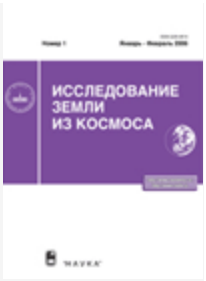
Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics Earth Observation and Remote Sensing



Год выпуска	2012	Том		Номер выпуска	1

	Название статьи	Страницы	Цит.
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ		
	ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗ КОСМОСА ПРЕДВЕСТНИКОВОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОЯВЛЯЮЩЕЙСЯ В ДИНАМИКЕ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СИСТЕМ Бондур В.Г., Зверев А.Т., Гапонова Е.В., Зима А.Л.	3-20	12
	ГЛОБАЛЬНЫЙ ТРОПИЧЕСКИЙ ЦИКЛОГЕНЕЗ И 27-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ Шарков Е.А., Афонин В.В.	21	6
	МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ И НАБЛЮДЕНИЕ РАЗНЫХ СТАДИЙ ИХ РАЗВИТИЯ ПО ДАННЫМ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОГО АЭРОКОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Козодеров В.В., Кулешов А.А.	29	1
	ФЁН В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ЕГО НАБЛЮДЕНИЕ ИЗ КОСМОСА С ПОМОЩЬЮ РСА Иванов А.Ю.	40	4
	СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ РЕГУЛЯРНЫХ ВИХРЕЙ В ЗАЛИВАХ ШАНТАРСКОГО АРХИПЕЛАГА, ОХОТСКОЕ МОРЕ Рогачёв К.А.	54	2
	ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ФОРМЫ БЕРЕГОВЫХ ГРАНИЦ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Полищук В.Ю., Полищук Ю.М.	61	3
	ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА		
	ОСОБЕННОСТИ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ПРИ МНОГОЧАСТОТНОМ НАДИРНОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.	65	0
	МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ		
	ДЕШИФРИРОВАНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННЫХ ПРИЗНАКОВ Марчуков В.С., Стыценко Е.А.	77	3
	К 75-ЛЕТИЮ АНАТОЛИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА БУЗНИКОВА	89	0

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 3–20

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗ КОСМОСА ПРЕДВЕСТНИКОВОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОЯВЛЯЮЩЕЙСЯ В ДИНАМИКЕ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СИСТЕМ

© 2012 г. В. Г. Бондур[1]*, А. Т. Зверев[2], Е. В. Гапонова[1], А. Л. Зима[1]

[1]Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва

[2]Московский государственный университет геодезии и картографии

*[1]*E-mail: office@aerocosmos.info*

[2]E-mail: zverev@miigaik.ru

Поступила в редакцию 03.10.2011 г.

Изложены результаты исследования предвестниковой цикличности напряженно-деформированного состояния литосферы в период подготовки значительных сейсмических событий путем автоматизированного линеаментного анализа разновременных космических изображений. Предлагаемая методика апробирована на примере ряда сильных и катастрофических землетрясений, произошедших за последнее десятилетие в различных регионах мира. Выявленная предвестниковая цикличность динамики линеаментных систем имеет период от 1 до 3 мес. и позволяет осуществить прогноз времени, места и возможной силы землетрясения.

Ключевые слова: космические изображения, дистанционное зондирование, предвестники землетрясений, геодинамика, деформационные волны, линеаменты, розы-диаграммы, сейсмоопасные территории

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в период подготовки землетрясений происходят перестройки напряженно-деформированного состояния земной коры и мантии. Это проявляется в закономерных изменениях геофизических, геохимических, тектонических, гидрогеодинамических и других полей. Временные перестройки напряжений и возникновение в связи с этим деформационных волн перед землетрясением обнаруживаются по сейсмическим (Базавлук, Юдахин, 1993), геодезическим (Никонов, 1984; Певнев, 2000; Кузьмин, Жуков, 2004), геохимическим (Гидрогеодинамические..., 1985) данным, по результатам гидрогеодинамических наблюдений (Киссин, Гумен, 1994; Киссин, 2009) и по другим данным.

Возвратно-поступательные изменения напряженно-деформированного состояния коры и мантии в период подготовки землетрясений были выявлены также путем анализа динамики линеаментных систем на основе результатов автоматизированной обработки разновременных космических изображений (Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; 2007). С этой целью использовались такие показатели динамики линеаментных систем, как розы-диаграммы линеаментов и изменение величины отношений суммарных длин локальных и региональных линеаментов разных направлений (Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; 2006; 2007; Бондур и др., 2005; 2006; 2009; 2010; 2011). В последнее время стал использоваться еще один показатель динамики систем линеаментов – линии вытянутости их роз-диаграмм, который оказался достаточно информативным, подчеркивающим возвратно-поступательный характер изменения преобладающих ориентировок линеаментов в период подготовки землетрясений (Бондур и др., 2011). В настоящей работе приведены результаты исследования предвестниковых деформационных волн путем анализа разновременных космических изображений на примере катастрофических землетрясений, произошедших в 2000–2010 гг.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнялись на основе результатов автоматизированного линеаментного анализа разновременных космических изображений с использованием программного пакета LESSA (Златопольский, 2008). В качестве основных исходных данных рассматривались космические изображения, полученные аппаратурой MODIS с пространственным разрешением 250 м (спутники TERRA и AQUA).

Ранее на примере катастрофических землетрясений в Калифорнии, Иране, Перу и в других регионах было выявлено наличие предвестниковой закономерности в изменении роз-диаграмм линеаментов, выявляемых по космическим изображениям, которая заключается в следующем: за 1–

3 мес. до землетрясения начинаются изменения формы роз-диаграмм, достигающей максимальной величины за 20 дней до сейсмического толчка и сохраняются 20 дней после него; затем в течение 1–3 мес. розы-диаграммы постепенно приобретают прежнюю форму (Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; 2006; 2007). Данная предвестниковая цикличность позволяла осуществить прогнозы времени начала землетрясения, но не позволяла определить с достаточной точностью место землетрясения, так как розы-диаграммы строились для относительно больших площадей – от 125 × × 125 км^2 до 400 × 400 км^2 – и не были прямо связанны с эпицентрами землетрясений (Bondur, Kuznetsova, 2006).

В связи с этим нами предложен целый комплекс признаков динамики линеаментных систем, регистрируемых методами дистанционного зондирования, позволивший в ряде случаев определить не только время начала землетрясения, но и место расположения сейсмогенерирующего разлома. В качестве подобных признаков – индикаторов – используются статистические показатели, прежде всего, общие розы-диаграммы для всей исследуемой площади и частные (локальные), розы-диаграммы, отношения и суммы линеаментов разных направлений, линии вытянутости локальных роз-диаграмм (Бондур и др., 2010а).

При исследовании свершившихся сейсмических событий подбирались разновременные космические изображения, полученные начиная за 2–4 мес. до землетрясения и заканчивая через 2–4 мес. после них с интервалом съемки в несколько дней, недель или 1–2 мес. Конкретные временные интервалы подбора космических изображений во многом зависят от погодных условий, так как для обработки должны использоваться или безоблачные изображения, или с облачностью, покрывающей не более 10–15% площади.

Методической основой автоматизированного линеаментного анализа космических изображений является выделение текстурных (ориентационных) характеристик рисунков фрагментов изображений по направлениям линейных элементов (линий, границ). Изучение ориентационных (текстурных) характеристик производилось с использованием программы LESSA, начиная с выявления линейных элементов – спрямленных границ или линий протяженностью в 5–10 пикселов. Эти элементарные линейные локальные элементы называются штрихами. Для каждого штриха определяется его направление с осреднением 22.5°, т.е. выделение штрихов происходит по восьми направлениям: 90°; 67.5°; 45°; 22.5°; 0°; 337.5°; 315°; 292.5° (Златопольский, 2008).

Используемая программа позволяла определить суммарную длину (в километрах или пикселах) штрихов каждого из данных восьми направлений и вычислить парные отношения суммарных длин штрихов разных направлений. Так как анализируются восемь направлений, то число сочетаний восьми по две дает цифру 28 возможных сочетаний парных отношений.

На следующем этапе с использованием скользящего окна с диаметром 50 элементов разрешения (пикселов) строятся частные (локальные) розы-диаграммы, отражающие распределение штрихов по направлению для анализируемых фрагментов изображений. Для всего космического изображения (или его фрагмента) строится общая роза-диаграмма, отражающая распределение штрихов по всей площади изображения. По частным розам-диаграммам строятся линии вытянутости, характеризующие изменение среднего направления локальных роз-диаграмм для различных участков космического изображения. При проведении анализа учитывается, что на границах блоков земной коры, имеющих различные поля напряжений и деформаций, обычно разграниченных разрывными нарушениями, линии вытянутости либо обрываются, либо резко изменяют свои направления.

При проведении обработки выявляются также цепочки штрихов, трассирующих протяженные (сквозные) региональные линеаменты. Для этого анализируются прямолинейные “коридоры” всех положений и направлений, пересекающих изображение, и подсчитывается, сколько в них попадает штрихов соответствующего направления (так называемая “выраженность” или проявленность линеаментов). Затем, задавая порог “выраженности” путем изменения плотности штрихов определенного направления, проводилась пороговая фильтрация сквозных линеаментов. Увеличение порога соответствует увеличению плотности штрихов. Таким образом, при больших порогах (более 70–80) проявляются лишь линеаменты с максимальной плотностью штрихов заданного направления.

Все перечисленные характеристики являются индикаторами напряженно-деформированного состояния земной коры и используются для выявления деформационных волн-предвестников землетрясений (Бондур и др., 2011).

Степень проявленности линеаментов зависит не только от порога, но и от спектрального диапазона космических изображений, используемых для обработки. Анализ многоспектральных космических изображений, полученных при помощи аппаратуры MODIS в трех спектральных каналах оптического диапазона спектра, показал (Бондур и др., 2005), что в зеленой области (0.52–0.6 мкм) наиболее четко (в количественном и качественном отношении) выражены локальные линеаменты (штрихи), а в ближней инфракрасной (ИК) зоне (0.78–0.86 мкм) – региональные

(сквозные) линеаменты. Красная зона спектра (0.63–0.69 мкм) по своей информативности для линеаментного анализа занимает промежуточное положение, так как в ней локальные линеаменты проявлены лучше, чем в ближней ИК-зоне, а региональные – лучше, чем в зеленой зоне. Во всех изученных случаях отклонения результатов линеаментного анализа, полученных по космическим изображениям, сформированным в красном спектральном канале, не превышали 5–10% по сравнению с результатами, полученными при обработке изображений в зеленом и ИК–спектральных каналах, что является допустимым. Поэтому при проведении исследований использовались только изображения, полученные в красном спектральном канале аппаратуры MODIS – $\Delta\lambda = 620$–670 нм, – что сокращало сроки и объемы исследований.

При использовании метода линеаментного анализа для исследований геодинамики необходимо учитывать, что линеаменты, выявляемые при автоматизированной обработке космических изображений, имеют различную физическую природу. Одни из них, наиболее стабильные (консервативные), связаны с линейными объектами (элементами) и спрямленными границами частей ландшафтов, различающихся по отражательным спектральным характеристикам. Такими линейными объектами являются валы, линейные складки, овраги, русла рек, дайки, дороги и т.п., а границами – границы лесов, полей, лугов, стратиграфических толщ и т.п. Другие линеаменты, более динамичные и не всегда проявленные, отражают чередование зон сжатия и растяжения земной коры. Их выделение на космических изображениях (особенно в случае однородных ландшафтов) прямо зависит от влияния поля напряжения на геологическую среду.

Наиболее благоприятные условия для проявленности линеаментов (зон, полос) возникают в случае интенсивного тепломассопереноса в зонах растяжения (зонах трещиноватости и разрывных нарушений). При этом следует учитывать, что тепломассоперенос из глубин к поверхности не остается постоянным. Он наиболее интенсивен в моменты возбуждения тектонической (сейсмотектонической) активности недр. Основываясь на этой особенности, получаем возможность выявить закономерности связей интенсивности напряженности земной коры, тепломассопереноса и обусловленной ими величины проявленности динамичной части линеаментов с сейсмической активностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РОЗ-ДИАГРАММ ЛИНЕАМЕНТОВ

Использование информации о землетрясениях разной силы в качестве эталонов помогает установить наличие связи интенсивности перестройки структурного плана линеаментов от времени, места (геологических условий) и силы землетрясения. В этом случае появляется возможность прямого прогноза места, времени и силы землетрясения путем линеаментного анализа космических изображений (Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; 2006).

Исследования деформационных волн-предвестников землетрясений, проявляющихся в динамике линеаментных систем, проводились на примере сильных и катастрофических землетрясений, произошедших в различных регионах мира, таких как Калифорния (США), Мексика, Перу, Чили, Иран, Гаити, Калининград (Россия) (рис. 1).

Как уже отмечалось ранее, для ускорения процесса обработки преимущество отдавалось космическим изображениям, полученным в красной зоне спектра электромагнитных волн ($\Delta\lambda = 620$–670 мкм), обладающим достоинствами, присущими как зеленой зоне, так и ближнему ИК-диапазону (Бондур и др., 2005).

Землетрясение в Калифорнии

В качестве одной из сейсмоопасных зон анализировалась территория Калифорнии, для которой были изучены шесть сильных землетрясений, произошедших 9 сентября 2001 г. ($M = 4.2$), 22 февраля 2003 г. ($M = 5.2$), 22 декабря 2003 г. ($M = 6.5$), 28 сентября 2004 г. ($M = 6.0$), 31 октября 2007 г. ($M = 5.6$), 29 июля 2008 г. ($M = 5.4$).

Одно из этих исследуемых землетрясений, произошедших 9 сентября 2001 г. в западной части Поперечных хребтов ($M = 4.2$), имело следующие координаты эпицентра: 34.059° с.ш., –118.387° з.д. На рис. 2 в качестве примеров приведены фрагменты исходных изображений, региональные линеаменты и розы-диаграммы направленности региональных линеаментов, построенные путем автоматизированной обработки (при пороге 85) космических изображений, полученных за 6 и 1.5 мес. до землетрясения и через 20 дней и 1 мес. после него.

На всех четырех, приведенных на рис. 2, розах-диаграммах преобладают два главных направления линеаментов: СЗ–ЮВ и СВ–ЮЗ. Первое направление соответствует общему простиранию зоны разлома Сан-Андреас, а второе является секущим (поперечным) по отношению к нему. Причем при приближении к моменту землетрясения общее число проявленных (выраженных) на космических изображениях линеаментов постепен-

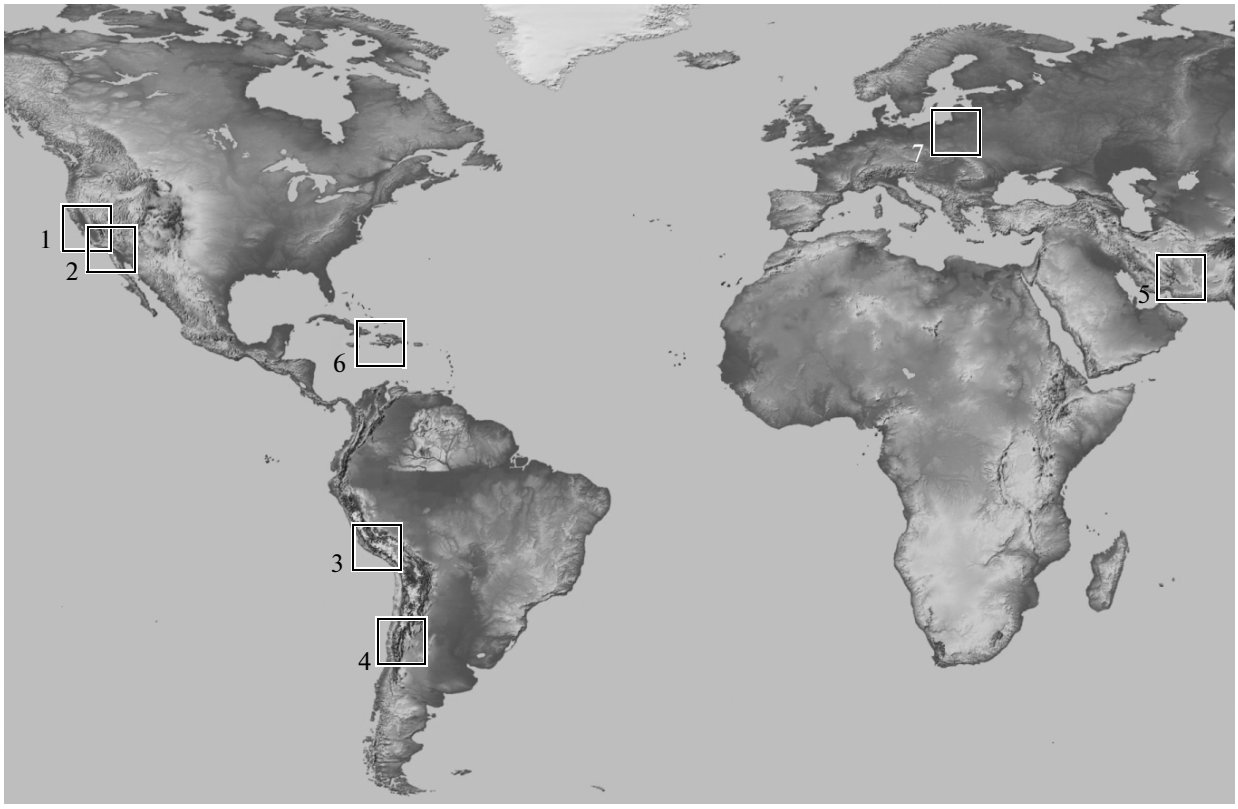


Рис. 1. Схема расположения территорий исследования: 1– Калифорния (США); 2 – Мексика; 3 – Перу; 4 – Чили; 5 – Иран; 6 – Гаити; 7 – Калининград (Россия).

