2, по аналогии с рис. 2а.

сферных возмущений, регистрируемым в предыдущих исследованиях, и на порядок превышают скорости собственно волн цунами, которые составляют первые сотни метров в секунду.

Действительно, из рис. 4, 5 видно, что возмущение по ионосфере до о. Сахалин и о. Хоккайдо доходит через время порядка 20 мин после момента землетрясения. Волна цунами (при скоростях 100–200 м/с) пройдет это же расстояние только через 1.5–2.5 ч. Такая разница во времени прихода возмущений открывает новые возможности в службе раннего оповещения цунами.

Области начального возмущения в ионосфере смещены от эпицентров землетрясений к северо-востоку и востоку на расстояние порядка 300 км. Данные батиметрии не дают основания связывать эти смещения с особенностями дна океана в эпицентральных областях. Вместе с тем характер протяженных очаговых зон в обоих случаях имеет северо-восточное продолжение от эпицентров параллельно гряде Курильских о-вов.

Кроме того, решение обратной задачи по регистрируемым короткопериодным *P*-волнам (Lay et al., 2009) приводит к выводу, что для обоих событий максимум выделенной сейсмической

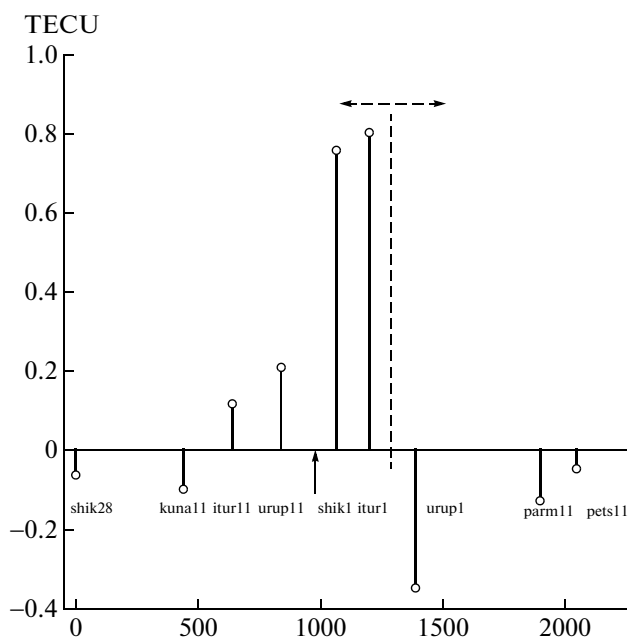


Рис. 7. Распределение максимальных амплитуд вариаций TECU для землетрясения № 2, по аналогии с рис. 4.

энергии имел место северо-восточнее эпицентра на расстояниях около 150 км от него, что согласуется с нашими результатами.

Более подробно остановимся на существенных различиях в характере ионосферных возмущений от данных землетрясений.

Для события № 1 область начального возмущения в ионосфере локальна, распространение возмущения имеет приблизительно изотропный

характер без резкого изменения фазы. При распространении к северу положительная фаза волны выражена менее отчетливо и не имеет резкого фронта начального вступления.

Для события № 2 область начального возмущения вытянута перпендикулярно простиранию очага землетрясения, и распространение возмущения от этой области в северо-восточном и юго-западном направлениях происходят с разной полярностью первого вступления и с разными скоростями. Скорость волны к северу существенно выше и, как указывалось, достигает 3 км/с. Следует заметить, что момент второго землетрясения приходится на ночное время, в отличие от первого случая, когда момент события приходится на дневное время. Возможно, что резкая анизотропия скорости в дневное время в северном и южном направлениях связана с ориентацией внешнего магнитного поля, существенно влияющего на анизотропию тензора проводимости ионосферной плазмы.

Далее, для события № 2, в северо-восточном направлении полярность отрицательна, что указывает на инвертированную N -волну, тогда как в юго-восточном направлении полярность первого вступления положительна, возмущение имеет вид нормальной N -волны до расстояния от эпицентра около 850 км, где происходит новая смена полярности.

Следует заметить, что механизмы очагов данных землетрясений резко различны.

Для события № 1 имеет место пологая плоскость скольжения, с относительным вертикальным поднятием дна океана на 2.8 м в южной оконечности очага (рис. 8а), а для события № 2 про-

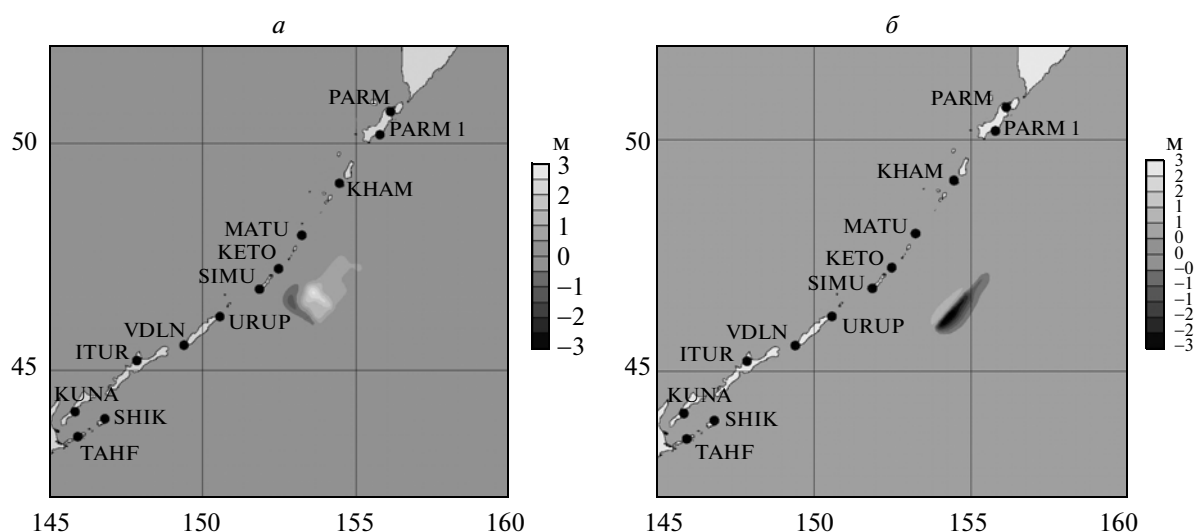


Рис. 8. Распределение вертикальных смещений дна океана: а – при землетрясении № 1, построенных на основании смещений земной поверхности на приведенных станциях GPS; б – при землетрясении № 2, построенных аналогично событию № 1.

изошел вертикальный сброс восточного крыла с максимальной относительной амплитудой опускания дна на 7.1 м (рис. 8б), что, вообще говоря, могло повлиять на конфигурацию области начального возмущения.

Казалось бы, положительная и отрицательная полярности ионосферного возмущения могут быть связаны с поднятием или опусканием дна океана, приводящим к соответствующим искажениям океанической поверхности. Именно к таким выводам приходят авторы статьи (Astafyeva, Neki, 2009), анализируя ионосферные возмущения от данных землетрясений по наклонным трассам для достаточно удаленных японских станций GPS. Однако такое объяснение наталкивается на трудности: даже если возмущение поверхности океана содержит участки с движением вниз и возникнет волна разряджения, она будет механически неустойчивой (Зельдович, Райзер, 1966) и не достигнет ионосферы в первоначальном виде. Тем более, опусканием поверхности океана трудно объяснить появление инвертированной N -волны на расстояниях порядка 850 км от эпицентра.

Нам известно еще только одно событие (Курильское землетрясение 1994 г.), также рассмотренное в работе (Astafyeva, Neki, 2009), когда вблизи эпицентра была зарегистрирована инвертированная N -волна. С нашей точки зрения, возмущение, напоминающее инвертированную N -волну, которое наблюдается вблизи эпицентра, и отрицательная фаза возмущения, наблюдаемая вдали от него, имеют разное происхождение. Дело в том, что в отношении возмущения ионосферы в области входа акустического импульса в ионосферу обычно предполагается относительно быстрая релаксация плазмы к равновесию. Это, вообще говоря, может не иметь места, если учесть, что во вращающейся атмосфере с исчезновением возмущающей силы происходит процесс геострофической адаптации (Обухов, 1949), при котором часть энергии первоначального возмущения уносится акустико-гравитационными волнами, а другая часть остается локализованной в области первоначального возмущения и в ее окрестностях. Соответственно в месте начального возмущения ионосферы должны существовать долгоживущие локализованные вихри, исчезающие под влиянием сравнительно медленных диссипативных процессов. Форма этих вихрей может быть рассчитана так, как описано в работе (Гохберг, Шалимов, 2008). В частности, профиль таких возмущений напоминает инвертированную N -волну. Что касается наблюдений отрицательной фазы ионосферных возмущений вдали от эпицентра (по оценке, на расстояниях около 850 км от эпицентра), то ее происхождение можно рассматривать как результат эволюции нормальной N -волны, состоящей из высокочастотной положительной фазы и срав-

нительно низкочастотной отрицательной. При распространении вдоль лучевых траекторий на большие расстояния от источника положительная фаза подвержена большей диссипации, чем отрицательная, поэтому в результате остается только последняя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по результатам измерений со спутников GPS вариаций ионосферного ТЕС можно отметить следующие особенности ионосферного отклика на подводные землетрясения, произошедшие в районе Курильских о-вов 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Во-первых, для обоих событий (№ 1 и № 2 соответственно) область начального возмущения в ионосфере смещена на северо-восток на расстояние около 300 км, но форма области начального возмущения для этих двух землетрясений различна (локальная для события № 1 и вытянутая в направлении ЮВ–СЗ для события № 2). Во-вторых, ионосферное возмущение от обоих землетрясений распространяется как на север, так и на юг, причем максимальная амплитуда возмущения для события № 1 (несмотря на смещение области начального возмущения) достигается над эпицентром, тогда как для события № 2 – в области начального возмущения в ионосфере. В-третьих, если для события № 1 ионосферный отклик наблюдается в форме нормальной N -волны, то для события № 2 отмечено присутствие инвертированной N -волны к северу от области начального возмущения, а для возмущения, распространяющегося на юг, инверсия фаз имеет место на некотором расстоянии (около 850 км) от области начального возмущения.

Наконец, отметим, что кажущаяся скорость распространения ионосферного возмущения на порядок величины превосходит скорость волн цунами, что можно использовать в службе раннего оповещения о цунами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афраймович Э.Л., Первалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск, 2006. 480 с.
- Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызываемые движениями земной поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044.
- Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. 296 с.
- Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука, 1966. 686 с.
- Обухов А.М. К вопросу о геострофическом ветре // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. 1949. Т. 13. № 4. С. 281.

- Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Plotnikov A.V., Uralov A.M.* The shock-acoustic waves generated by the earthquakes // *Ann. Geophys.* 2001. V. 19. № 4. P. 395–409.
- Afraimovich E.L., Astafieva E.I., Kirushkin V.V.* Localization of the source of ionospheric disturbance generated during an earthquake // *Int. J. Geomagnet. Aeron.* 2006. V. 6. № 2, doi:10.1029/2004GI000092.
- Artru J., Farges T., Lognonne P.* Acoustic waves generated from seismic surface waves: propagation properties determined from Doppler sounding observations and normal-mode modeling // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. № 6. P. 1067–1077.
- Artru J., Lognonné P., Occhipinti G., Crespon F., Garcia R., Jeansou E., Murakami M.* Tsunami detection in the ionosphere // *Space Res. Today.* 2005. № 163. P. 23–27.
- Astafyeva E., Heki K., Kiryushkin V., Afraimovich E., Shalimov S.* Two-mode long-distance propagation of coseismic ionosphere disturbances // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № A10307. doi: 10.1029/2008.JA013853.
- Astafyeva E., Heki K.* Dependence of waveform of near-field coseismic ionospheric disturbances on focal mechanisms // *EPS.* 2009. № 61. P. 939.
- Bolt B.A.* Seismic air waves from the great 1964 Alaskan earthquake // *Nature.* 1964. № 202. P. 1094–1095.
- Calais E., Minster J.B.* GPS detection of ionospheric perturbations following the January 17, 1994, Northridge earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. № 9. P. 1045–1048.
- Calais E., Minster J.B.* GPS, earthquakes, the ionosphere, and the Space Shuttle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1998. № 105. P. 167–181.
- Davies K., Baker D.* Ionospheric effects observed around the time of the Alaska earthquake of March, 1964 // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 70. № 9. P. 2251.
- Ducic V., Artru J., Lognonne P.* Ionospheric remote sensing of the Denali earthquake Rayleigh surface waves // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 18. P. 1951. doi:10.1029/2003GL017812.
- Garcia R., Crespon F., Ducic V., Lognonne P.* Three-dimensional ionospheric tomography of post-seismic perturbations produced by the Denali earthquake from GPS data // *Geophys. J. Int.* 2005. № 163. P. 1049–1064.
- Heki K., Ping J.* Directivity and apparent velocity of the coseismic ionospheric disturbances observed with a dense GPS array // *Earth Planet Sci. Lett.* 2005. № 236. P. 845–855.
- Heki K., Otsuka Y., Choosakul N., Hemmakorn N., Komolmis T., Maruyama T.* Detection of ruptures of Andaman fault segments in the 2004 great Sumatra earthquake with coseismic ionospheric disturbances // *J. Geophys. Res.* 2006. № 111. doi:10.1029/2005JB004202.
- Lay T., Kanamori H., Ammon C.J., Hutko A.R., Furlong K., Rivera L.* The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № B11308. doi:10.1029/2008JB006280.
- Liu J.Y., Tsai Y.B., Chen S.W., Lee C.P., Chen Y.C., Yen H.Y., Chang W.Y., Liu C.* Giant ionospheric disturbances excited by the M9.3 Sumatra earthquake on 26 December 2004 // *Geophys. Res. Lett.* 2006a. V. 33. № L02103. doi:10.1029/2005GL023963.
- Liu J.Y., Tsai Y.B., Ma K.F., Chen Y.I., Tsai H.F., Lin C.H., Kamogawa M., Lee C.P.* Ionospheric GPS total electron content (TEC) disturbances triggered by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami // *J. Geophys. Res.* 2006b. V. 111. № A05303. doi:10.1029/2005JA011200.

Ionospheric Response to Kuril Undersea Earthquakes from GPS Satellite Data

M. B. Gokhberg, V. M. Lapshin, G. M. Steblov, S. L. Shalimov

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow

Using GPS total electron content (TEC) measurements by the net of Russian GPS receivers the ionospheric response of two great Kuril undersea earthquakes of 15 November 2006 and 13 January 2007 has been considered. Due to favorable net arrangement the ionospheric response has been investigated both close to and far from the epicenters (up to 1000 km). We observed that the apparent propagation velocity of the ionospheric disturbances (1–3 km/s) exceeds considerably the speed of tsunami wave, caused by an earthquake, the fact that can be used as tsunami warning. We showed that along with known type of the ionospheric response in the form of *N*-wave the one in the form of inverse *N*-wave can be observed both close to and far from the epicenter. The interpretation of the inverse *N*-wave response has been suggested.

Key words: earthquakes, ionospheric disturbances, TEC variations, GPS

ИЗУЧЕНИЕ ТРАНСГРЕССИИ ЗАБОЛОЧЕННЫХ ВОДОЕМОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ НА ОСНОВЕ ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИНДИКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ

© 2011 г. В. В. Дмитриев, Е. Н. Финиченко*, Б. Ф. Свириденко

Омский государственный педагогический университет, Омск

**E-mail: efinicyenko@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.10.2009 г.

На примере изучения заболоченных озер Омской области и прилегающих частей их водосборных бассейнов рассмотрены возможности использования спутниковых данных для дистанционной оценки масштабов трансгрессии водоемов и роста увлажненности территории. В основу положен метод спутниковой фитоиндикации указанных процессов по данным радиометра LISS-III спутниковой платформы IRS-1D. Проведено исследование спектрально-яркостных и вегетативных характеристик различных типов растительности, а также пространственное и высотное (зависящее от рельефа) распределение растительных сообществ. С использованием наземных геоботанических данных проведена оценка точности предложенного метода.

Ключевые слова: данные спутниковых радиометров, водосборные бассейны, заболоченность, геоботанические данные, фитоиндикация, вегетационные индексы, Омская область

ВВЕДЕНИЕ

Для южной части Западно-Сибирской равнины характерны циклические колебания увлажненности, связанные с циклами солнечной активности. Такие смены климатических фаз оказывают огромное и разностороннее влияние на различные отрасли хозяйства региона. Особенно зависимо от них с.-х. производство: от характера текущей фазы увлажненности зависит площадь пахотнопригодных угодий, урожайность зерновых и кормовых культур, состояние и продуктивность лугов, продуктивность животноводства, численность кровососущих насекомых и многое другое (Максимов и др., 1979; Максимов, 1989). В современных условиях применение данных ДЗ в сочетании с маркерами, полученными наземными методами, позволяет оперативно оценивать изменения площади и некоторые важные экологические параметры гидроморфных экосистем Западной Сибири (Свириденко и др., 2005; Свириденко и др., 2007).

В 2005–2007 гг. в отдельных районах Западной Сибири был отмечен значительный рост увлажненности территории, вследствие чего акватории озер распространились не только на пограничные луговые экосистемы, но также заняли часть площади лесных биоценозов и агроценозов. Вокруг заболоченных днищ депрессий, занятых в регрессивную фазу длительно формирующейся болотной растительностью, возникли периферические акватории, на которых начала формироваться

водная растительность из несбалансированных группировок – проценозов. В водоемах проценозы за один-два вегетационных сезона достигают высокого уровня сомкнутости. Они имеют значительную пространственную протяженность, четко ограничены как от стабильных болотных фитоценозов, с которыми контактируют со стороны водоемов, так и от наземных луговых или лесных фитоценозов, с которыми граничат со стороны прилегающей суши. Поэтому проценозы хорошо выявляются на спутниковых снимках и могут служить индикаторами (маркерами) трансгрессивной фазы циклов увлажненности исследуемых территорий. Возможность использования подобных маркеров для оценки степени обводненности исследуемой территории была рассмотрена в статьях (Свириденко и др., 2005; Финиченко и др., 2009). В этих работах показана возможность использования метода спутниковой фитоиндикации для дистанционной оценки масштабов трансгрессии водоемов и роста увлажненности территории, занимаемой тестовыми участками, исследованных наземными методами. В работах также дана оценка точности разработанного алгоритма.

Цель данной работы:

– показать возможность распространения алгоритма, апробированного на тестовых участках, на достаточно обширные территории Называевского р-на Омской обл. Проверить, сохраняются

ли закономерности, полученные для тестовых участков, за их пределами;

– оценить величину трансгрессии исследуемого участка;

– исследовать спектрально-яркостные, вегетативные характеристики растительности различных типов покрытий;

– проанализировать высотное распределение различных типов растительности.

АЛГОРИТМ ФИТОИНДИКАЦИИ

Отработка метода спутниковой фитоиндикации и оценка его точности были осуществлены на базе двух тестовых участков, включающих заболоченные озера и прилегающие части их водосборов (“северное” – с координатами центра 55°31'16" с.ш. и 71°33'48" в.д. и “южное” – с координатами центра 55°29'03" с.ш. и 71°30'33" в.д.). Геоботанический анализ земных покровов этих участков позволил достаточно четко выделить основные типы покрытий, присутствующих на данной территории (приведены далее). Для каждого типа покрытий были выделены эталонные участки, которые использовались при построении классификационного изображения. Кроме наземных данных было использовано изображение земной поверхности, полученное радиометром LISS-3 спутниковой платформы IRS-1D (<http://www.nrsa.gov.in/satellites/irs-1d.html>) 8 августа 2005 г. Пространственное разрешение на земной поверхности после проведения геометрической коррекции составляло 23 м в пикселе. Облачное покрытие составляло 0%. Таким образом, искажающее влияние земной атмосферы сводилось к избирательному поглощению в газах и аэрозолях. Влияние последнего минимизировано за счет направленного выбора спектральных каналов. Географическая привязка была выполнена в проекции UTM, зона N43, геоид WGS84 (Сушкевич, 2006; Сухих, 2005). Ценотический состав растительности этих озер Называевского р-на Омской обл. и основные результаты исследования их трансгрессии на основе метода спутниковой фитоиндикации представлены в статье (Финиченко и др., 2009). Следует отметить, что данные, полученные на тестовых участках, с помощью разработанного алгоритма, достаточно хорошо совпадали с наземными геоботаническими данными.

В этой статье рассмотрены результаты работы по распространению разработанного алгоритма спутниковой фитоиндикации на территорию всего Называевского р-на и прилегающие к нему территории соседних районов. Границы исследуемой территории определялись размерами снимка. Полный кадр включал 2066 пикселей (47.5 км) по широте и 2014 пикселей (46.3 км) по долготе.

Центр кадра имел координаты 55°29'43" с.ш. и 71°30'49" в.д., в пределах кадра географические координаты менялись от 55°17' до 55°42' с.ш. и от 71°08' до 71°53' в.д.

Как и для тестовых участков, для численной оценки площадей был использован алгоритм автоматической классификации и разделения земных покрытий. За основу был взят метод обучаемой классификации с использованием критерия максимального правдоподобия (Сушкевич, 2006). Однако, учитывая тот факт, что биологическое разнообразие на полном кадре было выше, чем на тестовых участках, классификация была уточнена и к исходным семи типам покрытий были добавлены еще два дополнительных. В конечном виде классификация включала в себя следующие девять типов покрытий:

№ 1 – открытая водная поверхность в центре депрессий;

№ 2 – болотные (тростниковые и ивовые) формации;

№ 3 – водная тростниковая формация;

№ 4 – водные осоковые (осока береговая), рогозовые, тростяковые формации на обводненной периферии депрессий;

№ 5 – луговые (вейниковые, полынно-разнотравные, кострцовые, пырейные) формации;

№ 6 – молодые, восстанавливающиеся после рубки, лесные (березовые, осиново-березовые) формации;

№ 7 – зрелые лесные (березовые, осиново-березовые) формации;

№ 8 – лесные сосновые искусственные насаждения;

№ 9 – пашни без растительного покрова.

Тип покрытия № 4 выступает в качестве маркера увлаженности исследуемых территорий, поскольку в нем представлена растительность, развивающаяся на вновь увлажненной территории. Виды растительности, отнесенные к покрытиям № 2 и № 3, являются стабильными болотными фитоценозами.

Поскольку разделяемые поверхности имеют близкие спектрально-яркостные характеристики, а количество используемых каналов невелико, для более уверенной классификации были созданы еще два дополнительных слоя: слой цифровой модели рельефа (ЦМР) и слой нормированного дифференциального вегетативного индекса (NDVI) (Сухих, 2005). Слой ЦМР был построен по данным миссии SRTM, оригинальные данные были приведены к разрешению 23 м и конвертированы в избранную картографическую проекцию. Относительно слоя ЦМР следует сделать следующее уточнение. В исходном виде этот слой отражает общий ход рельефа местности и локальные высотные особенности рельефа, следовательно, на

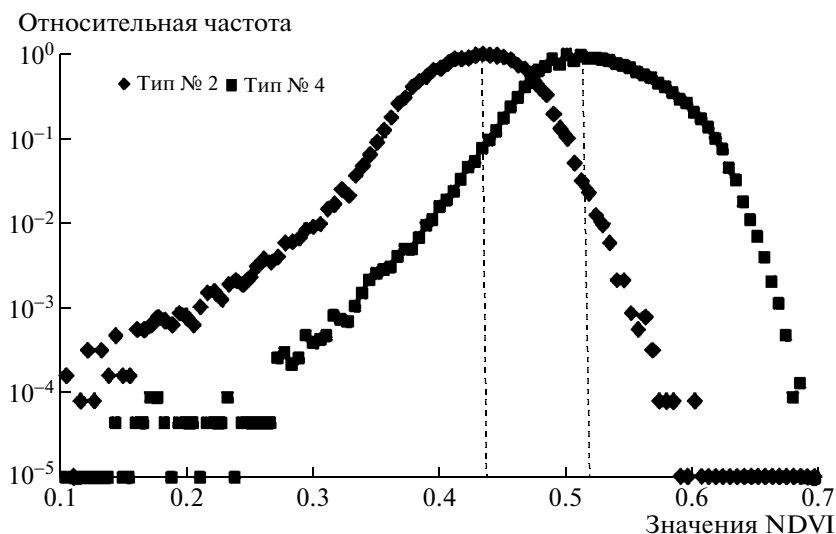


Рис. 1. Распределение количества пикселей от значения NDVI для типов покрытий № 2–№ 4. По оси абсцисс отложены значения NDVI, по оси ординат – относительная частота встречаемости пикселей, соответствующих данному значению NDVI.

нем одни и те же природные объекты могут находиться на разных абсолютных высотах. Поэтому для того, чтобы можно было использовать этот слой для дальнейшей классификации, оказалось необходимым искусственно “выровнять” ЦМР, убрав крупномасштабные особенности рельефа (Финиченко и др., 2009).

Для “обучения” алгоритма на исходном изображении были выделены образцовые участки (не менее семи на каждый тип покрытия), которые по наземным данным однозначно можно было отнести к какому-либо из выделяемых типов покрытий.

Тем не менее и в этом варианте оказалось сложным разделять некоторые типы покрытий, поскольку они имели близкие по значению спектрально-яркостные характеристики, например типы № 1 (открытая водная поверхность) и № 9 (пашни без растительного покрова). Поэтому было принято решение провести детальную классификацию отдельно в котловинах озер и на суходолах. Для этого были созданы две маски: маска 1, включающая только котловины озер, и маска 2, содержащая только суходолы. При классификации с использованием маски 1 учитывались только типы покрытий с № 1 по № 5. Логично предположить, что покрытия с № 6 по № 9 в котловинах озер встречаться не должны (что подтверждается наземными исследованиями озер на тестовых участках). При использовании же в процессе классификации маски 2 учитываются типы покрытий с № 4 по № 9, не учитывались типы с № 1 по № 3. Отсутствие этих типов покрытий на суходолах также подтверждается наземными исследованиями. Затем, после совмещения, было получено единое

классифицированное изображение по всему исследуемому району (Финиченко и др., 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для анализа полученной классификации по каждому из типов покрытия был проведен статистический анализ спектрально-яркостных, вегетативных и высотных характеристик. Наиболее показательными оказались результаты для NDVI и высотного распределения растительности различных типов, которые и будут рассмотрены далее. Следует заранее оговорить следующее обстоятельство: поскольку количество пикселей, отнесенных к различным типам покрытий, отличается на порядки, прямое сравнение статистических данных неудобно. Поэтому все результаты были нормированы на единицу по величине максимума, в результате все приводимые далее относительные частоты встречаемости пикселей меняются в промежутке от нуля до единицы и имеют максимальное значение, равное единице.

Как уже указывалось выше, индикатором роста увлажненности являются растительные сообщества, образующиеся на недавно обводненной периферии котловин озер, в новом варианте классификации им соответствует тип покрытия № 4. Растительность стабильных (центральных) частей озер соответствует покрытию № 2 и № 3. В этом случае имеет смысл ожидать более активной вегетации для новообразованных растительных сообществ (тип № 4) (Свириденко, Дмитриев, 2004; Свириденко и др., 2005). Данное соображение подтверждается рис. 1, на котором приведено распределение NDVI для покрытий № 2 и № 4.

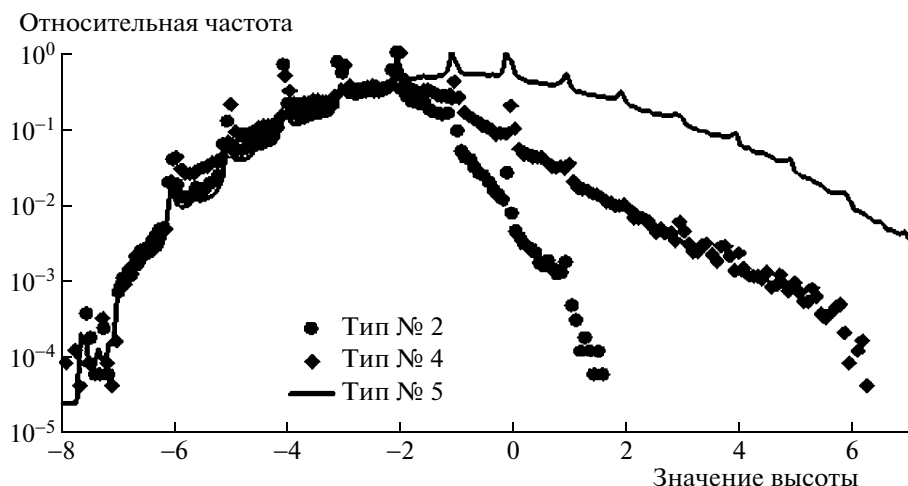


Рис. 2. Распределение количества пикселей от высоты поверхности для типов покрытий № 2, № 4 и № 5. По оси абсцисс отложены значения высоты, полученные по сглаженному слою ЦМР, по оси ординат — относительная частота встречаемости пикселей, соответствующих данному значению высоты.

Из рисунка видно, что общий ход распределения для указанных покрытий идентичен, но наиболее вероятные значения NDVI для них составляют 0.44 и 0.52 соответственно.

Не менее показательными оказались результаты для распределения различных типов растительности по высоте (по рельефу). Напомним, что в данной работе для построения классификационного изображения использован выровненный рельеф. Поэтому все высоты отсчитываются от некоторого среднего уровня высот по данному региону. Фактически различные типы покрытий оказалось возможным разделить по трем высотным ярусам. Данное утверждение иллюстрирует рис. 2, на котором хорошо заметно разделение по высотам для растительности типов № 2, № 4 и № 5. Так, вероятность встречи растительности, отнесенной к типу № 2 на высоте более 1 м, — менее 1% (99% растительности этого класса растет на высотах до 1 м). Вероятность встречи растительности, отнесенной к типу № 4, на высоте более 2 м также меньше 1%. Вероятность встречи растительности, отнесенной к типу № 5, на высоте более 6 м меньше 1%. Полученный результат полностью соответствует ожиданиям и геоботаническим закономерностям. Растительность типа № 2 формируется в центральных, наиболее низких частях озерных котловин. Новообразовавшаяся (при повышении уровня озера) растительность типа № 4 располагается на краях котловин, т.е. выше растительности типа № 2. И, наконец, растительность типа № 5 — сухопутные луговые формации — располагается там, куда вода не поднялась, т.е. на самом верхнем ярусе.

На рис. 3 приведены аналогичные данные для покрытий типов № 1–№ 4. Анализ данного графика позволяет подтвердить уже высказанное ра-

нее предположение о наличии высотных ярусов в распределении растительности. В частности, стабильная озерная растительность (тип № 2) занимает высотный ареал, практически совпадающий с высотным ареалом, занятым открытой водной поверхностью (тип № 1). На следующем высотном ярусе расположены типы растительности № 3 и № 4, что является вполне логичным и соответствует данным наземных обследований. Особо следует отметить заметное разделение первого и второго ярусов друг от друга (рис. 2) и весьма хорошее совпадение распределения высот для разных типов покрытий внутри каждого яруса (рис. 3).

Полное классифицированное изображение, построенное с учетом выделенных выше девяти типов покрытий, представлено в (Финиченко и др., 2009). На рис. 4 представлено полное классифицированное изображение территории, но уже в преобразованном виде. Эти изменения заключаются в том, что на классификации оставлен только один класс — класс № 4 (индикатор). Полученное в таком виде изображение наложено на исходный (не выровненный) слой ЦМР. Класс № 4 отображен черным цветом.

Совместный анализ двух типов данных, высотных и классифицированных, позволяет сделать вывод о том, что в 2005–2007 гг. в исследуемом районе Западной Сибири произошло значительное повышение увлажненности. Это следует из того, что на изображении, вокруг днищ депрессий, занятых стабильной болотной растительностью (тип № 2), отмечаются в виде каймы множественные ареалы, на которых начала формироваться водная растительность из несбалансированных группировок — проценозов (тип № 4). При этом тип покрытия № 4, развивающийся либо вблизи, либо вокруг котловин озер, совершенно не встреча-

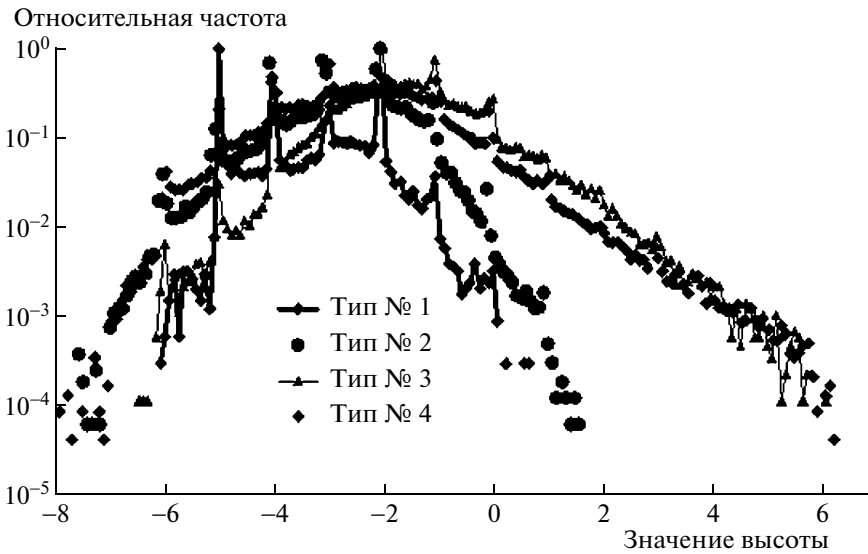


Рис. 3. Распределение количества пикселей от высоты поверхности для типов покрытий № 1–№ 4. По оси абсцисс отложены значения высоты, полученные по сглаженному слою ЦМР, по оси ординат — относительная частота встречаемости пикселей, соответствующих данному значению высоты.

ется на возвышенностях. Он редко занимает всю площадь котловин озер (за исключением наиболее низинных районов северо-восточного края снимка), наиболее характерной пространственной характеристикой для него является своеобразная каемка вокруг озер.

Кроме того, если сопоставить цифровые данные по распределению растительности типа № 4 с данными, полученными из оригинального (не сглаженного) слоя ЦМР, то можно сделать предположение, косвенным образом подтверждающее повышение увлажненности (возможно повышение уровня грунтовых вод). Оно заключается в том, что:

- чем ниже абсолютная высота уровня почвы, тем с большей вероятностью данная территория будет заболачиваться и тем большую площадь должна занимать растительность, относящаяся к типу № 4;

- для стабильной болотной растительности — тип № 2 — зависимость от абсолютной высоты уровня почвы должна проявляться значительно слабее, чем для № 4.

На рис. 5 представлен результат проверки данного предположения. Для получения данных рис. 4 классифицированное изображение и исходный, не сглаженный, слой ЦМР были разбиты на одинаковое количество равных секторов. Затем по классифицированному изображению в каждом из секторов определялась площадь растительности, относящейся к типам покрытий № 2 и № 4. Соответственно по слою ЦМР в каждом секторе определялась средняя высота поверхности. Сопоставление этих данных и дало результат,

представленный на рис. 5. Сплошные линии — линии тренда, которые подтверждают, что с понижением абсолютной высоты поверхности увеличивается площадь, занимаемая болотной растительностью типов № 2 и № 4. В то же время коэффициент корреляции для растительности типа

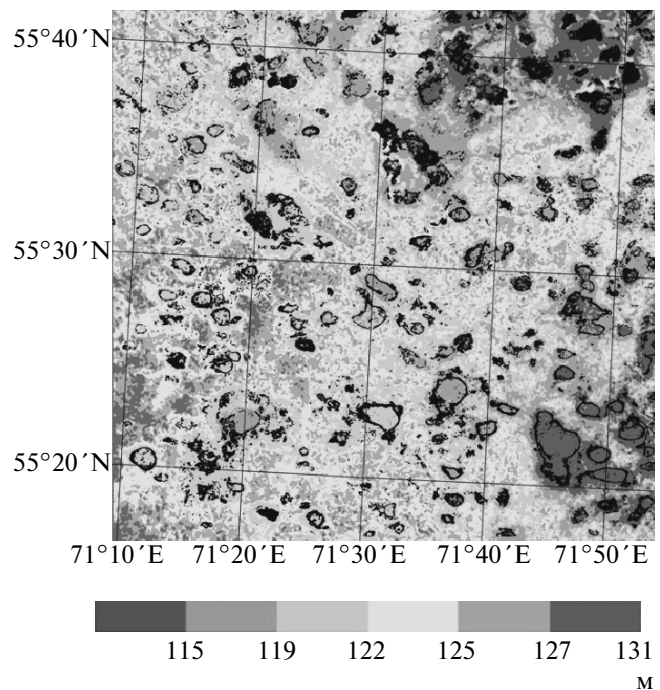


Рис. 4. Вариант исходного слоя ЦМР с наложенным векторным слоем растительности типа № 4. Под картой помещена шкала основных высот.

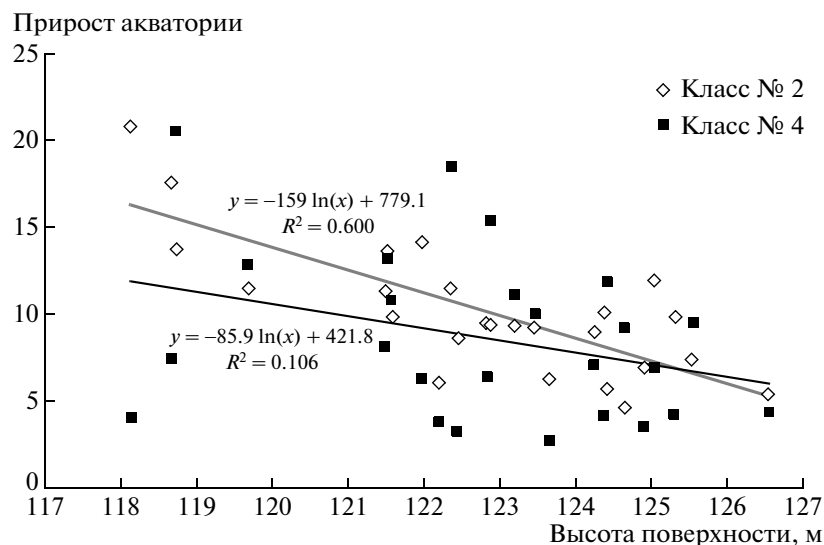


Рис. 5. Зависимость площади, занимаемой растительностью типов № 2 и № 4, от абсолютной высоты уровня почвы. Сплошные линии показывают результат аппроксимации экспериментальных зависимостей.

№ 4 составляет 0.6, а для растительности типа № 2 – всего 0.11, т.е. почти в 6 раз меньше. Таким образом, высказанное предположение может считаться подтвержденным.

Одной из целей работы являлась количественная оценка прироста акваторий озер и как следствие – степень трансгрессии водоемов на исследуемой территории. Она может быть выполнена по классифицированному изображению, для чего необходимо сравнить площади классов № 1, № 2, № 3 с площадью, занимаемой классом № 4. Напомним, что к классу № 1 относится открытая водная поверхность в центре депрессий, а растительность, отнесенная к покрытиям № 2 и № 3, является стабильным болотным фитоценозом. В таблице приведены окончательные результаты по определению площадей озер на 2005 г.

Данные, приведенные в таблице, позволяют утверждать, что площади акваторий озер на исследуемой территории увеличились. Причем трансгрессия акватории достаточно значительна и составляет 113.63% (т.е. размеры некоторых ак-

ваторий увеличились почти в 2 раза). Однако приведенная оценка является средней по региону. На рис. 4 видно, что трансгрессия водоемов сильнее всего выражена в низинных частях исследуемой территории (на нашем изображении это северо-восточный участок).

Следует отметить тот факт, что при распространении алгоритма построения классифицированного изображения за пределы исследованных наземными геоботаническими методами тестовых участков принималось два допущения: 1) стабильность биологического разнообразия: на расширенной территории исследования присутствуют только те типы покрытий, которые есть на тестовых участках. Подобное предположение вполне оправдано, поскольку район исследования располагается в пределах одной и той же климатической зоны и экосистемы; 2) единство классификационного признака: спектрально-яркостные характеристики одного и того же типа покрытия и на тестовом участке и на остальной территории исследования – одинаковы. Для про-

Результаты оценки трансгрессии акваторий заболоченных озер в 2005 г.

№ типа покрытия	Количество пикселей	Площадь, м ²	Отношение площадей покрытий к площади стабильной озерной акватории, %	Отношение площадей покрытий к площади современной озерной акватории, %
1	17555	9286595	100	46.81
2	209395	110769955		
3	140384	74263136		
4	417392	220800368	113.63	53.19
Всего	784726	415120054	213.63	100

верки этого предположения были использованы методы прикладной математической статистики, с помощью которых проведено сравнение параметров сдвига двух совокупностей спектрально-яркостных характеристик покрытий в пределах тестового и расширенного участков. Ниже представлены результаты только для интересующего нас маркерного типа покрытия № 4. На рис. 6 приведено распределение спектрально-яркостных характеристик для класса № 4 на тестовых участках и на увеличенной территории исследования. Как и в предыдущих случаях, данные по оси ординат нормированы на 1.

Для доказательства совпадения распределений был использован один из критериев непараметрической статистики (т.к. изначально вид закона распределения не известен) – критерий Манна–Уитни–Вилкоксона (Кобзарь, 2006). Этот критерий направлен на проверку гипотезы сдвига между двумя статистическими распределениями и относится к ранговым критериям. Отклонение гипотезы сдвига будет служить доказательством второго предположения.

Следуя алгоритму расчета критерия Манна–Уитни–Вилкоксона, для исследуемых в работе статистических распределений были рассчитаны следующие параметры:

$$U = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m h_{i,j}, \quad \text{где} \quad h_{i,j} = \begin{cases} 1, & x_i < y_j, \\ 0, & x_i > y_j. \end{cases}$$

Индекс i относится к данным первой выборки (тестовый участок), индекс j – к данным второй выборки (весь снимок)

$$U = \sum_{i=1}^{20} \sum_{j=1}^{26} h_{ij} = 231.$$

Для $\alpha = 0.90$ используем следующие табличные данные $U_1(0.90) = 185$ и $U_2(0.90) = 375$, где $U_1(\alpha)$ и $U_2(\alpha)$ – критические значения, приведенные в (Кобзарь, 2006), α – уровень достоверности. Так как $185 < U = 231 < 375$, гипотеза сдвига отклоняется с достоверностью $\alpha = 0.90$.

Для статистики Вилкоксона получилось, что ранговый параметр $R = mn + \frac{n(n+m+1)}{2} - U$; $R = 499$. Расчет R необходим для вычисления параметра W статистики Вилкоксона

$$W = \frac{R - \frac{n(n+m+1)}{2}}{\sqrt{\frac{nm(n+m+1)}{12}}};$$

в нашем случае $W = 0.64$. Для $u_{1+0.90} = u_{0.95} = 1.64$.

Поскольку $W = 0.64 < 1.64$, гипотеза сдвига отклоняется с достоверностью $\alpha = 0.90$.

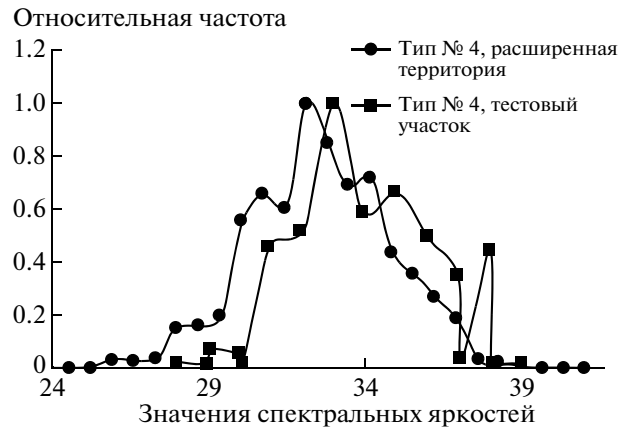


Рис. 6. Распределение количества пикселей от значения спектрально-яркостных характеристик для типа покрытия № 4 на тестовом участке и на расширенной территории исследования. По оси абсцисс отложены значения спектральной яркости, по оси ординат – относительная частота встречаемости пикселей, соответствующих данному значению спектральной яркости.

Аппроксимация Имана. В этом случае гипотеза сдвига отклоняется с достоверностью α' , если выполняется условие $|J| \leq J(\alpha')$.

Находим $J = \frac{W}{2} \left(1 + \left(\frac{n+m-2}{n+m-1-W^2} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$, в нашем случае $J = 0.64$. Вычисляем $z_{1+0.90} = z_{0.95} = 1.64$;

$t_{0.95}(44) = 1.67$, где $(z_{\alpha} - \alpha)$ – квантиль нормального распределения; $t_{\alpha}(f)$ – α – квантиль распределения Стьюдента и $J(\alpha') = \frac{1}{2z_{\alpha'}} + \frac{1}{2t_{\alpha'}(f)}$, для наших данных $J(0.95) = 0.69$. Поскольку $|J| = 0.64 \leq J(0.95) = 0.69$, гипотеза сдвига отклоняется с достоверностью $\alpha = 0.90$.

Таким образом, согласно критерию Уитни–Манна–Вилкоксона, с достоверностью 0.90 можно сделать вывод о совпадении двух совокупностей спектрально-яркостных характеристик покрытия № 4 как в пределах тестового участка, так и на более обширной территории исследования и тем самым подтвердить допущение № 2.

В работе также была проведена оценка еще нескольких типов погрешностей.

1. Погрешность, связанная с точным отделением одного типа покрытия от другого. Речь здесь идет о следующем: при построении классифицированного изображения программа, работая по заданному алгоритму, четко отделяет один пиксел от другого (соответственно относит их к определенному типу покрытия), если более 50% процентов пиксела имеет спектрально-яркостные характеристики, соответствующие этому типу покрытия. Существуют и так называемые пограничные

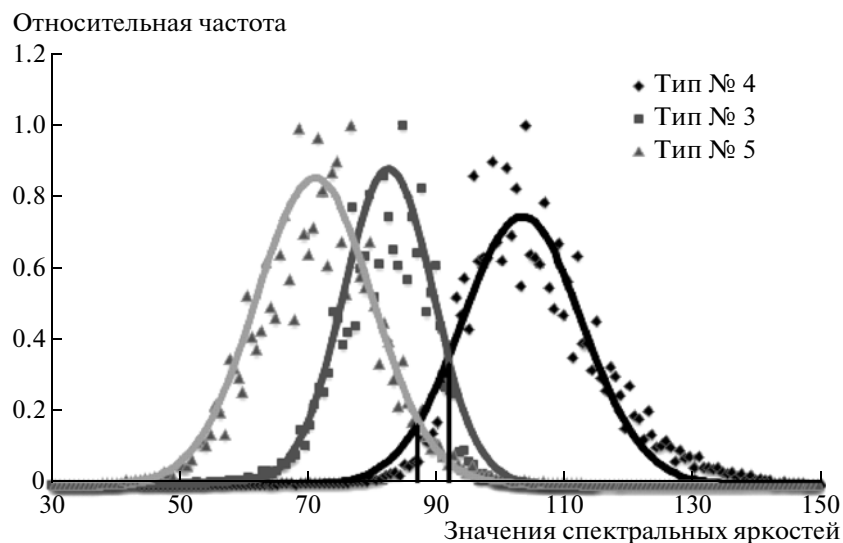


Рис. 7. Распределение количества пикселей от значения спектрально-яркостных характеристик для типов покрытия № 3–№ 5. По оси абсцисс отложены значения спектральной яркости, по оси ординат – относительная частота встречаемости пикселей, соответствующих данному значению спектральной яркости.

пиксели, которые по спектрально-яркостным показателям можно отнести сразу к двум классам. Если посмотреть на рис. 7, на котором одновременно присутствуют распределения спектрально-яркостных данных для трех типов покрытия № 3–№ 5, то видно, что в маркерный класс могут попасть как пиксели покрытия № 3, так и пиксели покрытия № 5 и наоборот. Выбор рассмотренных покрытий № 3 и № 5 обусловлен тем, что именно эти растительные сообщества наиболее часто контактируют с классом № 4. Погрешность, вызванная неправильным отнесением пикселя к какому-либо классу, может быть оценена с использованием критерия максимального правдоподобия (Сухих, 2005). В итоге при отделении маркерного покрытия № 4 от стабильных озерно-болотных формаций может быть допущена погрешность ~5.3%, при отделении покрытия № 4 от луговых формаций ~3.5%.

2. Погрешность, возникающая при процедуре “постклассификации”: генерализации изображения. Оценка данной погрешности была проведена путем сравнения площадей всех классов до и после генерализации. Данная погрешность составляет ~0.5%.

3. Погрешность, возникающая вследствие дискретизации изображения. Оценка данной погрешности была проведена с использованием процедуры буферизации (Сухих, 2005) и составила ~2.5%.

В итоге суммарная погрешность, связанная с особенностями работы алгоритма классификации, ≈13%.

При наземных геоботанических исследованиях тестовых участков было проведено определе-

ние границ маркерного типа покрытия с использованием GPS-навигатора, что позволило оценить площадь этого покрытия. Сопоставив результаты измерения площади этого типа покрытия на местности с площадью, которую он занимает на том же тестовом участке, но уже на классифицированном изображении, получили погрешность определения площади безотносительно к методу построения классифицированного изображения. Результаты сравнения показали, что относительная погрешность определения площади по классу № 4 составила для “северного” озера – 1.3%, а для “южного” озера – 1.1%. Таким образом, средняя величина относительной погрешности для тестовых участков составила 1.2%. Данная погрешность не превышает оценку суммарной погрешности для полученного классифицированного изображения, что позволяет говорить о надежности последнего.

ВЫВОДЫ

1. В начале трансгрессивной фазы увлажненности территории в периферических частях заболоченных озер формируются проценозы гелофитов, которые за один–два вегетационных сезона достигают высокой сомкнутости. Они хорошо выявляются на спутниковых снимках и могут служить качественными и количественными индикаторами границ и величины трансгрессии водоемов.

2. Суммарная погрешность, связанная с особенностями работы алгоритма классификации, составляет ~13%. Среднее значение относительной погрешности определения площади транс-

грессии методом спутниковой фитоиндикации по типу покрытия № 4 (маркерные гелофитные растительные сообщества) составляет 1.2%.

3. Увеличение акватории озер Называевского района в среднем достигало в 2005 г. 113% от исходной поверхности озер, причем 53% от новой площади поверхности, занимают маркерные гелофитные растительные сообщества. При этом процесс трансгрессии более выражен в низинных участках территории.

4. Полученные в ходе работы вегетативные и высотные характеристики для маркерных гелофитных сообществ соответствуют геоботаническим представлениям: вновь формирующаяся растительность обладает более высокой вегетативной активностью, занимает промежуточный высотный ареал между стабильной болотной и сухопутной растительностью.

Авторы благодарят компанию “СканЭкс” за предоставленные спутниковые данные и программное обеспечение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кобзарь А.И.* Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. М.: Физматлит, 2006. 816 с.
- Максимов А.А., Понько В.А., Сытин А.Г.* Смена фаз увлажненности Барабы (характеристика и прогноз). Новосибирск: Наука, 1979. 65 с.
- Максимов А.А.* Природные циклы. Л.: Наука, 1989. 235 с.
- Панадиади А.Д.* Барабинская низменность. М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1953. 231 с.
- Свириденко Б.Ф., Дмитриев В.В.* Растительность Ик-Салтаим-Тенисской озерно-речной системы (Омская область) как индикатор многолетнего уровня режима озер // Проблемы и перспективы мелиорации и водного хозяйства Западной Сибири в современных социально-экономических условиях / Под ред. Н.М. Колычева, Ю.М. Рогатнева. Омск: ОмГАУ, 2004. С. 20–24.
- Свириденко Б.Ф., Дмитриев В.В., Дмитриев А.В., Габки Т.Л., Вурдова О.В.* Оценка экологического состояния водоемов Ик-Салтаим-Тенисской озерно-речной системы (Омская область) на основе флористико-геоботанических и геоинформационных методов // Омская биологическая школа / Под ред. И.И. Богданова, И.В. Карнацевича. Омск: ОмГПУ, 2005. Вып. 2. С. 13–28.
- Свириденко Б.Ф., Дмитриев В.В.* Изучение трансгрессии заболоченных водоемов Называевского района Омской области (Западная Сибирь) по материалам фитоиндикации и спутниковой съемки // Омская биологическая школа / Под ред. И.И. Богданова, И.В. Карнацевича. Омск: ОмГПУ, 2007. Вып. 5. С. 14–23.
- Сушкевич Т.А.* Математические модели переноса излучения. М.: БИНОМ, 2006. 661 с.
- Сухих В.В.* Аэрокосмические методы в лесном хозяйстве и ландшафтном строительстве. Йошкар-Ола: МарГТУ, 2005. 412 с.
- Финиченко Е.Н., Дмитриев В.В., Свириденко Б.Ф.* Метод спутниковой фитоиндикации для исследования трансгрессии водоемов Западной Сибири // 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 и др. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2009. С. 466–473.

Study of the Transgression of West Siberian Waterlogged Lakes Using the Satellite Phytoindication Materials

V. V. Dmitriev, E. N. Finichenko, B. F. Sviridenko

Omsk State Pedagogical University, Omsk

On the example of studying the waterlogged lakes in the Omsk region and adjacent parts of their watersheds considered the possibility of using satellite data for remote assessment of the extent of the transgression of the lakes reservoirs and increase of territory moisture. These processes are based on the method of satellite phytoindication according to the radiometer LISS-III on satellite platform IRS-1D. The study of spectral brightness and vegetative characteristics of different types of vegetation, as well as spatial and altitude (depending on landscape) the distribution of plant communities. Using the land geobotanical data we evaluated the accuracy of the proposed method.

Key words: satellite radiometer data, watersheds, territory moisture, land geobotanical data, phytoindication, vegetation indexes, Omsk region

ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ ВОДЫ В ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

© 2011 г. Ю. И. Троицкая¹, Г. Н. Баландина¹, Г. В. Рыбушкина¹, И. А. Соустова^{1*},
А. Г. Костяной², С. А. Лебедев³, А. А. Паниютин⁴, Л. В. Филина⁴

¹Учреждение Российской академии наук Институт прикладной физики РАН, Н. Новгород

²Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

³Учреждение Российской академии наук Геофизический центр РАН, Москва

⁴Нижегородский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Н. Новгород

*E-mail: soustova@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 12.11.2009 г.

Исследуется возможность использования альтиметрических измерений для определения уровня воды в Горьковском водохранилище (р. Волга). Анализ основан на данных спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1 (трек 142), находящихся в свободном доступе на сайте www.podaac.jpl.nasa.gov. Для обработки альтиметрических измерений использована методика LEGOS (см. www.legos.obs-mip.fr). Проведено сопоставление результатов обработки данных ДЗ с данными гидропостов Государственной сети наблюдений, которое показало хорошее качественное соответствие сезонной динамики уровня воды в водохранилище. Обсуждаются причины имеющихся расхождений на основе анализа форм радиоимпульсов, отраженных от подстилающей поверхности.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, альтиметрические измерения, уровень воды, формы радиоимпульсов, Горьковское водохранилище

ВВЕДЕНИЕ

Спутниковая альтиметрия относится к одному из активных методов дистанционного зондирования (ДЗ) поверхности Земли с борта космического аппарата. Принцип работы альтиметра основан на расчете расстояния от спутника до подстилающей поверхности (вода, суша, лед и т.д.) по разнице времени между моментом посылки зондирующего радиоимпульса и временем его возврата после отражения. Спутниковые альтиметрические измерения регулярно проводятся с середины 1980-х годов (Лебедев, Костяной, 2005). Среди них следует выделить следующие программы: серия российских спутников ГЕОИК (девять спутников), спутники Европейского космического агентства ERS-1, ERS-2, ENVISAT, а также спутники TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason-1 (J1 и Jason-2 (J2), функционирующие в рамках международной программы мониторинга топографии поверхности Мирового океана. Продолжительность цикла изомаршрутной программы спутников ERS-1, ERS-2, ENVISAT составляет 35 сут, а для Т/Р, J1 и J2 – 10 сут. Базы исходных альтиметрических данных Т/Р (продолжительность работы: 1992–2002 гг.), J1 (продолжительность работы: с 2002 г. – по настоящее время) и J2 (с 2008 г. – по настоящее время) находятся в свободном доступе

на сайтах (AVISO/Altimetry data center CNES – <ftp://avisoftp.cnes.fr>) и (PODAAC – <ftp://podaac.jpl.nasa.gov>).

Изначально радиоальтиметры, размещенные на борту спутников, были предназначены для мониторинга высоты поверхности Мирового океана и морей, а также для оценки ряда гидрометеорологических параметров, например, высоты волн и скорости приводного ветра. В последние годы альтиметрические измерения активно используются для мониторинга как поверхности суши (Papa et al., 2003; Legresy et al., 2005), так и ледового и снежного покрова (Remy et al., 1996; Remy et al., 1999), а также мониторинга внутренних водоемов: крупных озер (Kostyanoi et al., 2004; Cretaux et al., 2010), водохранилищ, затопленных территорий и рек (Koblinsky et al., 1993; Alsdorf et al., 2001; Benveniste et al., 2004). Как показали исследования последних лет, спутниковые измерения высоты водной поверхности с точностью до 4.2 см хорошо зарекомендовали себя для изучения временной изменчивости не только для озер (Kostyanoi et al., 2004; Cretaux et al., 2010), но и больших рек Южной Америки (Campos et al., 2001; Birkett et al., 1998; Birkett et al., 2002; Maheu et al., 2003; Frappart et al., 2005), Африки (Лебедев, Костяной, 2005; Birkett et al., 1998; Envisat-ERS Exploita-

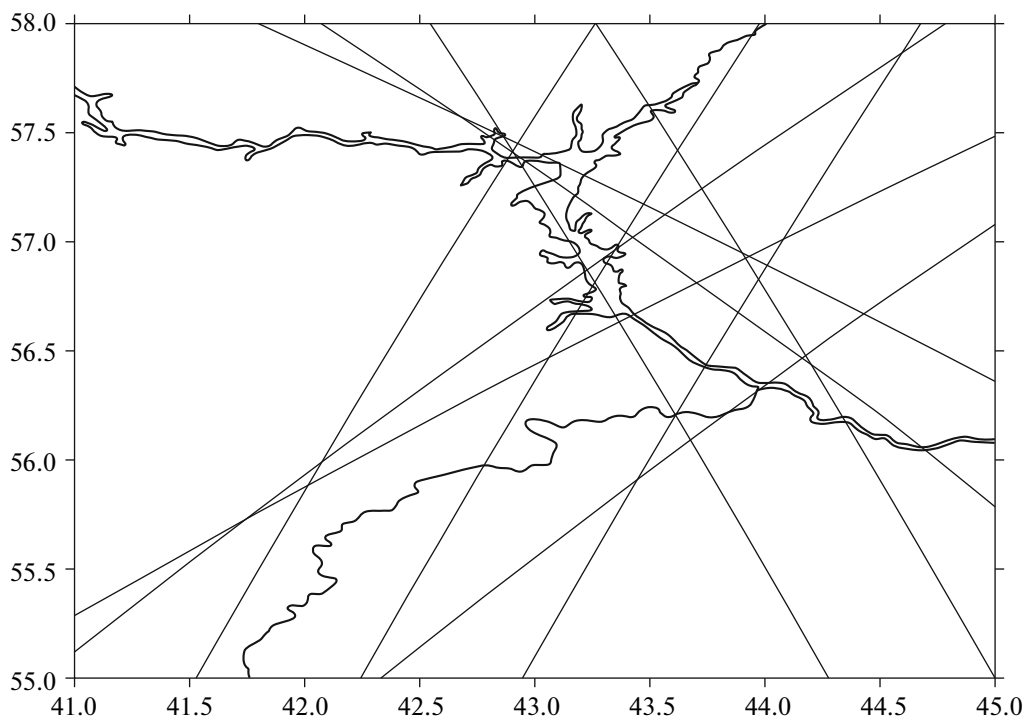


Рис. 1. Положение треков альтиметрических спутников Т/Р, J1 и J2; ERS-1/2 и ENVISAT; GEOSAT и GFO-1 по акватории Горьковского водохранилища.

tion..., 2004) и Азии (Kuraev et al., 2004; Frappart et al., 2006). Последние исследования гидрологического режима в низовьях Волги в период с января 1992 г. по декабрь 2003 г. с использованием спутниковой альтиметрии показали хорошее согласие с данными наблюдений на гидропостах (Лебедев, Костяной, 2005).

Основные преимущества зондирования подстилающей поверхности в микроволновом диапазоне связаны с высокой проникающей способностью радиоволн через атмосферу и облачность, что позволяет проводить исследование в любое время суток, практически в любую погоду и при наличии в воздухе достаточно высоких концентраций аэрозолей. Кроме того, альтиметрические измерения наиболее привлекательны в условиях, когда контактные измерения невозможны по географическим, политическим или экономическим причинам.

В настоящее время в Лаборатории спутниковых геофизических и океанографических исследований (LEGOS – Laboratoire d'Etudes en Geophysique et Oceanographie Spatiales, Тулуза, Франция – http://www.legos.obs-mip.fr/en/soa/hydrologie/hydroweb/General_Info.en.html) и в Министерстве сельского хозяйства США (USDA-FAS – U.S. Department of Agriculture's Foreign Agricultural Service – http://www.pecad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/index.cfm) реализована программа мониторинга уровня воды в ряде крупных озер и водо-

охранилищ, в том числе на территории РФ (Куйбышевского, Рыбинского, Саратовского, Цимлянского и др., см. (Лебедев, Костяной, 2005)).

Акваторию Горьковского водохранилища пересекают несколько треков спутников Т/Р, J1 и J2 (треки 055 и 142), ERS-1, ERS-2, ENVISAT (треки 397, 500, 855 и 958), GEOSAT и GFO альтиметрических (треки 081 и 474) (рис. 1). Поскольку стандартная обработка альтиметрических измерений, разработанная для условий открытого океана, категорически неприменима в случае внутренних водоемов, то остро встает проблема калибровки и верификации данных дистанционных измерений для них.

Главная цель предлагаемой работы – сравнение временной изменчивости уровня воды в Горьковском водохранилище на р. Волга на основании альтиметрических данных и данных гидропостов, входящих в Государственную сеть наблюдений. Анализ основан на данных альтиметрических измерений вдоль трека 142 спутников Т/Р и J1, поскольку период повторения изомаршрутной программы этих спутников составляет около 10 сут, что по сравнению с изомаршрутными программами других спутников наиболее оптимально для анализа временной изменчивости уровня Горьковского водохранилища.

В статье описана методика, использованная при расчете уровня воды водохранилища по GDR (Geophysical Data Records) данным спутников

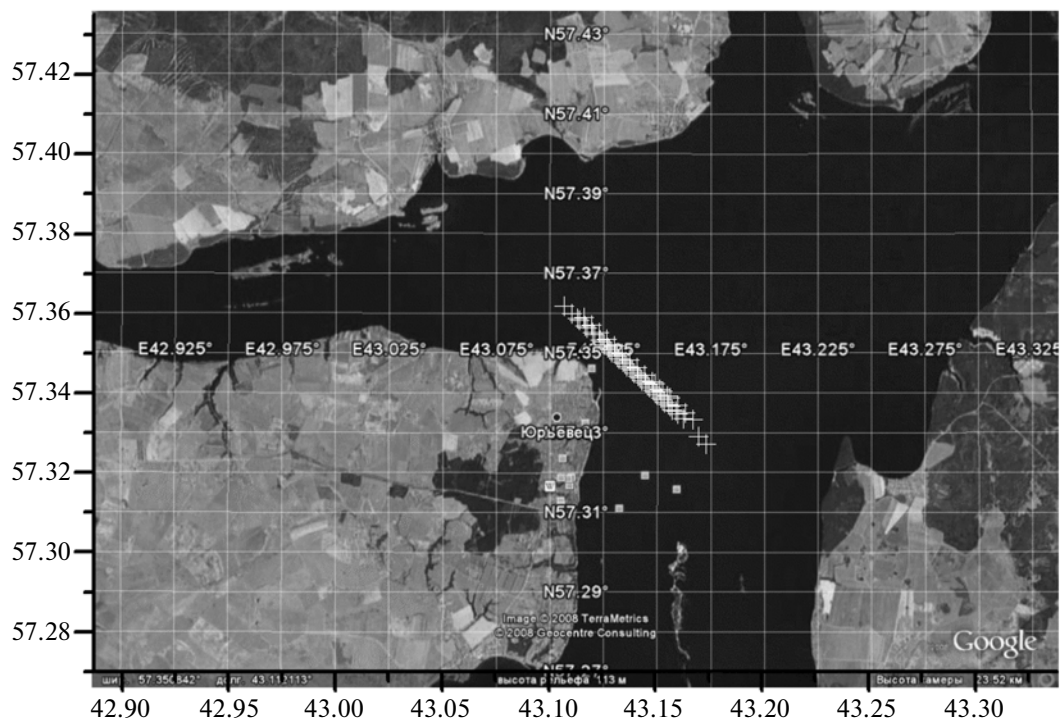


Рис. 2. Расположение точек (крестики) с периодом осреднения 0.05 с для спутника J1 на акватории Горьковского водохранилища (трек 142) летом 2006 г.