но увеличивается. При этом наиболее интенсивным ростом обладают секущие линеаменты, которые очень слабо проявлены за 6 мес. до землетрясения и через 1 мес. после него (Бондур, Зверев, 2005а; 2005б).

Линеаменты обоих направлений (согласные с Сан-Андреас и секущие по отношению к нему), достигают максимального количества за 1.5 мес. до землетрясения и 20 дней после него. Наибольшая плотность согласных линеаментов, судя по схемам сквозных линеаментов, наблюдается вдоль побережья Тихого океана, а узел пересечения всех систем разнонаправленных линеаментов соответствует области расположения эпицентра землетрясения.

Второе из исследованных землетрясений произошло 22 февраля 2003 г. в восточной части Поперечных Хребтов (M = 5.2). Координаты эпицентра: 34.31° с.ш., –116.848° з.д. Как и при землетрясении, произошедшем в 2001 г. в западной части Поперечных Хребтов, для данного сейсмического события четко выражена цикличность, заключающаяся в закономерном изменении количественных характеристик систем линеаментов при подготовке землетрясения и после него, аналогичная показанной на рис. 2. При этом наибольшим флуктуациям, как и в первом случае, подвержены секущие линеаменты. За 2.5 мес. до землетрясения они проявлялись на космическом изображении очень слабо. За 20 дней их число резко возросло и стало даже больше по сравнению с согласными (СЗ–ЮВ) линеаментами. Через 2 мес. после данного землетрясения число секущих линеаментов сократилось почти в 2 раза, хотя по-прежнему их число было еще достаточно велико, но резко уменьшилось через 4 мес. после землетрясения. Максимальная плотность согласных линеаментов в период подготовки этого землетрясения и через 2 мес. после него была характерной для прибрежных районов Тихого океана, отвечающих зоне разлома Сан-Андреас. Область эпицентра находилась в широкой зоне увеличенной плотности секущих линеаментов (Бондур и др., 2011).

Анализ схем линий вытянутости роз-диаграмм штрихов, полученных на период подготовки землетрясения, произошедшего в этом регионе 22 февраля 2003 г., показал, что при приближении к моменту землетрясения увеличивается анизотропия поля штрих-линеаментов, что особенно четко проявлено в прибрежных районах (Бондур и др., 2011). Если 4 декабря 2002 г. значительно преобладала вытянутость роз-диаграмм штрихов ЮВ–СЗ направлений, то за 20 дней до землетря-

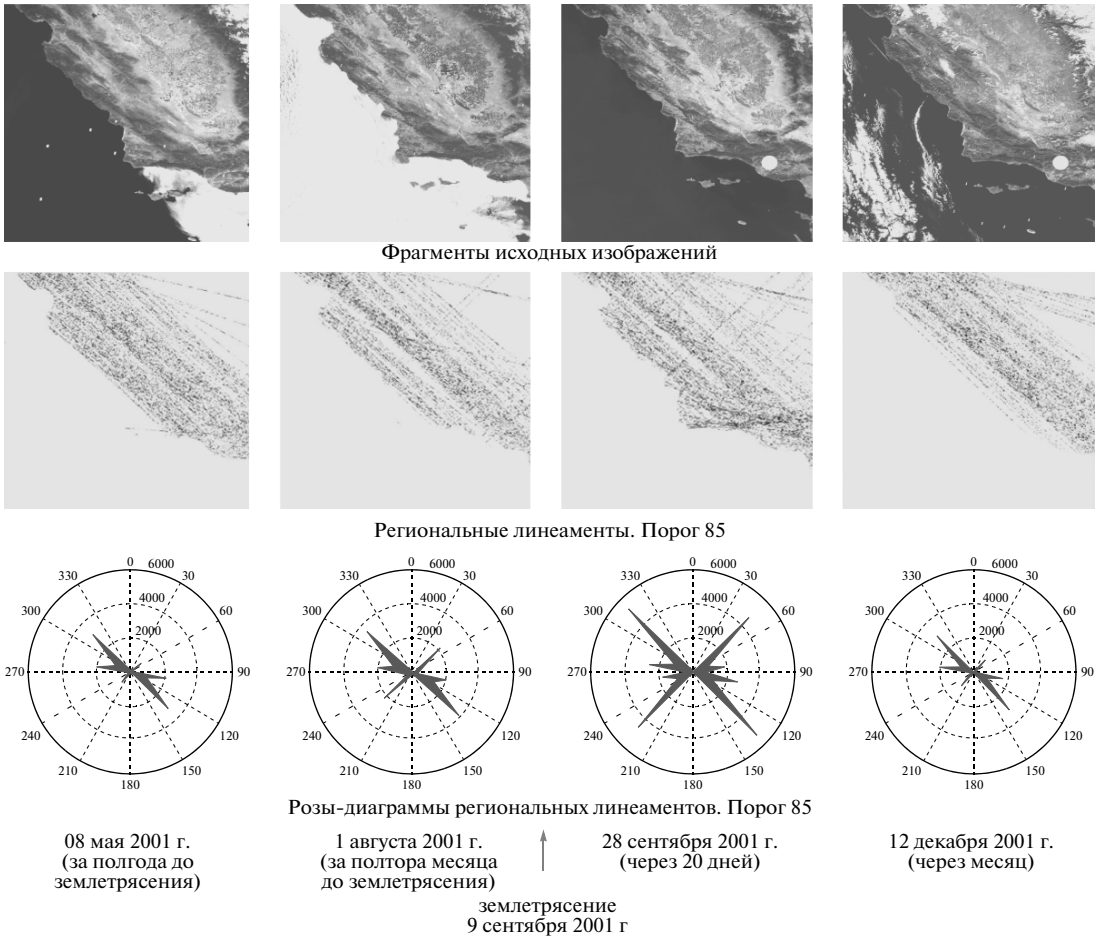


Рис. 2. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в западной части Поперечных Хребтов (Калифорния) при подготовке и завершении землетрясения, произошедшего 9 сентября 2001 г. (M = 4.2).

сения (3 февраля 2003 г.) отмечался целый ряд участков, на которых уже преобладали ЮЗ–СВ направления линий вытянутости роз-диаграмм, согласные с направлением Поперечных Хребтов и разрыва Горлока. Таким образом, судя по розам-диаграммам сквозных линеаментов и линиям вытянутости штрихов, в период подготовки землетрясения, произошедшего 22 февраля 2003 г., наблюдалась закономерная цикличность в их степени проявленности на космических изображениях, что обусловлено перестройкой поля напряжений и связанного с ним полей региональных и локальных деформаций.

Третье из изученных нами землетрясений для территории Калифорнии произошло 22 декабря 2003 г. вблизи г. Сан-Симеон, расположенного на побережье Тихого океана. Магнитуда землетрясения составила M = 6.5. Координаты эпицентра: 35.706° с.ш., –121.102° з.д. Как и для ранее описанных землетрясений, в динамике систем линеаментов четко проявилась цикличность, заключающаяся в закономерном увеличении числа проявленных на космических изображениях линеаментов в период подготовки и после землетрясения. Число линеаментов начинает расти за 2 мес. до землетрясения, достигая наибольшего числа за 27 дней до события и через 5 дней после него. Через 3 мес. их стало значительно меньше (Бондур и др., 2005).

Анализ вытянутости линий роз-диаграмм штрихов, полученных для землетрясения, произошедшего 22 декабря 2003 г., показал значительную перестройку плана деформаций при подготовке данного сейсмического события. Это наиболее заметно выражено на схемах, полученных при обработке космических изображений, полученных 25 ноября и 27 декабря 2003 г., особенно в южной и центральной частях района. Здесь господствующее ЮВ–СЗ направление линий вытянутости роз-диаграмм штрихов сменилось на субширотное и ЮЗ–СВ, согласное с направлением Поперечных Хребтов и разрывом Горлока соответственно (Бондур и др., 2005).

В сентябре 2004 г. произошло два сильных землетрясения – 28 сентября в Паркфилде (магнитуда 6.0) и 18 сентября на границе Сьерра-Невады и

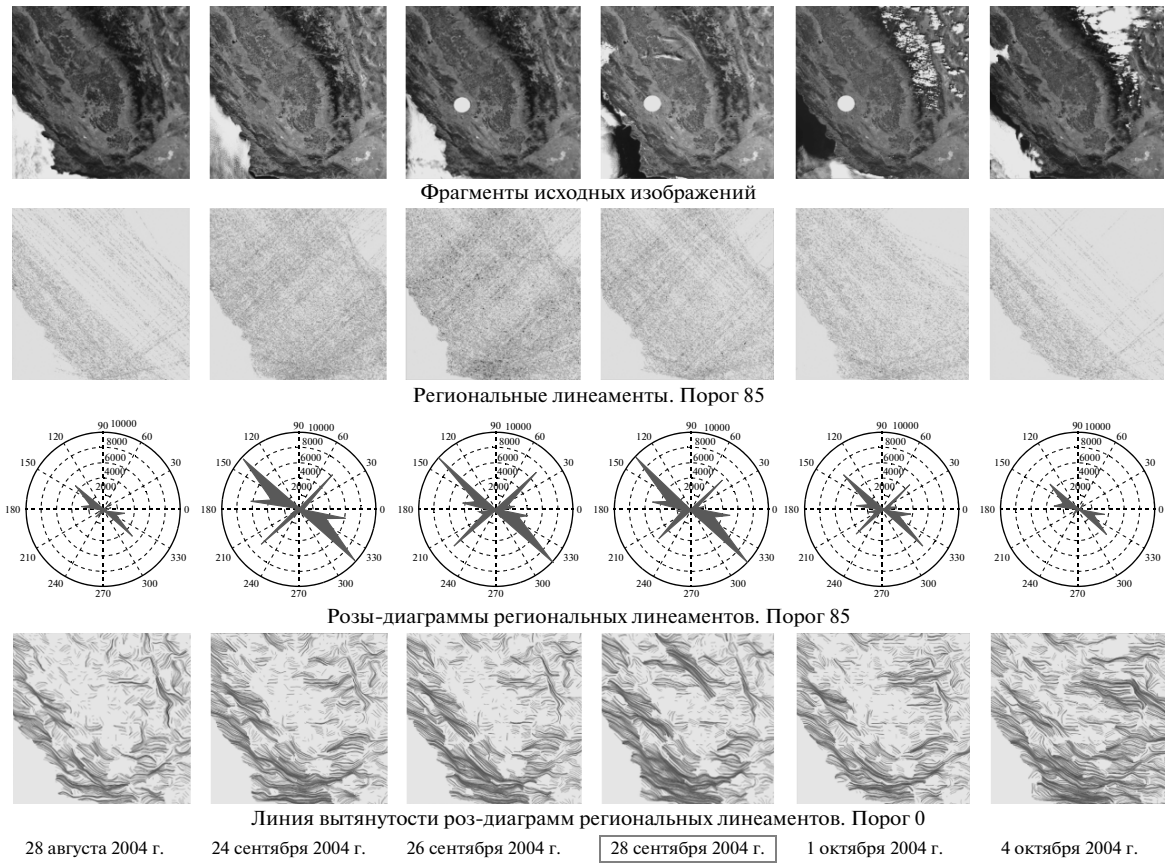


Рис. 3. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения, произошедшего в Паркфилде (Калифорния) 28 сентября 2004 г. (M = 6.0).

Большого Бассейна (магнитуда 6.0). Наложение данных двух импульсов разрядки внутрикоровых напряжений привело к сокращению продолжительности предвестниковой цикличности динамики линеаментных систем до нескольких дней, вместо обычной двух–четырехмесячной цикличности, которая отмечалась на описанных выше тестовых участках и в других сейсмоопасных регионах мира.

На рис. 3 приведены фрагменты исходных изображений, схемы региональных линеаментов (порог 85), розы-диаграммы направленности региональных линеаментов (порог 85) и линии вытянутости локальных линеаментов (порог 0), для землетрясения в Паркфилде. Анализ полученных роз-диаграмм показывает, что возбуждение систем линеаментов началось после 21 сентября и закончилось до 4 октября 2004 г., т.е. общая продолжительность предвестникового цикла возбуждения составляет около 10 дней (около пяти дней до землетрясения началось возбуждение и около пяти дней после него закончилось).

Эпицентр землетрясения, произошедшего 28 сентября 2004 г., был расположен непосредственно в осевой части разлома Сан-Андреас. Это и определило характерный рисунок полей линий вытянутости роз-диаграмм штрихов в момент землетрясения (28 сентября 2004 г.), для которого четко выделяются линии вытянутости ЮВ–СЗ направлений. Анализ роз-диаграмм (см. рис. 3) указывает на то, что локальное поле линеаментов (штрихов) при подготовке землетрясения в Паркфилде было более устойчивым по сравнению с региональным полем, которое, судя по розам-диаграммам сквозных линеаментов, имело четко выраженную предвестниковую цикличность.

Для землетрясения, произошедшего 31 октября 2007 г. в Калифорнии в районе г. Сан-Хосе (M = 5.6), предвестниковая цикличность изменения количества проявленных линеаментов разных направлений также выражена достаточно четко в полученных розах-диаграммах (рис. 4). Максимальная степень их проявленности приходится на дни, близкие к толчку (особенно 2 ноября 2007 г.). Наращивание систем линеаментов начало проявляться за 20 дней до землетрясения. К сожалению, погодные условия (облачность) не позволили расширить временной ряд оптических космических изображений, однако те данные, которые удалось получить и обработать, позволяют

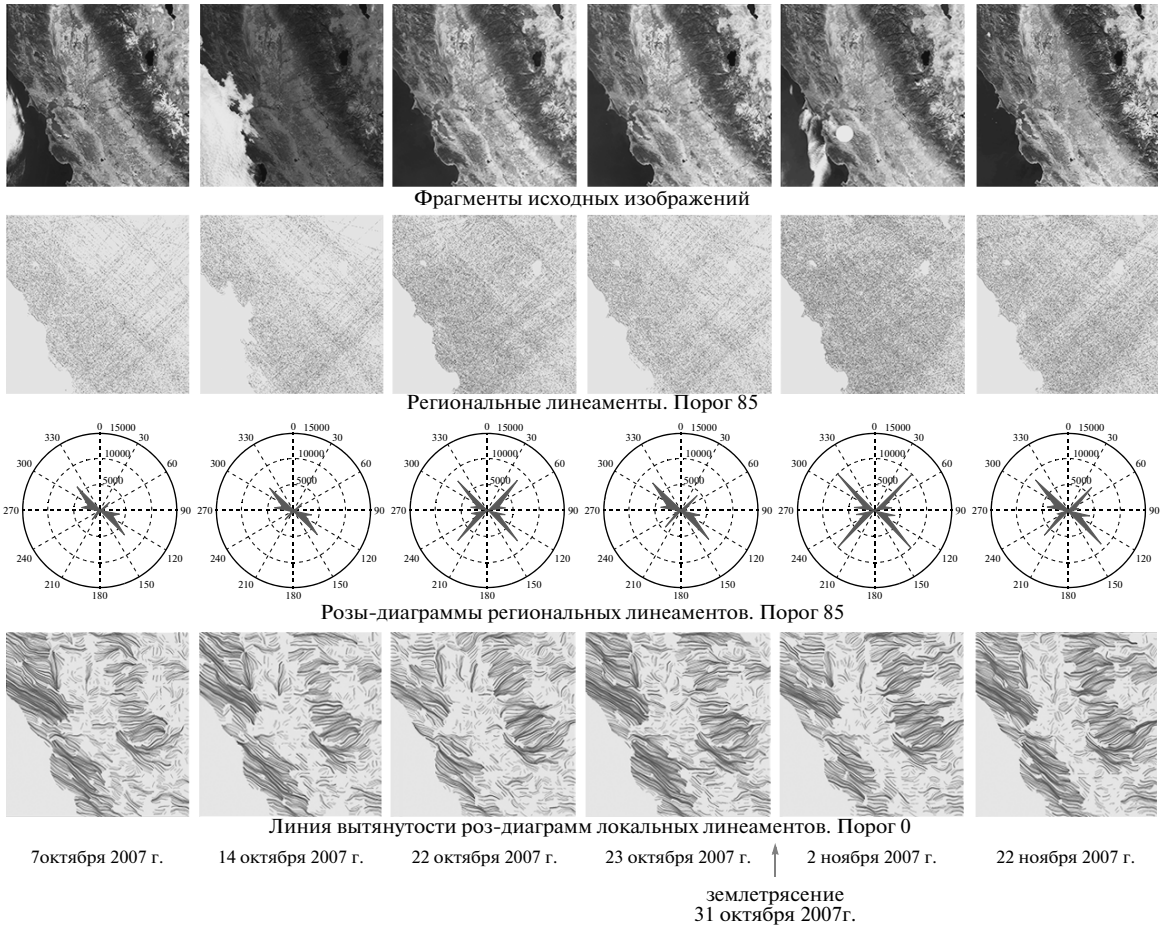


Рис. 4. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения, произошедшего в Калифорнии в районе г. Сан-Хосе 31 октября 2007 г. (M = 5.6).

сделать вывод о наличии предвестниковой цикличности в изменении фигуры роз-диаграмм направленности линеаментов.

Результаты анализа схем линий вытянутости роз-диаграмм штрихов (см. рис. 4 внизу) подтверждают вывод, сделанный при анализе роз-диаграмм сквозных линеаментов, заключающийся в том, что в период подготовки землетрясения возрастает роль (степень проявленности) поперечных по отношению к разрлому Сан-Андреас региональных и локальных линеаментов. Наиболее наглядно это проявляется при сравнении схем, полученных для 7 октября и 2 ноября 2007 г.

Примерно такая же картина проявления предвестниковой цикличности в розах-диаграммах направленности линеаментов наблюдается и для землетрясения, произошедшего 29 июля 2008 г. в Калифорнии вблизи г. Лос-Анджелес (M = 5.4) (рис. 5).

Обобщая результаты анализа роз-диаграмм сквозных линеаментов и линий вытянутости роздиаграмм штрихов, полученных при автоматизированной обработке космических изображений для разных районов территории Калифорнии, следует подчеркнуть, что выполненные исследования позволили выявить наличие четкой закономерности в изменении систем линеаментов в период подготовки исследованных землетрясений.

Эта закономерность заключается в следующем:

– в период подготовки землетрясений увеличивается роль секущих (поперечных) по отношению к зоне разлома Сан-Андреас линеаментов регионального и локального уровней их развития;

– перестройка плана систем линеаментов начинается за 2–3 мес. до землетрясений, достигая максимума (максимального количества секущих линеаментов) примерно за 20 дней до землетрясений и заканчивающаяся через 20 дней после них;

– системы линеаментов и обусловливающие их поля напряжений приходят в первоначальные состояния за 2–3 мес. после землетрясений, т.е. период успокоения по продолжительности примерно равен периоду возбуждения сейсмической активности при подготовке сильных землетрясений.

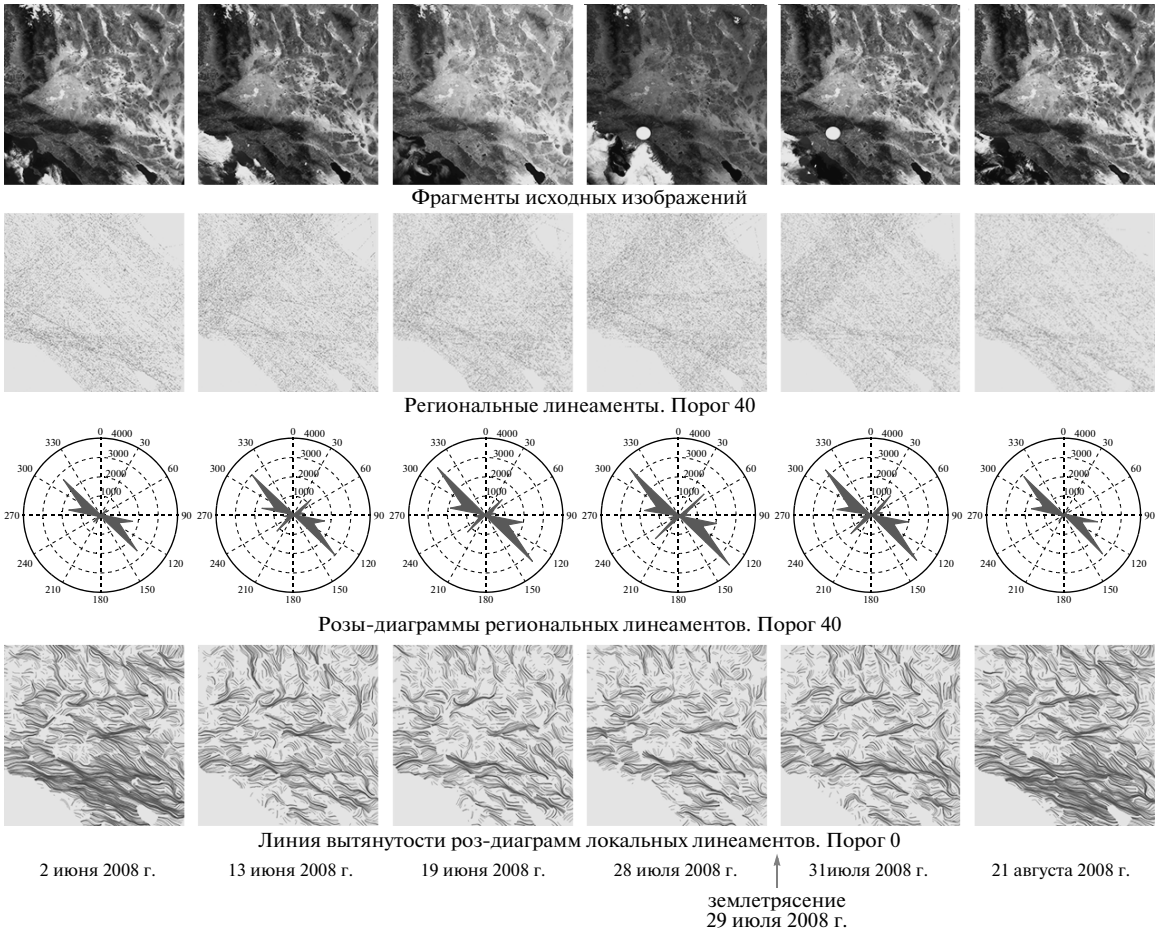


Рис. 5. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения, произошедшего в Калифорнии вблизи г. Лос-Анджелес 29 июля 2008 г. (M = 5.4).

В целом выявленная цикличность является средне-краткосрочным предвестником землетрясений.

Землетрясение в Мексике

Анализ результатов исследования динамики систем линеаментов для землетрясения, произошедшего 4 апреля 2010 г. (M = 7.2) на территории Мексики подтвердил наличие предвестниковой цикличности и в этом регионе мира. На рис. 6 приведены фрагменты исходных изображений, схемы региональных линеаментов (порог 30), розы-диаграммы направленности региональных линеаментов (порог 30) и линии вытянутости локальных линеаментов (порог 0), для землетрясения на территории Мексики. За исследованный интервал времени (с 11 марта по 9 апреля 2010 г.) количество сквозных (региональных) линеаментов, судя по розам-диаграммам направленности линеаментов, возросло в 2 раза. Возрастание количества региональных и локальных линеаментов разных направлений происходило достаточно равномерно. Поэтому общий рисунок линий вытянутости роз-диаграмм штрихов (см. рис. 6), как и роз-диаграмм сквозных линеаментов, за весь исследованный временной интервал практически не изменился, т.е. план поля напряжений и обусловленного им поля деформаций при подготовке данного землетрясения оставался постоянным, менялась лишь их интенсивность.

Таким образом, для этого землетрясения также установлено, что вначале до дня землетрясения наблюдается возрастание количества линеаментов, а затем, после сейсмического толчка, их уменьшение.

Землетрясение в Перу

При анализе космических данных, полученных для землетрясения, случившегося 27 января 2004 г. (M = 5.2) на юге Перу в районе резкой смены простирания Анд с ЮВ–СЗ на субмеридиональное, было выявлено, что при приближении к моменту землетрясения степень проявленности систем линеаментов на космических изображениях значительно возрастает. При всех порогах наиболее четко выражены диагональные системы

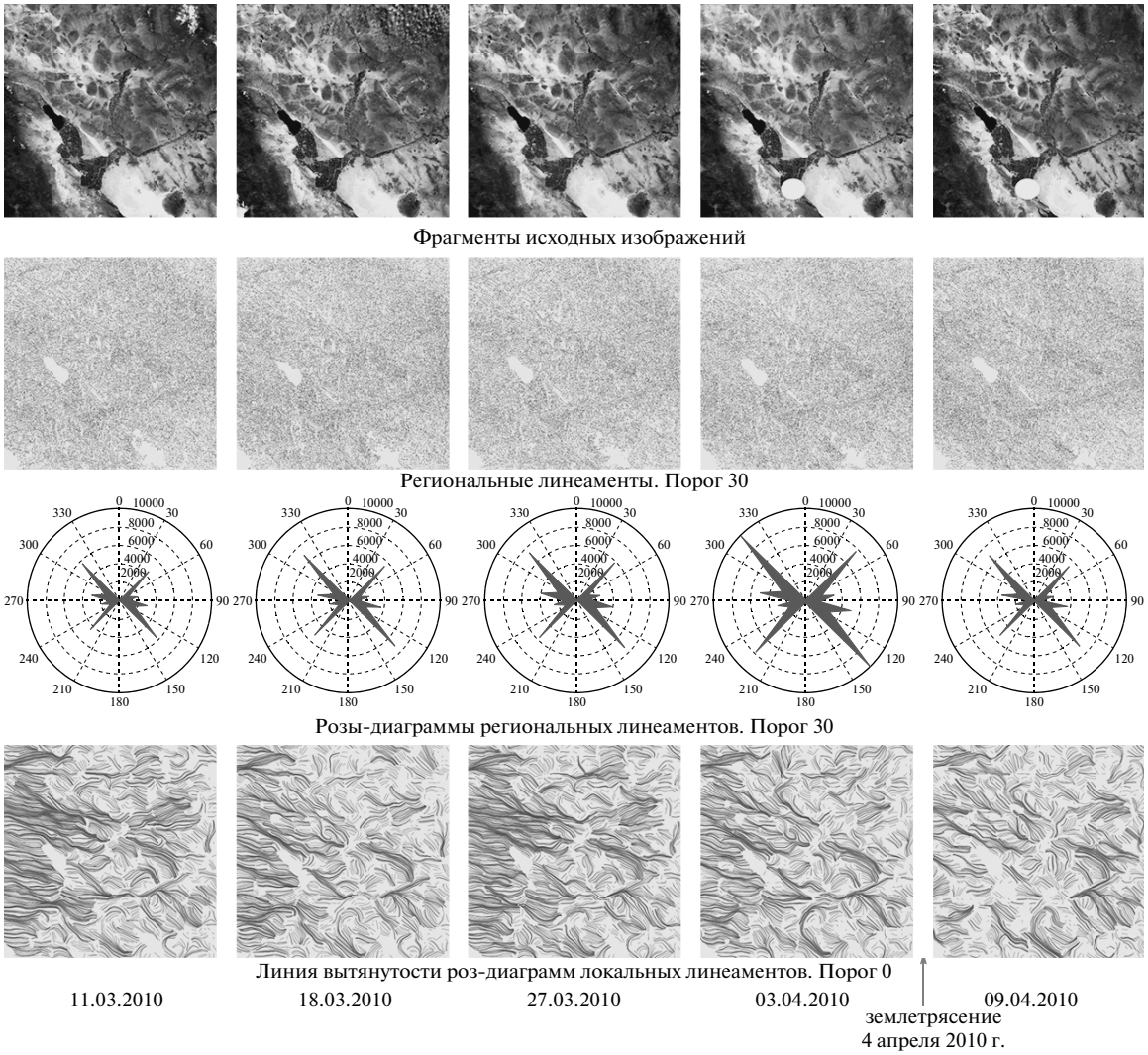


Рис. 6. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения, произошедшего на севере Мексики 4 апреля 2010 г. (M = 7.2).

(ЮЗ–СВ, ЮВ–СЗ) линеаментов при явном преобладании систем линеаментов ЮЗ–СВ направлений.

Распределение линий вытянутости роз-диаграмм штрихов показывает, что в пределах исследуемого региона до начала землетрясения (схемы на 29 августа и 2 октября 2003 г.) четко выделялись два блока земной коры – ЮЗ с господствующим ЮЗ–СВ направлением штрих-линеаментов и СЗ с преобладающим ЮВ–СЗ направлением штрихов (рис. 7). В день землетрясения (27 января 2004 г.) блоки земной коры выступали как единое целое с преобладающим ЮЗ–СВ направлением штрих-линеаментов. После землетрясения постепенно восстановилась прежняя картина с разделением коры на два разнородных блока с разными полями напряжений и обусловленных ими разно ориентированными линиями вытянутости роз-диаграмм штрихов. Изменение ориентировки линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов при приближении к моменту сейсмического толчка является предвестником землетрясения.

Катастрофическое землетрясение в Чили

Для территории Чили исследовалось катастрофическое землетрясение, произошедшее 27 февраля 2010 г. (M = 8.8) у Центрального побережья Чили. Следует отметить, что в этом регионе до главного толчка (M = 8.8) происходили многочисленные толчки с M = 4.9–6.2. За счет наложения деформационных волн это должно было осложнить возможность выявления динамики систем линеаментов, обусловленных главным толчком. Но в целом изменение систем линеаментов, как и в случае землетрясений, состоявшихся на территориях Перу и Мексики, достаточно закономерно – наблюдается постепенный рост

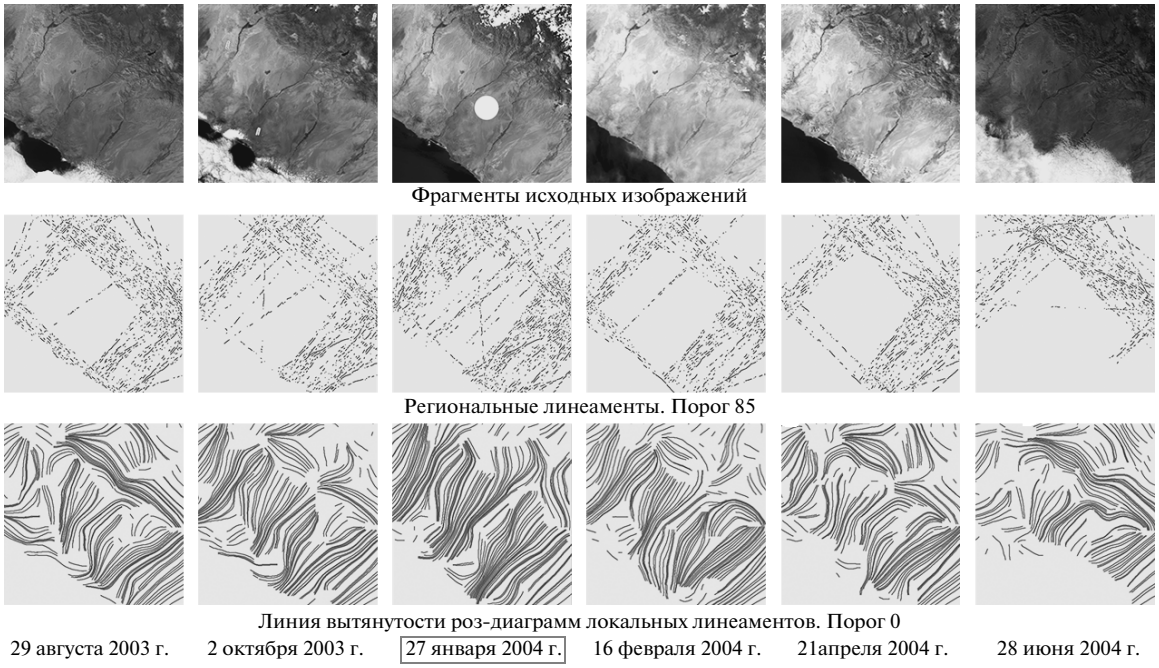


Рис. 7. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения, произошедшего в Перу 27 января 2004 г. (M = 5.2).

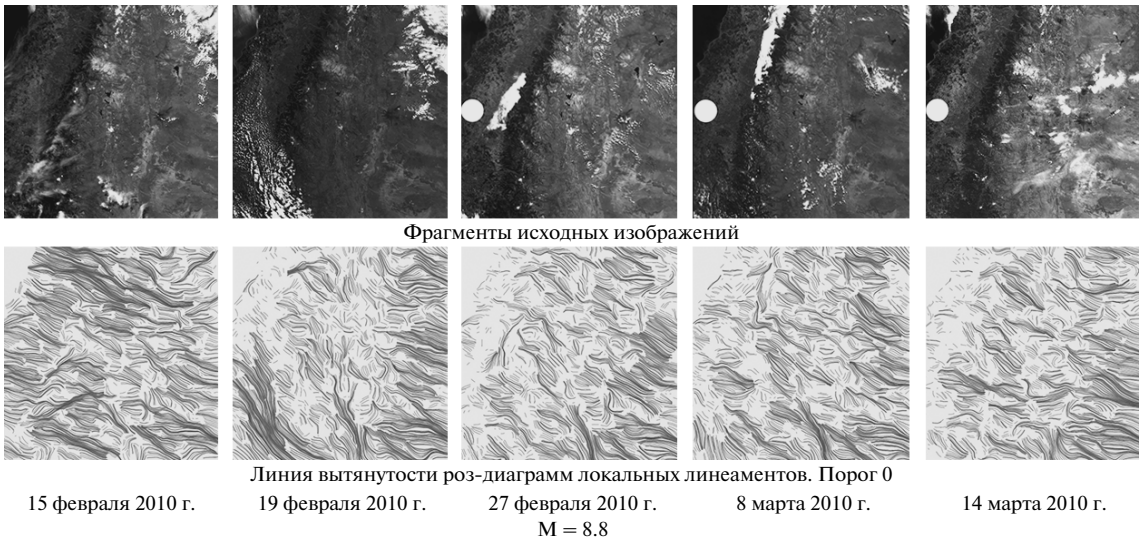


Рис. 8. Линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов при землетрясении в Чили, произошедшем 27 февраля 2010 г. (M = 8.8).