Т/Р и J1, а также проведено сопоставление альтиметрических измерений с данными гидропостов Государственной сети наблюдений за уровнем воды в водохранилище. Обсуждаются причины расхождений данных измерений на основе анализа особенностей форм импульсов, отраженных от подстилающей поверхности в районе Горьковского водохранилища. Эти данные взяты из базы данных SGDR (Sensor Geophysical Data Records) спутника J1.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ И СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ И НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для анализа уровня воды нами использованы доступные базы данных (GDR) для 435 циклов спутника Т/Р и 258 циклов спутника J1, в которых представлены альтиметрические измерения со стандартной частотой осреднения (1 Гц) и высокими (10 Гц и 20 Гц соответственно для Т/Р и J1) частотами осреднения. Траектория трека 142 этих спутников пересекает Горьковское водохранилище в его северной части (рис. 1). Длина трека в пределах водохранилища составляет порядка 15 км, координаты точек пересечения трека с берегами водохранилища примерно равны 43.05° в.д. и 57.4° с.ш. — на входе и 43.23° в.д. и 57.3° с.ш. — на выходе. Для выделения временных рядов уровня воды в водо-

охранилище для каждого цикла выбиралось прямоугольное окно, охватывающее область прохождения трека 142 через акваторию водохранилища: долгота изменялась в пределах (43.05° – 43.23° в.д.), а широта — в интервале (57.3° – 57.4° с.ш.). При этом отбирались все альтиметрические измерения, попадающие в данное окно, с периодом осреднения зондирующего импульса 0.1 с для спутника Т/Р, что соответствует пространственному разрешению 580 м и с периодом осреднения 0.05 с для спутника J1, что соответствует пространственному разрешению 290 м. Координаты точек высокого пространственного разрешения вычислялись по формулам

$$lat_i = (latitude + Vlat \times dt_i);$$

$$lon_i = (longitude + Vlon \times dt_i);$$

где *latitude*, *longitude* — координаты (широта и долгота соответственно) точек стандартного разрешения (с периодом осреднения 1 с), присутствующие в базе данных, *dt_i* — интервал времени между точками стандартного и высокого разрешения, *Vlat* и *Vlon* — проекции скорости движения спутника, вычислявшиеся по имеющимся в базе GDR-данных о координатах точек стандартного разрешения. На рис. 2 показаны точки с периодом осреднения 0.05 с для летних месяцев 2006 г. на акватории Горьковского водохранилища (трек 142 спутника J1). Пространственное разрешение GDR-данных спутника J1 над сушей составляет 6–7 км, поэтому на акватории водохра-

нилища представлено не более одной-двух точек, соответствующих стандартному осреднению 1 с и 20–40 точек, соответствующих высокой частоте 20 Гц. Из рис. 2 видно, что акватория водохранилища содержит достаточное количество точек высокого разрешения.

Корректность данных проверялась согласно документации на базы данных спутников T/P и J1 (AVISO/ Altimetry, 1996; Venada, 1997; Picot et al., 2008). Высота уровня воды в водохранилище относительно геоида рассчитывалась с учетом всех классических поправок:

$$\begin{aligned} \text{Sea Surface Height} = \\ = \text{Altitude} - \text{Orbit} - \text{Corrected Range}, \end{aligned}$$

где *Altitude* – высота орбиты спутника над водной поверхностью, считываемая из базы GDR-данных спутника, *Orbit* – высота орбиты спутника относительно отсчетного эллипсоида, а *Corrected Range* – исправленное с учетом поправок расстояние от спутника до водной поверхности, которое определялось по формуле

$$\begin{aligned} \text{Corrected Range} = \text{wet troposphere correction} + \\ + \text{dry troposphere correction} + \\ + \text{ionosphere correction} + \text{sea state bias}. \end{aligned}$$

Как видно из данной формулы, при вычислении уровня воды учитывались поправки на влияние атмосферы (*wet troposphere correction* – “влажная” атмосферная поправка и *dry troposphere correction* – “сухая” атмосферная поправка) и ионосферы (*ionosphere correction*), а также на состояние подстилающей поверхности (*sea state bias*). Поправка, учитывающая влияние атмосферы на рассеяние радиоимпульсов молекулами газов, входящих в состав воздуха (“сухая” атмосферная поправка), определялась на основании данных Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF). Поправка на влажность воздуха (“влажная” атмосферная поправка) также определялась по модельным расчетам ECMWF. Заметим, что при определении уровня морей и океанов для вычисления поправки на влажность воздуха обычно используются данные многоканального радиометра, расположенного на борту спутника (Лебедев, Костяной, 2005). В случае внутренних водоемов этот подход не применим из-за большого размера сегмента подстилающей поверхности, с которого излучение принимается радиометром (более 40 км), обычно значительно превосходящего размер водоема. Ионосферная поправка “*ionosphere correction*” определялась по данным системы DORIS, для случая вод суши она учитываться не должна. Использование ионосферной поправки, рассчитанной по данным двухчастотного альтиметра, в

случае внутренних водоемов также затруднено из-за нестандартной формы импульсов, отраженных поверхностью Земли, частично покрытой водой или льдом. Поправка на состояние подстилающей поверхности “*sea state bias*” также определялась на основании модельных расчетов. Все поправки представлены в базах исходных альтиметрических данных. Поправки “обратного барометра”, океанские и полюсные приливы, которые используются при определении уровня океана, для случая вод суши учитываться не должны. На основании сравнения альтиметрических измерений с данными гидропостов данная процедура показала свою высокую эффективность и точность.

По результатам обработки данных с помощью указанной процедуры построены временные зависимости уровней воды в Горьковском водохранилище с разрешением в 10 дн., которое задается продолжительностью цикла изомаршрутной программы спутников T/P и J1 и за период с 1992 по 2007 г. (рис. 3); отметим, что значения ниже 80 м и выше 100 м отбрасывались. Результаты вычислений сравнивались с данными измерений уровней воды на гидропостах Государственной сети наблюдений, определяемых относительно Кронштатского футштока. Рисунок показывает, что данные по изменению уровня воды (относительно некоторого среднего уровня), полученные на основе спутниковой альтиметрии, хорошо отслеживают сезонные изменения уровня воды в водохранилище и находятся в хорошем качественном согласии с данными гидропостов. При этом максимальное изменение уровня воды в водохранилище происходит в конце апреля – в период таяния снегов. Летние данные обычно значительно хуже отслеживают динамику изменения уровня воды, что может быть обусловлено, в частности, усилением влияния береговой зоны. Сравнение с данными по Рыбинскому водохранилищу, приведенными на сайте <http://www.legos.obs-mip.fr/en/soa/hydrologie/hydroweb>, показывает, что сезонный ход в Рыбинском водохранилище имеет небольшую задержку по сравнению с Горьковским водохранилищем, что может быть связано с более северным расположением Рыбинского водохранилища (180 км севернее) и задержкой в таянии снегов и наполнении резервуара водохранилища.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМ ОТРАЖЕННЫХ ИМПУЛЬСОВ ДЛЯ ГОРЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Несмотря на хорошее качественное соотношение данных спутниковых альтиметрических измерений с данными гидропостов для Горьковского водохранилища, можно отметить большой разброс

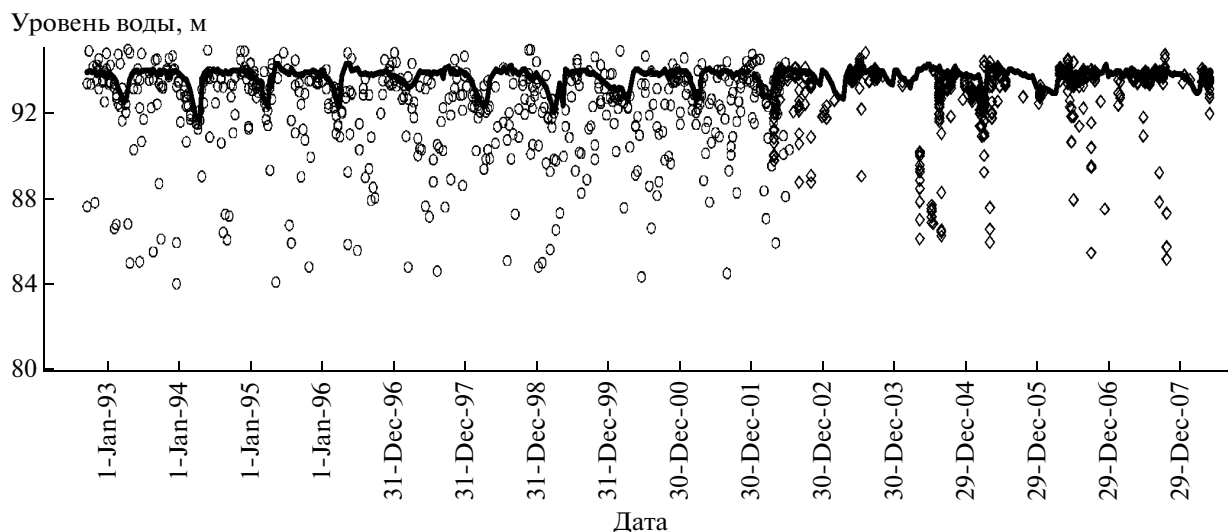


Рис. 3. Временная изменчивость уровня воды в Горьковском водохранилище по данным спутниковой альтиметрии и гидропостов (круги — данные спутника Т/Р, ромбы — данные спутника J1, сплошная линия — данные гидропостов) за период с 1992 по 2007 г.

данных ДЗ (рис. 3), связанный, по-видимому, с недостатками прямого перенесения алгоритмов расчета высоты водной поверхности, разработанных для водоемов большой площади (океанов и морей), на водоемы средней площади, в которых пятно рассеяния импульса радиоальтиметра в значительной степени приходится на область суши. В этой связи нами были проанализированы формы отраженных импульсов, принимаемых антенной альтиметра после отражения от подстилающей поверхности Горьковского водохранилища вблизи трека 142. Необходимые данные брались из базы данных SGDR спутника J1. Для анализа этой базы данных было разработано программное обеспечение, позволяющее проанализировать форму осредненного отраженного импульса для точек высокого пространственного разрешения (с интервалом осреднения 0.05 с). Разработанная программа позволяет следить за изменением формы импульса при движении точки осреднения по треку спутника. Примеры изменения формы импульса при движении точки в районе, отмеченном на карте белым кругом, показаны на рис. 4.

На нижнем графике рис. 4 (слева) изображены соответствующие формы осредненных импульсов, представляющие фактически зависимости принимаемой отраженной мощности от времени (по горизонтальной оси отложен номер гейта альтиметра, 1 гейт соответствует временному интервалу $dt_i = 3.125$ нс, по вертикальной оси — мощность отраженного сигнала). Анализ форм импульсов позволяет предположить, что разброс данных об уровне воды связан с недостатками

стандартного алгоритма расчета, в котором временем прихода отраженного сигнала считается 31 гейт данного графика. Действительно, из рис. 4 видно, что отраженный сигнал может приходиться как раньше, так и позднее указанного гейта, причем ошибка в 1 гейт приводит к значительной ошибке в измерении уровня воды (на величину порядка $dt_i \times c/2$, где c — скорость света).

Это означает, что для средних по размерам водоемов необходима разработка специального алгоритма, позволяющего учесть его географические особенности. С этой целью нами была рассмотрена простейшая модель подстилающей поверхности, учитывающая изменение коэффициента обратного рассеяния при переходе от воды к суше в прилегающей к 142 треку области Горьковского водохранилища (“модельная” область изображена на рис. 6), и для данной модели произведен расчет форм отраженных импульсов.

Для расчета формы импульса, принятого альтиметром после отражения от подстилающей поверхности, использовалась теоретическая модель Брауна (Brown, 1997), которая применялась для случая излучения антенны в надир. В ней показано, что мощность сигнала, отраженного неровной поверхностью, можно записать в виде свертки

$$P(\tau) = \frac{c}{2} \int_{-\infty}^{\infty} q\left(\frac{c}{2}(\tau - \tilde{\tau})\right) P_{FS}(\tilde{\tau}) d\tilde{\tau}. \quad (3.1)$$

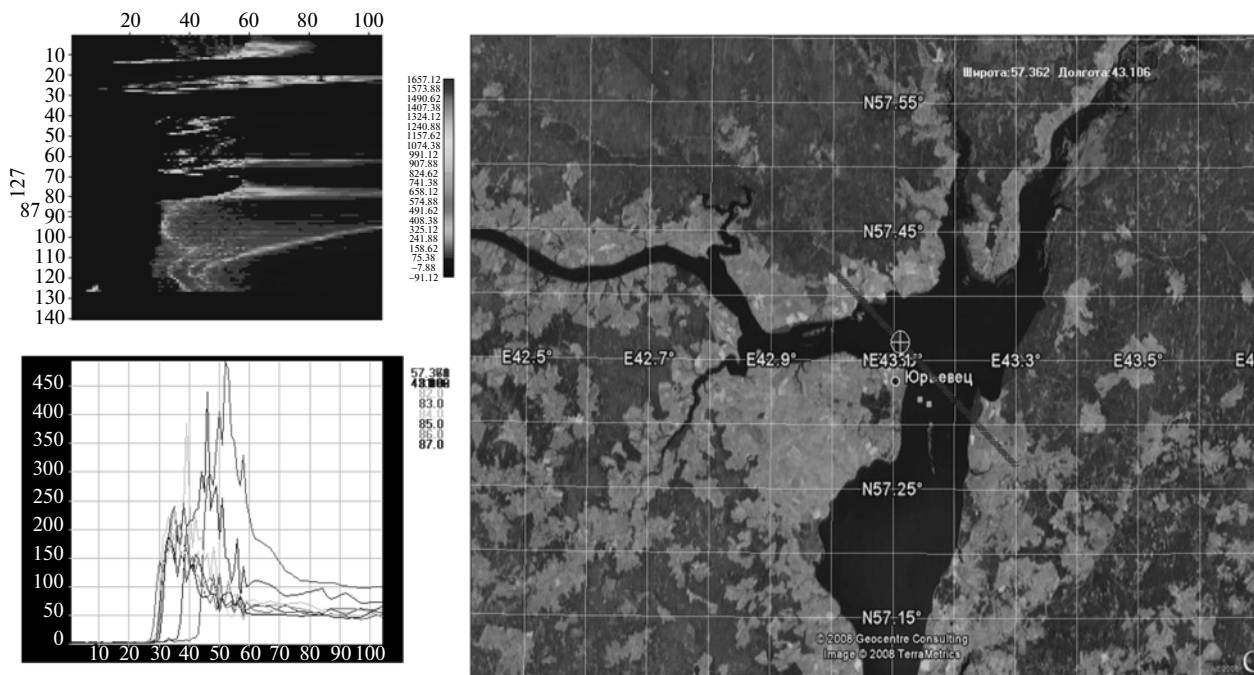


Рис. 4. Копия экрана разработанного программного обеспечения с примерами форм отраженных импульсов из базы SGDR спутника J1 (нижний график слева) и их яркостное изображение (верхний график слева) для точек высокого пространственного разрешения (с периодом осреднения 0.05 с) на акватории Горьковского водохранилища (справа – карта акватории Горьковского водохранилища с нанесенным на нее треком 142 и точкой, соответствующей исследуемому району).

Здесь $q(z)$ – плотность вероятности для высоты случайной неровности (шероховатости), а

$$P_{FS} \sim \int \frac{I\left(t - \frac{2(r-H)}{c}\right) G^2 \sigma}{r^4} dA \quad (3.2)$$

– средняя мощность сигнала, отраженного плоской поверхностью, которая определяется нормированной формой импульса $I(t)$, расстоянием от радара до отражающего участка поверхности r , коэффициентом рассеяния отражающей поверхности σ и диаграммой направленности антенны $G(\theta)$, H – средняя высота антенны радара над отражающей поверхностью, c – скорость света. При расчетах принималось

$$\begin{aligned} I(t) &= \frac{1}{\delta\sqrt{2\pi}} \exp(-t^2/2\delta^2), \\ G(\theta) &= \exp(-2\sin^2\theta/\gamma), \\ q(z) &= \frac{1}{s_i\sqrt{2\pi}} \exp(-z^2/2s_i^2), \\ \sigma_i &= \sigma_i(0) \cdot e^{-tg^2\theta/\alpha_i}, \end{aligned} \quad (3.3)$$

где δ – эффективная длительность импульса антенны; γ – эффективная ширина диаграммы направленности антенны; θ – угол между вертикалью и направлением от антенны на отражающий

участок поверхности; s_i – среднеквадратичная высота шероховатости поверхности; $\sigma_i(0)$ – коэффициент обратного рассеяния; α_i – эффективная ширина диаграммы рассеяния ($i = 1$ – соответствует водной поверхности, $i = 2$ – суше). Исполь-

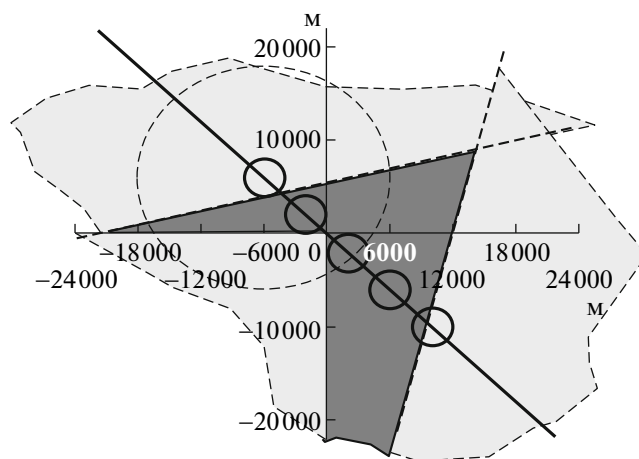


Рис. 5. Географическая модель акватории Горьковского водохранилища, прилегающей к треку 142 спутников Т/Р и J1 (суша – однородный серый цвет, вода – точечная штриховка, малые круги – положения спутника, большой пунктирный круг – пятно рассеяния для первого положения спутника); сплошная линия соответствует треку спутника.

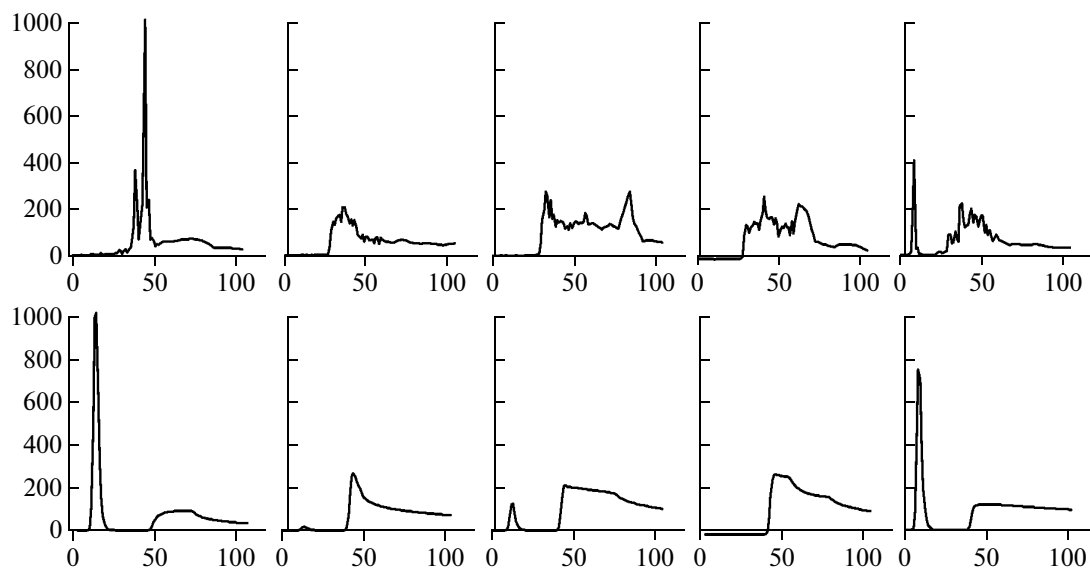


Рис. 6. Зависимости мощности отраженного сигнала от времени: верхний ряд – на основе базы SGDR-данных спутника J1, нижний ряд – на основе модельных расчетов (пять графиков каждого ряда соответствуют пяти положениям спутника, отмеченным кругами на рис. 5).

зовались следующие модельные значения параметров антенны и рассеивающей поверхности:

$$\begin{aligned} \delta &= 3.125 \text{ нс}, & \gamma &= 0.0005, & H_1 &= 1\,334\,000 \text{ м}, \\ & & & & H_2 &= H_1 - 15 \text{ м}, \\ s_1 &= 0.05 \text{ м}, & s_2 &= 0.02 \text{ м} & \sigma_1(0) &= 0.1, \\ \sigma_2(0) &= 1, & \alpha_1 &= 0.1, & \alpha_2 &= 0.000001. \end{aligned}$$

Следует отметить, что приведенное выше значение $\sigma_2(0)$ соответствует усредненному коэффициенту рассеяния от поверхности суши с учетом выделенных целей (сильно отражающих объектов).

На рис. 6 показаны формы отраженных импульсов, полученных для нескольких положений спутника, отмеченных кругами на рис. 5, на основе модельных расчетов (нижний ряд) и из баз SGDR-данных спутника J1 (верхний ряд). Проведенные нами расчеты показывают, что наличие суши, которая расположена севернее зеркала водохранилища, приводит к появлению дополнительных пиков мощности в отраженном импульсе, которые действительно наблюдаются в формах импульсов, полученных альтиметром. Если эти пики связаны с отражением от суши, то они не могут быть использованы при анализе высоты водной поверхности. Корректировка алгоритма расчета высоты поверхности с учетом особенностей нашего региона составляет задачу регионального “ретрекинга” (Rodriguez, Martin, 1994; Anzenhofer et al., 1999; Deng, Featherstone, 2006).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сопоставление результатов обработки данных ДЗ по определению уровня воды в Горьковском водохранилище (р. Волга) с данными гидропостов Государственной сети наблюдений показало хорошее качественное соответствие сезонной динамики уровня воды. Однако для адекватного определения уровня воды в Горьковском водохранилище требуются изменения стандартного алгоритма вычисления мощности зондирующего импульса, отраженного от подстилающей поверхности, учитывающей особенности географического расположения изучаемого объекта. Эти изменения должны включать подробный анализ как характеристик рассеяния суши, которые не могут считаться постоянными и меняются от сезона к сезону и от года к году, так и состояние водной поверхности (например, ее “выглаживание”). Для определения этих характеристик в дальнейшем предполагается провести анализ обратной задачи рассеяния и составление регионального алгоритма ретрекинга, позволяющего с большей точностью определять высоту водной поверхности в Горьковском водохранилище по доступным спутниковым данным.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, проект № 08-05-97016-р_поволжье_a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Изд. центр. "МОРЕ" Межд. Института океана, 2005. 366 с.
- Alsdorf D., Birkett C., Dunne T., Melack J., Hess L. Water level changes in Large Amazon Lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 14. P. 2671–2674. doi: 10.1029/2001GL012962.
- Anzenhofer M., Shum C.K., Rentsch M. Coastal Altimetry and Applications // *Tech. Rep.* 1999. № 464. Geodetic Science and Surveying. The Ohio State University Columbus, USA. 40 p.
- AVISO/Altimetry. User Handbook. Merged TOPEX/POSEIDON Products. AVISO. Toulouse. AVI-NT-02-101-CN. Edition 3.0. 1996. 201 p.
- Benada J.R. PODAAC Merged GDR (TOPEX/Poseidon) Generation B User's Handbook. Version 2.0. JPL D-11007. 1997. 131 p.
- Benveniste J., Berry P. Monitoring river and lake levels from space // *ESA Bull.* 2004. № 117. P. 36–42.
- Birkett C.M. The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research // *Proc. IGARSS'95. Quantitative Remote Sensing for Science and Applications.* IEEE. Firenze, Italy, 1995. V. 3. P. 1979–1981. doi: 10.1109/IGARSS.1995.524084.
- Birkett C.M. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands // *Water Resour. Res.* 1998. V. 34. № 5. P. 1223–1239.
- Birkett C.M., Mertes L.A.K., Dunne T., Costa M.H., Jasinski M.J. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D20. P. 8059. doi:10.1029/2001JD000609.
- Brown G. The average impulse response of a rough surface and its applications // *Anten. Propag. IEEE Trans.* 1977. V. 25. № 1. P. 67–74. doi: 10.1109/TAP.1977.1141536.
- Campos I.O., Mercier F., Maheu C., Cochenneau G., Kosuth P., Blizkow D., Cazenave A. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin // *Earth and Planetary Sciences.* 2001. V. 333. № 10. P. 633–643. doi: 10.1016/S1251-8050(01)01688-3.
- Chelton D.B. et al. Satellite Altimetry // *Satellite altimetry and earth sciences. A handbook of techniques and applications* / Eds. Fu L.-L., Cazanave A. San Diego: Academic Press, 2001. P. 1–131.
- Cretaux J.-F., Calmant S., Abarca del Rio R., Kouraev A., Bergü-Nguyen M. Lakes studies from satellite altimetry // *Coastal Altimetry* / Eds. Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 2010 (in press).
- Deng X., Featherstone W.E. A coastal retracking system for satellite radar altimeter waveforms: Application to ERS-2 around Australia // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C06012. doi:10.1029/2005JC003039.
- ENVISAT-ERS Exploitation Development of Algorithms for the Exploitation of ERS-ENVISAT Altimetry for the Generation of a River and Lake Product. 2004. DMU-RIVL-SPE-03-110. 17 p.
- Frappart F., Do Minh K., L'Hermitte J., Cazenave A., Ramillien G., Le Toan T., Mognard-Campbell N. Water volume change in the lower Mekong from satellite altimetry and imagery data // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. № 2. P. 570–584. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03184.
- Frappart F., Seyler F., Martinez J.M., Leon J., Cazenave A. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels // *Rem. Sens. Environ.* 2005. V. 99. № 4. P. 387–399. doi: 10.1016/j.rse.2005.08.016.
- Kostyanoi A.G., Zavalov P.O., Lebedev S.A. What do we know about dead dying and endangered lakes and sea? // *Dying and Dead Seas. Climatic versus Anthropic Causes.* Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 2004. P. 1–48.
- Koblinsky C.J., Clarke R.T., Brenner A.C., Frey H. Measurement of river level variations with satellite altimetry // *Water Resour. Res.* 1993. V. 29. № 6. P. 1839–1848. doi: 10.1029/93WR00542.
- Kouraev A.V., Zakharova E.A., Samain O., Mognard N.M., Cazenave A. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002) // *Rem. Sens. Environ.* 2004. V. 93. № 1–2. P. 238–245. doi: 10.1016/j.rse.2004.07.007.
- Legresy B., Papa F., Remy F., Vinay G., van den Bosch M., Zanife O.-Z. ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm // *Rem. Sens. Environ.* 2005. V. 95. № 2. P. 150–163. doi: 10.1016/j.rse.2004.11.018.
- Maheu C., Cazenave A., Mechoso C.R. Water level fluctuations in the Plata Basin (South America) from Topex/Poseidon Satellite Altimetry // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 3. P. 1143–1146. doi: 10.1029/2002GL016033.
- Papa F., Legresy B., Remy F. Use of the Topex-Poseidon dualfrequency radar altimeter over land surfaces // *Rem. Sens. Environ.* 2003. V. 87. № 2-3. P. 136–147. doi: 10.1016/S0034-4257(03)00136-6.
- Picot N., Case K., Desai S., Vincent P. AVISO and PODAAC User Handbook. IGDR and GDR Jason Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO). JPL D-21352 (PODAAC). 2008. Edition 4.1. 130 p.
- Remy F., Legresy B., Bleuzen S., Vincent P., Minster J.F. Dual-frequency Topex altimeter observation of Greenland // *J. Electron Waves and Appliance.* 1996. V. 10. № 11. P. 1505–1523.
- Remy F., Schaeffer P., Legresy B. Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and the Greenland ice sheets // *Geophys. J. Int.* 1999. V. 139. № 3. P. 645–649. doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00964.
- Rodríguez E., Martin J.M. Assessment of the TOPEX altimeter performance using waveform retracking // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № C12. P. 24957–24969. doi: 10.1029/94JC02030.

Water Level Investigation in the Gorki Water Reservoir on the Basis of Satellite Altimetry

J. I. Troitskaja¹, G. N. Balandina¹, G. V. Rybushkina¹, I. A. Soustova¹, A. G. Kostjanov²,
S. A. Lebedev³, A. A. Panjutin⁴, L. V. Filina⁴

¹*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhniy Novgorod*

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

³*The Geophysical Centre, Russian Academy of Sciences, Moscow*

⁴*Centre on Hydrometeorology and Monitoring of Environment, Nizhniy Novgorod*

The possibility of altimetry data use for definition of water level in the Gorki Water Reservoir of the Volga River is investigated. The analysis is based on the data of satellites TOPEX/Poseidon and Jason-1 (142 track), being in a free approach on a web-site www.podaac.jpl.nasa.gov. For processing altimetry data the LEGOS technique (see www.legos.obs-mip.fr) is applied. Comparison of altimetry results with the data of gauging stations of the State network of supervision is done; good qualitative conformity of seasonal dynamics of a water level in a water reservoir is shown. The reasons of available discrepancy of data on the basis of analysis of wave forms specific features in the impulses reflected from the spreading surface around the Gorki water reservoir are discussed.

Key words: altimetry data, water level, forms of the impulses, specific features in the impulses, Gorki Water Reservoir

ПОСТРОЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ЛОКАЛЬНОГО НАКЛОНА ФАЗОВОГО РЕЛЬЕФА В КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2011 г. Р. И. Шувалов

ОАО «Военно-промышленная корпорация «Научно-производственное объединение машиностроения»»,
Реутов Московской обл.

E-mail: Shuvalov.R.BMSTU@mail.ru

Поступила в редакцию 24.02.2010 г.

В настоящей работе построено распределение вероятностей локального наклона фазового рельефа на топографической интерферограмме, получаемой методом космической РЛ-интерферометрии. Построенное распределение, по сравнению с известными ранее результатами, наиболее полно учитывает имеющуюся информацию. Учтены характеристики фазового шума, наблюдаемый наклон фазового рельефа, интенсивность принятого РЛ-сигнала, априорное распределение вероятностей топографического градиента, возможность наличия на интерферограмме как разрывов фазы, обусловленных фазовым шумом, так и разрывов, обусловленных рельефом подстилающей поверхности. Разработанное распределение позволяет вычислять вероятности разрывов фазы любой кратности в каждой точке интерферограммы и необходимо для повышения точности построения цифровых моделей рельефа интерферометрическим методом. Проведен вычислительный эксперимент с реальными РЛИ, подтвердивший адекватность и практическую ценность построенного распределения.

Ключевые слова: радиолокатор с синтезированной апертурой, топографическая РЛ-интерферометрия, задача развертки фазы на плоскости, вероятностная модель

ВВЕДЕНИЕ

Большое прикладное значение имеет метод построения цифровых моделей рельефа (ЦМР) поверхности Земли по данным интерферометрической съемки из космоса радиолокатором с синтезированной апертурой антенны (РСА). Это связано с возможностью получать радиолокационные изображения (РЛИ) независимо от времени суток и погодных условий; с оперативностью получения ЦМР на интересующий район; с высокой потенциальной точностью метода. Интерферометрический метод построения ЦМР по данным РСА заключается в проведении двух космических РЛ-съемок интересующего участка поверхности Земли с незначительно различающимися углами наблюдения, формировании топографической интерферограммы по результатам совместной обработки полученных снимков, и извлечении из сформированной интерферограммы топографической информации (Graham, 1974; Zebker, Goldstein, 1986; Bamler, 1997; Rosen et al., 2000; Елизаветин и др., 2009).

Топографическая интерферограмма представляет собой матрицу главных (т.е. известных по модулю 2π радиан) значений разностей фаз. Для извлечения из такой интерферограммы информации о рельефе необходимо преобразовать ее в

матрицу абсолютных значений фазовых разностей. Задача восстановления массива абсолютных фазовых значений по массиву главных значений фазы называется задачей развертки фазы. Развертка фазы является наиболее сложным этапом интерферометрической технологии (Goldstein et al., 1988; Carballo, Fieguth, 2000; Chen, 2001; Елизаветин и др., 2009), поскольку на получаемых интерферограммах практически всегда присутствуют разрывы. Для каждого разрыва фазы имеется неопределенность его величины и положения. Неопределенность в положении разрывов фазы на интерферограмме означает неопределенность решения задачи развертки фазы.

Для установления величины и местоположения имеющихся разрывов необходима дополнительная информация. В настоящей работе развертка фазы рассматривается в контексте топографической РСА-интерферометрии (Topographic SAR Interferometry). Дополнительная информация здесь включает в себя интенсивность принятого сигнала на двух снимках, когерентность между двумя снимками и априорную информацию о рельефе подстилающей поверхности. Наблюдаемые значения интерферометрической фазы, когерентности и интенсивности зависят от большого числа факторов, в том числе от случайных факторов (шумы) и от факторов, не поддающихся априор-

ному учету (атмосферные эффекты). Таким образом, доступная дополнительная информация не относится к искомому решению непосредственно, а некоторым сложным образом связана с ним, и эта связь не поддается точному теоретическому описанию. Поэтому возникает необходимость в ее математической модели. Математическая модель представляет собой систему математических соотношений, описывающих связи между интерферограммой, имеющей дополнительную исходной информацией и искомым решением задачи развертки фазы. При математическом моделировании используется аппарат теории вероятностей и математической статистики. Наблюдаемые значения трактуются как реализации случайных величин с известными законами распределения. Особенностью рассматриваемого случая является то, что для каждой случайной величины доступна всего одна реализация.

В рамках принятой математической модели строится распределение вероятностей локального наклона фазового рельефа на топографической интерферограмме. Основной составляющей этого распределения является функция правдоподобия локального наклона физического фазового рельефа (т.е. фазового рельефа, не искаженного фазовым шумом), объединяющая несколько независимых наблюдений. Распределение строится для каждой точки интерферограммы независимо от всех остальных точек, и формируется совместное распределение вероятностей наклонов фазового рельефа интерферограммы. Такое совместное распределение индуцирует распределение вероятностей на множестве всех допустимых систем разрывов фазы, поскольку интегрирование распределения вероятностей наклона фазового рельефа по соответствующим подобластям его области определения дает вероятность разрыва абсолютной фазы. Общий метод выяснения положения системы разрывов заключается в построении распределения вероятностей на множестве всех допустимых систем и поиске его максимума (Carballo, Fieguth, 2000).