количества сквозных линеаментов. Поле локальных линеаментов (штрихов) для данного сейсмического события изменяется значительно сильнее.

На рис. 8 представлены фрагменты исходных изображений и линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов для этого землетрясения. На схеме линий вытянутости роз-диаграмм штрихов, выявленных при автоматизированном линеаментном анализе космического изображения, полученного 15 февраля 2010 г., преобладают направления ВЮВ–ЗСЗ, в день землетрясения, 27 февраля 2010 г., они развернулись преимущественно к северу, приобретя ориентировку ЮВ–СЗ и даже ССЗ–ЮЮВ. После землетрясения линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов вновь вернулись на прежнее направление ЗСЗ-ВЮВ (Бондур и др., 2011).

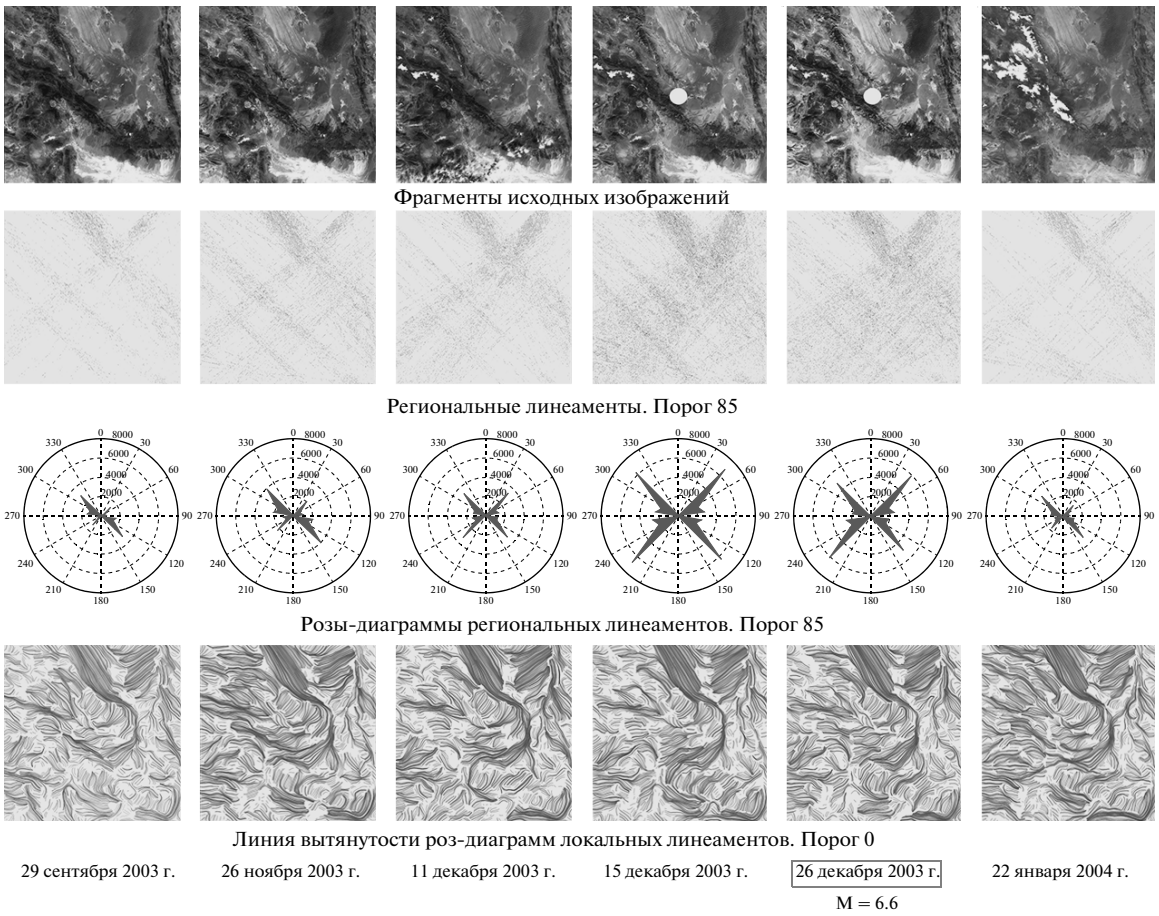


Рис. 9. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения в г. Бам (юго-восточный Иран) 26 декабря 2003 г. (M = 6.6).

Таким образом, при Чилийском землетрясении выявлено отчетливое предвестниковое изменение ориентировки региональных и локальных систем линеаментов.

Землетрясение в Иране

Эпицентр землетрясения, состоявшегося 26 декабря 2003 г. (M = 6.6) на территории Ирана, располагался в юго-восточной части Центрального Ирана около г. Бам на стыке микроплиты Центрального Восточного Ирана и Лутского блока. Для этого сейсмического события был выполнен автоматизированный линеаментный анализ шести космических изображений, полученных во временной период за 3 мес. до землетрясения и через 2 мес. после него, результаты которого приведены на рис. 9.

Розы-диаграммы сквозных линеаментов, приведенных на этом рисунке,показывают, что проявленность линеаментов в количественном и качественном отношении начинает изменяться за 3 мес. до землетрясения (в сентябре 2003 г.), достигая максимума за 11 дней до него. На космическом изображении, полученном 29 сентября 2003 г., лучше проявлены линеаменты СЗ правления (СЗ 315°), согласных с направлением основных геологических структур данного региона. Однако при приближении к моменту землетрясения намечается рост количества проявленных линеаментов СВ направлений. За 15 дней до землетрясения СВ линеаменты даже начинают преобладать над СЗ линеаментами (см. роз-диаграмму за 11 декабря 2003 г.). Примерно через 1 мес. после землетрясения (22 января 2003 г.) проявленность систем линеаментов возвращается на исходные позиции. Подобные изменения проявленности систем линеаментов на космических изображениях в период подготовки землетрясения можно считать за предвестниковую цикличность, обусловленную закономерным изменением поля напряжений и плана деформаций.

Локальные системы линеаментов, выявленные на основании данных дистанционного зондирования, для землетрясения в Иране (вблизи г. Бам) более устойчивы (стабильны) по сравнению с региональными. На это указывают относительно незначительные изменения ориентировок

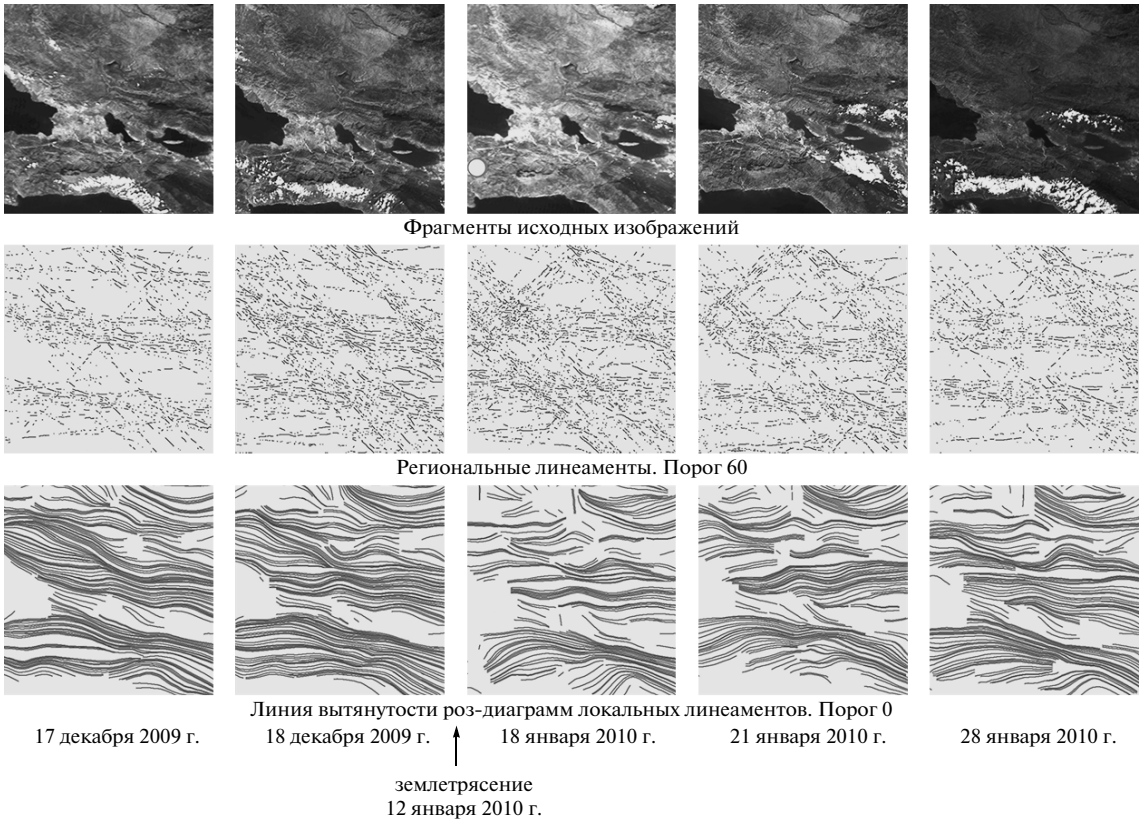


Рис. 10. Динамика систем линеаментов, выявленных по космическим изображениям для землетрясения на Гаити 12 января 2010 г. (M = 7.0).

линий вытянутости роз-диаграмм штрихов (рис. 9 внизу). Данное обстоятельство, видимо, обусловлено тем, что сейсмические деформации земной коры активизировали в основном региональную систему линеаментов, имеющую более глубокое заложение.

Катастрофическое землетрясение в Гаити

На острове Гаити 12 января 2010 г. произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 7.0, которое привело к огромному числу жертв и большому экономическому ущербу. Для этого землетрясения были обработаны космические изображения, полученные за 40 дней до него и через 26 дней после него.

Преобладающей системой линеаментов для этой территории является диагональная (по отношению к оси вращения Земли) система. Количественные изменения сквозных линеаментов до землетрясения и после него были незначительны. Изменение линий вытянутости роз-диаграмм штрих-линеаментов (рис. 10) более закономерно: при приближении к дате землетрясения постепенно увеличивается степень упорядоченности их ориентировок. Если примерно за месяц до толчка (17 декабря 2009 г.), вблизи эпицентра землетрясения они были ориентированы в субширотном направлении, то за несколько дней после землетрясения (18 января 2010 г.) они приобрели явно преобладающую диагональную ориентировку, которая в дальнейшем (28 января 2010 г.) постепенно начала возвращаться к первоначальному плану (см. рис. 10). Таким образом, для землетрясения на Гаити значительные изменения претерпел лишь план локальных деформаций, а региональный был относительно стабильным.

Землетрясение в Калининграде

Калининградское землетрясение произошло 21 сентября 2004 г. (M = 4.8; 5.0). Это сейсмическое событие очень интересно в методологическом плане, так как оно произошло в пределах устойчивой древней Восточно-Европейской платформы с собственным гипоцентром в земной коре, расположенном на пересечении субширотного и субмеридионального разломов.

В качестве исходных данных для космического мониторинга территории Калининградской области использовались изображения, полученные со спутника TERRA в 2001–2006 гг., т.е. начиная за три года до землетрясения и заканчивая через два года после него (см. рис. 11). Для этой терри-

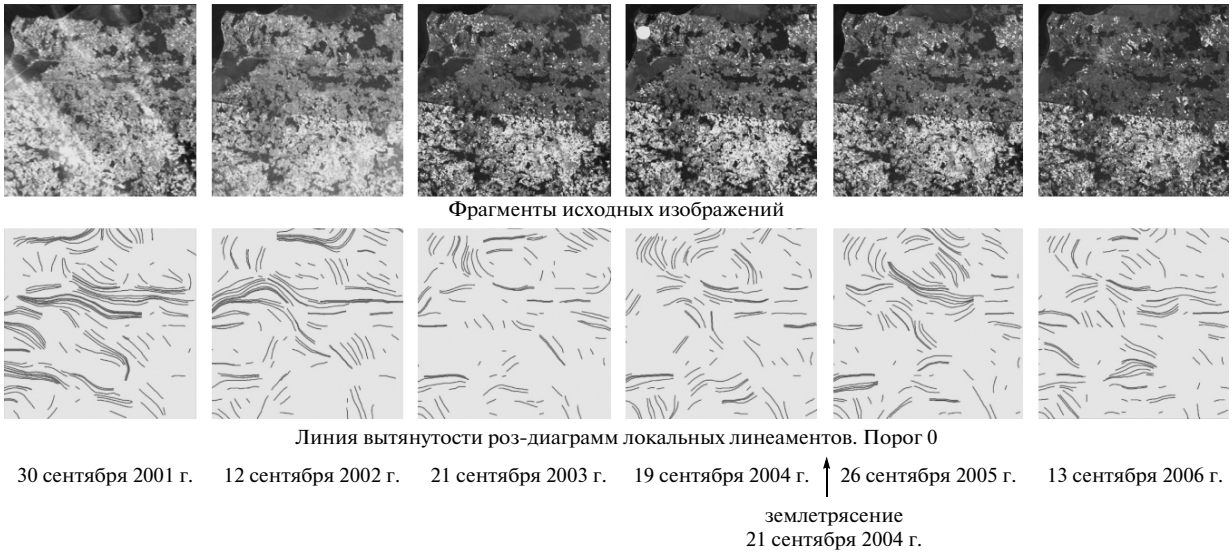


Рис. 11. Космические изображения и линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов для Калининградского землетрясения, состоявшегося 21 сентября 2004 г. (M = 4.8–5.0).

тории были отработаны три тестовых участка, расположенных в пределах территории, охваченной одним космическим изображением. Первые два участка (размером 1600 × 1600 км^2 и 500 × 500 км^2) охватывали территорию эпицентра землетрясения, а третий (размером 500 × 500 км^2) находился в 600 км к востоку от него. Для каждого года обрабатывались лишь сентябрьские изображения – в месяц, когда произошло землетрясение в 2004 г., что позволило устранить влияние сезонной изменчивости растительного покрова и климата на результаты линеаментного анализа (Бондур и др., 2010б).

Сравнительный анализ результатов, полученных в работе (Бондур и др., 2010б), показал, что на схемах сквозных линеаментов и розах-диаграммах, полученных для трех тестовых участков, присутствуют три основных направления – два диагональных и субширотное. Однако четкой закономерности в динамике систем линеаментов, позволяющей использовать их как предвестник, не было выявлено.

Более мобильной оказалась локальная система линеаментов. На рис. 11 приведены фрагменты исходных изображений и линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов (порог 0). На схемах линий вытянутости штрихов, показанных на этом рисунке, хорошо заметно изменение плана локальных деформаций, проявляющихся в период с 30 сентября 2001 г. по 19 сентября 2004 г. (год землетрясения), который лишь частично восстановился после землетрясения в 2005 и 2006 гг.

В районе эпицентра землетрясения вместо субширотных стали преобладать субмеридиональные направления линий вытянутости. Появились кольцевые образования (см., например, линии вытянутости за 19 сентября 2004 г. и 26 сентября 2005 г. на рис. 11), которые не выражены в явной форме на изображениях поверхности Земли, и, возможно, связанные с неоднородностями структуры фундамента, имеющими изометричную форму.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТНОШЕНИЙ СУММАРНЫХ ДЛИН ЛИНЕАМЕНТОВ РАЗНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ

Важную информацию о динамике систем линеаментов можно получить, используя парные отношения суммарных длин локальных линеаментов разных направлений, которые выделяются при нулевом пороге. Так как анализировались восемь основных (средних) направлений, таких парных сочетаний было 28. Возрастание (или убывание) при приближении к моменту землетрясения и убывание (или возрастание) после него является предвестником землетрясения. В отдельных случаях (например, при землетрясении в Калининграде) только благодаря анализу этих отношений появилась возможность выявить наличие предвестниковой цикличности в динамике систем линеаментов, которая проявляется в закономерном увеличении (или уменьшении) величины отношения при приближении к дате землетрясения и уменьшении (или увеличении) после него (Бондур и др., 2010б; 2011).