Модели, позволяющие вычислять вероятности разрывов фазы в различных точках интерферограммы, лишь частично описаны в литературе, несмотря на их большую практическую значимость. В работе (Carballo, Fieguth, 2000) по интерферограмме и когерентности моделируется фазовый шум и вычисляются вероятности обусловленных им разрывов. При этом интенсивность сигнала никак не учитывается, а априорное распределение вероятностей локального наклона физического фазового рельефа предполагается равномерным. Предполагается, что разрывы фазы не шумовой природы отсутствуют. Модель, предложенная в работе (Chen, 2001), учитывает интенсивность и когерентность. Интенсивность считается детерминированным параметром. Для

распределения вероятностей наблюдаемого локального наклона фазового рельефа используется аппроксимация усеченным гауссовым распределением, справедливая лишь в области высокой когерентности. Априорное распределение вероятностей локального наклона физического фазового рельефа не учитывается.

В настоящей работе строится распределение вероятностей локального наклона фазового рельефа, которое обобщает модель работы (Carballo, Fieguth, 2000) по трем направлениям: учет физических разрывов фазы (т.е. разрывов, обусловленных топографией и геометрией съемки), учет интенсивности принятого РЛ-сигнала, учет априорного распределения вероятностей топографического градиента.

ИНТЕНСИВНОСТЬ, ФАЗА, КОГЕРЕНТНОСТЬ, ФАЗОВЫЕ РАЗНОСТИ

РЛ-съемка заключается в облучении подстилающей поверхности радиоимпульсами и измерении амплитуды и фазы вернувшегося к радиолокатору отраженного электромагнитного сигнала. Сигнал, приходящий от различных точек подстилающей поверхности, регистрируется и проходит специальную обработку, по результатам которой формируется матрица комплексных величин – цифровое РЛИ подстилающей поверхности

$$Q = \{q_{mn}\}, \quad m = 1, \dots, M, \quad n = 1, \dots, N.$$

РЛИ формируется в системе координат “азимут–наклонная дальность”. Ось азимута совпадает с направлением орбитального движения РСА. Положение образа элемента подстилающей поверхности на оси наклонной дальности определяется фактической дальностью от РСА до этого элемента на момент его траверса.

Квадрат модуля комплексной величины $i_{mn} = |q_{mn}|^2$ называется интенсивностью принятого сигнала, соответствующей пикселу (m, n) , а двумерный массив $I = \{i_{mn}\}$ значений интенсивности называется матрицей интенсивности. Два изображения Q_1 и Q_2 одного и того же участка подстилающей поверхности, полученные под различными углами наблюдения, при определенных условиях на геометрию съемки образуют интерферометрическую пару. Полученные по результатам съемки снимки интерферометрической пары пространственно совмещаются, т.е. между точками снимков устанавливается взаимнооднозначное соответствие, при котором каждая точка первого снимка и соответствующая ей точка второго снимка отвечают одной и той же точке подстилающей поверхности. Для двух комплексных значений РЛ-сигнала, соответствующих одной и той же точке подстилающей поверхности, определя-

ется комплексная корреляционная функция (Rosen et al., 2000)

$$C(q_1, q_2) = \frac{E[q_1 \cdot q_2^*]}{\sqrt{E[|q_1|^2] \cdot E[|q_2|^2]}},$$

где q_1 — комплексное значение в точке первого снимка; q_2 — комплексное значение в соответствующей точке второго снимка; $E[\cdot]$ — оператор математического ожидания по множеству элементарных отражателей внутри соответствующей ячейки пространственного разрешения РСА на подстилающей поверхности. Значения фазы $\varphi = \arg[C]$ и амплитуды $\rho = |C|$ комплексной корреляционной функции в точке называются интерферометрической фазой и когерентностью соответственно. Двумерный массив $\Phi = \{\varphi_{mn}\}$ значений интерферометрической фазы называется интерферограммой, а двумерный массив $\mathbf{P} = \{\rho_{mn}\}$ значений когерентности называется матрицей когерентности.

Полученная интерферометрическая фаза φ зависит не только от высоты соответствующего элемента подстилающей поверхности, но и от наземной дальности этого элемента от подспутниковой точки. Для выделения топографической фазы, фаза, обусловленная наземной дальностью, оценивается, исходя из известной геометрии съемки, и компенсируется. После компенсации интерферограмма содержит лишь информацию о высотах элементов подстилающей поверхности и называется топографической. Далее под интерферограммой понимается именно топографическая интерферограмма, а под интерферометрической фазой — топографическая интерферометрическая фаза.

Цифровая интерферограмма является массивом главных или относительных значений фазы (principal phase values), каждое из которых лежит в диапазоне $[-\pi; \pi)$ радиан. Но реальный физический смысл имеет массив абсолютных значений фазы $\psi \in \mathbb{R}$ (absolute phase values), которые могут лежать в более широком диапазоне. Поверхность, соответствующая матрице абсолютной фазы $\Psi = \{\psi_{mn}\}$, называется фазовым рельефом. Относительная и абсолютная фазы связаны уравнением

$$\varphi = W[\psi],$$

$$W[\psi] = \arg[\exp(j\psi)], \quad \psi \in \mathbb{R},$$

где $W[\cdot]$ — оператор свертки по модулю 2π радиан (phase wrapping operator); $\arg[\cdot]$ — оператор взятия аргумента комплексного числа; j — мнимая единица.

Рассмотрим теперь фазовые разности. Относительной фазовой разностью δ называется ко-

нечная разность главного значения фазы, свернутая в интервал $[-\pi; \pi)$:

$$\delta_Y(m, n) = W[\varphi_{m+1, n} - \varphi_{mn}],$$

$$\delta_X(m, n) = W[\varphi_{m, n+1} - \varphi_{mn}].$$

Абсолютной фазовой разностью Δ называется конечная разность абсолютной фазы

$$\Delta_X(m, n) = \Psi_{m, n+1} - \Psi_{mn}, \quad \Delta_Y(m, n) = \Psi_{m+1, n} - \Psi_{mn}.$$

В приводимых формулах индекс “X” соответствует направлению дальности, а индекс “Y” — направлению азимута.

Главное значение абсолютной фазовой разности равно относительной фазовой разности

$$\delta = W[\Delta], \quad \delta \in [-\pi; \pi), \quad \Delta \in \mathbb{R}.$$

Абсолютная фазовая разность есть сумма двух слагаемых (Chen, 2001)

$$\Delta = \Delta_T + \delta_N,$$

$$\delta_N \in (-2\pi; 2\pi), \quad \Delta_T \in \mathbb{R}, \quad (1)$$

$$\Delta \in (\Delta_T - 2\pi; \Delta_T + 2\pi) \subset \mathbb{R},$$

где Δ_T — неслучайная физическая фазовая разность; δ_N — случайная шумовая фазовая разность, закон распределения вероятностей которой не зависит от физической фазовой разности Δ_T . Физическая фазовая разность Δ_T является детерминированной функцией топографии подстилающей поверхности и параметров съемки. В приложениях именно она несет полезную информацию об объекте интерферометрических измерений. Интерферометрические измерения стремятся организовать так, чтобы физическая разность в каждой точке интерферограммы не превышала по модулю π радиан, но это удается не всегда. Из четырех фазовых разностей Δ_T , δ_N , Δ , δ непосредственно наблюдаемой является лишь относительная фазовая разность δ .

РАЗРЫВЫ ФАЗЫ НА ИНТЕРФЕРОГРАММЕ

Разрыв фазы (phase discontinuity) на паре смежных пикселей интерферограммы по определению означает, что абсолютная фазовая разность Δ , соответствующая этой паре пикселей, превышает по модулю π радиан: $|\Delta| \geq \pi$. Представление (1) показывает, что разрывы могут иметь физическую и шумовую природу. Физические разрывы (physical discontinuities) обусловлены топографией подстилающей поверхности и геометрией съемки. Вероятность физического разрыва фазы можно оценить путем совместного анализа наблюдаемых значений интенсивности, относительной фазовой разности и когерентности. Шумовые разрывы являются следствием действия фазового шума. Вероятность шумового разрыва

фазы можно оценить путем совместного анализа интерферограммы и сопутствующей ей когерентности. Физические разрывы имеют детерминированную причину, а причина появления шумовых разрывов является случайной. Поэтому физические разрывы, как правило, более пространственно протяженные, чем шумовые. В общем случае шумовой разрыв фазы может накладываться на физический, образуя составной разрыв.

Кратностью разрыва фазы называется количество фазовых оборотов k , связывающее абсолютную фазовую разность Δ с относительной фазовой разностью δ :

$$\delta = \Delta + 2\pi k, \quad k \in \mathbb{Z}, \quad \delta \in [-\pi; \pi), \quad \Delta \in \mathbb{R}.$$

Кратность составного разрыва равна алгебраической сумме кратностей составляющих разрывов: $k = k_T + k_N$, здесь k , k_T и k_N – кратности составного, физического и шумового разрывов фазы. Кратность физического разрыва на практике невелика (почти всегда $k_T \in \{-2, -1, 0, 1, 2\}$), но, вообще говоря, принципиально не ограничена: $k_T \in \mathbb{Z}$. Кратность шумового разрыва по определению не превышает единицы: $k_N \in \{-1, 0, 1\}$. Таким образом, максимально возможная кратность составного разрыва определяется максимально возможным значением величины Δ_T .

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТЕЙ АБСОЛЮТНОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ

Пространство наблюдений является множеством всех возможных наборов $\{I_1, I_2, \delta_X, \delta_Y, \rho\}$, где I_1 и I_2 – интенсивности принятого РЛ-сигнала на основном и вспомогательном изображениях; δ_X, δ_Y – относительные фазовые разности; ρ – когерентность. Необходимо построить распределения вероятностей абсолютных фазовых разностей Δ_X, Δ_Y .

Будем исходить из представления (1). Физические фазовые разности Δ_{TX}, Δ_{TY} непосредственно не наблюдаются, но их значения могут быть оценены по реализациям наблюдаемых случайных величин (интенсивности I_1 и I_2 , относительные фазовые разности δ_X и δ_Y , когерентность ρ), в законы распределения которых они входят в качестве параметров. Кроме этого, имеется некоторая априорная информация о параметрах Δ_{TX}, Δ_{TY} . Использовать данные наблюдений совместно с априорной информацией при статистическом оценивании позволяет байесовский подход. В байесовском подходе оцениваемый параметр считается случайной величиной. Поэтому далее неизвестные физические фазовые разности Δ_{TX}, Δ_{TY} будут рассматриваться как случайные величины.

Так как два исходных комплексных снимка составляют интерферометрическую пару, то различие в углах съемки мало (составляет доли градуса). Поэтому значения интенсивности для одного и того же элемента рельефа на двух снимках можно считать двумя реализациями одной случайной величины. Это предположение позволяет снизить размерность пространства наблюдений на единицу практически без потери информации, если в качестве реализованной интенсивности использовать среднее значение интенсивности по двум снимкам: $I = (I_1 + I_2)/2$. Когерентность позволяет судить об интенсивности фазового шума на интерферограмме. В законы распределения фазовых разностей в качестве параметра входит истинное (ненаблюдаемое) значение когерентности ρ_T . Учет возможных погрешностей оценивания этого параметра по наблюдаемой когерентности ρ дает незначительный эффект (Carballo, Fieguth, 2000), но приводит к значимому усложнению модели. Мы будем считать, что: $\rho_T = \rho$. Из представления (1) и независимости шумовой фазовой разности от физической, с учетом сделанных предположений, следует, что распределение вероятностей абсолютной фазовой разности дается формулой свертки

$$p(\Delta|\delta, \rho, I) = \int_{-\infty}^{\infty} p_N(\Delta - \Delta_T, \rho) p_T(\Delta_T|\delta, \rho, I) d\Delta_T, \quad (2)$$

где $p_N(\cdot, \rho)$ – распределение вероятностей шумовой фазовой разности; $p_T(\cdot|\delta, \rho, I)$ – апостериорное распределение вероятностей физической фазовой разности. Совместное апостериорное распределение физических фазовых разностей определяется формулой Байеса

$$p_T(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}|\delta_X, \delta_Y, \rho, I) = \frac{p(\delta_X, \delta_Y, \rho, I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) p(\Delta_{TX}, \Delta_{TY})}{\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} p(\delta_X, \delta_Y, \rho, I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) p(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) d\Delta_{TX} d\Delta_{TY}}, \quad (3)$$

где $p(\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ и $p(\delta_X, \delta_Y, \rho, I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ – совместное априорное распределение вероятностей и функция правдоподобия физических фазовых разностей соответственно. Используя теорему умножения вероятностей функцию правдоподобия можно представить в виде произведения

$$p(\delta_X, \delta_Y, \rho, I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) = p(I|\delta_X, \delta_Y, \rho, \Delta_{TX}, \Delta_{TY}) \times p(\delta_X, \delta_Y|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}, \rho) p(\rho|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}). \quad (4)$$

При фиксированных значениях физических фазовых разностей Δ_{TX}, Δ_{TY} интенсивность сигнала I не зависит ни от относительных фазовых разностей δ_X, δ_Y , ни от когерентности ρ : $p(I|\delta_X, \delta_Y,$

$\rho, \Delta_{TX}, \Delta_{TY}) = p(I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$. Здесь $p(I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ – функция правдоподобия разностей Δ_{TX}, Δ_{TY} по интенсивности I . Мы будем предполагать, что влияние азимутального наклона рельефа на наблюдаемую интенсивность пренебрежимо мало по сравнению с влиянием наклона по направлению дальности: $p(I|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) \approx p(I|\Delta_{TX}, 0)$. Второй множитель в правой части формулы (4) $p(\delta_X, \delta_Y, |\Delta_{TX}, \Delta_{TY}, \rho)$ является функцией правдоподобия разностей Δ_{TX}, Δ_{TY} по интерферограмме. При фиксированных значениях физических фазовых разностей относительные фазовые разности независимы:

$$p(\delta_X, \delta_Y|\Delta_{TX}, \Delta_{TY}, \rho) = p(\delta_X|\Delta_{TX}, \rho) p(\delta_Y|\Delta_{TY}, \rho).$$

Мы будем предполагать также независимость физических фазовых разностей

$$p(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) = p(\Delta_{TX}) p(\Delta_{TY}).$$

Выполненные нами экспериментальные исследования показали, что связь между когерентностью и локальными углами падения является очень слабой и неоднозначной. Поэтому мы не будем использовать функцию правдоподобия по когерентности $p(\rho|\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ в нашей математической модели. Подставляя (4) в (3), а (3) после соответствующих интегрирований в (2), с учетом сделанных допущений, получаем искомые распределения

$$p(\Delta_X|\delta_X, \rho, I) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} p_N(\Delta_X - \Delta_{TX}, \rho) p(\delta_X|\Delta_{TX}, \rho) p(I|\Delta_{TX}, 0) p(\Delta_{TX}) d\Delta_{TX}}{\int_{-\infty}^{\infty} p(\delta_X|\Delta_{TX}, \rho) p(I|\Delta_{TX}, 0) p(\Delta_{TX}) d\Delta_{TX}}, \quad (5)$$

$$p(\Delta_Y|\delta_Y, \rho) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} p_N(\Delta_Y - \Delta_{TY}, \rho) p(\delta_Y|\Delta_{TY}, \rho) p(\Delta_{TY}) d\Delta_{TY}}{\int_{-\infty}^{\infty} p(\delta_Y|\Delta_{TY}, \rho) p(\Delta_{TY}) d\Delta_{TY}}. \quad (6)$$

$$P(-\pi < \Delta_Y < \pi|\delta_Y, \rho) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} P_N^{(0)}(\Delta_{TY}, \rho) p(\delta_Y|\Delta_{TY}, \rho) p(\Delta_{TY}) d\Delta_{TY}}{\int_{-\infty}^{\infty} p(\delta_Y|\Delta_{TY}, \rho) p(\Delta_{TY}) d\Delta_{TY}}, \quad (8)$$

Полученные распределения (5), (6) справедливы для ансамбля реализаций случайных величин Δ_X, Δ_Y в точке.

ВЕРОЯТНОСТИ РАЗРЫВОВ ФАЗЫ

Вероятность непрерывности фазы и вероятности разрывов вычисляются путем интегрирования полученных распределений (5), (6) по соответствующим интервалам их области определения. Так, вероятности непрерывности абсолютной фазы по направлениям дальности и азимута даются формулами (рис. 4)

$$P(-\pi < \Delta_X < \pi|\delta_X, \rho, I) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} P_N^{(0)}(\Delta_{TX}, \rho) p(\delta_X|\Delta_{TX}, \rho) p(I|\Delta_{TX}, 0) p(\Delta_{TX}) d\Delta_{TX}}{\int_{-\infty}^{\infty} p(\delta_X|\Delta_{TX}, \rho) p(I|\Delta_{TX}, 0) p(\Delta_{TX}) d\Delta_{TX}} \quad (7)$$

$$P_N^{(0)}(\Delta_T, \rho) = \int_{-\pi}^{\pi} p_N(\Delta - \Delta_T, \rho) d\Delta.$$

Формулы для вероятностей положительных разрывов $P(\Delta_X \geq \pi|\delta_X, \rho, I)$, $P(\Delta_Y \geq \pi|\delta_Y, \rho)$ получаются из формул (7), (8) заменой в правой части функции $P_N^{(0)}(\Delta_T, \rho)$ на функцию

$$P_N^{(+1)}(\Delta_T, \rho) = \int_{\pi}^{+\infty} p_N(\Delta - \Delta_T, \rho) d\Delta.$$

Аналогично формулы для вероятностей отрицательных разрывов $P(\Delta_X \leq -\pi|\delta_X, \rho, I)$, $P(\Delta_Y \leq -\pi|\delta_Y, \rho)$ получаются заменой функции $P_N^{(0)}(\Delta_T, \rho)$ на функцию

$$P_N^{(-1)}(\Delta_T, \rho) = \int_{-\infty}^{-\pi} p_N(\Delta - \Delta_T, \rho) d\Delta.$$

Характерные значения параметров съемки PCA Radar-sat-1

Параметр	Значение
Длина волны PCA, λ , км	0.000057
Наклонная дальность до центра кадра, r_0 , км	1027
Угол наблюдения для центра кадра, γ_0 , град	40
Перпендикулярная компонента базовой линии, B_{\perp} , км	0.109
Межпиксельное расстояние по направлению наклонной дальности, Δr_S , км	0.023
Межпиксельное расстояние по направлению азимута, Δa , км	0.021

Аналогично вычисляется вероятность разрыва любой заданной кратности. Рассмотрим теперь отдельные компоненты, входящие в формулы (7), (8).

АПРИОРНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ

Физический фазовый рельеф есть результат действия известной процедуры на топографический рельеф. Поэтому априорное распределение вероятностей поля физического фазового градиента определяется априорным распределением вероятностей поля топографического градиента и моделью формирования интерферограммы. Априорное распределение вероятностей поля топографического градиента не известно. В работах (Guarnieri, 2002; Guarnieri, 2003) предполагается, что абсолютная величина топографического градиента в каждой точке распределена по логарифмическому закону Леви (log-Levy distribution). Экспериментально обосновывается возможность хорошей аппроксимации гистограмм большинства однородных топографических сцен путем варьирования трех параметров распределения. Для неоднородных сцен указывается необходимость использования смеси из нескольких логарифмических распределений Леви. Плотность распределения Леви не имеет аналитического представления. Необходимость оценивания большого числа параметров и численного вычисления плотности распределения приводит к большим вычислительным затратам.

Мы выберем здесь более простой подход, основанный на учете специфических особенностей нашей задачи. Заметим, что априорное распределение, как и вся математическая модель, задается при развертке фазы лишь при наличии на интерферограмме разрывов. Причем разрывы фазы шумовой природы легко устраняются и без участия модели в силу их малой пространственной протяженности. Математическая модель необходима для развертки интерферограмм содержащих физические разрывы фазы, возникающие при наличии на снимаемой территории больших топографических градиентов. Поэтому в качестве

априорного распределения вероятностей топографического градиента мы будем использовать распределение, характерное для территорий, содержащих наряду с равнинными участками горные хребты. В результате статистической обработки цифровых моделей рельефа таких территорий мы получили ряд гистограмм. Каждая из полученных гистограмм имела относительно высокие значения в окрестности нуля и быстро затухала на бесконечности. Путем функциональной аппроксимации полученных гистограмм было построено двумерное изотропное распределение вероятностей

$$p_T(g_X, g_Y) = 3.395 \exp\left(-4(g_X^2 + g_Y^2)^{1/4}\right), \quad (9)$$

$$g_X = \tan(\alpha_X), \quad g_Y = \tan(\alpha_Y),$$

где g_X, g_Y – компоненты топографического градиента; α_X, α_Y – соответствующие углы наклона рельефа. Согласно модели формирования интерферограммы, компоненты топографического градиента связаны с физическими фазовыми разностями соотношениями

$$g_X(\Delta_{TX}) = \frac{\lambda r_0 \sin^2(\gamma_0) \Delta_{TX}}{4\pi |B_{\perp}| \Delta r_S + \lambda r_0 \sin(\gamma_0) \cos(\gamma_0) \Delta_{TX}}, \quad (10)$$

$$g_Y(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) = \frac{\lambda r_0 \Delta r_S \sin(\gamma_0) \Delta_{TY}}{4\pi |B_{\perp}| \Delta r_S \Delta a + \lambda r_0 \Delta a \sin(\gamma_0) \cos(\gamma_0) \Delta_{TX}}, \quad (11)$$

$$\Delta_{TX} \in (\Delta_{TX}^*; +\infty), \quad \Delta_{TY} \in (-\infty; +\infty),$$

$$\Delta_{TX}^* = -\frac{4\pi |B_{\perp}| \Delta r_S}{\lambda r_0 \sin(\gamma_0) \cos(\gamma_0)},$$

где g_X, g_Y – компоненты топографического градиента по направлению наклонной дальности и азимута соответственно; Δ_{TX}, Δ_{TY} – физические фазовые разности по этим же направлениям; λ – длина волны PCA; r_0 – наклонная дальность; γ_0 – угол наблюдения; B_{\perp} – перпендикулярная компонента базовой линии; $\Delta r_S, \Delta a$ – межпиксельные расстояния по наклонной дальности и азимуту соответственно. Формулы (10), (11) могут быть выведены непосредственно из уравнений геометрии съемки или могут быть получены из формул для мгновенных значений пространственной частоты интерферограммы (instantaneous frequencies), приведенных в работах (Guarnieri, 2002; Guarnieri, 2003). Плотность распределения вероятностей топографического градиента (9) и преобразования (10), (11) дают плотность совместного распределения вероятностей физических фазовых разностей

$$p_{\Delta}(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}) = \begin{cases} p_T(g_X(\Delta_{TX}), g_Y(\Delta_{TX}, \Delta_{TY})) J(\Delta_{TX}, \Delta_{TY}), & \Delta_{TX}^* < \Delta_{TX}; \\ 0, & \Delta_{TX} \leq \Delta_{TX}^*, \end{cases} \quad (12)$$

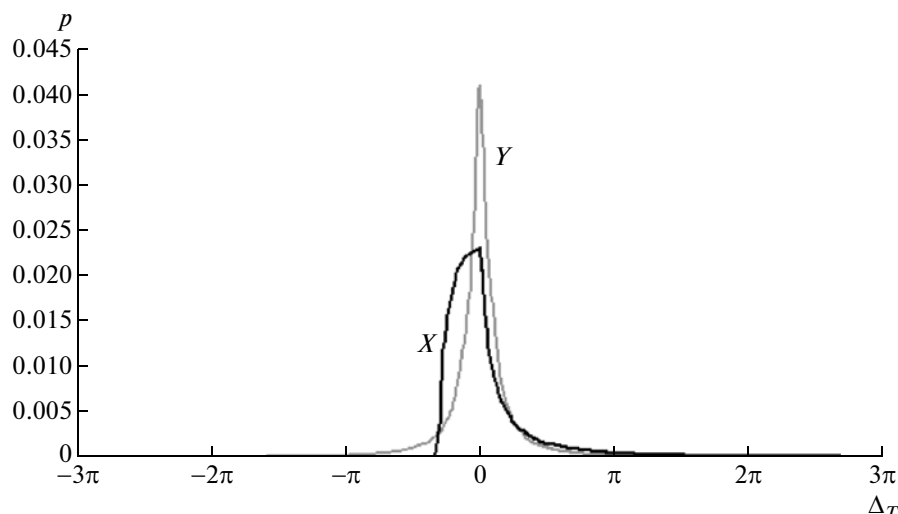


Рис. 1. Априорное распределение вероятностей физической фазовой разности Δ_T по направлению наклонной дальности (X) и по направлению азимута (Y).

где $J(\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ — якобиан преобразования (10), (11). Частные априорные распределения даются интегрированием полученной плотности (12). Кривые, построенные согласно формулам (9)–(12) для значений параметров, характерных для РСА Radarsat-1 (таблица), показаны на рис. 1.

Физическая фазовая разность по направлению дальности Δ_{TX} принимает значения в интервале $(\Delta_{TX}^*; +\infty)$. Существование нижней границы Δ_{TX}^* обусловлено боковым обзором при съемке. Точка $\Delta_{TX} = \Delta_{TX}^*$ соответствует разрыву подстилающей поверхности $|\alpha_X| = \pi/2$, а точка $\Delta_{TX} = +\infty$ соответствует переналожению $\alpha_X = \gamma_0$ (layover). Большая вероятность небольших по модулю отрицательных значений физической фазовой разности есть отражение эффекта укорачивания передних склонов (foreshortening): относительная площадь на интерферограмме передних склонов (с положительным высоким градиентом) меньше относительной площади задних склонов (с отрицательным умеренным градиентом). Другим проявлением этого эффекта является то, что высокое положительное значение физической фазовой разности по дальности является более вероятным (кривая плотности выше), чем то же самое значение физической фазовой разности по направлению азимута. Следствием этого является более высокая априорная вероятность положительного физического разрыва фазы по дальности по сравнению с вероятностью разрыва по азимуту. Соотношения (9)–(12) показывают, что отрицательные физические разрывы по направлению дальности невозможны. Физическая фазовая разность по направлению азимута Δ_{TY} принимает значения в интервале $(-\infty; +\infty)$. Плотность распределения симметрична относи-

тельно нуля в силу симметричности плотности распределения топографического градиента и симметричности геометрии съемки в азимутальном направлении.

Совместное априорное распределение физических фазовых разностей $p_\Delta(\Delta_{TX}, \Delta_{TY})$ содержит в себе информацию о частотах встречаемости различных наклонов физического фазового рельефа, которая является важным элементом нашей математической модели.

ФУНКЦИЯ ПРАВДОПОДОБИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ ПО ИНТЕНСИВНОСТИ

Интенсивность позволяет судить о величине угла падения РЛ-сигнала. Так как геометрия съемки известна, то это в свою очередь позволяет делать суждения о величинах локальных наклонов рельефа в точке падения сигнала. Но такие суждения могут иметь только вероятностный характер, поскольку высокое значение интенсивности принятого сигнала может быть обусловлено не только малым углом падения, но и другими факторами, например, берегговским резонансом. В качестве функции правдоподобия физической фазовой разности по направлению дальности Δ_{TX} по интенсивности принятого сигнала I мы будем использовать здесь разработанную нами ранее радиометрическую модель (Шувалов, 2009)

$$p_I(I|\Delta_{TX}) = \frac{1}{\Gamma(L)} \left(\frac{L}{M(\Delta_{TX})} \right)^L I^{L-1} \exp\left(-L \frac{I}{M(\Delta_{TX})}\right),$$

$$I \geq 0, \quad L \geq 1,$$

где I — наблюдаемое значение интенсивности РЛ-сигнала; $M(\Delta_{TX})$ — предсказываемое радио-

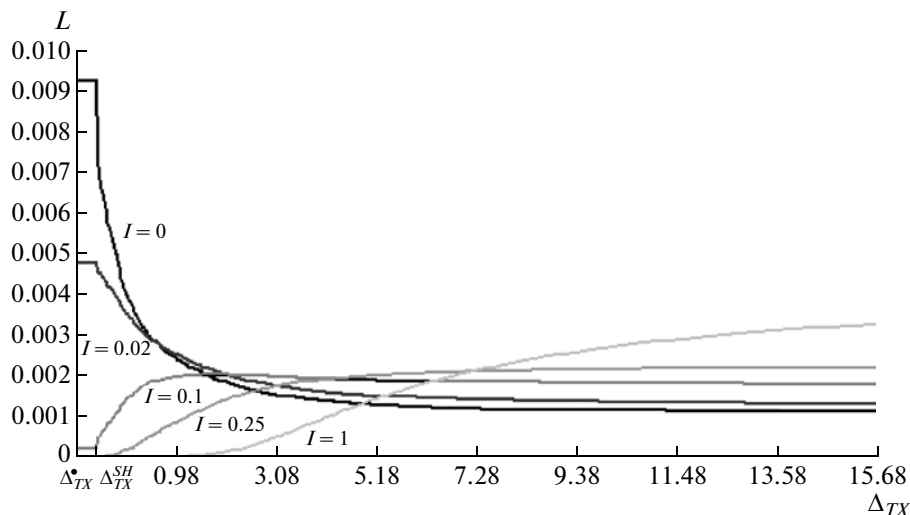


Рис. 2. Семейство функций правдоподобия $L(\Delta_{TX}) = p(I|\Delta_{TX})$, полученное варьированием наблюдаемой интенсивности I .

метрической моделью значение интенсивности; L – количество независимых наблюдений (number of looks); $\Gamma(\cdot)$ – гамма-функция Эйлера. Радиометрическая модель представляет собой упрощенное описание процесса формирования регистрируемой интенсивности РЛ-сигнала. Многочисленные допущения, лежащие в ее основе, не всегда справедливы. Поэтому мы будем использовать гамма-распределение с максимальной дисперсией при заданном математическом ожидании (т.е. с $L = 1$, экспоненциальное распределение), рассматривая такое искусственное увеличение дисперсии как дань неучтенным факторам. Приводимые ниже графики (рис. 2) построены для значений параметров съемки, характерных для РСА Radarsat-1 (таблица). Заметим, что область $(\Delta_{TX}^*, \Delta_{TX}^{SH}]$ соответствует РЛ-тени (radar shadow). Граница начала тени, как следует из модели формирования интерферограммы, определяется по формуле

$$\Delta_{TX}^{SH} = -\frac{4\pi |B_{\perp}| \Delta r_S}{\lambda r_0 \tan(\gamma_0)}.$$

Все значения физической фазовой разности, лежащие в области РЛ-тени, равновероятны, поэтому на рис. 2 в области тени функции правдоподобия постоянны.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ

Поскольку приемная аппаратура измеряет лишь главное значение фазы электромагнитного сигнала, наблюдаемая интерферометрическая фаза φ определена на отрезке длиной 2π радиан: $-\pi \leq \varphi < \pi$. Наблюдаемая фаза φ содержит составляющую φ_N фазового шума, обусловленного декорреляцией

снимков интерферометрической пары, и полезную составляющую φ_T , представляющую собой главное значение абсолютной полезной фазы ψ_T . Модель взаимодействия полезной и шумовой составляющих фазы имеет следующий вид (Datcu, 1996):

$$\varphi = W[\varphi_T + \varphi_N], \quad \varphi_T = W[\psi_T].$$

Фазовый шум предполагается некоррелированным с полезной составляющей фазы, а его математическое ожидание предполагается равным нулю (Lee, 1994; Lee, 1998). При таких допущениях плотность распределения (по реализациям в точке) наблюдаемой на интерферограмме фазы φ на отрезке $[-\pi; \pi]$ имеет вид (Lee, 1994)

$$p_{\Phi}(\varphi|\rho, \varphi_T, L) = \frac{\Gamma\left(L + \frac{1}{2}\right)(1-\rho^2)^L \beta + \frac{(1-\rho^2)^L}{2\pi} \cdot F\left(L, 1; \frac{1}{2}; \beta^2\right)}{2\sqrt{\pi}\Gamma(L)(1-\beta^2)^{L+\frac{1}{2}}} \cdot F\left(L, 1; \frac{1}{2}; \beta^2\right), \quad (13)$$

$$\beta = \rho \cos(\varphi - \varphi_T),$$

где φ_T – математическое ожидание фазы φ ; ρ – когерентность; L – количество независимых наблюдений; $\Gamma(\cdot)$ – гамма-функция Эйлера; $F(\cdot)$ – гипергеометрическая функция Гаусса. Плотность распределения вероятностей (13) наблюдаемой фазы является периодической функцией с периодом 2π радиан. Поэтому ее можно рассматривать как плотность распределения вероятностей абсолютной фазы ψ на отрезке $[\psi_T - \pi; \psi_T + \pi]$, заменив аргумент $\varphi \in [-\pi; \pi]$ аргументом $\psi \in [\psi_T - \pi; \psi_T + \pi]$, а параметр φ_T параметром ψ_T .

В предположении независимости абсолютных фаз ψ_1, ψ_2 , соответствующих паре смежных пик-

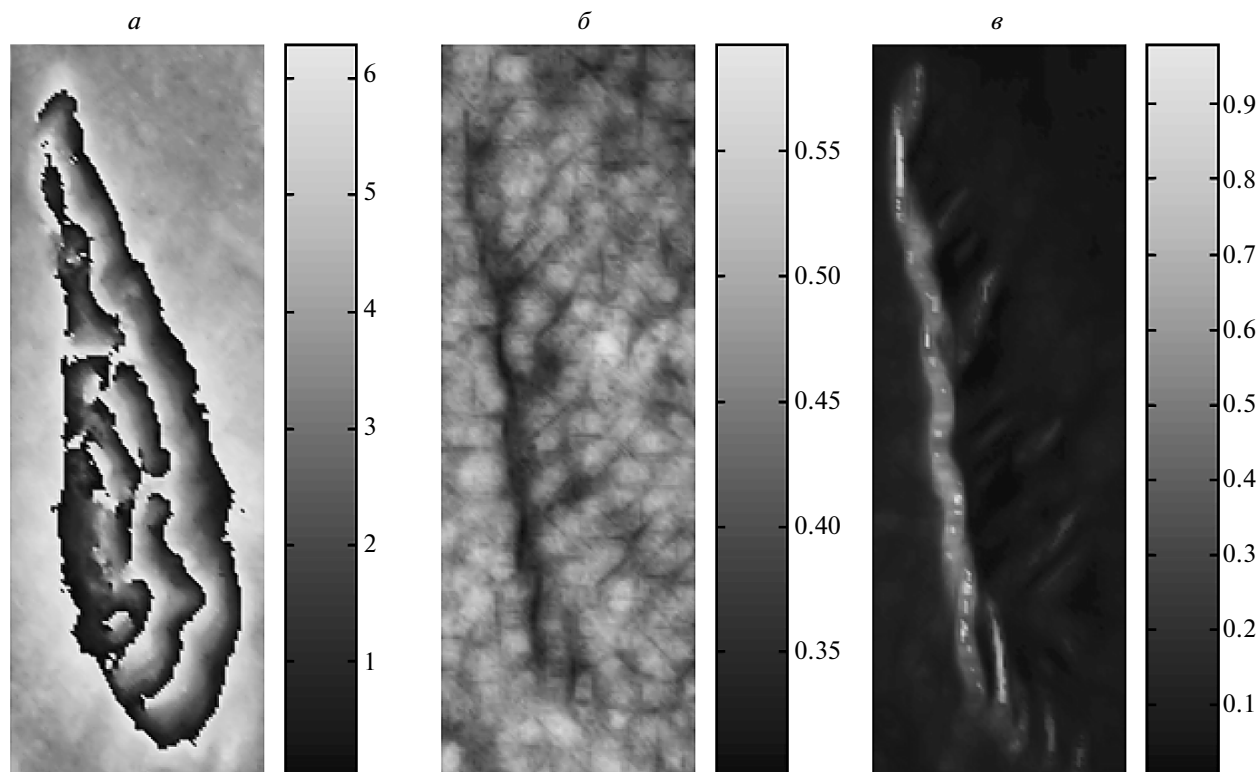


Рис. 3. *a* – Интерферограмма, *б* – матрица когерентности и *в* – матрица интенсивности.

селов цифровой интерферограммы, абсолютная фазовая разность Δ является случайной величиной, распределенной на отрезке $(\Delta_T - 2\pi; \Delta_T + 2\pi)$ с плотностью

$$p_{\Delta}(\Delta|\Delta_T) = \begin{cases} \int_{-\pi-(\Delta-\Delta_T)}^{\pi} \tilde{p}_{\Phi}(\Delta - \Delta_T + \varphi) \tilde{p}_{\Phi}(\varphi) d\varphi, & \Delta \in (\Delta_T - 2\pi; \Delta_T); \\ \int_{-\pi}^{\pi-(\Delta-\Delta_T)} \tilde{p}_{\Phi}(\Delta - \Delta_T + \varphi) \tilde{p}_{\Phi}(\varphi) d\varphi, & \Delta \in [\Delta_T; \Delta_T + 2\pi). \end{cases} \quad (14)$$

где введена вспомогательная функция $\tilde{p}_{\Phi}(\varphi) = p_{\Phi}(\varphi + \varphi_T)$ и использовано определение физической фазовой разности как разности топографических абсолютных фаз $\Delta_T = (\psi_T)_2 - (\psi_T)_1$. Замена аргумента в распределении $p_{\Delta}(\Delta|\Delta_T)$ дает распределение вероятностей шумовой фазовой разности $p_N(\Delta - \Delta_T, \rho)$.

Плотность распределения вероятностей относительной фазовой разности δ дается формулой

$$p(\delta|\Delta_T) = \begin{cases} \sum_{k=-\infty}^{+\infty} p_{\Delta}(\delta + 2\pi k|\Delta_T), & \delta \in [-\pi; \pi); \\ 0, & \delta \notin [-\pi; \pi). \end{cases} \quad (15)$$

Поскольку плотность распределения абсолютной фазовой разности $p_{\Delta}(\Delta|\Delta_T)$ отлична от нуля лишь на интервале $(\Delta_T - 2\pi; \Delta_T + 2\pi)$, то в формуле (15) суммирование достаточно произвести по конечному числу значений индекса k : от значения $k = k_{\min}$ включительно до значения $k = k_{\max}$ включительно. Граничные значения определяются формулами

$$k_{\min} = \left[\frac{\Delta_T - \delta}{2\pi} \right], \quad k_{\max} = \left[\frac{\Delta_T - \delta}{2\pi} \right] + 1,$$

где $[\cdot]$ – оператор взятия целой части числа. Обратим внимание, что в формулах (14) и (15) параметры ρ (когерентность) и L (количество независимых наблюдений) для краткости записи опущены. Параметр Δ_T определяет положение максимума, а параметры ρ и L определяют дисперсию. На практике перед выполнением какой-либо обработки интерферограмма, как правило, подвергается пространственной фильтрации. Изменение статистических характеристик интерферограммы в результате фильтрации учитывается через увеличение значения параметра L .

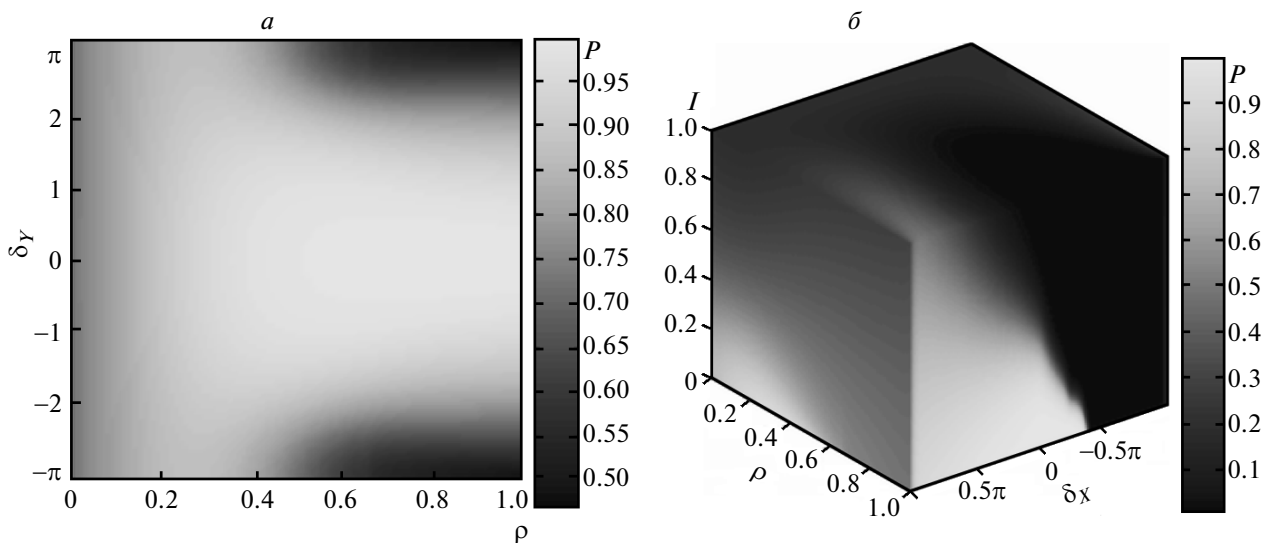


Рис. 4. *a* – Вероятность непрерывности фазы по направлению азимута $P(-\pi < \Delta_Y < \pi | \delta_Y, \rho)$ как функция относительной фазовой разности δ_Y и когерентности ρ , *б* – вероятность непрерывности фазы по направлению дальности $P(-\pi < \Delta_X < \pi | \delta_X, \rho, I)$ как функция относительной фазовой разности δ_X , когерентности ρ и интенсивности I .

ФУНКЦИЯ ПРАВДОПОДОБИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ ПО ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ФАЗОВОЙ РАЗНОСТИ

Одной из составляющих функции правдоподобия физической фазовой разности является функция правдоподобия $p(\delta | \Delta_T, \rho)$ физической фазовой разности Δ_T по относительной фазовой разности δ . Плотность распределения вероятностей относительной фазовой разности $p(\delta | \Delta_T, \rho)$ зависит лишь от главного значения разности $\delta - \Delta_T$ и когерентности ρ , т.е. $p(\delta | \Delta_T, \rho) = T(W[\delta - \Delta_T] | \rho)$, где $T(\cdot | \rho)$ – функция, полученная из функции $p(\delta | \Delta_T, \rho)$ заменой аргумента. При стремлении когерентности к единице плотность распределения вероятностей стремится к дельта-функции Дирака. При стремлении когерентности к нулю распределение вероятностей стремится к равномерному распределению.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

В качестве исходных данных для вычислительного эксперимента был взят небольшой фрагмент (80×230 пикселей) интерферометрической пары РСА Radarsat-1. Исходными данными для вычисления вероятности разрыва фазы заданной кратности, согласно разработанной нами модели, являются наблюдаемая фазовая разность δ , когерентность ρ и интенсивность I (рис. 3). Поскольку вероятности требуется вычислять для каждой пары смежных пикселей интерферограммы, а интерферограмма

может иметь очень большие размеры, целесообразно предварительно построить вспомогательные таблицы: вычислить искомые вероятности в узлах сетки пространства параметров. Например, вероятности $P(-\pi < \Delta_X < \pi | \delta_X, \rho, I)$, $P(-\pi < \Delta_Y < \pi | \delta_Y, \rho)$ как функции параметров, вычисленные согласно предложенной модели, показаны на рисунке ниже (рис. 4). Далее, путем интерполяции по полученным таблицам (рис. 4), были построены матрицы соответствующих вероятностей (рис. 5). На основе полученных вероятностей была выполнена развертка фазы для интерферограммы (рис. 3а) методом последовательной вставки ветвей отсечения. Полученная на основе развернутой фазы цифровая модель рельефа представлена на рисунке ниже (рис. 6а) в сравнении с эталонной цифровой моделью рельефа (рис. 6б). На рис. 7 приведены ЦМР, полученные на основе известных алгоритмов развертки фазы без участия разработанной модели. Величины среднего модуля уклонения полученных цифровых моделей рельефа от эталонной модели в рассматриваемом примере таковы: метод вставки ветвей отсечения на основе разработанной модели 15.995 м; алгоритм SNAPHU (Chen, 2001) 37.447 м; метод растущих пикселей 84.640 м; метод наименьших квадратов без взвешивания 201.241 м. Анализ полученных результатов показывает, что наиболее точной является цифровая модель рельефа, полученная методом вставки ветвей отсечения на основе разработанной модели. Разработанная модель, как и модель работы (Chen, 2001), лежащая в основе алгоритма SNAPHU, наряду с когерентностью и фазовой

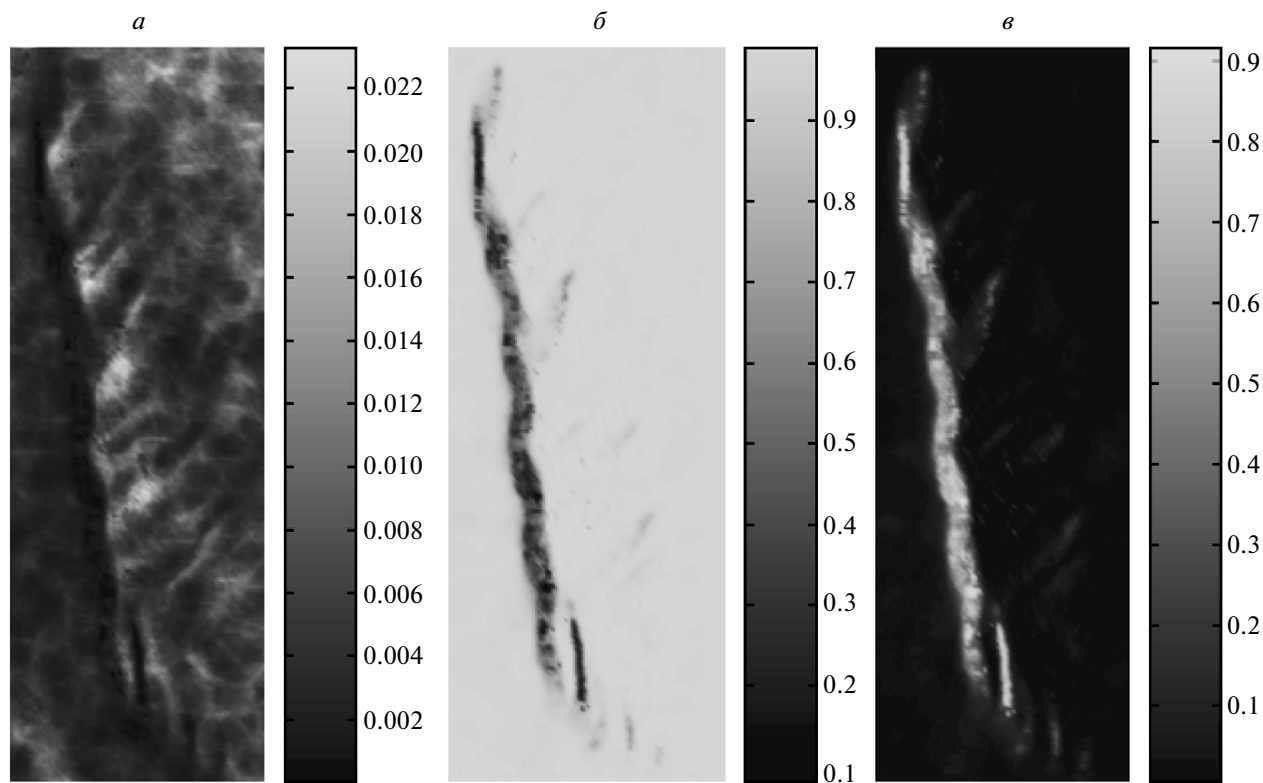


Рис. 5. *a* – Матрица вероятности отрицательного разрыва фазы по направлению дальности $P(\Delta_X \leq -\pi)$, *б* – матрица вероятности непрерывности фазы по направлению дальности $P(-\pi < \Delta_X < \pi)$, *в* – матрица вероятности положительного разрыва фазы по направлению дальности $P(\Delta_X \geq \pi)$.

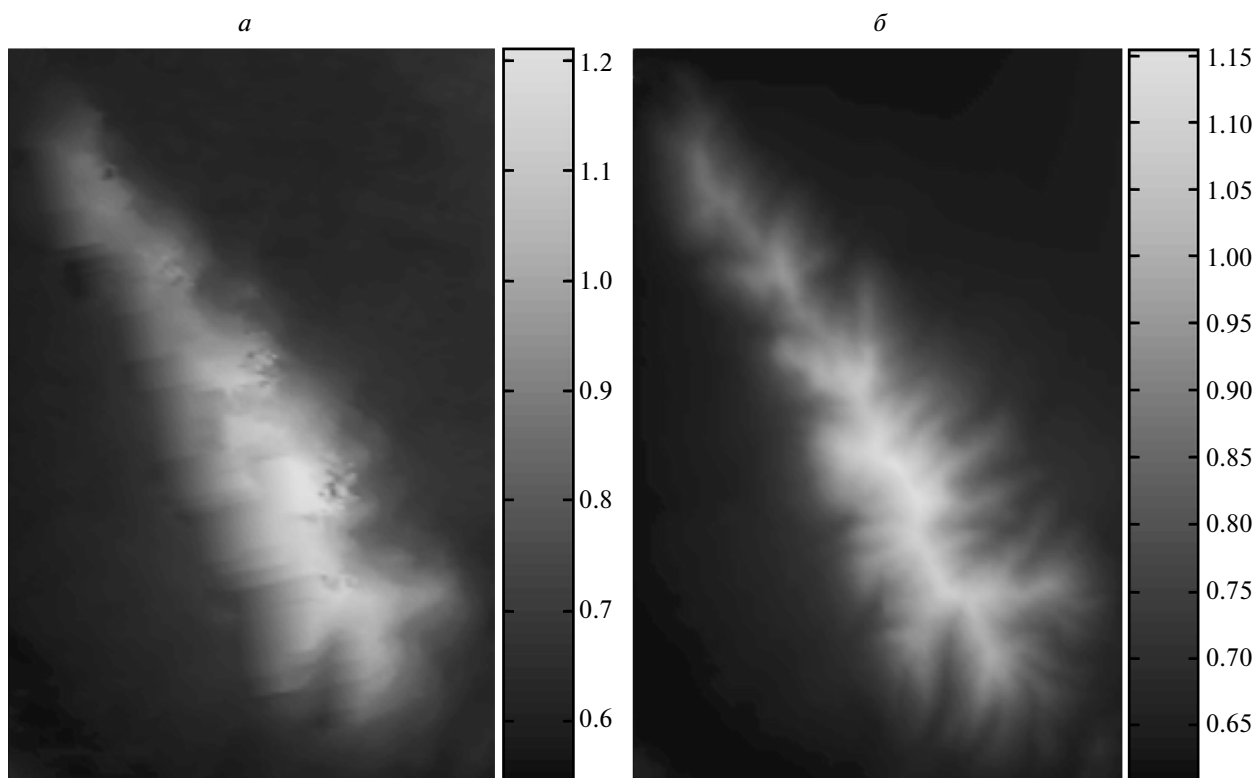


Рис. 6. *a* – ЦМР, полученная методом вставки ветвей отсечения на основе разработанной модели, и *б* – эталонная ЦМР.

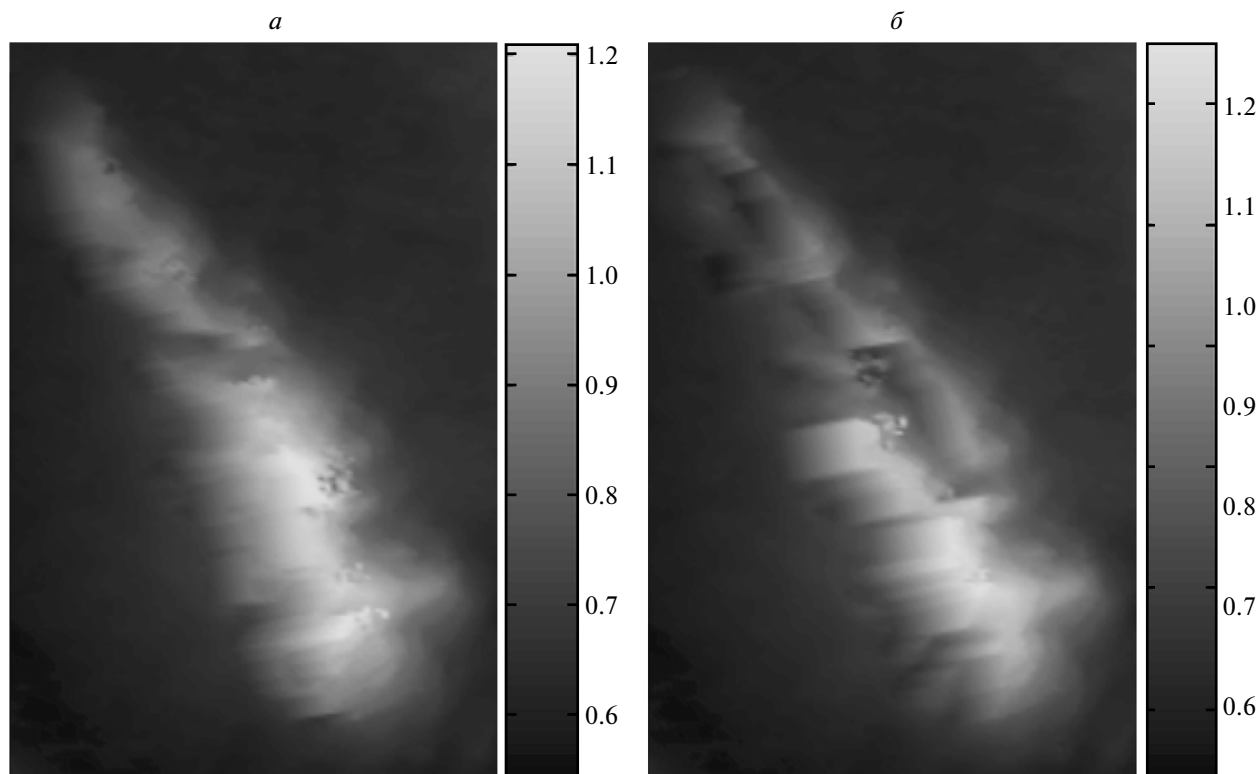


Рис. 7. *а* – ЦМР, полученная алгоритмом SNAPHU, и *б* – методом растущих пикселей.

информацией, учитывает интенсивность принятого РЛ-сигнала. Метод растущих пикселей учитывает лишь фазовый градиент и когерентность. Метод наименьших квадратов без взвешивания учитывает только фазовый градиент. Таким образом, точность развертки фазы и, как следствие, точность получаемой ЦМР напрямую зависит от состава привлекаемой дополнительной информации и математической модели, на основе которой она привлекается. Конечно, точность получаемой ЦМР зависит также от алгоритма развертки фазы, который ищет решение задачи в соответствии с принятой моделью. Алгоритм, разработанный в (Chen, 2001), ищет приближение к глобально оптимальному решению, тогда как метод последовательной вставки ветвей отсечения, использованный нами, в общем случае дает лишь локально оптимальное решение. В данном случае благодаря невысокой плотности разрывов фазы на интерферограмме алгоритм последовательной вставки ветвей отсечения нашел хорошее, в смысле разработанной модели, решение задачи развертки фазы. Высокая точность найденного решения, по сравнению с точностями решений, полученных известными ранее методами, подтвердила адекватность разработанной модели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработано распределение вероятностей локального наклона фазового рельефа на топографической интерферограмме, позволяющее вычислять вероятности разрывов фазы любой кратности. Разработанное распределение, по сравнению с известными ранее результатами (Carballo, Fieguth, 2000; Chen, 2001), наиболее полно учитывает имеющуюся информацию. Предложенная модель обобщает модель работы (Carballo, Fieguth, 2000) по трем направлениям: учет физических разрывов фазы (т.е. разрывов, обусловленных топографией и геометрией съемки), учет интенсивности принятого РЛ-сигнала, учет априорного распределения вероятностей топографического градиента. Модель допускает эффективную программную реализацию на основе предварительной табуляции. Проведенный вычислительный эксперимент с участием реальных РЛ-снимков показал, что использование разработанной модели при развертке фазы в космической РЛ-топографической интерферометрии позволяет повысить точность получаемой цифровой модели рельефа. Предложенная модель может использоваться совместно с различными алгоритмами развертки фазы в интерферометрической обработке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Елизаветин И.В., Шувалов Р.И., Буш В.А.* Принципы и методы радиолокационной съемки для целей формирования цифровой модели местности // Геодезия и картография. 2009. № 1. С. 39–45.
- Шувалов Р.И.* Разработка радиометрической модели снимков поверхности Земли, формируемых по данным измерений космических радиолокаторов с синтезированной апертурой антенны // Вестн. МГТУ. Сер. Естественные науки. 2009. № 4. С. 99–118.
- Bamler R.* Digital Terrain Models from Radar Interferometry // Photogram. week'97. Heidelberg: Wichmann Verlag, 1997. P. 93–105.
- Carballo G.F., Fieguth P.W.* Probabilistic cost functions for network flow phase unwrapping // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2000. V. 38. № 5. P. 2192–2201.
- Chen C.W.* Statistical-cost network-flow approaches to two-dimensional phase unwrapping for radar interferometry // PhD thesis. Stanford University, 2001.
- Datcu M.* Maximum entropy solution for interferometric SAR phase unwrapping // Proc. IGARSS'96 Conf. 21–26 May 1996. Lincoln, NB, USA, 1996.
- Goldstein R.M., Zebker H.A., Werner C.L.* Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping // Radio Sci. 1988. V. 23. № 4. P. 713–720.
- Graham L.C.* Synthetic interferometric radar for topographic mapping // Proc. IEEE. June 1974. V. 62. P. 763–768.
- Guarnieri A.M.* SAR Interferometry and Statistical Topography // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2002. V. 40. P. 2567–2581.
- Guarnieri A.M.* Using topography statistics to help phase unwrapping // IEEE Proc. 2003. Online № 20030565.
- Lee J.-S. et al.* Intensity and phase statistics of multilook polarimetric and interferometric imagery // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1994. V. 32. P. 1017–1028.
- Lee J.-S. et al.* A new technique for noise filtering of SAR interferometric phase images // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1998. V. 36. P. 1456–1465.
- Rosen P., Hensley S., Joughin I., Li F., Madsen S., Rodriguez E., Goldstein R.* Synthetic Aperture Radar Interferometry // IEEE Proc. March 2000. V. 88. № 3.
- Zebker H.A., Goldstein R.M.* Topographic mapping from interferometric SAR observations // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 4993–4999.

Development of Phase Slope Probability Distribution for Two-Dimensional Phase Unwrapping in Topographic SAR Interferometry

R. I. Shuvalov

JSC “MIC “NPO Mashinostroyenia”, Reutov, Moscow region

Two-dimensional phase unwrapping in topographic SAR interferometry is discussed. The probability distribution for the local phase slope on the interferogram is developed. In comparison with earlier works the developed distribution is the most full. The model takes into account phase noise, observed phase slope, intensity of the radar signal on the SAR image, prior distribution of terrain slopes. The model considers both phase discontinuities caused by phase noise and discontinuities caused by topography. Developed distribution enables calculation of probabilities of phase discontinuities for the given couple of interferogram adjacent pixels. Proposed distribution is necessary for enhancement of digital elevation models generated through the topographic SAR interferometry. The results of the computational experiment with the real SAR data are discussed.

Key words: synthetic aperture radar (SAR), topographic SAR interferometry, two-dimensional phase unwrapping (2D PhU), probabilistic model

О РАСПОЗНАВАНИИ ОКЕАНСКИХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И АТМОСФЕРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН НА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2011 г. А. Ю. Иванов

Учреждение Российской академии наук Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

E-mail: ivanoff@ocean.ru

Поступила в редакцию 03.08.2009 г.

Внутренние гравитационные волны (ВВ) в океане и гравитационные волны в атмосфере (АГВ) — одно из распространенных явлений природы. Первые возникают в верхнем слое стратифицированного океана, а вторые — в нижнем слое атмосферы над океаном. Поскольку эти явления волновые, они создают на морской поверхности и соответственно на радиолокационных изображениях (РЛИ) морской поверхности серии характерных периодических поверхностных проявлений (ПП) в виде групп квазипараллельных полос разной интенсивности. В принципе, в главных чертах поверхностные проявления ВВ (ППВВ) и поверхностные проявления АГВ (ППАГВ) похожи, и для неподготовленного исследователя их распознавание может представлять значительные трудности. В настоящей обзорной статье на основе сопоставления характеристик и параметров океанских ВВ и АГВ, их ППВВ и ППАГВ, механизмов генерации и отображения на РЛИ выявляются отличительные признаки, сходства и различия, формулируется ряд критериев, с помощью которых можно проводить их распознавание.

Ключевые слова: спутниковые радиолокационные данные, океанские внутренние волны, атмосферные гравитационные волны, поверхностные проявления, морская поверхность

ВВЕДЕНИЕ

В океанах и морях на радиолокационных изображениях (РЛИ) достаточно часто регистрируются группы периодических квазипараллельных полос, образование которых можно объяснить прохождением внутренних гравитационных волн (ВВ). Внутренние волновые движения в океане охватывают всю его водную толщу и являются одним из распространенных явлений природы. Однако одни из наиболее интенсивных ВВ возникают в верхнем слое стратифицированного моря и создают на морской поверхности (МП), и соответственно на РЛИ, серии характерных поверхностных проявлений (ПП) в виде цугов (или пакетов) квазипараллельных полос разной интенсивности — поверхностные проявления — ППВВ (Alpers, 1985).

С другой стороны, атмосферные гравитационные волны (АГВ), которые образуются в атмосфере, также создают на МП и на РЛИ серии характерных поверхностных проявлений — ППАГВ — в виде темных или светлых квазипараллельных полос. Гравитационные волны в атмосфере — также одно из распространенных явлений природы, они достаточно часто регистрируются в поле облач-

ности на оптических снимках различных датчиков (Герман, 1985; Вельтишев, Степаненко, 2006).

Теоретические и экспериментальные аспекты динамики ВВ и АГВ неоднократно обсуждались в научных трудах (Госсард, Хук, 1978; Филипс, 1980; Osborne, Burch, 1980; Миропольский, 1981; Монин, Красицкий, 1985; Liu, 1988; Коняев, Сабинин, 1992; Apel, 1995; Дикинис и др., 1999; Нарро, 2002; Atlas..., 2004; Вельтишев, Степаненко, 2006; Сабинин, Серебряный, 2007), а механизмы образования ППВВ и ППАГВ — в работах (Воздействие..., 1982; Alpers, 1985; Thompson, Gasparovic, 1986; Баханов и др., 1989; Радиолокация..., 1990; da Silva et al., 2000a; Li, 2004; Alpers et al., 2008). Тем менее проблема различения ВВ и АГВ и их ПП стала особенно актуальной в связи с доступностью РЛ-данных и с частыми одновременными их наблюдениями.

В принципе, в главных чертах ПП ВВ и АГВ похожи: они часто имеют похожие пространственно-временные масштабы, практически одинаковую интенсивность (уровень) модуляции удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) и контрасты на РЛИ, в связи с чем у неподготовленного исследователя может возникнуть проблема их однозначной идентификации. Их похожесть нередко

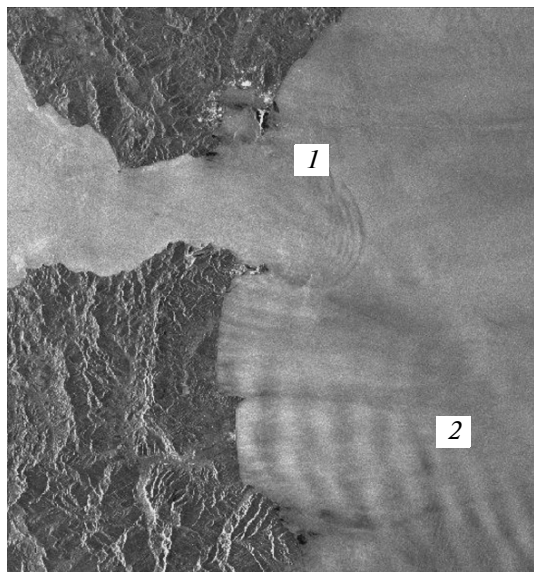


Рис. 1. Типичный случай совместного наблюдения: ВВ в районе из Гибралтарского пролива (1) и АГВ (2) у побережья Марокко в Средиземном море на РЛИ спутника ERS-1 (03.09.1993). © ESA.

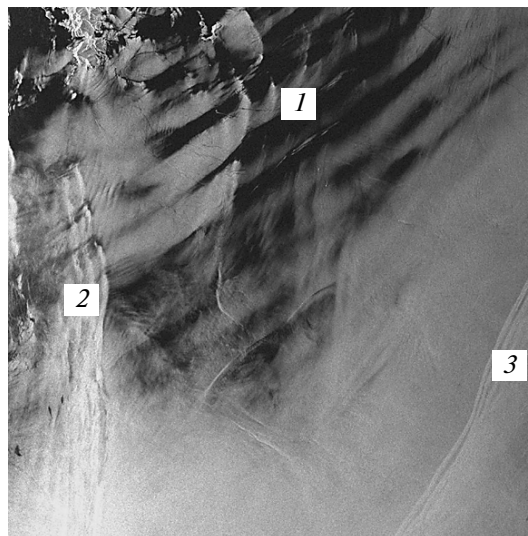


Рис. 2. Один пакет квазилинейных АГВ (1) и два пакета нелинейных АГВ (2, 3), распространяющихся в разных направлениях, на РЛИ ERS-2 в северо-западной части Японского моря (27.04.1999). © ESA, CEARAC.

вводит в заблуждение не только специалистов по ДЗ, но и океанологов и гидрометеорологов. Кроме того, иногда ВВ и АГВ появляются на РЛИ одновременно (см. рис. 1 и Mityagina et al. (1999)) или ППАГВ настолько похожи на ППВВ, что появляется вероятность ошибки. Так, на рис. 2 ППАГВ, обозначенные (3), можно спутать с ПП приливных ВВ. В итоге все это может привести к неверной интерпретации явлений, отобразившихся на РЛИ, и соответственно к неверным заключительным выводам. Типичный пример такой интерпретационной ошибки из (Stashchuk, Vlasenko, 2007) приведен на рис. 3. Наконец, неправильная интерпретация становится темой дискуссий в научной печати (см. (Kim et al., 2005; Zheng, 2005)).