В отдельных случаях отношения могут служить и индикатором силы землетрясения. Для примера рассмотрим три землетрясения разной силы, состоявшиеся в Калифорнии. Для землетрясения, произошедшего 9 сентября 2001 г. (M = 4.2) в западной части Поперечных Хребтов, предвестни-

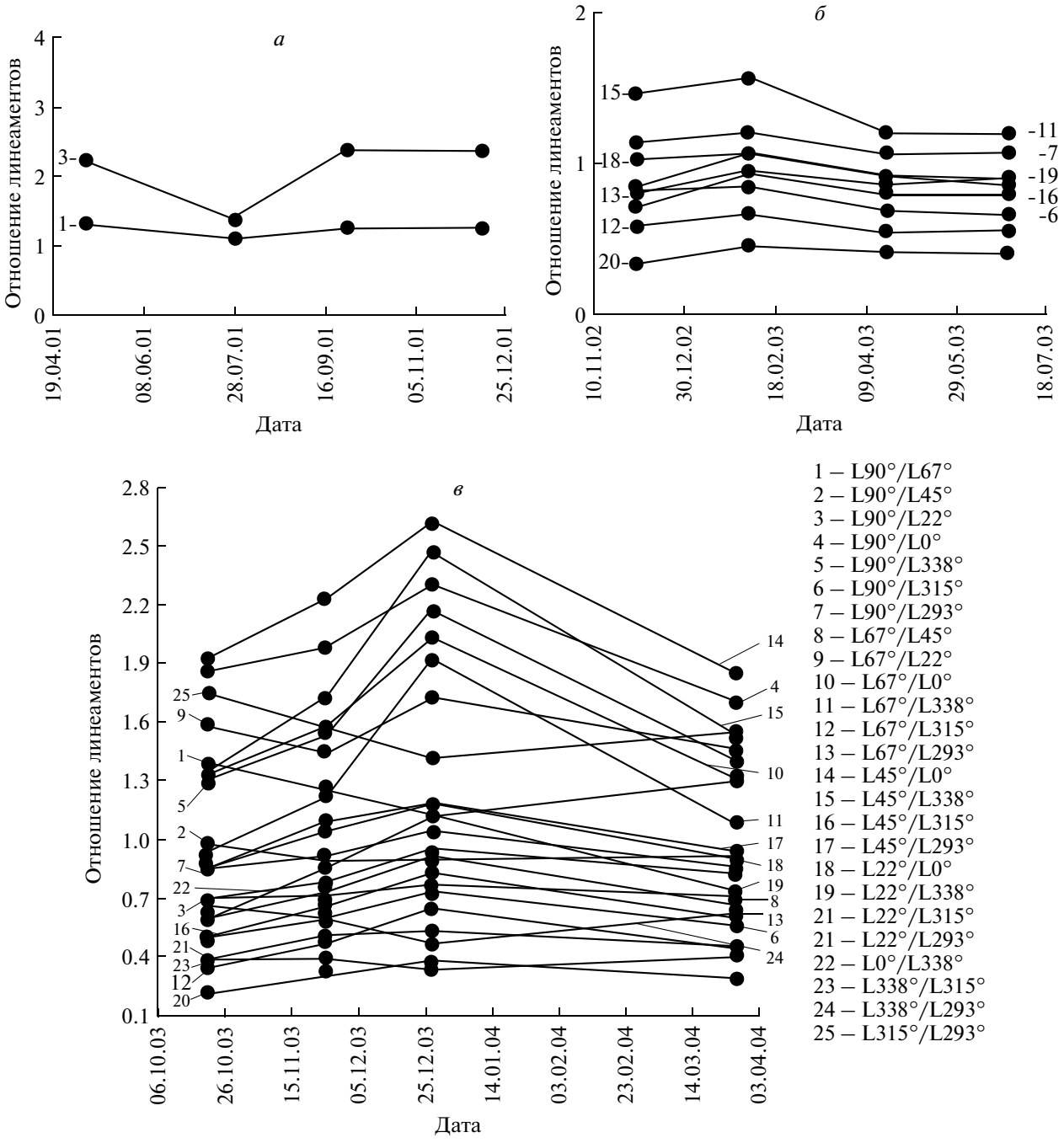


Рис. 12. Изменение величины отношения суммарных длин линеаментов разных направлений для землетрясений, произошедших в Калифорнии: *а* – 9 сентября 2001 г. (M = 4.2); *б* – 22 февраля 2003 г. (M = 5.2) в восточной части Поперечных Хребтов; *в* – 22 декабря 2003 г. вблизи г. Сан-Симеон (M = 6.5).

ковая цикличность изменения величины отношения проявлена всего в двух случаях парных сочетаний отношений линеаментов разных направлений (рис. 12*а*). Для землетрясения, произошедшего 22 февраля 2003 г. (M = 5.2) в восточной части Поперечных Хребтов, предвестниковая цикличность выявлена в 10 случаях (см. рис. 12*б*), что составляет 36% от всех изученных парных сочетаний. Для землетрясения, произошедшего 22 декабря 2003 г. (M = 6.5) вблизи г. Сан-Симеон, предвестниковая цикличность проявлена в 24 случаях из 28 возможных, что составляет 86% (рис. 12*в*).

Анализ изменения величин отношений суммарных длин региональных (так называемых сквозных) линеаментов позволяет не только выявить предвестниковую цикличность их измене-

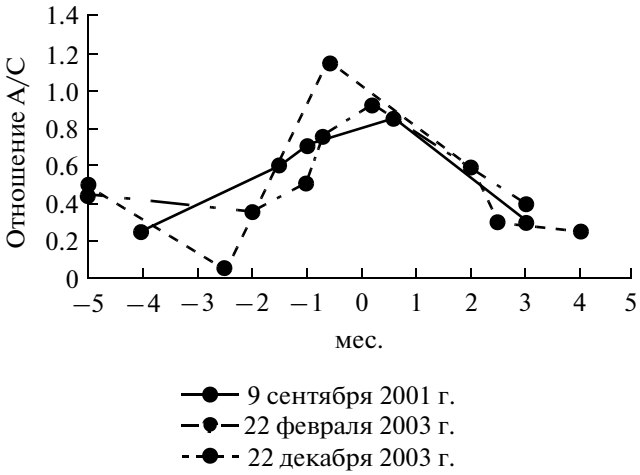


Рис. 13. Отношения количества секущих (A) и согласных (C) линеаментов при пороге 85 для землетрясений, состоявшихся в Калифорнии 9 сентября 2001 г. (M = 4.2), 22 февраля 2003 г. (M = 5.2) и 22 декабря 2003 г. (M = 6.5).

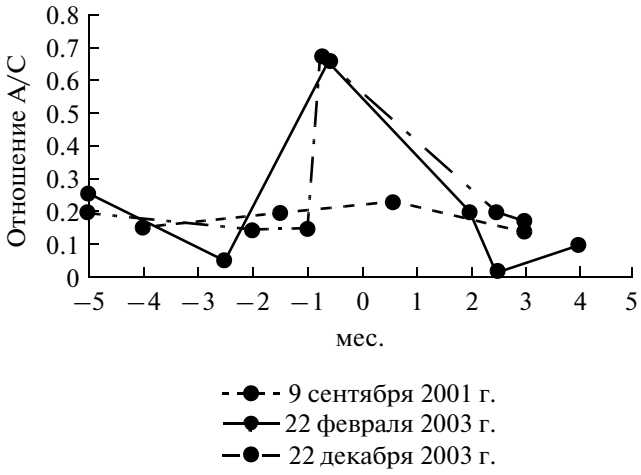


Рис. 14. Отношение количества секущих (A) и согласных (C) линеаментов при пороге 100 для землетрясений, состоявшихся в Калифорнии 9 сентября 2001 г. (M = 4.2), 22 февраля 2003 г. (M = 5.2) и 22 декабря 2003 г. (M = 6.5).

ния, но и иногда дифференцировать их по силе. На рис. 13, 14 в качестве примера приведены зависимости, характеризующие изменение величин отношений секущих и согласных линеаментов в периоды подготовки и завершения трех землетрясений в Калифорнии при различных порогах.

Как следует из рис. 13, величина отношения секущих (A) линеаментов к согласным (C) при пороге 85 непрерывно растет по мере приближения к моменту землетрясения, достигая максимальных значений за 20–30 дней до него и после него. Обращает на себя внимание уменьшение величины отношения A/C за 2–2.5 мес. до землетрясений, состоявшихся 22 февраля 2003 г. и 22 декабря 2003 г. Через 20–30 дней после землетрясений величина A/C начинает резко уменьшаться в течение 2.5–3 мес. и достигает примерно того же значения, которое она имела за 2.5–3 мес. до землетрясений. Из анализа зависимостей, приведенных на рис. 13, следует, что величина A/C больше для более сильных землетрясений.

Данная закономерность еще четче проявляется при анализе кривых отношений A/C для порога 100 (см. рис. 14). В этом случае на космических изображениях выделяются лишь наиболее протяженные линеаменты, обладающие наибольшей степенью выраженности. При пороге 100 максимальная величина A/C характерна для наиболее сильного землетрясения, состоявшегося 22 декабря 2003 г. (M = 6.5). Немного меньше величина A/C характерна для относительно более слабого землетрясения, произошедшего 22 февраля 2003 г. (M = 5.4). Наименьшая величина A/C характерна для наиболее слабого (из изученных) землетрясения, состоявшегося 9 сентября 2001 г. (M = 4.2). Выявленная закономерность, проявляющаяся при использовании больших порогов в процессе обработки космических изображений, может быть использована для прогнозирования интенсивности землетрясений.

Если сопоставить полученные кривые для линеаментов, выделенных при пороге 100 (рис. 14), то можно выявить еще одну особенность. Как и при пороге 85 (рис. 13), перед землетрясением величина A/C понижается, а за 2.5 мес. (до землетрясения, состоявшегося 22 февраля 2003 г.) или за 1 мес. (до землетрясения, состоявшегося 22 декабря 2003 г.) – резко увеличивается. Этот факт указывает на то обстоятельство, что степень выраженности согласных линеаментов (C) начинает увеличиваться гораздо раньше, чем секущих (A). Однако для секущих линеаментов характерен более интенсивный рост непосредственно перед самим землетрясением.

Данная особенность, выявленная при исследовании различных землетрясений, может использоваться для среднесрочного (за 2–3 мес. до землетрясения) и краткосрочного (за 20 дней до землетрясения) выявлений предвестников землетрясений. Эта особенность, по-видимому, обусловлена перестройкой напряженно-деформированного плана и флюидного режима коры в период подготовки землетрясения и возвратом его в первоначальное состояние после него.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Перестройка поля напряжений и деформаций в период подготовки землетрясений сопровождается закономерным изменением не только систем линеаментов, но и других краткосрочных пред-

вестников – сейсмических, геофизических, геодезических, геохимических, гидрогеодинамических, биологических и др.

Изменение напряженно-деформированного состояния земной коры вызывает изменение скорости пробега продольных – *p* и поперечных – *s* волн в очаговой области непосредственно перед землетрясением, электрического сопротивления горных пород, вариациями магнитного и гравитационного полей, а так же другими эффектами. Продолжительность предвестниковых циклов подобных закономерных изменений различна и составляет от нескольких суток (иногда даже часов) до нескольких месяцев и лет. Так, к примеру, период развития предвестников, зафиксированных по сейсмическим обменным волнам в земной коре Тянь-Шаня, составляет от нескольких месяцев (2–4) до нескольких лет (6–12) (Базавлук, Юдахин, 1993).

Большинство геофизических полей позволяют выявить предвестниковую цикличность гораздо меньшей продолжительности (несколько месяцев и меньше), сопоставимой с выявленной нами при помощи автоматизированного линеаментного анализа. В качестве примеров можно указать на выявленные электротеллурические предвестники продолжительностью до 30 сут перед землетрясением (Пономарев и др., 1991), аномалии электросопротивления горных пород от пяти дней до трех недель (Пруцкая и др., 2005), предвестниковые изменения амплитуд приливов в земной коре за 2–3 мес. (Нерсеров и др., 1991), синхронные аномальные вариации содержания газов в подземной воде за 3–5 сут до землетрясения (Барсуков и др., 1992), предвестниковые изменения уровня воды в скважинах за 3–4 мес. и менее до толчка (Киссин, 2009; Пруцкая и др., 2005).

Среди характеристик предвестников землетрясений особый интерес представляют кривые их вариаций с экстремумом, который связывают с изменением знака или скорости деформации (Киссин, 2009). В этой работе отмечается, что в ступенчатой кривой, не имеющей экстремума, характерной точкой является прекращение наклона или подъема, что свидетельствует об изменении скорости деформации. Это справедливо для всех деформационных предвестников и в большинстве случаев – для гидрогеодинамических предвестников. Такие характерные точки на кривых можно рассматривать как наступление завершающей стадии в процессе подготовки землетрясения.

В случае появления при подготовке землетрясения на кривой точки экстремума изменения характера деформации вплоть до момента сейсмического разрыва уже не происходит и ход кривой сигнала-предвестника уже не испытывает резких изменений. Появление экстремума или перелома (резкого изменения градиента) кривой предвестника сигнализирует о переходе процесса подготовки к его последней стадии. В работе (Киссин, 2009) предлагается принять начало активизации предвестника вплоть до появления на кривой экстремума за среднесрочный предвестник землетрясения, а после экстремума – за краткосрочный.

На основе обобщения продолжительных наблюдений на территории бывшего СССР и Китая в работе (Киссин, 2009) показано, что для больше половины гидрогеодинамических предвестников время экстремума составляет 0–10 сут, а почти для 70% таких предвестников – от 0 до 20 сут. В месячный интервал укладываются 75–80% всех значений экстремума. Это значит, что завершающий этап подготовки землетрясений продолжается сравнительно недолго, в большинстве случаев не более 10–20 сут.

Результаты наших исследований предвестниковой динамики линеаментных систем, полученные на основании данных дистанционного зондирования, достаточно хорошо вписываются в экспериментально-теоретические построения, полученные в работе (Киссин, 2009) в основном по результатам гидрогеодинамического мониторинга, а также позволяют их детализировать и уточнить. Период регистрации экстремума до момента землетрясения, выявленный нами, как и в случае гидрогеодинамических предвестников, достигает 10–20 сут. Он фиксируется по изменению роз-диаграмм региональных линеаментов, особенно наглядно проявляющемуся в изменении относительного количества продольных (согласных с геологическими структурами) и секущих региональных линеаментов (см. рис. 2–11). Однако экстремум сохраняется и после толчка примерно в течение тех же 10–20 сут. Это указывает на то, что период максимального возбуждения регионального поля напряжений и деформаций имеет примерно одинаковую продолжительность до землетрясения и после него.

Начало возбуждения напряженно-деформированного состояния земной коры перед землетрясением, фиксируемое по региональным линеаментам, составляет 1–3 мес., т.е. соответствует продолжительности гидрогеодинамического предвестника, зафиксированного в 70% изученных землетрясений в СССР и Китае (Киссин, 2009).

На кривых изменения величины суммарных длин отношений линеаментов разных направлений (см. рис. 12–14) экстремум не выражен. Относительные изменения размеров локальных систем линеаментов идут, постепенно повышаясь (или понижаясь) к моменту землетрясения и понижаясь (или повышаясь) после него. Это подтверждается и характером постепенного изменения линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов (см. рис. 2–11), которые показывают в наглядной форме прохождение предвестни-

кового возбуждения за весь период (1–3 мес. до толчка и 1–3 мес. после него), отражающей перестройку поля напряжений и деформаций в период подготовки землетрясения.

Анализ линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов вскрывает еще одну очень важную закономерность – нередко разный характер планов деформаций в соседних блоках земной коры, разделенных сейсмогенерирующим разломом. В исследованных землетрясениях в одном контактирующем блоке поле напряжений и деформаций мало изменялось, а в другом блоке по другую сторону от сейсмогенерирующего разлома оно резко менялось и линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов приобретали другую ориентировку, которая вновь возвращалась в исходное состояние после землетрясения (см. рис. 2–11).

Данная закономерность позволяет говорить о возможности прогноза не только времени, но также места землетрясения и пространственного положения сейсмогенерирующего разлома, разделяющие блоки с разной динамикой локальных линеаментов.

Таким образом, изучение предвестниковых деформационных волн путем автоматизированной статистической обработки региональных и локальных линеаментов, выявляемых по разновременным космическим изображениям, позволяет осуществить как среднесрочный (1–3 мес.), так и краткосрочный (до 10–20 дней) прогноз землетрясений с указанием времени, места и возможной силы землетрясения. Последнее подтверждается на основании выявленной прямой зависимости закономерных изменений величины отношений суммарных длин сквозных линеаментов разных направлений от силы землетрясения (см. рис. 12–14).