Хотя эти волны возникают в разных средах: ВВ — в верхнем слое океана, а АГВ — соответственно в атмосфере, — они создают похожие, но все же отличающиеся ПП. В то же время очевидно, что существует набор характерных признаков, позволяющих отличить их ПП друг от друга. Также очевидно, что внешний вид ППВВ и ППАГВ на РЛИ определяют механизмы генерации и эволюции самих волн.

В настоящей статье-обзоре на основе анализа РЛИ с ППВВ и ППАГВ и сопоставления особенностей поверхностных проявлений предпринята попытка ответить на вопросы: каким образом и с помощью какого набора характерных признаков можно распознать их сигнатуры на РЛИ. Другой целью статьи является разработка подхода к интерпретации РЛИ, содержащих проявления этих волн, а также выработка соответствующей аргу-

ментации, позволяющей отнести их к тому или иному типу.

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Внутренние волны — довольно распространенное явление, обычно встречающееся в стратифицированных водах океанов, морей и крупных пресноводных озер. Основной причиной существования ВВ является устойчивая стратификация вод океана, при которой средняя плотность воды увеличивается по направлению ко дну. ВВ были описаны теоретически еще в середине XIX в., а обнаружены в океане в середине XX в.



Рис. 3. Пример интерпретационной ошибки — ВВ в Днепровском зал. Черного моря на РЛИ Envisat от 14.06.2005 (рис. из (Stashchuk, Vlasenko, 2007)).

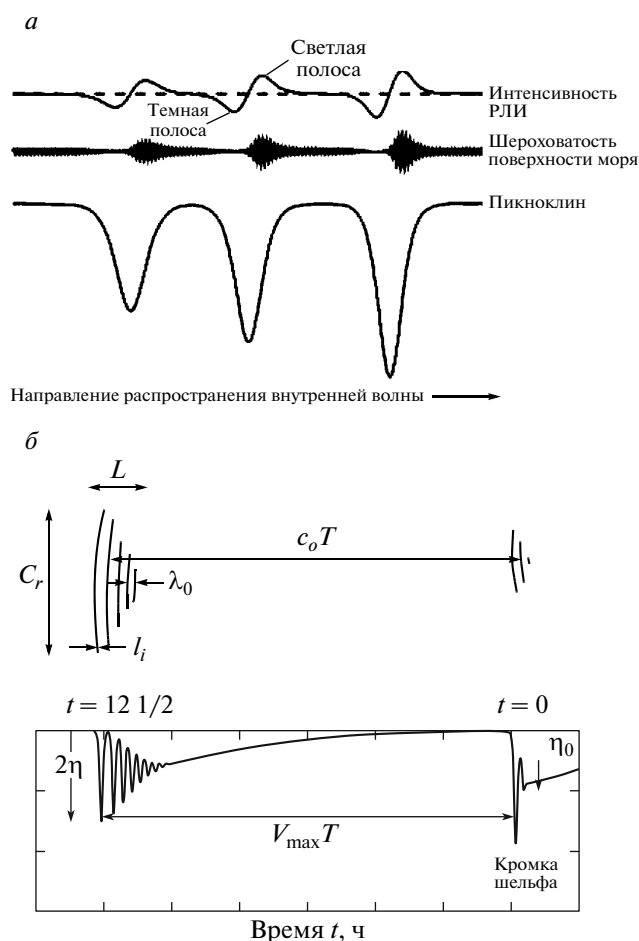


Рис. 4. *a* – Схематическое представление эффектов на поверхности моря, обусловленных прохождением ВВ (рис. из (Alpers, 1985)); *б* – схема трансформации пакета приливных ВВ в горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) плоскостях и его характеристики (рисунок из (Atlas..., 2004)).

Различают низкочастотные и высокочастотные ВВ, причем на космических снимках и РЛИ отображаются, главным образом, высокочастотные. Низкочастотные ВВ могут иметь длины от десятков и даже сотен километров, скорости распространения до нескольких м/с; их амплитуды могут достигать сотен метров. Высокочастотные ВВ с периодами от нескольких минут до нескольких часов имеют длины от сотен метров до нескольких километров; фазовая скорость прогрессивных высокочастотных ВВ – несколько десятков см/с. Высота типичных океанских ВВ обычно значительно больше, чем высота типичных волн на поверхности океана; она тем больше, чем менее устойчива плотностная стратификация воды. Наблюдаемые в океане ВВ обычно имеют амплитуды 5–20 м, но иногда они достигают и больших высот (так, внутренние солитоны в Андаманском море имеют скорость до 2.0 м/с и высоту до 60 м (Osborne, Burch, 1980)). ВВ распространяются цу-

гами; каждый цуг включает до нескольких десятков волн, самих цугов может насчитываться от двух до семи (Atlas..., 2004).

Наиболее часто ВВ генерируются при трансформации длинной приливной волны под воздействием рельефа дна или возбуждаются приливом около границы материкового склона. Поэтому приливные ВВ – наиболее распространенный тип волн; другие типы встречаются относительно редко (Монин, Красицкий, 1985; Сабинин, Серебряный, 2007). В ряде случаев они могут возбуждаться под действием анемобарических сил на стратифицированные водные массы (например, перемещающейся барической системой или фронтальной зоной, создающими резкие колебания давления или ветра). Возможна генерация ВВ апвеллингом, сдвиговой неустойчивостью крупных течений, крупными ветровыми волнами и сейшмами (Миропольский, 1981). Описана генерация ВВ интрузией мощного течения и фронтальной неустойчивостью (Миропольский, 1981), речными плюмами (Nash, Mount, 2005), длинными ВВ (Сабинин, Серебряный, 2007), а также судами на мелком термоклине. ВВ обнаружены и в крупных пресноводных водоемах, например, в Ладожском озере и в оз. Байкал (Дикинис и др., 1999).

Очень часто полусуточный прилив (период ~12.4 ч) генерирует последовательные пакеты ВВ, ориентированные примерно параллельно изобатам и распространяющиеся по направлению к берегу. Расстояние между пакетами определяется периодом прилива, однако варьирует от места к месту, что, по-видимому, определяется неоднородностями рельефа дна и рядом других факторов (Atlas..., 2004). На РЛИ могут быть обнаружены пакеты волн, имеющие кинематические характеристики, отвечающие периодам приливных и инерционных гармоник (Сабинин, Серебряный, 2007). Обычно цуги ВВ, генерированные с приливным периодом ~12.4 ч, расположены на расстоянии от 10 до 100 км друг от друга, длина отдельных волн в пакете варьирует от 100 м до 20 км, длина гребней от 10 до 100 км, скорости распространения ВВ от 0.5 до 1.0 м/с (Atlas..., 2004).

Теория ВВ в океане достаточно хорошо разработана (Филипс, 1980; Миропольский, 1981; Liu, 1988). Подход к описанию нелинейных ВВ основан на взаимной компенсации нелинейных и дисперсионных эффектов. Основным уравнением слабонелинейной теории ВВ с учетом стратификации является уравнение Кортевега-де Вриза (КдВ) и его частные случаи и обобщения. Уравнения КдВ описывают трансформацию ВВ под влиянием среды и объясняют многие наблюдения, в том числе из космоса. Заметим, однако, что уравнение КдВ основано на ряде приближений и не учитывает всех особенностей явления, протекающего в реальном океане (Коняев, Сабинин, 1992).

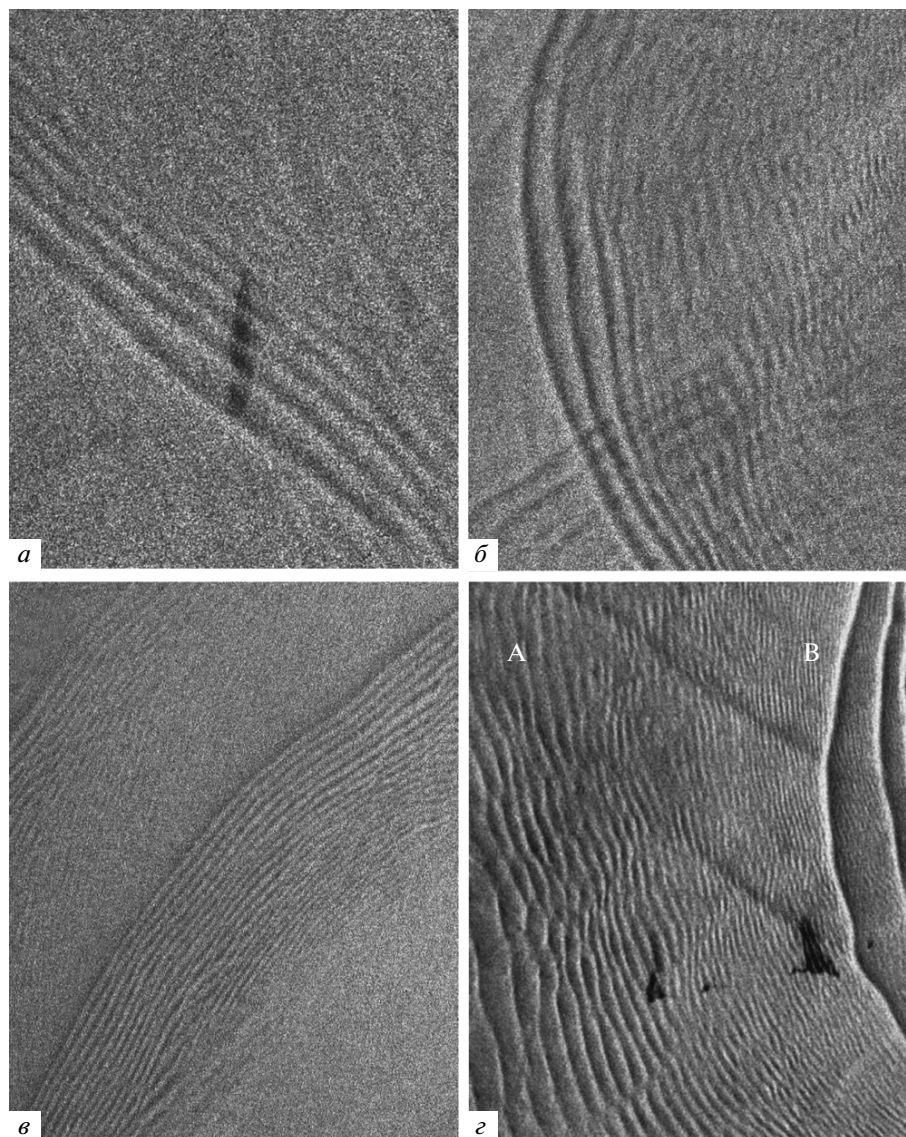


Рис. 5. Проявления классических приливных ВВ на фрагментах РЛИ ERS-1 и ERS-2: *a, б* – волны “понижения”, *в* – волны “возвышения”; *з* – пакет ВВ (В) в Японском море, догоняющий волновой хвост предыдущего пакета (А) на РЛИ ERS-2 от 07.12.1997 (рис. из (Mitnik, Dubina, 2007)). Темные пятна – нефтяные загрязнения. © ESA.

Пространственная конфигурация и вид пакета ВВ в горизонтальной плоскости могут определяться движением, рефракцией, взаимодействием волн друг с другом, влиянием течений и дна.

По мере того, как ВВ распространяются, они создают у МП течения, которые вызывают существенные квазипериодические изменения характеристик поверхностного волнения, и, в свою очередь, ПП в виде набора чередующихся взволнованных и выглаженных полос (Alpers, 1985; Баханов и др., 1989) (рис. 4а). Это происходит потому, что дивергентные и конвергентные компоненты поверхностных (горизонтальных) течений ВВ модулируют короткие гравитационно-капиллярные волны (ГКВ) и создают на МП, и соответ-

ственно на РЛИ, картину в виде квазипараллельных двойных чередующихся (периодических) светлых (взволнованная поверхность или сулои – зоны локального усиления волнения) и темных (выглаженная, зеркально-гладкая поверхность или слики) полос (рис. 5а–з, 6а, рис. 7–9) (Alpers, 1985; Баханов и др., 1989). Наблюдения показали, что сулои и слики движутся вместе с цугами ВВ (Монин, Красицкий, 1985). Эти полосы наблюдаются как в видимом, так и в СВЧ-диапазонах. В некоторых случаях, однако, на РЛИ могут наблюдаться ППВВ в виде или только темных (рис. 6б), или только светлых полос (рис. 6в, з).

При этом происходит существенное изменение не только характеристик поверхностных волн –

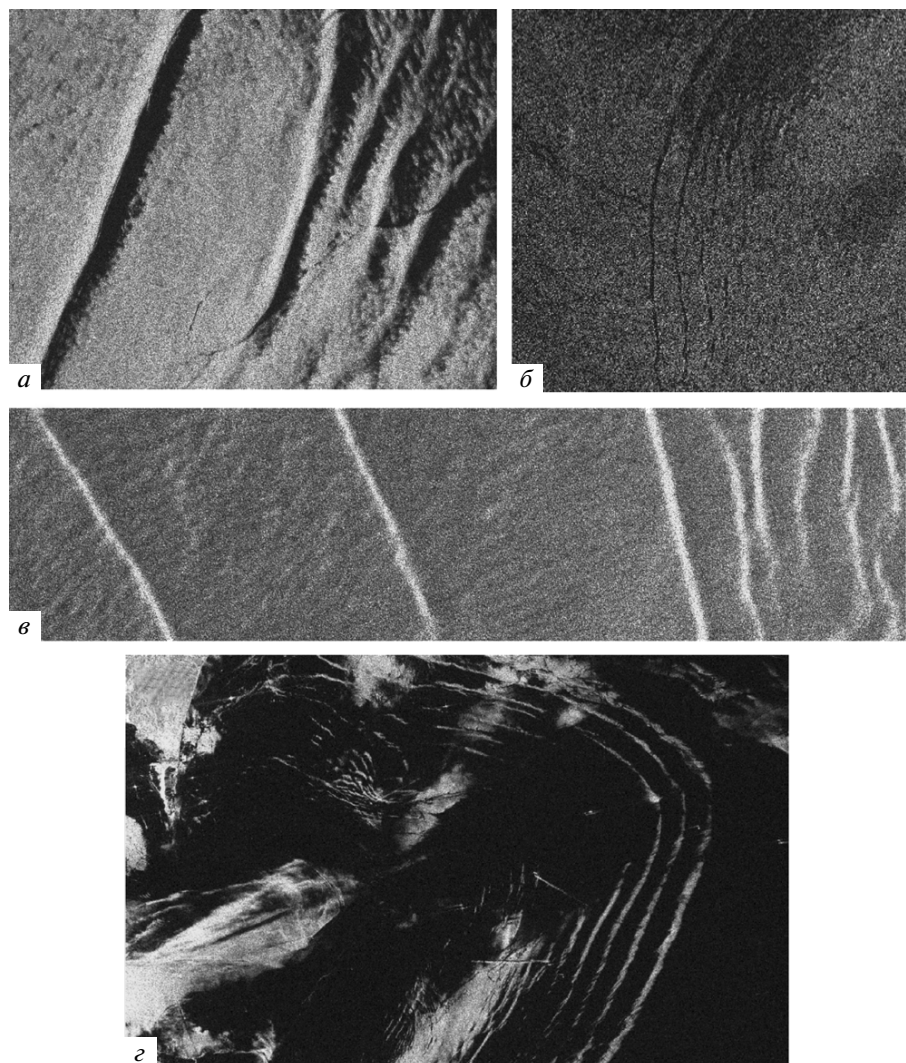


Рис. 6. Типы поверхностных проявлений ВВ на фрагментах РЛИ ERS-1, ERS-2 и Envisat: *a* – резкие светло-темные полосы; *б* – темные полосы; *в* – светлые полосы на сером фоне; *г* – светлые полосы на темном фоне. © ESA.

их амплитуд, длин, фазовой скорости и спектрального состава, – но и концентрации поверхностно-активных веществ (ПАВ). Для объяснения модификации поля поверхностных волн внутренними волнами был предложен ряд механизмов. В настоящее время в качестве основных механизмов, объясняющих контрасты ВВ на РЛИ, рассматриваются кинематический и пленочный (Alpers, 1985; Воздействие..., 1982; Баханов и др., 1989; Ермаков et al., 1992; da Silva et al., 1998; Ермаков et al., 1998; da Silva et al., 2000b). В этих и других работах было показано, что эти два механизма обеспечивают изображение ВВ на РЛИ, полученных РСА в см- и дм-диапазонах. Кинематический механизм (рис. 4*a*) работает в условиях синхронизма скоростей ВВ и резонансных ГКВ (Alpers, 1985), а пленочный – при определенной концентрации ПАВ на поверхности моря (Воздействие..., 1982; Ермаков et al., 1992; Ермаков et al., 1998), причем последний действует преимущественно на ГКВ длиной менее 10 см.

Однако в последнее время наметилась тенденция объединения этих двух механизмов, поскольку первый объясняет появление классических двойных полос (рис. 5*a–г*, 6*a*), но не объясняет ППВВ в виде только темных полос (рис. 6*б*) (da Silva et al., 2000b).

Ветер и концентрация ПАВ оказывают существенное влияние на внешний вид ППВВ. При очень слабом ветре (1–2 м/с) на РЛИ могут отобразиться только светлые полосы; при слабом ветре (~3 м/с) – светлые и светло-темные (da Silva et al., 2000). Измерения характеристик ВВ позволили установить, что кинематическое образование сликовых полос наблюдается при ветре до 5 м/с, причем ширина полос уменьшается с усилением ветра, а расстояние между сликами соответствует длине ВВ (Монин, Красицкий, 1985). При ветре от слабого до умеренного на РЛИ мож-



Рис. 7. Сложное взаимодействие пакетов приливных ВВ на шельфе о. Сахалин на РЛИ Envisat от 03.07.2007. © ESA.

но наблюдать как светло-темные полосы, так и только темные (последние, правда, при достаточно высокой концентрации ПАВ) (da Silva et al., 2000b).

Масштабы изменений шероховатости МП под влиянием ВВ настолько велики, что дистанционные методы исследования выходов ВВ на поверхность моря оказались, по существу, единственным источником информации об их пространственной структуре. РЛИ дают возможность судить о характеристиках цуга в горизонтальной плоскости (Atlas..., 2004). Эволюция цуга ВВ характеризуется рядом основных параметров, которые можно извлечь из космических изображений (рис. 4б). На рис 4б показана схема трансформации пакета приливных ВВ и его характеристики: $c_0 T$ – расстояние между последовательными цугами; T – период прилива (приливной цикл); λ_0 – длина отдельной волны в цуге; L – ширина цуга; C_r – длина гребня; l_i – характерная ширина полосы на поверхности (или на РЛИ); i – количество волн в цуге; η – амплитуда ВВ; $V_{\max} T$ – характеристическая длина внутреннего прилива.

Первичные возмущения пикноклина несинусоидальны, обычно на глубокой воде это волны понижения (“провалы” пикноклина). Величина (амплитуда) возмущений упорядочена, наибольшая наблюдается у первой волны, наименьшая –

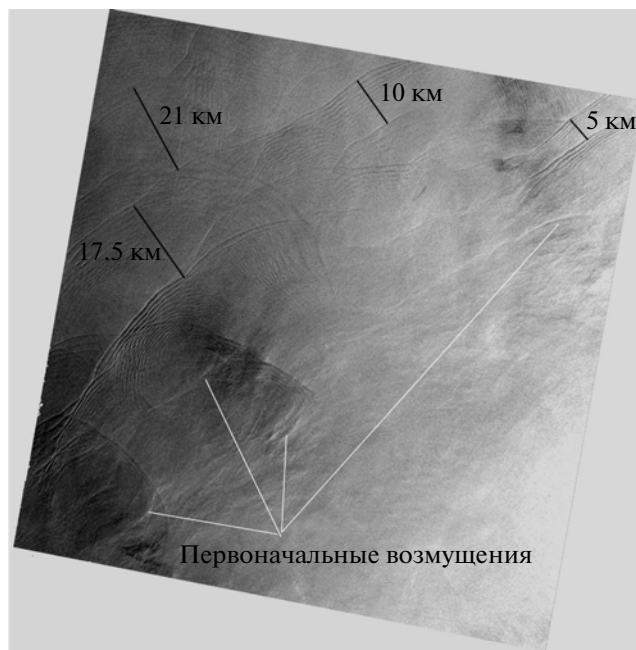


Рис. 8. Фрагмент РЛИ Radarsat-1 от 13.08.2002 (Нью-Йоркская бухта) с указанием расстояний между пакетами ВВ и мест формирования первоначальных возмущений пикноклина (рис. из (Бондур и др., 2006)).

у последней. Длина волн в цуге λ и ширина полос l на поверхности также упорядочены, наибольшая – у первичного возмущения в цуге. Количество индивидуальных колебаний в цуге n растет со временем (с его возрастом), увеличиваясь на одно с периодом Вэйсяля–Брента. В общем случае количество колебаний (волн) в цуге может зависеть от его возраста или расстояния от места генерации. Однако с началом распада ВВ происходит обратный процесс.

На РЛИ были также обнаружены первоначальные волновые возмущения – солитоны. Совместный анализ положения солитонов и батиметрических карт показывает, что они часто формируются в зоне резкого перепада глубины на границе континентального шельфа (Бондур и др., 2006). Так, на РЛИ, приведенном на рис. 8, отчетливо виден ряд светлых полосок, совпадающих с изобатами 150 и 200 м. Установлено (Бондур и др., 2006), что это поверхностные проявления первоначально образованных солитонов – одиночные провалы пикноклина достаточно большой величины (до 15–20 м), имеющие большую фазовую скорость 0.6–1.0 м/с. Затем в течение нескольких часов вертикальное распределение плотности восстанавливается, а первичное возмущение, распространяясь вдоль пикноклина, распадается на ряд последовательных солитонов, формирующих цуг волн (рис. 5а–в), состоящий из лидирующего солитона – самой большой и быстрой волне в цуге, и

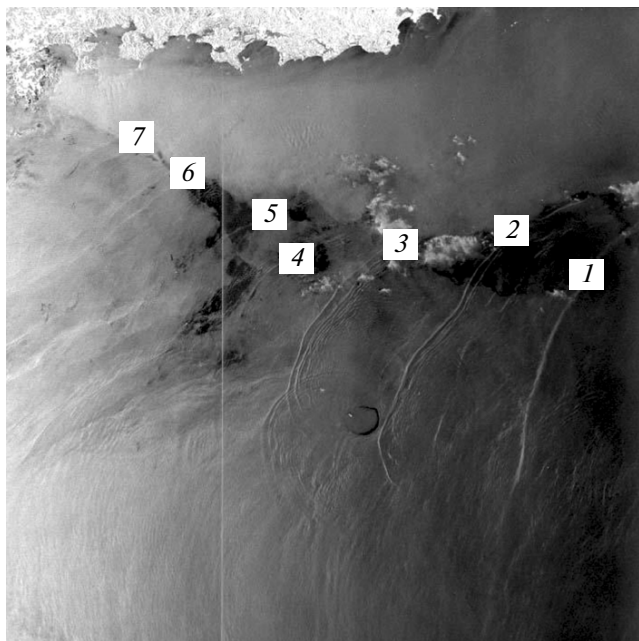


Рис. 9. Эволюция пакетов приливных ВВ по мере их распространения в Южно-Китайском море на РЛИ Radarsat-1 от 26.04.1998, полученном в режиме ScanSAR; цифрами пронумерованы последовательные цуги. В центре в виде темной подковы отобразился атолл Донг-ша, где происходит интенсивная трансформация ВВ. © CSA.

волнового хвоста — группы мелких диспергирующих волн в его конце (рис. 5з).

Распад уединенной волны на ряд солитонов при уменьшении глубины моря происходит в том случае, когда равновесие между нелинейностью и дисперсией начинает нарушаться. При резком уменьшении глубины, по-видимому, имеет место быстрый и многократный (в течение 12–13 ч) распад на все более узкие солитоны, что в целом хорошо соответствует сценарию распространения ВВ над шельфом (Коняев, Сабинин, 1992). Этим эффектом в большинстве случаев можно объяснить вид цугов ВВ, состоящих из большого количества волн, на снимках из космоса.

По мере распространения на шельфе ВВ, испытывая влияние дна, становятся динамически неустойчивыми и разрушаются, трансформируясь в придонные течения и вихри. Среди других существенных причин — уменьшение глубины пикноклина (Коняев, Сабинин, 1992). Время жизни пакета ВВ на глубокой воде оценивается в 2–2.5 сут (ApeI, 1992). Во многих местах на шельфе волны распространяются навстречу малым глубинам и начинают разрушаться, когда глубина места становится меньше 50 м за счет интенсивного взаимодействия с дном, при этом их скорость распространения, амплитуды и количество

волн в цуге уменьшаются, а сами ППВВ становятся слабовыраженными (рис. 9).

Наконец, на мелкой воде (и глубоком термоклине) может наблюдаться так называемый эффект “смены знака солитона”, т.е. волны понижения, типичные для глубокой воды, могут трансформироваться в волны возвышения (Hsu, Liu, 2000; Серебряный, 2009). Трансформация ВВ из классических волн понижения, возбуждающихся у кромки шельфа, в волны возвышения происходит там, где глубина слоя скачка становится примерно равной глубине нижнего слоя моря. В этом случае первые волны цуга меняют свой знак. Волны возвышения сами по себе генерируются в тех местах на шельфе, где слой скачка толще, чем придонный слой. Считается, что ППВВ на РЛИ в этом случае изменяют свой вид со светло-темных полос (рис. 5а, б) на темно-светлые (рис. 5в), что, согласно (Hsu, Liu, 2000), может являться характерным признаком такой трансформации. Эти эффекты часто наблюдаются в тропических районах Мирового океана, где пикноклин расположен на глубинах 40–60 м.

Данные космической радиолокации, начиная с данных ИСЗ Seasat (Fu, Holt, 1982), активно привлекались для изучения ВВ в различных частях Мирового океана, например: в море Сулу и Банда, в Андаманском море (Atlas..., 2004), в Южно-Китайском море (Atlas..., 2004; Hsu, Liu, 2000; Orr, Mignerey, 2003), в Нью-Йоркской бухте (Gasparovic et al., 1988; Atlas..., 2004; Бондур и др., 2006), в Японском море (Mitnik, Dubina, 2007), на шельфе Португалии (da Silva et al., 1998; Ермаков et al., 1998; da Silva et al., 2000b), в Гибралтарском и Мессинском проливах (Atlas..., 2004) (рис. 1, рис. 7–9) и многих других местах.

Однако, хотя и накоплен большой экспериментальный материал, изучены ВВ пока недостаточно, в частности, не вполне ясны механизмы генерации тех или иных ВВ, условия их распространения и трансформации, динамическая устойчивость и процессы диссипации. Из средств ДЗЗ наиболее эффективным для обнаружения и исследования ВВ, бесспорно, оказались радиолокаторы бокового обзора (РЛСБО) и радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА). Только РЛ-съемки позволили судить о пространственных характеристиках ВВ, их эволюции и динамике. Во многом благодаря ним стала очевидна роль различных эффектов в эволюции ВВ. В настоящее время на основе съемок из космоса создаются атласы и каталоги ВВ (см., например, (Atlas..., 2004)).

АТМОСФЕРНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ

На РЛИ также достаточно часто регистрируются группы периодических квазипараллельных

полос, которые можно объяснить образованием и прохождением атмосферных гравитационных волн. АГВ генерируются в нижней атмосфере и могут распространяться как в вертикальном, так и горизонтальном направлении (Госсард, Хук, 1978). Очень часто АГВ называют внутренними волнами в атмосфере, однако далее будем придерживаться термина “атмосферные гравитационные волны” как наиболее соответствующего, а термин “внутренние волны” оставим для волн в океане. Основной причиной существования АГВ является устойчивая стратификация атмосферы, при которой средняя плотность воздуха увеличивается по направлению к земле. АГВ были описаны теоретически и обнаружены на снимках из космоса (в облачном покрове) в середине XX в. (Nappo, 2002).

Простая двумерная трехслойная модель АГВ предложена в (Госсард, Хук, 1978). Основными механизмами генерации АГВ считаются: 1) обтекание горного препятствия стратифицированным воздушным потоком (Wurtele et al., 1996; Nappo, 2002); 2) вертикальный сдвиг скорости (Kuettner et al., 1987); 3) фронтальная неустойчивость (Alpers, Stilke, 1996; Nappo, 2002; Alpers et al., 2008). Следуя (Alpers, Stilke, 1996), будем называть подветренные волны линейными, а все другие волновые возмущения в атмосфере, в том числе атмосферный бор и пакеты волн, образовавшиеся в результате его распада, – нелинейными. На рис. 10а и 10б схематически показаны механизмы воздействия линейных и нелинейных АГВ на МП, а на рис. 11–12 – ряд примеров отображения АГВ на РЛИ.

Наиболее часто АГВ образуются с подветренной стороны препятствий при устойчивой стратификации набегающего потока и направлении ветра у препятствия, близком к перпендикулярному; их обычно называют подветренными. Чаще всего они образуются за прибрежными формами горного рельефа или гористыми островами, когда имеется сочетание устойчивой стратификации и ветра, дующего с берега. В литературе эти волны также носят название орографических, запрятственных или фоновых волн (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Подветренные АГВ являются наиболее распространенными в природе и наиболее хорошо изученными. Волновые движения в этом случае носят квазилинейный двумерный характер (рис. 10а). В тех случаях, когда в условиях достаточной влажности воздуха над гребнями волн образуется облачность, а в подошвах опускающийся воздух удаляется от состояния насыщения, подветренные волны становятся заметными в поле облачности (высококучевые облака – Ac lent) и легко идентифицируются на снимках из космоса (Вельтишев, Степаненко, 2006). Облачность над ними имеет или пульсирующий характер (волно-

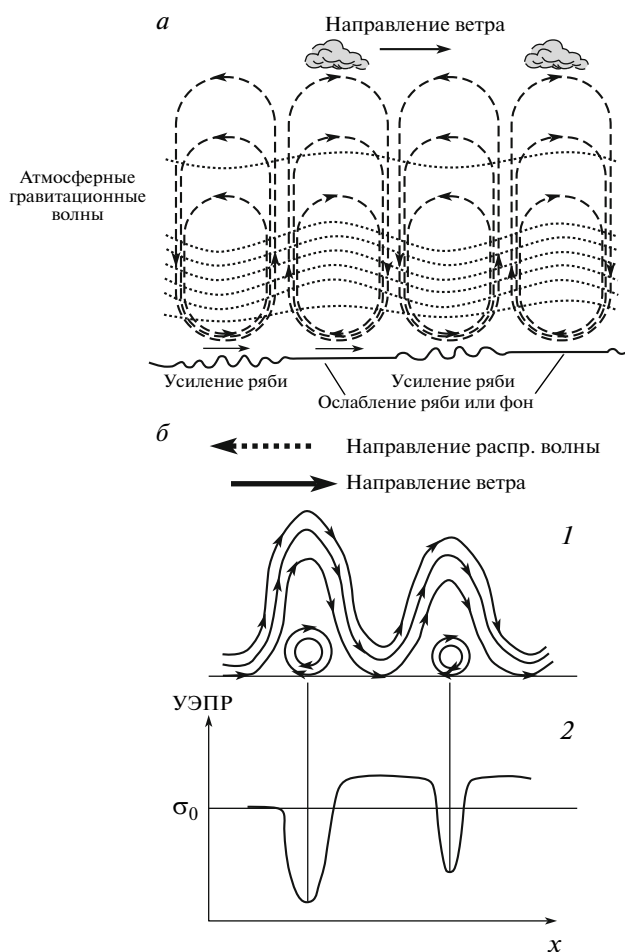


Рис. 10. а – Схематический рисунок, иллюстрирующий модуляцию коротких гравитационно-капиллярных волн на морской поверхности полем скорости атмосферной гравитационной волны (рис. из (Zheng et al., 1998)); б – нелинейные атмосферные гравитационные волны: 1 – линии тока. В нижних частях гребней направление движения воздуха противоположно направлению фонового ветра; 2 – вариации УЭПР, вызванные прохождением нелинейной волны; σ_0 – фоновое значение УЭПР. На РЛИ такая волна создает относительно широкие белые полосы, окаймленные двумя темными узкими (рис. из (Alpers et al., 1985)).

образное изменение ее толщины), или наблюдается только над гребнями волн (Кожевников, 1999). Большое количество уникальных фотографий облаков, возникающих при прохождении АГВ, собрано на сайте www.weatherwvortex.com.

Изучение подветренных АГВ показало, что их характеристики обусловлены двумя основными факторами: скоростью набегающего потока и стратификацией воздушной массы. Подветренные волны образуются чаще всего при наличии сильных ветров в тыловой части высотной ложбины или при прохождении холодного фронта.