Причиной достаточно высокоскоростной (дни, недели, месяцы) цикличности многих предвестников (геохимических, термических, деформационных, геофизических и др.), видимо, являются флюиды, имеющие мантийное и внутрикоровое происхождение (Гуфельд, 2008; Киссин, 2009; Бондур, Зверев, 2005а; 2005б; Пруцкая и др., 2005). Флюидогенный механизм землетрясений, связанный с механическим (в случае, если флюиды обладают давлением равным или более литостатического) и термическим воздействием на геологическую среду, а также с их ролью в качестве смазочного материала, снижающего трение блоков, является достаточно мобильным, чтобы изменить физические и химические поля внутри земной коры и вызвать развитие средне- и краткосрочных предвестников в период подготовки землетрясений.

Другие механизмы (термические, магматические, конвективные, тектонические и т.д.) не столь мобильны и воздействуют на земную кору более продолжительное время и более однонаправлено. Поэтому они не могут привести к достаточно быстрым одновременным закономерным флуктуациям предвестников разной природы (сейсмической, геофизической, геохимической, деформационной, гидрогеологической, биологической и т.д.) с периодичностью в дни, недели и месяцы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, проведенные на основании автоматизированного линеаментного анализа разновременных космических изображений в различных сейсмоактивных районах земного шара, позволили выявить закономерные цикличные изменения региональных и локальных систем линеаментов в период подготовки землетрясений. Данная предвестниковая цикличность динамики систем линеаментов зафиксирована в характере изменения ориентировки и формы роз-диаграмм, в изменении величины отношений суммарных длин линеаментов разных направлений и осредненных линий вытянутости роз-диаграмм линеаментов.

Предвестниковая цикличность динамики статистических показателей локальных и региональных систем линеаментов охватывает периоды до нескольких месяцев: обычно 1–3 мес. до начала сейсмических событий и 1–3 мес. после них. Максимальная (экстремальная) интенсивность изменения количества и направленности региональных и локальных систем линеаментов охватывает, как правило, интервал времени за 10–20 дней до толчка и 10–20 дней после него. Судя по линиям вытянутости роз-диаграмм локальных и региональных линеаментов, эпицентры землетрясений нередко приурочены к границам блоков, различающихся планом и интенсивностью предвестниковых деформаций.

Данные статистические закономерности, проявляющиеся в динамике региональных и локальных систем линеаментов, позволяют осуществить среднесрочный (за 1–3 мес. до событий) и краткосрочный (за 10–20 дней до событий) прогноз землетрясений по данным дистанционного мониторинга с указанием времени, места и возможной силы землетрясения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках госконтрактов № 02.740.11.0330; № П213.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 565–570.

Барсуков В.Л., Беляев А.А., Бакалдин Ю.А., Игумнов В.А., Ибрагимова Т.Л., Серебренников В.С.,

Султанходжаев А.Н. Геохимические методы прогноза землетрясений М.: Наука, 1992. 213 с.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеаментного анализа космических изображений // Докл. РАН. 2005а. Т. 402. № 1. С. 98–105.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линеаментов // Исслед. Земли из космоса. 2005б. № 3. С. 37–52.

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Кузнецова Л.В. Космический мониторинг динамики систем линеаментов в период подготовки землетрясений в Калифорнии / Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. № 5. 2005. С. 47–55.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Физическая природа линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. № 3. Т. 2. С. 177–183.

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Кузнецова Л.В. Космический мониторинг геодинамических предвестников крупных землетрясений. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. № 3. Т. 2. С. 184–189.

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Механизмы формирования линеаментов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 47–56

Бондур В.Г., Крапивин В.Ф., Савиных В.П. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. М.: Научный мир, 2009. 692 с.

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Булатова А.Л., Гапонова Е.В. Изучение изменения поля напряжений в период подготовки землетрясения при помощи линий вытянутости роз-диаграмм линеаментов // Сб. тез. конф. М.: ИКИ РАН, 2010а. С. 250–251.

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Булатова А.Л., Гапонова Е.В., Цидилина М.Н. Автоматизированная обработка временных рядов космических изображений для исследования динамики линеаментов с целью прогноза землетрясений // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2010б. № 4. С. 69–77.

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Булатова А.Л., Гапонова Е.В. Выявление деформационных волн-предвестников землетрясений путем линеаментного анализа разновременных космических изображений // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2011. № 6.

Гидрогеохимические предвестники землетрясений / Под ред. Г.М. Варшал. М.: Наука, 1985. С. 41–48.

Гуфельд И.Л. Физико-химическая механика сильных коровых землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 62–65.

Златопольский А.А. Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Вып. 5. Том 1. М.: ООО "Азбука-2000", 2008. С. 102–112.

Киссин И.Г., Гумен А.М. Гидрогеологические индикаторы современных движений земной коры в асейсмичном районе // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 6. С. 768–772.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Издво Моск. гос. горного унив., 2004. 262 с.

Нерсеров И.Л., Передерин В.П., Боканенко Л.И., Галаганов О.Н. Локальные деформации, наклоны земной поверхности и вариации уровня грунтовых вод на Гармском полигоне в 1981–1987 гг. // Землетрясение и процессы их подготовки. М.: Наука, 1991. С. 164–181.

Никонов А.А. Землетрясение... (Прошлое, современность, прогноз). М.: Знание, 1984. 192 с.

Певнев А.К. О невостребованных возможностях геодезического метода в проблеме прогноза землетрясений // Геодезия и картография. 2000. № 7. С. 24–37.

Пономарев А.В., Салов Б.Г., Завьялов А.Д., Ирисова Е.Л. Исследования вариаций электротеллурического поля // Комплексное исследование по прогнозу землетрясений. М.: Наука, 1991. С. 199–207.

Пруцкая Л.Д., Здоров А.Г., Батурина Н.В., Круткина О.Н. Основные результаты двадцатилетних исследований по проблеме прогноза землетрясений на Северном Кавказе // Регион. геол. и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. Вып. 25. С. 190–199.

Bondur V., Kuznetsova L. Satellite Monitoring of Seismic Hazard Area Geodynamics Using The Method of Lineament Analysis // 31st Intern. Symp. on Rem. Sens. of Environment. ISRSE, 2006. P. 376–379.

Space Methods in Predictive Cyclic Dynamics of Lineament System Before Preparation of the Earthquakes

V. G. Bondur[1], A. T. Zverev[2], E. V. Gaponova[1], A. L. Zima[1]

[1]Scientific Research Institute for aerospace monitoring "AEROCOSMOS", Moscow

[2]Moscow State University for Geodesy and Cartography, Moscow

The results of the study predictive cyclic stress-strain state of the lithosphere during the preparation of significant seismic events through automated lineament analysis of multi-temporal satellite images. The proposed method was tested by the example of the strong and devastating earthquakes over the last decade in different parts of the world. Identified predictive cyclical dynamics of the lineament system has a period of 1 to 3 months and allows you to predict the time, place and possible earthquake intensity.

Keywords: space images, precursors of earthquakes, geodynamics, lineaments, rose-diagrams, seismic hazard areas

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 21–28

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ГЛОБАЛЬНЫЙ ТРОПИЧЕСКИЙ ЦИКЛОГЕНЕЗ И 27-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2012 г. Е. А. Шарков, В. В. Афонин

Учреждение Российской академии наук Институт космических исследований РАН, Москва

E-mail: e.sharkov@mail.ru

Поступила в редакцию 05.06.2011 г.

На основе разработанной и накопленной по дистанционным наблюдениям в ИКИ РАН детальной базы данных, содержащей временные ряды интенсивности тропического циклогенеза за 19 лет – с 1983 по 2001 гг. – и анализа архивных данных по индексу солнечной активности F10.7 показано, что в частотно-временных спектрах годовых рядов наблюдается отклик глобального циклогенеза на внешнее воздействие с 27-суточным периодом солнечной активности на частотах, близких к этой вынуждающей частоте, а также на ее второй гармонике и субгармониках. В спектрах, усредненных за 19 лет в области характерных временных масштабов циклогенеза $S = 10–80$ сут, наиболее яркой компонентой является $S = 27$ сут, практически всегда наблюдаемой в циклогенезе Северного полушария. В Южном полушарии максимальный отклик чаще всего наблюдается на частотах, близких к гармоникам и субгармоникам основной частоты $f = 13.5$ год$^{-1}$.

Ключевые слова: глобальный тропический циклогенез, солнечная активность, вейвлет-анализ

ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что тропическая зона глобальной системы океан-атмосфера играет ключевую роль в динамике и эволюции синоптических и климатических метеорологических процессов на Земле. В этой связи любое внешнее (по отношению к тропосфере) энергетическое воздействие (и в первую очередь от Солнца) может иметь критическое значение для вариаций динамических и термодинамических структурных составляющих тропической зоны земной атмосферы. В первую очередь это относится к таким сложным метеообъектам в тропиках, как катастрофические атмосферные вихри – тропические циклоны (ТЦ). Внимание к исследованию таких систем объясняется целым рядом обстоятельств. С одной стороны, эти атмосферные процессы представляют собой непосредственную физическую опасность для человека и сопровождаются значительным материальным ущербом, а также возникающими при этом административно-социальными проблемами (Sharkov, 1998; Pielke, Pielke, 1997). С другой стороны, катастрофические атмосферные вихри – своеобразный механизм эффективного сброса избыточного тепла в тропической атмосфере в условиях, когда действие обычных механизмов, основными из которых являются турбулентная конвекция и глобальная циркуляция, становится явно недостаточным. Таким образом, катастрофические явления играют важную роль при установлении климатического температурного режима Земли (парниковый эффект), отводя излишнее тепло и способствуя предотвращению чрезмерного перегрева планеты в тропической зоне. Проблемы усугубляются невозможностью уверенного прогнозирования как генезиса, так и эволюции этих явлений с удовлетворительной степенью надежности современными теоретическими моделями (Sharkov, 1998; 2000). Более того, в теоретическом секторе исследования таких геофизических систем наблюдается серьезное кризисное состояние, обусловленное сменой основных теоретических концепций. Поэтому детальные экспериментальные исследования пространственно-временной структуры циклогенеза, включающей как детерминированные (например сезонные), так и стохастические составляющие процесса, представляют несомненный интерес (Sharkov, 2000). При этом, разумеется, темой особого исследования должен быть поиск составляющих (как стохастического, так и детерминированного типа) общего сложного процесса, которые могут определяться внешними энергетическими воздействиями и в первую очередь обусловлены вариациями солнечной активности. Солнечная энергия втекает в атмосферу как непосредственно, в форме электромагнитного излучения, так и от солнечных энергичных частиц путем многочисленных солнечно-магнитосферно-ионосферно-тропосферных взаимодействий. Поскольку земная атмосфера представляет собой сложную термо-аэродинамическую систему со сложными и нелинейными передаточными характеристиками, то можно предположить, что

глобальный тропический циклогенез (ГТЦ) может отражать связи как с прямыми индикаторами солнечной активности, так и с индикаторами геомагнитной активности. В течение длительного времени, начиная с конца XIX в. (Meldrum, 1872) по настоящее время (Dickenson, 1975; Tsiropoula, 2003), исследователями предпринимались неоднократные попытки установления корреляционных связей (различными способами – от прямого сопоставления (Meldrum, 1872; Чижевский, 1976) до спектральной (Cohen, Sweetser, 1975) и кросс-корреляционной обработок) между возникновением тропических циклонов (в отдельных регионах Мирового океана) и солнечной (количество солнечных пятен) и магнитосферной активностью. Однако эти попытки не привели к однозначно и физически наглядно интерпретируемым результатам. Причины такого положения связаны (как теперь становится ясно) с многомасштабностью и нелинейностью процесса взаимодействия солнечной активности и циклогенеза, и по этим причинам стандартные кросс-корреляционные подходы, широко используемые при обработке временных рядов наблюдаемых явлений, не могут в принципе привести к положительным результатам, поскольку обрабатываемые стохастические временные ряды были представлены как совокупность таких событий, как дельта-функции.

В настоящей работе представлены результаты детального анализа спектральных особенностей стохастических временных рядов глобального тропического циклогенеза и наиболее широко используемого индекса солнечной активности F10.7 (поток радиоизлучения на частоте 2800 МГц, $\lambda = 10.7$ см) при помощи специального многомасштабного вейвлет-анализа. Особое внимание авторы уделяют исследованию отклика глобального циклогенеза (а также циклогенеза Северного и Южного полушарий) на внешнее воздействие солнечной активности с 27-суточным периодом на частотах, близких к этой вынуждающей частоте, а также на ее второй гармонике и субгармониках.

Первые результаты работы были доложены на международной конференции, посвященной памяти Ю. Гальперина (Afonin, Sharkov, 2003).

ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СИГНАЛА

В настоящее время исследование генезиса и эволюции устойчивых вихревых систем на фоне турбулентного хаоса тропической атмосферы развивается в двух принципиальных направлениях (Sharkov, 2000):

– “локальный” подход (индивидуальный циклогенез), используемый при исследовании образования единичной (индивидуальной) вихревой структуры из турбулентного хаоса в условиях локальной и сильной неравновесности системы океан-атмосфера;

– “глобальный” подход (множественный циклогенез), рассматривающий образование вихревых систем в акватории Мирового океана как совокупности центров релаксационной генерации в активной среде природной системы океан–атмосфера (при этом последняя рассматривается в глобальном масштабе).

Изучению индивидуального циклогенеза посвящено целое направление как теоретических, так и экспериментальных работ. Теоретические работы при этом развиваются на базе привлечения целого спектра достаточно разнообразных подходов, начиная от динамических моделей, до идей самоорганизации (спиральный механизм) и до альтернативного – термодинамическое направление исследований в проблеме генезиса атмосферных катастроф. Тропический же циклогенез, рассматриваемый в глобальном аспекте, остается достаточно слабо изученным физическим процессом, хотя на основе предложенной концепции множественного циклогенеза уже получены серьезные и нетривиальные результаты (Sharkov, 2000). Очевидно, что структурным фундаментом исследований множественного циклогенеза должна служить методика построения временного ряда глобального тропического циклогенеза – физического процесса, рассматриваемого одновременно на всей акватории Мирового океана (или по региональным акваториям полушарий). Несомненно, вопрос о методологии построения временного ряда ГТЦ является принципиально важным, поскольку от его концептуального решения зависит физическая значимость конечного результата.

Временной поток неразличимых событий (полная эволюция ТЦ) с учетом времени жизни каждого индивидуального события будет строиться (Sharkov, 2000; Покровская, Шарков, 2006) следующим образом. Не интересуясь детальной структурой и динамикой каждого индивидуального тропического образования, будем представлять на временной оси каждое тропическое возмущение как импульс единичной амплитуды со случайной длительностью (соответствующей времени функционирования ТЦ) и случайными моментами появления (генерации индивидуального ТЦ). Число поступивших импульсов (событий) в единичном временном интервале (у нас сутки) является в таком случае естественным физическим параметром – интенсивностью глобального циклогенеза, определяющего энергетику взаимодействия океан–атмосфера.

Математически предложенную процедуру формирования сигнала можно записать следующим образом:

$$I(t) = \sum_{i=1}^{N} \Xi(t - t_i; \tau_i), \quad (1)$$

где $I(t)$ – интенсивность циклогенеза; N – число ТЦ, появившиеся в течение года; Ξ – ограниченная функция Хэвисайда

$$\Xi(t - t_i, \tau_i) = \begin{cases} 1 & t_i < t < t_i + \tau_i, \\ 0 & t_i + \tau_i < t < t_i. \end{cases} \quad (2)$$

Здесь τ_i – время продолжительности жизни (существования) отдельного ТЦ; t_i – время его формирования (образования); $t_i + \tau_i$ – время его диссипации.

Сформированная подобным образом последовательность импульсов есть не что иное, как целочисленный случайный временной поток неразличимых событий. Таким образом, мы базируемся на представлении временной последовательности интенсивности глобального тропического циклогенеза как статистического сигнала сложной структуры. Несмотря на то, что предлагаемый подход – один из вариантов формирования сигнала, он, тем не менее, позволил существенно продвинуться в понимании стохастической структуры ГТЦ (Sharkov, 2000).

Экспериментальные геофизические данные о возникновении временной и пространственной эволюции ТЦ по акваториям Мирового океана были заимствованы из систематизированной базы данных “Глобал-ТЦ” (Покровская, Шарков, 2006), где хронологические, гидрометеорологические и кинематические характеристики крупномасштабных тропических возмущений на всей акватории Мирового океана представлены в виде последовательности событий за исследуемый период – с 1983 по 2001 гг. Дальнейшие исследования (Sharkov, 2000) показали, что вероятностная структура флуктуаций амплитуды исследуемого потока действительно близка к структуре потока пуассоновского типа при наличии, однако, определенных (и весьма симптоматичных) отклонений от пуассоновского модели при увеличении временного масштаба наблюдения. Именно эти отклонения от пуассоновской модели и несут на себе информацию о многомасштабности и нелинейности системы.

Солнечно-геофизические параметры (глобальные индексы геомагнитной возмущенности Dst, число солнечных пятен Z, индекс активности Солнца F10.7) были заимствованы из известных сайтов Интернета.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ

Как мы уже отмечали, принципиальной особенностью работы является использование специализированного (вейвлет) спектрального анализа одновременно для двух временных рядов сигналов – интенсивности циклогенеза и вариаций радиоизлучения Солнца – с последующим сопоставлением и анализом полученных вейвлет-диаграмм (ВД). В настоящее время вейвлет-преобразование (ВП) широко применяется для распознавания образов, обработки и синтеза изображений и сигналов различной природы, изучения свойств турбулентных полей и многих других целей.