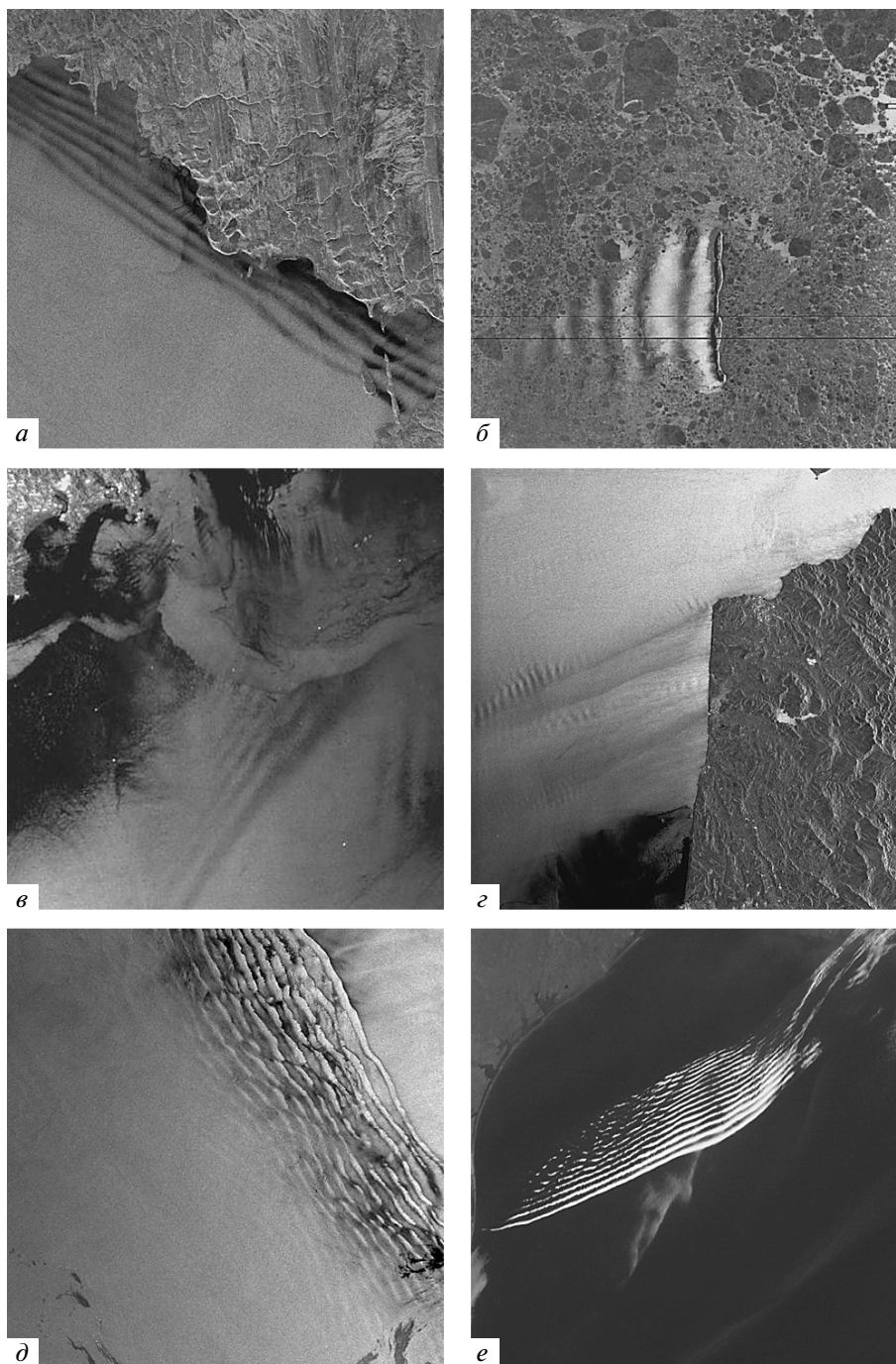


Рис. 11. Примеры атмосферных гравитационных волн на РЛИ спутников ERS-1, ERS-2, Envisat и Radarsat-1: *a* – у западного побережья Аляски (17.08.1994); *б* – в северной части Баренцева моря, за о. Хопен в дрейфующем поле льда (20.06.1993); *в* – в прол. Тайвань (09.03.2006); *г* – в Атлантическом океане у побережья Марокко (06.06.2000); *д* – нелинейные АГВ в северо-западной части Каспийского моря (12.05.1996); *е* – пакет нелинейных АГВ в поле облачности над Мексиканским зал. (15.03.2008). © ESA, CSA, NOAA.

Минимальная скорость набегающего потока должна составлять 7–8 м/с на уровне препятствия в зависимости от его высоты; высоты препятствий – от 500 до 2000 м. По данным наблюдений, значение амплитуд АГВ колеблется от нескольких сотен метров до 2 км (чаще 300–500 м) (Вель-

тищев, Степаненко, 2006). С амплитудой подветренных волн связаны вертикальные и горизонтальные скорости, которые обычно составляют 2–6 м/с, но отмечались и значения более 10 м/с (Кожевников, 1999). Также подмечено, что подветренные волны и ППАГВ с увеличением скоро-

сти набегающего потока становятся менее резкими (Кожевников, 1999).

Если препятствие имеет приблизительно одинаковые размеры, как в направлении воздушного потока, так и по нормали к нему, то под действием прямого переваливания сверху и бокового обтекания с обеих сторон волны приобретают в плане форму подков или клина (Вельтишев, Степаненко, 2006). Соответствующее расположение облачных полос и полос на РЛИ сходно с расположением волн, возникающих за движущимся судном и именуемых в гидродинамике корабельными волнами (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Над открытыми водными пространствами встречаются и другие типы нелинейных АГВ, распространяющихся цугами, например, возникающие при прохождении интенсивных атмосферных фронтов или их возмущений, вызывающих сдвиговую неустойчивость или возмущения инверсионного слоя. Эти волновые возмущения в атмосфере, первоначально имеющие вид уединенных волн, называют бор в атмосфере; они наименее изучены (Kuettner et al., 1987; Alpers et al., 2008). Однако считается, что затем могут образоваться нелинейные АГВ (da Silva, Magalhaes, 2009), в горизонтальной плоскости представляющие собой одиночные пакеты волн (рис. 11е). При распространении нелинейных волн может создаваться ситуация, когда волновые возмущения у МП могут перемещаться в сторону, противоположную направлению ветра (Alpers et al., 2008) (рис. 10б).

Типичные характеристики АГВ следующие: горизонтальные длины волн — от единиц до сотен км (вертикальные в тропосфере от 2–3 до 30 км), периоды — от нескольких минут до часов, фазовые скорости 10–25 м/с; амплитуда волн увеличивается с высотой из-за уменьшения плотности воздуха.

Наконец, для того чтобы волновые движения в АГВ достигли морской поверхности, необходимо определенное состояние атмосферы, которое бы ограничивало распространение волн в ее верхние слои. Иными словами, для того чтобы волновые явления в нижней атмосфере оставили отпечатки на МП, волновые модуляции скорости ветра должны достичь поверхности моря. Если нижний приводной слой атмосферы имеет устойчивую стратификацию, то выше этого слоя может существовать некая граница, которая будет препятствовать распространению волн в верхние слои. В реальной атмосфере ее функции выполняет или высотная инверсия, или граница сдвига скорости ветра. В связи с этим говорят, что волны являются “захваченными” по вертикали (Stoock, 1988). Кроме того, АГВ могут быть захвачены и в горизонтальной плоскости, главным образом из-за наличия зон горизонтального сдвига скорости



Рис. 12. Захваченные атмосферные гравитационные волны в Средиземном море у побережья Туниса на РЛИ Envisat (04.08.2005). © ESA.

ветра — например, струй, возникающих при обтекании неоднородного рельефа прибрежных районов (Stoock, 1988; Alpers et al., 2008). Захваченные волны фактически распространяются в волноводе с вертикальными и горизонтальными стенками и оставляют на МП и РЛИ характерные ППАГВ, имеющие вид групп упорядоченных полос (Alpers et al., 2008). О захваченности АГВ можно судить по внешнему виду пакета АГВ на РЛИ или снимках из космоса (рис. 11г и 12).

В литературе описаны многие случаи наблюдения АГВ с помощью космической радиолокации, в ряде работ проведена их подробная интерпретация, анализ и моделирование; см., например, (Герман, 1985; Спиридонов и др., 1987; Радиолокация..., 1990; Vachon et al., 1994; Zheng et al., 1998; Mityagina et al., 1999; Chunchuzov et al., 2000; da Silva, Magalhaes, 2009) и рис. 11–12. В результате исследований установлено, что механизм отображения волн на РЛИ заключается в том, что периодически меняющееся поле ветра в АГВ, создаваемое у поверхности моря, модулирует с периодом волны параметры ГКВ, которое в свою очередь ответственно за рассеяние РЛ-сигнала. В результате периодические вариации скорости ветра у поверхности моря приводят к образованию поверхностных проявлений на МП и на РЛИ в виде картин чередующихся квазипараллельных (периодических) светлых (большая скорость ветра по сравнению с фоном) или темных (меньшая скорость ветра) полос (Alpers et al., 2008). Там, где направление переноса в волне совпадает с направлением фонового ветра, т.е. у подошвы, наблюдается

локальное усиление ветра (и соответственно интенсивности ГКВ) и на РЛИ образуется светлая полоса (отпечатки подошв волн); а там, где не совпадает (у гребня) – локальное ослабление ветра (и соответственно интенсивности ГКВ) и темная полоса (отпечатки гребней) (рис. 11а–г, 12). Нелинейные АГВ создают широкие светлые полосы, окаймленные узкими темными; они организованы в пакеты (рис. 10б, 11д).

Наконец, в рамках мультитатчикового подхода совместный анализ РЛИ и оптических снимков позволяет получить дополнительную информацию об АГВ, распространяющихся над океаном. Например, ППАГВ появляются на РЛИ уже тогда, когда волнистые облака в атмосфере еще не сформировались и АГВ в поле облачности не проявились. Это обусловлено различными механизмами отображения АГВ на оптических и РЛИ: модуляция шероховатости поверхности моря никоим образом не связана с характеристиками воздушной массы, в том числе с влажностью воздуха.

РАЗЛИЧИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВВ И АГВ

Как уже говорилось, в общем случае проявления, оставляемые на поверхности океана ВВ и АГВ, похожи. Однако детальный анализ РЛИ, в первую очередь поверхностных проявлений, позволяет распознать отобразившиеся явления. В более сложных случаях, например, когда ППВВ на РЛИ состоят только из светлых или темных полос, необходимо использовать набор дополнительных признаков и характеристик, а именно: длину волн, протяженность пакетов, ориентацию полос, географическое положение места, состояние верхнего слоя океана и нижнего слоя атмосферы, характер рельефа прибрежной зоны (на берегу и в пределах шельфа) и т.п.

Итак, после того, как были рассмотрены особенности генерации и эволюции ВВ и АГВ и механизмы их отображения на РЛИ, остановимся на сходствах и различиях.

Внешний вид ППВВ и ППАГВ и механизмы их отображения на РЛИ при анализе имеют первостепенное значение. В общем случае поверхностные проявления ВВ – результат гидродинамической модуляции ГКВ (Alpers, 1985; Alpers et al., 2008):

$$\sigma = \sigma_0 \left(1 + A \frac{dV_x}{dx} \right),$$

где σ – УЭПР; V – скорость течения у поверхности; x – горизонтальная координата; A – параметр, зависящий от скорости ветра. На РЛИ могут наблюдать три вида ППВВ: светлые полосы на темном фоне, двойные светло-темные полосы на светлом/сером фоне и темные полосы на светлом/сером фоне (рис. 6–9). Первая ситуация возникает при ветре, скорость которого ниже поро-

гового значения для генерации шероховатости МП. Вторая – типичный случай ППВВ при ветре от слабого до умеренного, а третья – при высокой концентрации ПАВ (da Silva et al., 1998; Ermakov et al., 1998). При анализе ППВВ следует также обращать внимание на взаимную ориентацию вектора скорости ветра и направления распространения ВВ, а также направления зондирования. В целом внешний вид ППВВ на РЛИ зависит от скорости ветра, наличия пленок ПАВ и угла между направлением ветра и направления зондирования. Встречный ветер будет способствовать увеличению контрастов “фон–ППВВ”, в то время как попутный – их уменьшению.

Для АГВ поверхностные проявления – результат модуляции ГКВ вариациями напряжения ветра (скорости ветра) (Alpers et al., 2008):

$$\sigma = B(U + \Delta U)^\alpha,$$

где U – скорость ветра; α – параметр, характеризующий вертикальный профиль ветра и шероховатость подстилающей поверхности; B – эмпирический коэффициент. На РЛИ АГВ создают также три типа поверхностных проявлений: светлые полосы – “отпечатки подошв” волн, темные полосы – “отпечатки гребней”, и широкие светлые полосы, окаймленные узкими темными, которые характерны для нелинейных (см. выше) АГВ (рис. 11д). Сравнение классических ППВВ и нелинейных ППАГВ показано на рис. 13. Однако полосы в ППАГВ обычно шире, чем в ППВВ. Кроме того, поле ветра АГВ может модулировать сплоченность дрейфующего морского льда (рис. 11б).

Иногда при анализе полезно рассмотреть механизмы генерации волн. ВВ могут быть генерированы причинами, воздействующими на стратифицированные водные массы океанов, морей и крупных озер. Это могут быть приливы, апвеллинг, сдвиговая неустойчивость течений и фронтов, резкие перепады ветра и давления, речные плюмы и т.п. ВВ в океане, которые отображаются на РЛИ, как правило, в большинстве случаев имеют приливную природу, возбуждаются у кромки шельфа и распространяются по направлению к берегу. Механизмы генерации АГВ включают модуляцию ветрового потока при обтекании горных препятствий прибрежной зоны, фронтальную и сдвиговую неустойчивость, возмущения инверсионного слоя. ВВ практически всегда нелинейны, АГВ могут быть как линейными, так и нелинейными.

Очень часто гребни ВВ стремятся принять положение, параллельное изобатам из-за рефракции. В процессе распространения на шельфе ВВ активно взаимодействуют с рельефом дна; рефракция также возникает из-за уменьшения глубины пикноклина (Коняев, Сабинин, 1992). Эти процессы выстраивают гребни ВВ вдоль изобат,

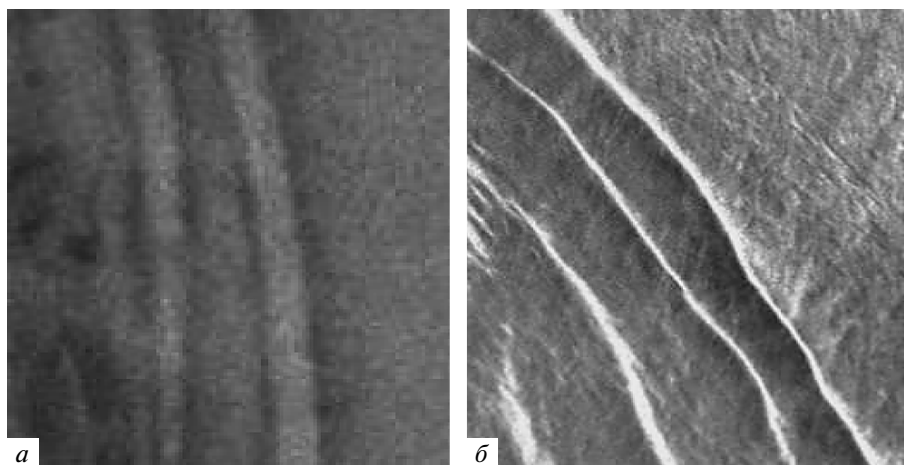


Рис. 13. Отличие поверхностных проявлений нелинейных АГВ (а) от нелинейных ВВ (б). ППАГВ состоят из широких светлых полос, окаймленных двумя узкими темными (ΔU велико в широкой зоне); ППВВ состоят из узких светлых полос, за которыми следует одна темная (dV_x/dx велико в узкой зоне) (рис. из (Alpers et al., 2008)).

при этом скорость распространения и амплитуда волн могут уменьшаться из-за уменьшения глубины. Кроме того, сильное влияние на цуги ВВ могут оказывать неоднородности течения, также приводящие к рефракции ВВ (Коняев, Сабинин, 1992). Эффекты рефракции ВВ будут проявляться и в том случае, если ВВ попадают или распространяются в области приливного течения с горизонтальным сдвигом скорости (Иванов, Морозов, 1974). Поэтому цуг ВВ, распространяющийся на шельфе по направлению к берегу, будет с периодом приливного цикла, взаимодействовать то с приливным, то с отливным течением; такое взаимодействие может породить сложную форму цуга в горизонтальной плоскости (Коняев, Сабинин, 1992).

Наличие хорошо *выраженных цугов* волн иногда может помочь в распознавании природы волн. ВВ в большинстве случаев организованы в хорошо выраженные пакеты и распространяются цугами (до 6–7), длина волны в которых уменьшается от начала цуга к его концу. Нелинейные АГВ также часто организованы в пакеты, а у захваченных волн они отсутствуют; количество волн в цуге и длина отдельных волн варьирует в широких пределах, они часто имеют большие длины волн (и соответственно создают более широкие полосы на МП). Группы или цуги АГВ проявляются в облачном покрове. Пространственные размеры пакетов ВВ достигают 100–150 км, АГВ – 300–400 км и более. Самые протяженные серии АГВ (до 480 км) наблюдались со спутников в облачном покрове на подветренной стороне Анд (Вельтищев, Степаненко, 2006). Длина отдельных волн в цуге или расстояние между полосами в ППВВ и ППАГВ может изменяться в широких пределах: для ВВ – от 100 м до 20 км; для АГВ – от 2 до 70 км, но чаще всего наблюдаются волны с длина-

ми 5–20 км, причем расстояние от первой полосы до места генерации на берегу обычно составляет 3/4 длины волны (Вельтищев, Степаненко, 2006). По разным оценкам количество отдельных волн в цуге ВВ может достигать 20–30 (Atlas..., 2004). Анализ ППАГВ на снимках, полученных в оптическом диапазоне, показал, что число следующих друг за другом волн (количество полос в группе) может быть до 50–60 и более, распространяться они могут на расстояния до нескольких сотен километров от препятствия (Вельтищев и Степаненко, 2006).

Направление распространения волн часто является важным фактором при распознавании. Приливные ВВ, отображающиеся на РЛИ, распространяются по направлению к берегу или в сторону меньших глубин (хотя имеются и исключения); другая волна, бегущая в сторону открытого моря, на РЛИ не отображается. АГВ могут распространяться под любыми углами к береговой линии, а в случае подветренных волн – от берега или острова вниз по потоку.

Если имеются последовательные РЛ-съемки (например, на восходящем и нисходящем витках), то можно оценить *фазовую скорость* и *время жизни* волн. Типичная скорость ВВ 0.5–2.0 м/с, АГВ – единицы–десятки м/с (сравнима со скоростью ветра). ВВ продолжают развиваться (распад первоначального возмущения) и после прекращения действия вынуждающей силы (обычно в течение 1.0–2.5 сут), в то время как подветренные АГВ – более короткоживущие волны, их генерация прекращается сразу после прекращения действия возмущающей силы – например, при ослаблении ветра.

Часто *эффекты взаимодействия волн* помогают узнать их природу. ВВ могут активно взаимодей-

ствовать друг с другом, испытывать при этом слабые или сильные взаимодействия, или не взаимодействовать вообще. Взаимодействие одного цуга ВВ с другим достаточно сложный процесс, и только РЛИ-наблюдения позволили увидеть и классифицировать типы взаимодействия пакетов ВВ друг с другом (Lavrova, Vadulin, 1998). Замечено, что угол, под которым встречаются пакеты, в ряде случаев может определять тип взаимодействия; так, при близких направлениях распространения более интенсивный пакет активно взаимодействует и “поглощает” менее интенсивный. Однако при углах взаимодействия, близких к 90° , пакеты практически не взаимодействуют. В общем случае тип взаимодействия определяется энергией цуга, его фазой и направлением распространения. Кроме того, при взаимодействии интенсивного цуга ВВ с формами подводного рельефа возможна генерация вторичных ВВ (Atlas..., 2004).

Ситуация осложняется еще и тем, что часто подводный рельеф не однороден и мест генерации ВВ у кромки шельфа может быть достаточно много. Приливная волна, взаимодействуя с топографией дна, в соседних местах формирует цуги ВВ, времена образования и направления распространения которых могут значительно отличаться.

На снимках из космоса обнаружены эффекты взаимодействия АГВ. Например, для подветренных АГВ в большей степени характерна *интерференция*, причем в том случае, когда они генерируются двумя или несколькими близкорасположенными источниками (Вельтишев, Степаненко, 2006).

Иногда необходимо учитывать *сезонный характер* и *широтные факторы*. В тех местах Мирового океана, где стратификация претерпевает существенные сезонные изменения, трудно ожидать появления ВВ в осенне-зимний или весенний периоды, когда стратификация в водоеме ослаблена или отсутствует. Кроме того, существование приливных ВВ и обнаружение их ППВВ проблематично в широтах больших 74° (т.е. там, где параметр Кориолиса становится соизмерим по величине частоте полусуточного прилива) (Миропольский, 1981); эта же проблема существует и для суточного прилива, генерация ВВ которым ограничивается областью между 30° с.ш. и 30° ю.ш.

В океане *места генерации* приливных ВВ в настоящее время достаточно хорошо известны (Сабинин, Серебряный, 2007). Это районы шельфа, где длинные приливные волны взаимодействуют с кромкой шельфа или с неоднородным подводным рельефом. В ряде хорошо известных мест (например, к северу от о-ва Тайвань) возникают ВВ, генерированные апвеллингом; ВВ, генерированные другими причинами, также наблюдаются в Мировом океане повсеместно, но только там, где имеется устойчивая стратификация вод и соответствующая причина. Так, например, трудно

ожидать появления интенсивных ВВ, а тем более их крупных пакетов, в тех местах, где приливы незначительны или отсутствуют — например, в Балтийском, Черном, Азовском и Каспийском морях. Наиболее значительные источники генерации короткопериодных ВВ в этих морях — это длинные ВВ, период которых близок к инерционному, а также внутренние сейши и ряд других причин (Серебряный, 2009). Согласно (Лаврова и др., 2009) и другим авторам, на РЛИ они имеют вид одиночного пакета, состоящего обычно из 3–7 волн, длины которых не превышают 100–150 м. Вполне очевидно, что отличить их от АГВ, обычно имеющих километровый масштаб отдельных волн, не представляет большой проблемы. Наконец, достаточно подробную информацию о местах генерации интенсивных ВВ можно найти в интернете, например, на сайтах: <http://www.internalwaveatlas.com> и <http://atlas.cms.udel.edu>.

Анализ РЛИ и снимков из космоса показывает, что АГВ часто возникают в различных районах Мирового океана и возбуждаются не только крупными горными хребтами, но и сравнительно невысокими формами рельефа. Запретяственные АГВ, так же как и приливные ВВ, привязаны к определенным гористым районам побережья и островам в Мировом океане (в настоящее время они тоже хорошо известны). Однако для АГВ фактор стратификации верхнего слоя моря не является ограничением, и ППАГВ на поверхности моря можно наблюдать практически в любое время года и в любом районе Мирового океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На космических РЛИ очень часто наблюдаются как ППВВ, так и ППАГВ. В настоящей статье показано, что для того, чтобы провести их однозначную идентификацию, необходимо, в первую очередь, провести анализ их ПП (рис. 13), а при необходимости — анализ условий возникновения волн, механизмов их генерации и отображения на РЛИ, а также сопоставление наблюдаемых на РЛИ проявлений, характеристик и контрастов. Путаница обычно возникает тогда, когда ППВВ состоят только из светлых или только из темных полос. Кроме того, часто принимают ПП нелинейных АГВ за ПП приливных ВВ. Ниже кратко подытожим основные отличительные черты.

Итак, короткопериодные ВВ возникают в верхнем слое океана. Основной механизм их генерации в океане — приливной, другие, создающие проявления на РЛИ, встречаются редко. ВВ — нелинейны, они обычно возникают в виде первоначального одиночного возмущения, которое со временем распадается на серию крупных волн и волновой хвост. Длина отдельных волн в пакете от нескольких сотен метров до нескольких километров, амплитуды 5–20 м, фазовая скорость 0.5–2.0 м/с.

Короткопериодные ВВ распространяются хорошо выраженными цугами (в среднем в цуге насчитывается от 3 до 30 волн), испытывают рефракцию, взаимодействуют с окружающей средой и друг с другом, из-за чего ППВВ искривляются, принимают дугообразную форму. Очень часто они распространяются по направлению к берегу. Имеют сезонный характер — в полярных и умеренных широтах развиваются на хорошо выраженном пикноклине. Основные механизмы отображения волн на РЛИ: кинематический (светлые полосы) и пленочный (темные полосы) либо их комбинация. Места генерации приливных ВВ в Мировом океане сейчас хорошо известны. Классические поверхностные проявления — светло-темные (светлая полоса, за которой следует темная) периодические квазипараллельные структуры, которые, однако, в зависимости от скорости и направления фонового ветра, наличия ПАВ, геометрии съемки и других факторов могут также быть либо только темными, либо только светлыми.

Поэтому, когда на РЛИ наблюдаются некие ПП, то с большой вероятностью можно утверждать, что они принадлежат ВВ в океане, если: они расположены в шельфовой зоне моря, водная толща которого стратифицирована, на шельфе которого имеются разнообразные формы подводного рельефа, где существуют интенсивные приливные течения, и состоят из хорошо выраженных цугов с междугузовым расстоянием 10–100 км.

АГВ, оставляющие отпечатки на МП, возникают в нижнем слое атмосферы. Основные механизмы генерации: обтекание горных препятствий, фронтальная и сдвиговая неустойчивость, возмущения инверсионного слоя; наиболее часто на РЛИ обнаруживаются подветренные АГВ. АГВ бывают квазилинейными и нелинейными, они также создают на МП характерные поверхностные проявления, которые можно спутать с ППВВ. Длина отдельных волн АГВ (километры — десятки километров) и их количество в пакете варьирует в более широких пределах (до 50–60 и более), чем у ВВ. Обычно подветренные АГВ появляются в виде одиночной протяженной группы длиной до 100 км и более. АГВ менее подвержены рефракции и взаимодействию друг с другом. Они естественно никак не связаны с сезонной изменчивостью вертикальной структуры верхнего слоя океана; их проявления можно наблюдать в любое время года и в любом районе Мирового океана. Места частой генерации подветренных АГВ в прибрежных гористых районах также достаточно хорошо известны. Они обычно связаны с усилением фонового ветра, сохраняющего некоторое время постоянное направление, из-за прохождения фронтов, местных ветров или других причин; обычно они распространяются от берега в море, стационарны относительно места генерации и перемещаются в пространстве со скоростью ветра.

Вертикально и горизонтально захваченные АГВ создают характерные проявления (узкие протяженные группы). Основной механизм отображения — модуляция ГКВ вариациями напряжения ветра/скорости ветра (с периодом волны). Основные поверхностные проявления АГВ — светлые или темные квазипараллельные периодические структуры; нелинейные АГВ создают группу светлых полос, окаймленных двумя темными узкими. На снимках видимого диапазона могут проявляться в поле облачности (в виде серии облачных полос).

Поэтому если на РЛИ наблюдаются некие ПП, то с большой вероятностью можно утверждать, что они принадлежат волнам в атмосфере, если они расположены в прибрежной зоне моря у подветренных склонов прибрежной топографии или перед атмосферным фронтом и/или зоны сдвига скорости ветра, связаны с характерной синоптической обстановкой и проявляются в поле облачности на квазисинхронных снимках видимого диапазона.

Таким образом, различение приливных ВВ и подветренных АГВ на РЛИ при ветре от слабого до умеренного не представляет труда — достаточно сравнить их поверхностные проявления. Задача существенно упрощается, если имеются близкие по времени последовательные РЛИ, на основе которых можно оценить фазовые скорости волн и снимки оптического диапазона. Однако при отсутствии таких данных или в сложных, нетривиальных ситуациях необходимо привлечение дополнительной информации.

Привлечение и адекватное использование дополнительных данных позволяет объяснить природу волн. Для полноценного анализа РЛИ с ППВВ необходимы данные о глубинах и рельефе дна в месте обнаружения ПП, фоновая океанологическая и гидрометеорологическая информация на момент съемки, а иногда и на сутки раньше. Для того чтобы учесть течения, фазу прилива и стратификацию водных масс следует привлекать стандартные океанографические данные. Для анализа ППАГВ крайне необходимы сведения о ветре и его изменчивости, синоптические карты, данные радиозондирований, синхронные съемки оптического диапазона.

При анализе сложных случаев, отобразившихся на РЛИ, необходимо учитывать возможные механизмы генерации, место генерации и время года, характерные длины отдельных волн, их количество в цуге, протяженность цуга, количество цугов и направление распространения волн, ориентацию пакета волн относительно линии берега, информацию о приливах и возможную связь с ними, скорость и направление ветра, рельеф дна и побережья, эффекты взаимодействия с подводным/надводным рельефом, эффекты рефракции и взаимодействия отдельных пакетов, наличие

пленок ПАВ и дрейфующего льда и ряд других факторов.

В итоге последовательно-избирательный учет всех перечисленных выше факторов во многом позволит избежать ошибок при анализе и интерпретации РЛИ с поверхностными проявлениями внутренних и атмосферных гравитационных волн, и, таким образом, точно установить природу наблюдаемого явления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баханов Д.В., Зуев А.Л., Маров М.Н., Пелиновский Е.Н.* Влияние внутренних волн на характеристики СВЧ-сигналов, рассеиваемых морской поверхностью // Изв. АН СССР. ФАО. 1989. Т. 25. № 4. С. 387–395.
- Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В.* Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 2. С. 51–63.
- Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М.* Мезометеорологические процессы. М.: МГУ, 2006. 101 с.
- Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность. Горький: ИПФ АН СССР, 1982.
- Герман М.А.* Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.
- Госсард Дж., Хук У.* Волны в атмосфере. М.: Мир, 1978. 532 с.
- Дикинис А.В., Иванов А.Ю. и др.* Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом “Алмаз-1” / Под ред. Л.Н. Карлина. М.: ГЕОС, 1999. 119 с.
- Иванов Ю.А., Морозов Е.Г.* Деформация внутренних гравитационных волн потоком с горизонтальным сдвигом скорости // Океанология. 1974. Т. 14. № 3. С. 457–461.
- Кожевников В.Н.* Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 159 с.
- Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 271 с.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д.* Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под ред. Е.А. Лупяна, О.Ю. Лавровой. Вып. 6. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2009.
- Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 302 с.
- Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 374 с.
- Радиолокация поверхности Земли из космоса / Под ред. Л.М. Митника, С.В. Викторова. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 200 с.
- Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* “Торячие точки” в поле внутренних волн в океане // Акуст. журн. 2007. Т. 53. № 3. С. 1–27.
- Серебряный А.Н.* Нелинейные внутренние волны на шельфе // Тр. Научной сессии памяти акад. Л.М. Бреховских и проф. Н.А. Дубровского. М., 2009. С. 33–43.
- Спирidonov Ю.Г., Пичугин А.П., Шестопалов В.П.* Радиолокационное наблюдение из космоса атмосферных внутренних гравитационных волн // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 317–320.
- Филинс О.М.* Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 285 с.
- Alpers W.* Investigation of atmospheric gravity waves and rotors in the marine boundary layer using spaceborne synthetic aperture radar images // Proc. IGARSS-2008. 6–11 July 2008. Boston, USA. 2008. V. 4. P. 57–60.
- Alpers W.* Theory of radar imaging of internal waves // Nature. 1985. V. 314. P. 245–247.
- Alpers W., Huang W., Xilin G.* Observations of atmospheric gravity waves over the Chinese Seas by synthetic aperture radar // Proc. Dragon 1 Programme Final Results 2004–2007. 21–25 April 2008. Beijing, China. ESA SP-655.
- Alpers W., Stilke G.* Observations of a nonlinear wave disturbance in the marine atmosphere by the synthetic aperture radar aboard the ERS-1 satellite // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 6513–6525.
- Apel J.R.* Linear and nonlinear internal waves in coastal and marginal seas. Oceanographic Application of Remote Sensing / Eds. M. Ikeda, F. Dobson. Boca Raton: CRC Press, 1995.
- Atlas of internal solitary-like waves and their properties. Second Edition. 2004. www.internalwaveatlas.com.
- Chunchuzov I., Vachon P., Li X.* Analysis and modeling of atmospheric gravity waves observed in Radarsat SAR images // Rem. Sens. Environ. 2000. V. 74. P. 343–361.
- Crook N.A.* Trapping of low-level internal gravity waves // J. Atmos. Sci. 1988. V. 45. P. 1533–1541.
- da Silva J.C., Ermakov S.A., Robinson I.S., Jeans D.R.G., Kilashko S.V.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short period internal waves // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C4. P. 8009–8032.
- da Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S.* Satellite radar signatures of oceanic internal waves // The Annals of the Marie Curie Fellowship (EUR 19 968). Europ. Commis. Community Res. 2000a. V. 1. P. 26–32.
- da Silva J.C.B., Ermakov S.A., Robinson I.S.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. III. Mode transitions // J. Geophys. Res. 2000b. V. 105. P. 24089–24104.
- da Silva J.C.B., Magalhaes J.M.* Satellite observations of large atmospheric gravity waves in the Mozambique Channel // Int. J. Rem. Sens. 2009. V. 30. № 5. P. 1161–1182.
- Ermakov S.A., da Silva J.C.B., Robinson I.S.* Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. II. Internal tidal waves // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C4. P. 8033–8044.
- Ermakov S.A., Salashin S.G., Panchenko A.R.* Film slicks on the sea surface and some mechanisms of their formation // Dyn. Atmos. Oceans. 1992. V. 16. P. 279–304.
- Fu L.L., Holt B.* Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar // JPL Publication 81-120. 1982.
- Gasparovic R.F., Apel J.R., Kasischke E.S.* An overview of the SAR internal wave signature experiment // J. Geophys. Res. 1988. V. 93C. P. 12304–12316.

- Hsu M.-K., Liu A.K.* Nonlinear internal waves in the South China Sea // *Can. J. Rem. Sens.* 2000. V. 26. № 2. P. 72–81.
- Kim D.-J., Nam S.H., Kim H.R. et al.* Can near-inertial internal waves in the East Sea be observed by synthetic aperture radar? // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № L02606. doi:10.1029/2004GL021532.
- Kuetner J.P., Hildebrand P.A., Clark T.L.* Convection waves: Observations of gravity wave systems over convectively active boundary layers // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 1987. V. 113. P. 445–468.
- Lavrova O.Yu., Badulin S.I.* Using of airborne side-looking radar for nonlinear internal wave studies // *Proc. IGARSS-98.* 6–10 July 1998. Seattle, USA.
- Li X.* Atmospheric vortex streets and gravity waves. Chapter 16. *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual.* Washington. 2004. P. 341–354. <http://www.sarusersmanual.com>.
- Liu A.K.* Analysis of nonlinear internal waves in the New York Bight // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № 10. P. 12317–12329.
- Mitnik L.M., Dubina V.A.* Spatial-temporal distribution and characteristics of internal waves in the Okhotsk and Japan Seas studied by ERS-1/2 SAR and Envisat ASAR // *Proc. Envisat Symp.-2007.* 23–27 April 2007. Montreux, Switzerland. ESA SP-636.
- Mityagina M., Pungin V., Kravtsov Yu., Yakovlev V.* A case of simultaneous observation of oceanic and atmospheric internal waves by means of dual polarization Ku-band radar // *Proc. IGARSS-99.* 28 June–2 July 1999. Hamburg, Germany, 1999. V. 1. P. 173–175.
- Nappo C.J.* An introduction to atmospheric gravity waves (*Int. Geophys. Ser.*, V. 85). Acad. Press, 2002.
- Nash J.D., Moum J.N.* River plumes as a source of large amplitude internal waves in the coastal ocean // *Nature.* 2005. V. 437. № 15. P. 400–403.
- Orr M.H., Mignerey P.C.* Nonlinear internal waves in the South China Sea: Observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № C3. P. 3064. doi:10.1029/2001JC001163.
- Osborne A.R., Burch T.L.* Internal solitons in the Andaman Sea // *Science.* 1980. V. 208. № 4443. P. 451–460.
- Stashchuk N., Vlasenko V.* Generation of internal waves by a supercritical stratified plum // *Proc. 11-th Workshop on Physical Processes in Natural Waters.* 3–6 September 2007. Warnemunde, Germany. 2007. P. 11–16.
- Thompson D.R., Gasparovic R.F.* Intensity modulations in SAR images of internal waves // *Nature.* 1986. V. 320. P. 345–348.
- Vachon P., Johannessen O., Johannessen J.* An ERS-1 synthetic aperture radar image of atmospheric lee waves // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22843–22490.
- Wurtele M.G., Sharman R.D., Datta A.* Atmospheric lee waves // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1996. V. 28. P. 29–476.
- Zheng Q.* Comment on “Can near-inertial internal waves in the East Sea be observed by synthetic aperture radar?” by D. J. Kim et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № L20606. doi:10.1029/2005GL023770.
- Zheng Q., Yan X.-H., Klemas V. et al.* Coastal lee waves on ERS-1 SAR images // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 7979–7993.

On Discrimination Between Oceanic Internal Waves and Atmospheric Gravity Waves on SAR Images of the Sea Surface

A. Yu. Ivanov

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

Oceanic internal waves (IW) and atmospheric gravity waves (AGW) are common phenomena in the ocean and the atmosphere. IWs are generated and propagated in the upper stratified layer of the ocean, whereas AGWs are in the low atmosphere over the ocean. Because these phenomena are both waves, they create specific surface manifestations (or wave-like patterns) on the synthetic aperture radar (SAR) images of the sea surface. They often look quite similar and it is not always easy to decide whether the wave-like patterns result from AGWs or from oceanic IWs as well as to distinguish between them. In this review paper the radar signatures of oceanic and atmospheric waves visible on SAR images of the sea surface are compared. It is shown how to interpret them in terms of radar imaging mechanisms, models and approaches describing dynamics and evolution of these two types of waves. Finally, a number of criteria how to discriminate between oceanic IWs and AGWs and their surface manifestations on SAR images are proposed and discussed.

Key words: satellite SAR images, ocean internal waves, atmospheric gravity waves, surface manifestations, sea surface

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ
С ТЕЧЕНИЕМ СОЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ
ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ**

© 2011 г. И. А. Жабин*, Н. Б. Лукьянова

Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт

им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

*E-mail: zhabin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 15.07.2009 г.

Течение Соя проникает в Охотское море через прол. Лаперуза и распространяется вдоль побережья о-ва Хоккайдо и южных Курильских о-вов как прибрежное пограничное течение. Спутниковые (Landsat TM, NOAA/AVHRR и альтиметрия AVISO) и гидрологические данные были использованы для исследования взаимодействия антициклонических вихрей с течением Соя в южной части Охотского моря. В работе рассматриваются теплые и соленые поперечные струйные течения (стримеры), которые наблюдаются на спутниковых изображениях в районе, прилегающем к южным Курильским о-вам. Поперечные струи распространялись на расстояние 150–300 км от островов, закручиваясь вокруг антициклонических вихрей. Поперечные струи являются эффективным механизмом обмена и перемешивания между водами прибрежного течения Соя и глубоководной частью Охотского моря.

Ключевые слова: течение Соя, стримеры, антициклонический вихрь, спутниковые и гидрологические данные, Охотское море, Курильские о-ва

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море отличается исключительным многообразием океанологических процессов, которые протекают в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Общую циркуляцию вод Охотского моря определяют два основных круговорота – циклонический и антициклонический (Морошкин, 1966; Ohshima et al., 2004). Циклонический круговорот занимает центральную и северную части моря. На западной границе этого круговорота выделяется Восточно-Сахалинское течение. В южной части моря наблюдается антициклоническая циркуляция вод. В пределах антициклонического круговорота обычно наблюдается несколько мезомасштабных антициклонических вихрей (АЦВ) диаметром 100–150 км (Булатов и др., 1999; Хен, Муктепавел, 1995; Rogachev, Verkhunov, 1996; Wakatsuchi, Martin, 1991). Кроме этого, в южную часть Охотского моря из Японского моря через прол. Лаперуза в период с марта по ноябрь поступают теплые и высокосолёные воды (прибрежное течение Соя). Воды течения Соя прослеживаются у побережья о-ва Хоккайдо и у южных Курильских о-вов (The Okhotsk Sea..., 1995). По данным океанографических съемок, теплые и соленые воды течения Соя наблюдались в верхнем слое АЦВ (Wakatsuchi, Martin, 1991).

В этой работе было высказано предположение о том, что формирование вихрей связано с адвекцией вод течения Соя от северо-восточного побере-

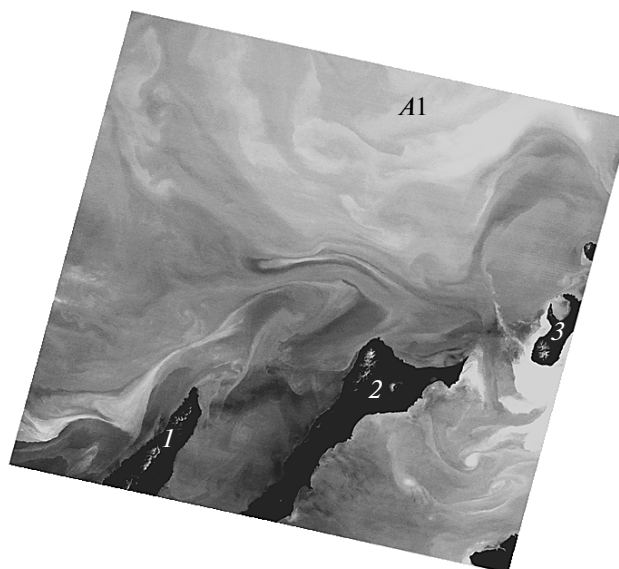


Рис. 1. Изображение юго-восточной части Охотского моря в тепловом диапазоне, полученное 30 августа 1994 г. (спутник Landsat-5, сканер TM). Условные обозначения: 1 – п-ов Сиретоко (о-в Хоккайдо); 2 – о-в Кунашир; 3 – о-в Итуруп. Теплым прибрежным водам соответствует темный тон изображения, холодным водам АЦВ – светлый.

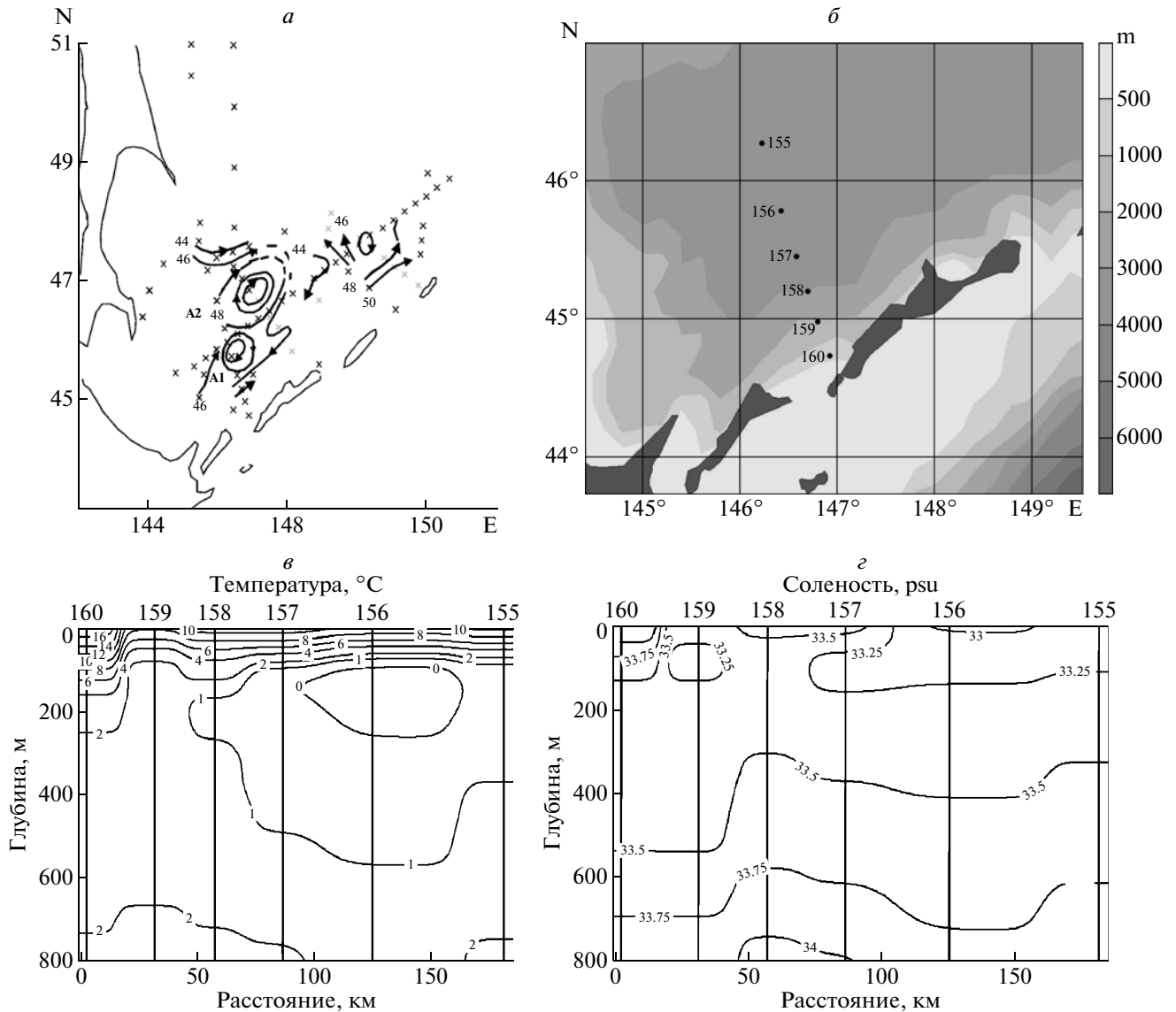


Рис. 2. *a* – Карта динамической топографии на поверхности относительно уровня 1000 дбар; *б* – положение разреза, пересекающего АЦВ южной части Охотского моря; *в* – распределение температуры на этом разрезе; *г* – распределение солёности. В плоскости разреза на периферии вихря видна затяжка теплых и соленых вод течения Соя.

жья о-ва Хоккайдо в центральную часть Курильской глубоководной котловины. Этот сценарий был реализован в численной модели циркуляции южной части Охотского моря (Uchimoto et al., 2007).

В последнее десятилетие систематические океанографические наблюдения в южной части Охотского моря практически не проводились, поэтому спутниковые данные являются основным источником информации, используемой в научных и рыбопромысловых исследованиях. В работе на основе анализа спутниковых данных с привлечением архивных материалов судовых наблюдений рассмотрены особенности термической и динамической структуры вод южной части Охот-

ского моря, при этом основное внимание было направлено на исследование взаимодействия АЦВ Курильской глубоководной котловины с прибрежным течением Соя.

На первом этапе исследований был проведен выборочный анализ информации, полученной в Центре регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН в период с 2003 по 2009 г. (спутники серии NOAA, радиометр AVHRR, пространственное разрешение около 1.1 км, <http://www.satellite.dvo.ru/>). Наибольшее количество свободных от облачности ИК-изображений южной части Охотского моря было получено в 2004 г. Кроме этого, в качестве дополнительной информации привлекались карты абсолютных гео-

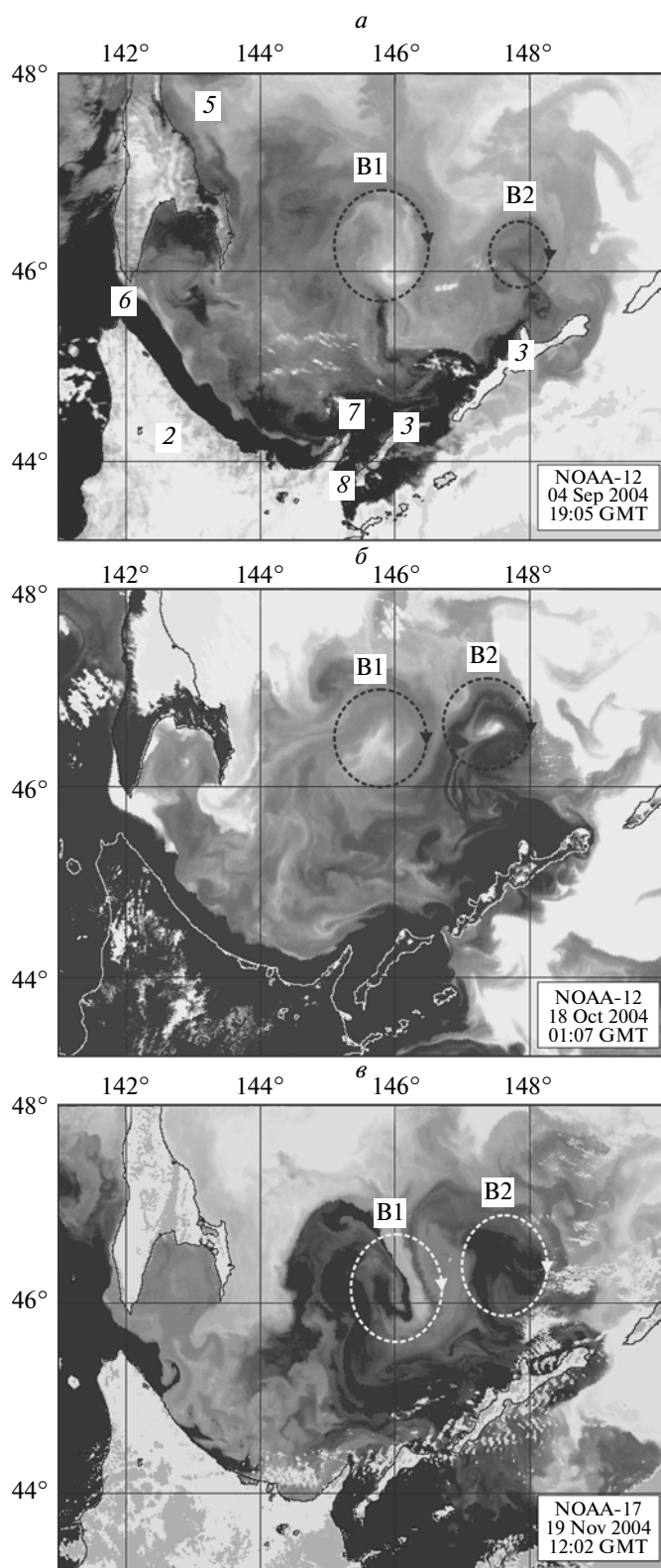


Рис. 3. ИК-изображения южной части Охотского моря, полученные осенью 2004 г. (спутники серии NOAA): *a* – 4 сентября 2004 г.; *б* – 18 октября 2004 г.; *в* – 19 ноября 2004 г. Условные обозначения: 1 – о-в Сахалин; 2 – о-в Хоккайдо; 3 – о-в Кунашир; 4 – о-в Итуруп; 5 – зал. Терпения; 6 – прол. Лаперуза; 7 – м. Сиретоко; 8 – прол. Кунаширский.

строфических течений, построенные по данным спутниковой альтиметрии (спутники Envisat, Jason-1 и GFO, <http://las.aviso.oceanobs.com/las/>). Для исследования структуры вод в юго-восточной части Охотского моря были использованы материалы океанографической съемки, выполненной в рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (август 1994 г.), и спутниковое изображение высокого разрешения (30 августа 1994 г., 23:32 GMT; спутник Landsat-5, сканер ТМ, пространственное разрешение 120 м, <http://glovis.usgs.gov/>), полученное в период проведения этой морской экспедиции.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ВОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ И СУДОВЫМ ДАННЫМ

Океанографические STD-данные и спутниковая информация дают возможность рассмотреть особенности структуры и динамики вод этого района. На рис. 1 представлен спутниковый снимок участка акватории Охотского моря, прилегающего к южным Курильским о-вам в длинноволновом (термическом) ИК-диапазоне спектра (канал 6 сканера ТМ, спектральный диапазон 10.4–12.5 мкм). Контрасты в поле температуры поверхности моря (ТПМ) позволяют выделить две основные структурные особенности – прибрежное течение Соя (теплые воды у побережья о-вов Хоккайдо, Кунашир и Итуруп) и часть холодного АЦВ, который располагался к северо-западу от о-ва Итуруп. По спутниковым данным, воды течения Соя контактировали с периферией холодного АЦВ. Карта динамической топографии, построенная относительно уровня 1000 дб (рис. 2*a*), и распределение температуры и солёности на разрезе (рис. 2*б–г*) показывают, что центр этого вихря располагался вблизи 45°47' с.ш., 146°25' в.д. (ст. 156, вихрь А1). Разрез, пересекающий вихрь А1 (рис. 2*б–г*), был выполнен 28 августа 1994 г. По данным гидрологического разреза вихрь имел холодное, распресненное ядро в промежуточном слое. Это показывает, что вихрь сформировался в зимний период. На первой из станций разреза (ст. 160) в верхнем 120-метровом слое прослеживаются солёные и теплые воды течения Соя. На границе течения (ст. 159) в поверхностном и подповерхностном слоях наблюдались более холодные и распресненные воды. На разрезе видно, что солёные ($S > 33.5$) и теплые ($T > 10^{\circ}\text{C}$) модифицированные воды течения Соя присутствуют в верхнем слое на южной периферии вихря А1 (ст. 158). Таким образом, как спутниковые, так и гидрологические данные показывают, что в результате взаимодействия прибрежного течения Соя с АЦВ теплые и солёные воды по периферии вихревого образования могут поступать в южную глубоководную часть Курильской котловины.

На карте динамической топографии (рис. 2а) можно выделить еще один вихрь с центром, расположенным вблизи $46^{\circ}56'$ с.ш., $146^{\circ}56'$ в.д. (А2). Вихрь А2 характеризовался высокими значениями температуры и солености в слое охотоморских промежуточных вод. Это позволяет сделать вывод о том, что ядро вихря включало в себя модифицированные промежуточные воды тихоокеанского происхождения, поступающие в Охотское море через глубоководные Курильские проливы.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ С ПРИБРЕЖНЫМ ТЕЧЕНИЕМ СОЯ

Летний радиационный прогрев сглаживает термические контрасты на поверхности моря, поэтому взаимодействие течения Соя с АЦВ в южной части Охотского моря будет рассмотрено на основе анализа спутниковых ИК-изображений, полученных в осенний период (рис. 3). В начале сентября 2004 г. в поле ТПМ (рис. 3а) выделялись два вихря, центры которых были расположены вблизи точек с координатами $46^{\circ}15'$ с.ш., $146^{\circ}00'$ в.д. (вихрь В1) и $46^{\circ}10'$ с.ш., $147^{\circ}50'$ в.д. (вихрь В2). Более теплые воды течения Соя занимали прибрежную зону у побережья о-ва Хоккайдо, Кунаширский прол., область шельфа и склона у охотоморского побережья о-вов Кунашир и Итуруп. На снимке видно, что поступление вод течения Соя от о-ва Итуруп в южную часть Курильской глубоководной котловины происходило по периферии вихря В2. Смещение этого вихря в северо-западном направлении способствовало адвекции вод течения Соя от Курильских о-вов в глубоководную часть моря (рис. 3б). В ноябре (рис. 3в) охлаждение поверхностного слоя и конвективно-ветровое перемешивание приводят к усилению термических контрастов и позволяют уверенно идентифицировать “следы” адвекции вод течения в южной части Курильской котловины. На ИК-изображении видно, что адвекция идет от о-ва Итуруп, а не от м. Сиретоко (северо-восточная оконечность о-ва Хоккайдо), как это показали результаты модельных расчетов (Uchimoto et al., 2007). Карта векторов абсолютных геострофических течений, построенная по данным спутниковой альтиметрии (рис. 4), подтверждает этот вывод. Воды течения Соя захватываются АЦВ и поступают в область глубоководной котловины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковая информация в настоящее время является одним из наиболее эффективных средств исследования мезомасштабных процессов в океане. Спутниковые данные позволили рассмотреть взаимодействие прибрежного течения Соя с АЦВ южной части Охотского моря. В период максимально-

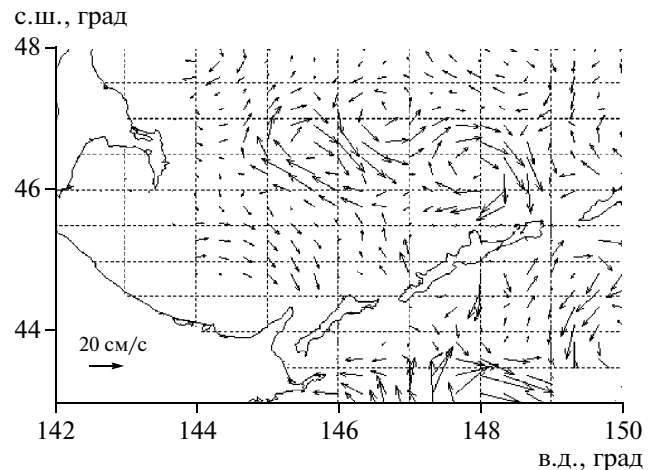


Рис. 4. Карта абсолютных геострофических течений, построенная по данным спутниковой альтиметрии AVISO для 10 ноября 2004 г.

го развития течения Соя (август–сентябрь) теплые и соленые воды занимают зону шельфа и склона с охотоморской стороны о-ва Кунашир и о-ва Итуруп. Из этой зоны воды течения в виде поперечных струй (стримеров) по периферии АЦВ попадают в центральную часть Курильской котловины. Поперечные струи прослеживались на расстоянии 150–300 км от побережья островов, закручиваясь вокруг АЦВ. В целом взаимодействие вихрей с прибрежной циркуляцией, при котором формируются поперечные струи, является эффективным механизмом обмена между водами области шельфа и открытой части Охотского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булатов Н.В., Куренная Л.А., Муктепавел Л.П. и др. Вихревая структура вод южной части Охотского моря и ее сезонная изменчивость (результаты спутникового мониторинга) // *Океанология*. 1999. Т. 39. № 1. С. 36–45.
- Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. М.: Наука, 1966. 67 с.
- Хен Г.В., Муктепавел Л.П. Исследование вихрей в юго-западной части Охотского моря по данным спутников серии «Метеор» // *Исслед. Земли из космоса*. 1995. № 4. С. 76–79.
- Ohshima K.I., Simizu D. et al. Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V. 34. № 2. P. 513–525.
- Rogachev K.A., Verkhunov A.V. Circulation and water mass structure in the southern Okhotsk Sea, as observed in summer, 1994 // *PICES Sci. Rep.* № 6. 1996. P. 144–149.
- The Okhotsk Sea and Oyashio region // *PICES Sci. Rep.* № 2. 1995. 227 p.
- Uchimoto K., Mitsudera H., Ebuchi N., Miyazawa Y. Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM // *J. Oceanogr.* 2007. V.63. № 3. P. 379–391.
- Wakatsuchi M., Martin S. Water circulation in the Kuril Basin of the Okhotsk Sea and its relation to eddy formation // *J. Oceanogr. Soc. Japan*. 1991. V. 47. P. 152–168.

The Interaction of Anticyclonic Eddies with Soya Current in the Southern Sea of Okhotsk According to Satellite Data

I. A. Zhabin, N. B. Luk'yanova

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok

Soya Current enters into the Sea of Okhotsk through La Perouse Strait and flows along the Hokkaido coast and southern Kuril Islands as a coastal boundary current. Satellite (Landsat TM, NOAA/AVHRR and AVISO altimetry) and hydrographic data were used to describe interaction of the eddy field with the Soya Current in the southern Sea of Okhotsk. This work is focused mainly in the warm and salt Soya Current filaments (streamers) observed in satellite images around the southern Kuril Islands. The warm Soya Current waters swirling around anticyclonic eddies. Several mesoscale filaments were distinguishable at distances 150–300 km from the coast. Formation of the filaments significantly increased the mixing and exchange between coastal current and deep – sea waters.

Key words: Soya Current, streamers, anticyclonic eddies, satellite and hydrographic data, Sea of Okhotsk, Kuril Islands

К 60-ЛЕТИЮ АЛЕКСЕЯ СЕРГЕЕВИЧА ВИКТОРОВА



1 февраля 2011 г. исполнилось 60 лет члену редколлегии журнала “Исследование Земли из космоса” РАН – доктору географических наук, заместителю директора по научной работе Института геоэкологии РАН.

После окончания Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (географический факультет) и аспирантуры в 1976 г. А.С. Викторов поступил на работу в лабораторию аэрокосмических методов Всесоюзного НИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) – сначала младшим, затем старшим и далее ведущим научным сотрудником. В том же 1976 г. Алексей Сергеевич защитил кандидатскую, а в 1988 г. и докторскую диссертации. Все годы работы во ВСЕГИНГЕО он занимался разработкой теории и практики использования дистанционных методов в гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях.

В 1992 г. А.С. Викторов перешел на работу в Научный Геоинформационный Центр РАН заведующим лабораторией методов дешифрирования материалов аэрокосмических съемок и заместителем директора по научной работе. За это время им были выполнены работы по методам дешифрирования на основе математических моделей ландшафтных рисунков и по мониторингу районов нефтедобычи.

В 1996 г. Алексей Сергеевич в составе коллектива был удостоен Государственной премии в области науки и техники за цикл работ по комплексному дистанционному зондированию при проектировании и эксплуатации геотехнических систем и в том же году перешел на работу в Институт геоэкологии РАН сначала в качестве заведующего лабораторией дистанционного мониторинга геологической среды, а затем, с 2006 г. и по настоящее время, – заместителем директора по научной работе. За время работы в институте он

был награжден Премией Правительства РФ (2003), Национальной экологической премией (2004), премией РАН им. А.А. Григорьева (2006).

Исследования А.С. Викторова были сосредоточены на создании математических моделей морфологических структур, созданных экзогенными геологическими процессами различных генетических типов, и привели к разработке нового направления в ландшафтоведении, математической морфологии ландшафта. В этой области им впервые разработано теоретическое ядро направления в виде комплекса математических моделей морфологических структур различных генетических типов. В основе моделей лежит использование результатов теории случайных процессов. Обоснована инвариантность моделей относительно климатических условий. Показана возможность использования математических моделей морфологических структур для решения задач исследования динамики экзогенных геологических процессов, выявления состояний динамического равновесия процессов, оценки природных рисков, изучения закономерностей фациальной изменчивости, оценки изменчивости инженерно-геологических условий, получения новых геоиндикационных взаимосвязей для создания новых методов и программных комплексов текстурного анализа материалов аэрокосмических съемок для целей инженерной геологии и гидрогеологии. Результаты этих исследований обобщены в многочисленных публикациях, в том числе в монографиях “Математическая морфология ландшафта” (1998), “Основные проблемы математической морфологии ландшафта” (2006), последняя из которых отмечена премией РАН им. А.А. Григорьева. Разработан авторский курс “Математическая морфология ландшафта”, который с 2000 г. преподается на географическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова.

Особенно хочется подчеркнуть существенные результаты, полученные А.С. Викторовым при развитии теории и методов индикационного дешифрирования материалов аэро- и космической съемки для целей инженерной геологии, гидрогеологии и геоэкологии. Им развиты теория и методы использования материалов дистанционных съемок при поисках подземных вод, в том числе термальных. Показано значение математических моделей морфологических структур для индикации геологических условий. Разработаны теоретические и методические подходы к использованию материалов аэрокосмических съемок при оценке условий искусственного пополнения запасов подземных вод. Количественно исследована глубинность геоиндикационных связей разной природы. Систематизированы данные об индика-

ционном значении количественных показателей морфологических структур и методах их использования. Предложены методы аналитической оценки сравнительной информативности показателей. Результаты исследований обобщены в многочисленных публикациях, в том числе в монографии “Аэрокосмические методы поиска подземных вод (в соавторстве)”, “Аэроландшафтно-индикационные методы при региональных инженерно-геологических исследованиях (в соавторстве)”.

Значительные научные результаты также получены А.С. Викторовым в разработке теории систем мониторинга геологической среды. На различном материале им было проведено изучение наиболее рациональной структуры систем мониторинга. В процессе исследований была обоснована целесообразность использования в качестве основных точек комплексного контроля состояния геологической среды. Проведена разработка принципов размещения точек контроля. Разработаны способы сочетания автоматических средств контроля, средств контроля в режиме посещения и аэрокосмических средств. Разработан совместно с коллективом специалистов рациональный геоинформационный комплекс для ведения комплексного мониторинга природной среды. Разработки были апробированы при создании и реализации проектов систем мониторинга геологической среды в зоне крупных сооружений – газотранспортной системы “Голубой поток”, Северо-Европейского газопровода, мегапроекта Ямал, горнообогатительного комбината месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова, системы мониторинга опасных геологических процессов и подземных вод мегаполиса Москва. Результаты исследований обобщены в многочисленных публикациях, в том числе в монографии “Природные опасности России” (2002) (в соавторстве), в работе “Аэрокосмический мониторинг геологической среды” (в соавторстве).

А.С. Викторовым проведены большие региональные исследования аридных территорий. Им выполнены значительные циклы изучения геоморфологических и ландшафтных условий, экзогенной геодинамики Устюрта, Тургайского прогиба, Мангышлака, подгорной равнины Копет-Дага, Приаралья, Кзыл-Кумов, Южного Нуратау. В процессе исследований впервые составлены гидроиндикационные карты Тургайского прогиба, ландшафтная карта Устюрта, карта условий магазинирования поверхностного стока Устюрта и равнинного Мангышлака.

В настоящее время А.С. Викторов является также членом диссертационных советов геогра-

фического факультета МГУ, факультета географии и геоэкологии СПбГУ и Института геоэкологии РАН, членом комитета по премиям Международной Ассоциации математической геологии, членом редколлегий научных журналов “Mathematical Geosciences”, “Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология”, “Исследования Земли из космоса”, членом Совета Московского центра Русского Географического общества. Он выступал экспертом в ряде важнейших

государственных экологических экспертиз – нефтепровода “Восточная Сибирь–Тихий Океан”, проектов “Сахалин-I” и “Сахалин-II”, газопровода “Голубой поток” и других.

Редколлегия журнала “Исследование Земли из космоса” РАН сердечно поздравляет Алексея Сергеевича Викторова с юбилеем и желает ему крепкого здоровья и дальнейших творческих успехов.