ВП состоит в разложении исходного анализируемого сигнала по базису, сконструированному из обладающей определенными свойствами солитоноподобной функции (вейвлета), посредством масштабных преобразований и сдвигов (Chui, 1992). Каждая из функций этого базиса характеризует как определенную временную частоту, так и ее локализацию во времени. В отличие от обычно применяемого для анализа спектральных свойств сигналов преобразования Фурье ВП обеспечивает двумерную (частота–время) развертку исследуемого одномерного сигнала. В результате появляется возможность анализировать свойства сигнала (процесса) одновременно и в физическом (время), и в спектральном (частота) пространствах.

Как уже отмечалось, ВП состоит в разложении анализируемой функции (сигнала) по базису, сконструированному из солитоноподобной функции $\Psi(t)$.

Непрерывное ВП (двумерная ВД) $W(a, b)$ одномерной функции $f(t)$ имеет вид

$$W(a,b) = a^{-1/2} \int \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t)dt. \quad (3)$$

Разложение анализируемого сигнала по масштабам осуществляется растяжением или сжатием анализирующего вейвлета перед его сверткой с сигналом. Известно, что картина ВП слабо зависит от выбора анализирующей функции, однако с помощью разных вейвлетов можно ярче проявить отдельные особенности анализируемого сигнала.

Представленные здесь результаты получены на основе вейвлета Морле, определяемого как произведение комплексной экспоненты и функции Гаусса

$$\Psi(x) = \pi^{-1/4} \exp(i\omega_0 x) \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right). \quad (4)$$

ВП позволяет выявить локализацию и интенсивность особенностей в сигнале, области локализованных периодичностей сигнала, области наибольшей активности процесса, иерархическую структуру анализируемого множества, дробление и слияние масштабов и т.п.

Ниже мы покажем, что ВП окажется весьма полезным и для анализа структуры процессов, происходящих в принципиально различных системах – геофизических и гелиофизических, – и с

дальнейшим выявлением корреляционных компонент.

Поскольку спектры ВП (ВП-спектры) принято воспринимать в большинстве работ в первую очередь как качественную характеристику, целесообразно провести количественную "калибровку" применяемого нами метода, или, иначе, ответить на вопрос о возможности получения количественных характеристик исследуемого стохастического процесса.

Калибровка метода проводилась с использованием модельного временного ряда

$$Y = 20\sin\left(\frac{2\pi T}{5}\right) + 10\sin\left(\frac{2\pi T}{27}\right) + 20\sin\left(\frac{2\pi T}{54}\right), \quad (5)$$

где $T = 1-365$. Этот ряд содержит члены с временными масштабами 5, 27 и 54 сут и двумя амплитудами 10 и 20. Результаты ВП (мы использовали вейвлет Морле) этого ряда показаны на рис. 1 (см. на цветн. вклейках). На рис. 1*а* показан модельный временной ряд $Y(T)$ для периода времени в 365 сут (год). ВП-спектр мощности (нормированный на максимальное значение компонент спектра) показан на рис. 1*б*. ВП-спектр представляет собой частотно-временные вариации компонент сигнала. Амплитуда (в данном случае относительная мощность компонент) кодирована цветом (правая шкала на рис. 1*б*). Временная ось (ось абсцисс) соответствует суткам года (T). Ось частот (ордината $\lg f$) логарифмическая, минимальная частота $\lg f = 0$ в начале координат (внизу), максимальная частота $\lg f = 2.26$ – вверху. Для удобства две другие шкалы слева отображают соответствующие частоты между $f_{\min} = 1.0$ (период $T = 1$ год) и $f_{\max} = 182.5$ (период $T = 2$ сут, частота Найквиста данного ряда) и соответствующие им временные масштабы S в сутках. На рис 1*в* представлено сечение ВП-спектра вдоль оси частот для фиксированного времени T = 181-й день. Этот формат представления используется во всех последующих рисунках.

Как видно из самого спектра и сечения, применяемое нами ВП достаточно точно определяет частотные компоненты исходного сигнала, а также правильно отображает количественное соотношение между различными частотными компонентами исходного сигнала. Мощность сигнала с масштабом 27 сут в 4 раза меньше двух других компонент, в точном соответствии с отношением амплитуд (вейвлет-спектр нормирован на максимальную мощность).

Следует, однако, отметить, что в силу особенностей метода ВП в применении к рядам с конечным числом точек временное разрешение на малых частотах (внизу спектра) прогрессивно уменьшается (краевой эффект), что проявляется в размытии частотных "линий" при уменьшении частоты.

ГОДОВАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ И ЦИКЛОГЕНЕЗА

Прежде чем исследовать изучаемые временные ряды при помощи специальных методов (вейвлет-анализа), целесообразно детально рассмотреть временную изменчивость солнечной активности (включая геомагнитную активность) и интенсивности циклогенеза стандартными методами – трендовыми, накопительными подходами и авто- и кросс-корреляционной обработкой.

Временной ход ежесуточных значений глобальной интенсивности циклогенеза $I(t)$, индекс активности Солнца F10.7 (10^{-22} Вт м$^{-2}$ Гц$^{-1}$) и глобальный индекс геомагнитной возмущенности DST (в гаммах) в течение 19 лет (1983–2001 гг.) показаны на рис. 2*а–в* (на цветн. вклейках). На рис. 2*г* (там же) показана функция накопления $Z(t)$ временного ряда интенсивности циклогенеза (методика впервые предложена в (Sharkov, 2000)) и параметры линейных регрессий для функции накопления глобального циклогенеза и циклогенезов Северного и Южного полушарий. Совместный анализ временных рядов (рис. 2*а–в*) показывает, что, несмотря на ярко выраженную 11-летнюю вариацию активности Солнца (индекс F10.7 изменяется в ~5 раз), величина $I(t)$ не имеет явно выраженных временных трендов и остается практически постоянной (за исключением ярко выраженных полугодовых, сезонных вариаций). Более явственно эту тенденцию можно наблюдать из временного ряда функции накопления (рис. 2*г*). Внизу под рисунком указаны коэффициенты корреляции *Rxy* и наклон регрессионных кривых *ka*. Функция накопления циклогенеза нарастает практически линейно со временем (коэффициент корреляции для глобальной интенсивности циклогенеза $I(t)$ равен 1.00 до 1996 г. и 0.998 после 1996 г.), что говорит о постоянной величине интенсивности пуассоновского процесса (Sharkov, 2000) (или, несколько упрощая ситуацию, о постоянной величине ежесуточной скорости образования ТЦ) и полном отсутствии межгодовых вариаций. Небольшие гармонические компоненты на кривых соответствуют полугодовым вариациям (более ярко они представлены на временном ряде рис. 2*в*). Наклон регрессионных кривых, величина *ka* (1/сут), физически представляет собой интенсивность пуассоновского процесса (дифференциальную скорость образования циклонов в сутки). Например, в течение 1983–1996 гг. ежесуточный дифференциальный темп рождения ТЦ на земном шаре составлял 1.719 циклонов в сутки, из них 1.264 – в Северном и 0.455 – в Южном полушариях. Изменение темпов генерации после 1996 г. (глобальный темп – 2.285 и соответственно для полушарий – 1.496 и 0.789) требует некоторого пояснения. Увеличение темпа скоро-

сти образования ТЦ можно было бы на первый взгляд связать с глобальным процессами на планете (так называемое "потепление" глобального климата), однако высокие значения коэффициентов корреляции (≥0.999 до 1996 г. и ≥0.990 после) свидетельствуют о постоянстве механизма генерации ТЦ, и поэтому изменение наклона кривых (скорости образования ТЦ) связано совсем с другим – а именно, с использованием более детальных подходов к систематике начальных форм ТЦ (см. более подробно в работе (Покровская, Шарков, 2006)) и значительным улучшением работы метеорологических служб слежения за ТЦ в связи с внедрением компьютерных технологий сети Интернет. В данном случае для нас важно, что в течение 19 лет отсутствуют какие-либо межгодовые вариации.

Рассмотрим вопрос о корреляции интенсивности циклогенеза $I(t)$ и солнечной активности F10.7 на больших масштабах времени (более 1 года). Чтобы ответить на этот вопрос, усредненные за год значения глобальных интенсивностей $I(t)$ для каждого года были сравнены с вычисленными аналогично значениями F10.7 и DST (рис. 3 на цветн. вклейках). Чтобы представить данные, на том же графике величины DST были умножены на –15. На рис. 3*в*, *г* показаны диаграммы рассеяния (scatterplots) каждого из трех параметров циклогенеза (глобальный, север, юг) от F10.7 (рис. 3*в*) и DST (рис. 3*г*). Черные линии представляют соответствующие регрессии. Числа под линиями – коэффициенты корреляции, все они не превышают 0.210. Нетрудно видеть, что в больших масштабах времени, порядка нескольких лет, корреляция между $I(t)$ и солнечной и геомагнитной активностью, представленной индексами F10.7 и DST, отсутствует. Интересно отметить, что на рис. 3*а* можно выявить определенную тенденцию к, казалось бы, положительному тренду $I(t)$ за 19 лет. На самом же деле этот возможный тренд является артефактом, вызванным повышением ежегодного количества циклонов после 1996 г., обсуждавшимся выше (рис. 2) и, по-видимому, вызван теми же причинами.

Рассмотрим вопрос о корреляции интенсивности циклогенеза $I(t)$ и солнечной F10.7 и геомагнитной DST активности на годовом масштабе времени (при суточном усреднении). Временные ряды годовых вариаций (*а*) DST, (*б*) F10.7 и (*в*) $I(t)$ в Северном и (*г*) $I(t)$ в Южном полушариях для минимума (слева, 1997 г.) и максимума (справа, 2000 г.) солнечной активности показаны на рис. 4 (на цветн. вклейках). На рис. 4*е* показаны диаграммы рассеяния зависимости глобального количества $I(t)$ от F10.7 (рис. 4*д*, слева) и DST (рис. 4*д*, справа) для каждых суток года. Из анализа этих рисунков следует, что временные ряды суточных значений $I(t)$, F10.7 и DST не выявляют существенной корреляции. Коэффициент корреляции для годовых рядов $I(t)$ и F10.7 (рис. 4*д*, слева) составляет –0.113, а для годовых рядов $I(t)$ и DST (рис. 4*д*, справа) –0.225. В тоже время временные ряды суточных значений $I(t)$ имеют ярко выраженную сезонную зависимость. Годовые максимумы $I(t)$ в Северном и Южном полушариях значительно разнесены по времени. В обоих полушариях максимумы $I(t)$ наблюдаются в течение летнего времени. Зимой ТЦ практически не наблюдаются. Интенсивность ТЦ в Южном полушарии меньше, чем в Северном. Различия в интенсивности циклогенеза в максимуме и минимуме солнечной активности не выявляются, тогда как наблюдаются известное резкое изменение вариаций радиоизлучения F10.7 и магнитосферной активности (рис. 4*а*, *б*).

АВТОКОРРЕЛЯЦИЯ ГОДОВЫХ РЯДОВ

Вопрос о соотношении стохастических или "организованные" процессов во временных рядах циклогенеза с точки зрения автокорреляции уже детально рассматривался (Sharkov, 2000). Здесь нас будет интересовать соотношение автокорреляционных характеристик циклогенеза и солнечной активности. На рис. 5 показаны вычисленные автокорреляционные функции временных рядов $I(t)$ и F10.7 для максимума и минимума солнечной активности. При вычислении использовался циклический сдвиг исходных рядов, поэтому кривые симметричны относительно сдвига, равного половине года. Более правильным было бы расширить исходные ряды с обеих сторон за счет рядов для предыдущего и последующего годов, однако это незначительно изменило бы полученные результаты. Видно, что ряды $I(t)$ автокоррелируют лишь на временах, меньших 5 сут, т.е. они представляют собой последовательность короткоживущих событий без "истории". При больших задержках взаимосвязь между величинами $I(t)$ отсутствует, и каждый ТЦ можно рассматривать как случайное событие, и таким образом можно сделать предварительное заключение о том, что возможные взаимодействия в процессе циклогенеза, превышающие 5 сут, не эффективны. С другой стороны, ряды величин F10.7 хорошо автокоррелируют с периодом 27 сут. Значимая 27-суточная автокорреляция сохраняется и во время минимума солнечной активности, хотя из анализа временного ряда это заключение непосредственно получить затруднительно (рис. 4*а*, *б*).

Таким образом, как корреляционные подходы, так и трендовый анализ, на первый взгляд, дают отрицательное заключение о влиянии солнечной активности на циклогенез. Однако более тонкий анализ (вейвлет-анализ) показывает, что на самом деле это не так.

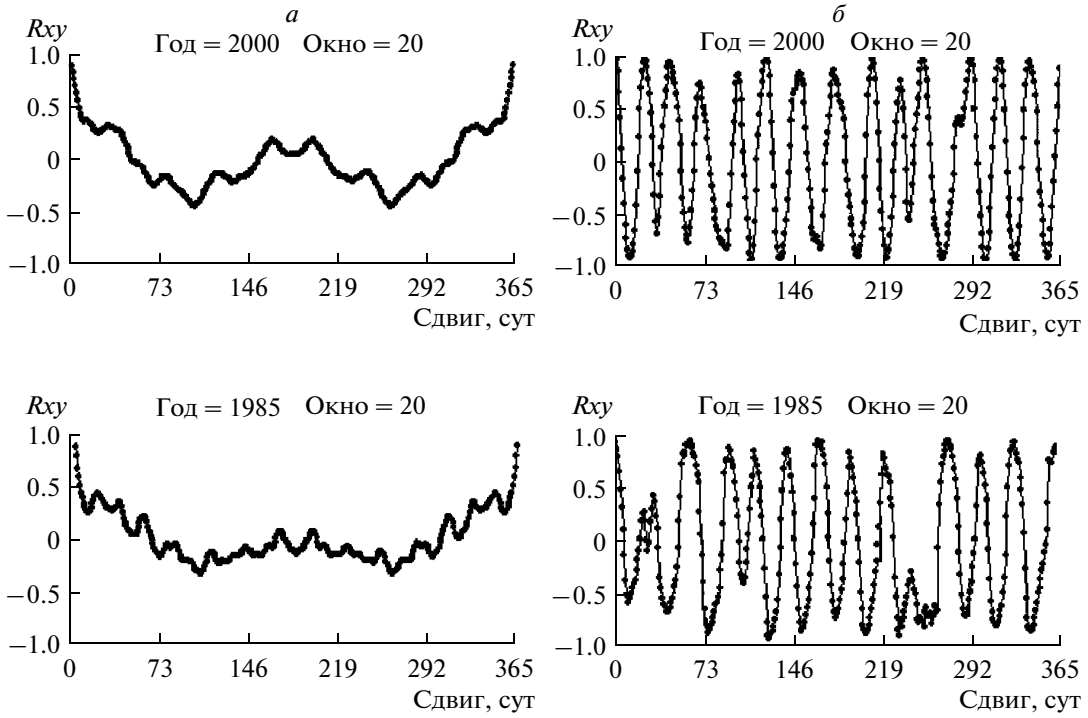


Рис. 5. Вычисленные автокорреляционные функции временных рядов: *а* – глобального циклогенеза $I(t)$ и *б* – F10.7(t); для максимума (вверху) и минимума (внизу) солнечной активности.

ПОИСК 27-СУТОЧНОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ВО ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ ЦИКЛОГЕНЕЗА

Несмотря на общепринятую точку зрения об основном энергетическом вкладе в циклогенез со стороны фазового перехода водяного пара (Шарков, 2010; Шарков и др., 2011), вопросы о спусковых (триггерных) механизмах далеки от разрешения. Одним из возможных спусковых механизмов могут быть вариации солнечной активности. Поиск 27-суточной периодичности во временных рядах циклогенеза производился с применением вейвлет-анализа.

Результаты ВП (ВП-спектры) глобального ряда интенсивности циклогенеза (слева) и параметра F10.7 (справа) длиной 1600 сут в максимуме 200 сут в минимуме СА показаны на рис. 6, 7 (на цветн. вклейках) соответственно. На всех ВД горизонтальные курсоры (горизонтальные линии) установлены на частоте $f = 13.5$, соответствующей 27-суточной компоненте, вертикальные – на определенные исследуемые сутки.

Общая структура ВП-спектра для интенсивности циклогенеза имеет весьма характерные особенности хаотизированных систем рассматриваемого класса (Sharkov, 2000). На малых временных масштабах процесс ведет себя как пуассоновский случайный сигнал, затем наступает нелинейная стадия, которая сопровождается нелинейными взаимодействиями (в том числе и буфиркационного типа). При больших временах система ведет себя как линейный гармонический осциллятор с ярко выраженными сезонными (годовые и полугодовые) вариациями. Все эти области хорошо выявляются на ВД интенсивности циклогенеза (рис. 6*б*, 7*б*). Что же касается солнечной активности, то на ВД в яркой форме выявляется только область нелинейных взаимодействий (вблизи частоты $f = 13.5$) со слабыми пуассоновскими ветвями. Никаких сезонных вариаций в солнечной активности, естественно, не наблюдается.

В вариациях F10.7 наличие компоненты $f = 13.5$ очевидно в обоих случаях, причем в год максимума она проявляется наиболее отчетливо. Спектральные максимумы не всегда лежат точно на линии $f = 13.5$, но весьма близки к ней. Изменение амплитуды этой компоненты довольно значительны. Однако вряд ли следует ожидать непрерывности этой линии (постоянства амплитуды $f = 13.5$), вследствие хаотизированного характера природы активности (пятна активности на Солнце), а также из-за того, что 27-суточная вариация солнечной активности не является единственным фактором изменения потока индекса F10.7. Эти дополнительные факторы могут "смещать" видимую на ВП-спектре частоту $f = 13.5$. В данном случае можно сказать лишь, что компонента $f = 13.5$ в спектре F10.7 присутствует практически постоянно и является основной наиболее ярко выраженной особенностью.

В вариациях циклогенеза выявляются две основные особенности: 1) наиболее интенсивные компоненты попадают в диапазон временных масштабов $S = 10–80$ сут; 2) отклик с максимальной амплитудой наблюдается на частотах, близких к $f = 13.5$. Поскольку интенсивность циклогенеза имеет ярко выраженный сезонный ход, ВД можно разделить на полушария. Во время минимума СА отклик на частоте $f = 13.5$ максимален в Северном полушарии, в то время как в Южном он отсутствует, при этом наблюдаются два максимума приблизительно на первой субгармонике (~54 сут) и на второй гармонике (~15 сут). В максимуме СА картина примерно такая же, но более богатая деталями.

ОСОБЕННОСТИ МНОГОЛЕТНИХ ДАННЫХ ЦИКЛОГЕНЕЗА

ВП-спектры, вычисленные для каждого из 19 лет, были усреднены, результат показан на рис. 8 (на цветн. вклейках). Этот рисунок подтверждает полученные ранее выводы. В спектрах F10.7 наиболее яркой компонентой является 27-суточная ($S = 27$ сут) и, как и следовало ожидать, практически отсутствуют другие заметные компоненты. В ВП-спектрах интенсивности циклогенеза выявляются две области: область $S = 10–80$ сут и полугодовая структура, что отражает наличие ярко выраженного сезонного эффекта в тропическом циклогенезе. В области $S = 10–80$ сут наиболее яркой компонентой является $S = 27$ сут, практически всегда наблюдаемой в Северном полушарии. В Южном полушарии максимальный отклик чаще всего наблюдается на частотах, близких к гармоникам и субгармоникам основной частоты $f = 13.5$. Отклик на частоте $f = 13.5$ является, по-видимому, вынужденным откликом на частоте внешнего солнечного воздействия.

Отклики интенсивности циклогенеза на гармониках и субгармониках $f = 13.5$ внешнего солнечной активности свидетельствуют о нелинейности системы тропического циклогенеза. Выявление того факта, что в большинстве случаев отклики не совсем точно совпадают с частотой $f = 13.5$ и с ее гармониками и субгармониками, позволяет предположить, что тропический циклогенез является проявлением сложного поведения термогидродинамической системы океан – атмосфера, обладающей собственными характерными частотами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты совместной специальной (вейвлет) обработки данных глобального циклогенеза и солнечной активности за период 1983–2001 гг.). Выявлено, что глобальный циклогенез имеет свои собственные временные масштабы. Эти масштабы образуют в частотном пространстве область $S = 10–80$ сут, отделенную как от пуассоновской области (временные масштабы $S < 10$ сут), так и от годовых и полугодовых вариаций. Полугодовая структура отражает наличие ярко выраженного сезонного эффекта в тропическом циклогенезе. В пространственно-временных спектрах годовых рядов отклик глобального циклогенеза на внешнее (солнечное) воздействие с 27-суточным периодом наблюдается на частотах, близких к этой вынуждающей частоте, и ее второй гармонике и субгармоникам. В спектрах, усредненных за 19 лет в области $S = 10–80$ сут, наиболее яркой компонентой является $S = 27$ сут, практически всегда наблюдаемой в Северном полушарии. В Южном полушарии максимальный отклик чаще всего наблюдается на частотах, близких к гармоникам и субгармоникам основной частоты $f = 13.5$ год$^{-1}$. Результаты анализа вейвлет-спектров позволяют считать, что тропический циклогенез – проявление сложного нелинейного поведения единой термогидродинамической системы поверхность земли – атмосфера, обладающей собственными динамическими свойствами, характерными временными масштабами и (возможно) резонансными частотами.

Работа поддержана РФФИ, проект № 09-05-01019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция. Верс. 3.1. (1983–2005). М.: Полиграф сервис, 2006. 728 с.

Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 366 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. Энергетические особенности множественного тропического циклогенеза по мультиспектральным спутниковым наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 18–25.

Afonin V.V., Sharkov E.A. Helioactivity and properties of global tropical cyclogenesis // Auroral Phenomenan and Solar-terrestrial Relations: Proc. Conf. in Memory of Yuri Galperin. 3–7 Febr. 2003, Moscow. P. 421–429.

Cohen T.J., Sweetser E.I. The “spectra” of the solar cycle and of data for Atlantic tropical cyclones // Nature. 1975. V. 256. № 5515. P. 295–296.

Chui Ch.K. An introduction to wavelets. N. Y.: Acad. Press, 1992. 266 p.

Pielke R.A., Jr., Pielke R.A., Sr. Hurricanes. Their nature and impacts on society. Chichester, N.Y., etc.: John Wiley and Sons, 1997. 279 p.

Elsner J.B., Kara A.B. Hurricanes of the North Atlantic. Climate and Society. N. Y., Oxford: Oxford University Press, 1999. P. 488.

Dickenson R.E. Solar variability and the lower atmosphere // Bul. Amer. Meteorol. Soc. 1975. V. 56. № 12. P. 1240–1248.

Meldrum C. On a Periodicity in the Frequency of Cyclones in the Indian Ocean South of the Equator // Nature. 1872. V. 6. P. 357–358.

Sharkov E.A. Remote sensing of tropical regions. Chichester, N. Y., etc.: John Wiley and Sons/PRAXIS, 1998. 310 p.

Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. Berlin, Heidelberg, L., N. Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2000. 361 p.

Tsiropoula G. Signatures of solar activity variability in meteorological parameters // J. Atmos. and Solar-Terrestrial Phys. 2003. V. 65. № 4. P. 469–482.

Global Tropical Cyclogenesis and 27-days Variations of Solar Activity

E. A. Sharkov, V. V. Afonin

Institute Space Research, Russian Academy of Sciences, Moscow

Based on a developed and accumulated detailed data base, contained time series of tropical cyclogenesis during 19 years (1983–2001) and the analysis of archive data on the solar activity F10.7 it has been shown that tropical cyclogenesis response was observed to the internal effect of the 27-days solar variability by frequencies nearby forced oscillation and also on second harmonic and on sub-harmonics. In 19 years time – averaged spectra and in the interval of characteristic time scales for cyclogenesis $S = 10–80$ days the striking component is $S = 27$ days that always is observed in Northern hemisphere. In Southern hemisphere the maximum response is frequently observed by frequencies nearby harmonics and sub-harmonics of main frequency.

Keywords: global tropical cyclogenesis, solar activity, wavelet-analysis

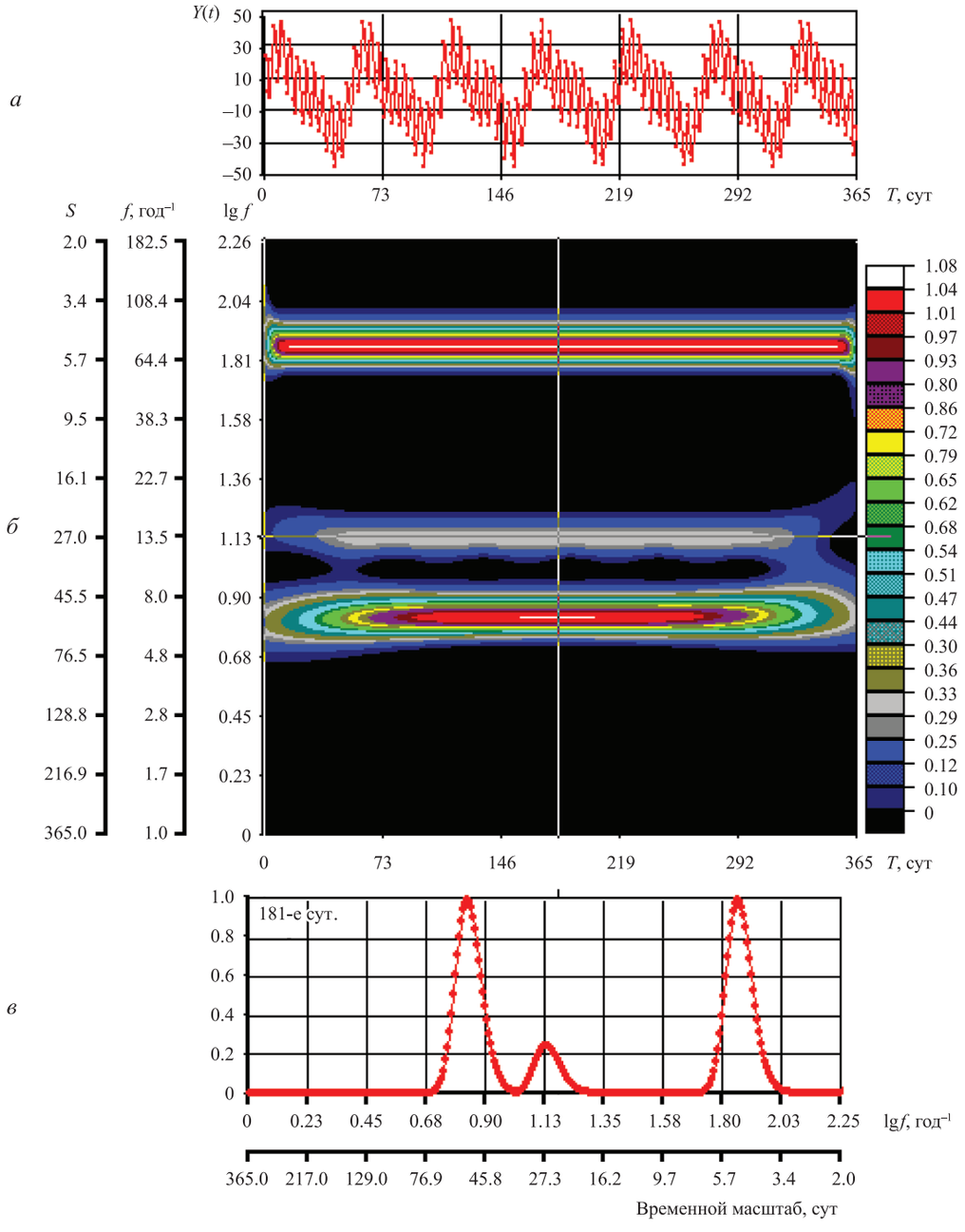


Рис. 1 *а* – Модельный временной ряд $Y(T)$ для периода времени в 365 дней (год); *б* – ВП-спектр мощности (нормированный на максимальное значение компонент спектра). Временная ось (ось абсцисс) соответствует дням года (T). Ось частот (ордината $\lg f$) логарифмическая, минимальная частота $\lg f = 0$ в начале координат (внизу), максимальная частота $\lg f = 2.26$ (вверху). Для удобства две другие шкалы слева отображают соответствующие частоты между $f_{min} = 1$ (период $T = 1$ год) и $f_{max} = 182.5$ (период $T = 2$ сут, частота Найквиста данного ряда) и соответствующие им временные масштабы S в днях; *в* – сечение ВП-спектра вдоль оси частот для фиксированного времени $T = 181$ сут.

Issled.zemli N1-ver.indd 2 2/1/12 12:18:22 PM

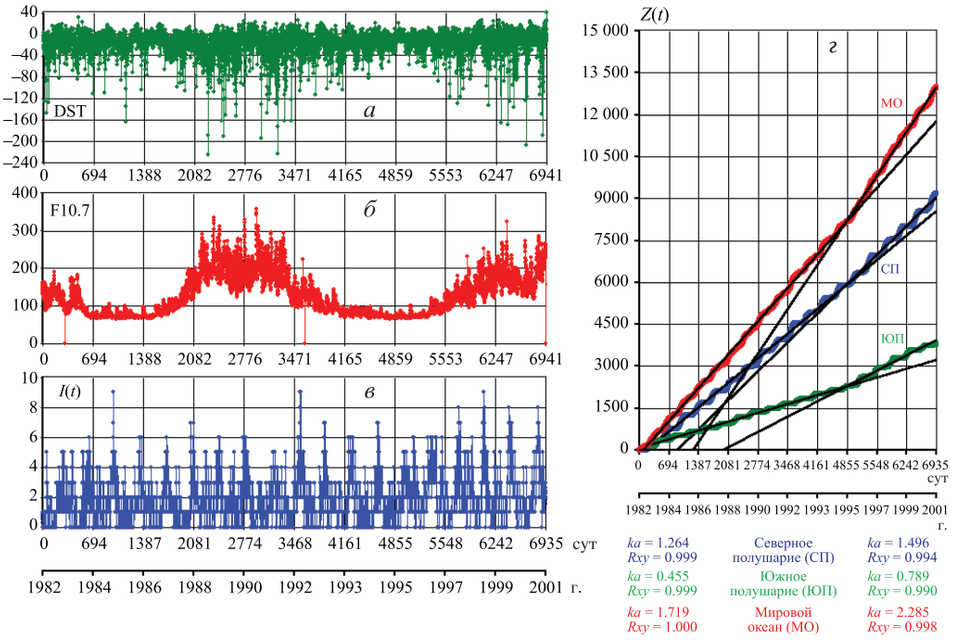


Рис. 2. Временной ход ежесуточных значений: *а* – индекса геомагнитной возмущенности DST (в гаммах); *б* – индекса активности Солнца F10.7 (10^{-22} Вт · м$^{-2}$ · Гц$^{-1}$); *в* – глобальной интенсивности циклогенеза $I(t)$, выраженной количеством циклонов за день $I(t)$ в течение 19 лет (1983–2001); *г* – функция накопления $Z(t)$ временного ряда интенсивности циклогенеза (нарастающая сумма ежедневного количества циклонов), внизу указаны наклоны *ka* аппроксимирующих кривых и коэффициенты корреляции *Rxy* до и после 1986 г.

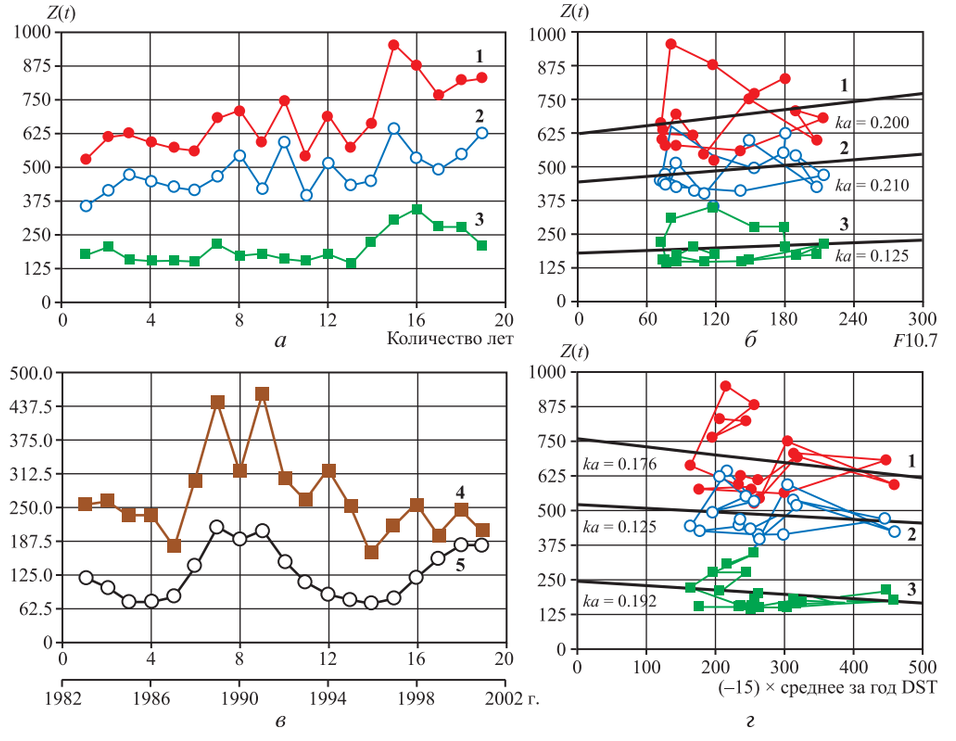


Рис. 3. Сравнение усредненных за год (*а*) значений интенсивностей циклогенеза для Мирового Океана (*1*), Северного (*2*) и Южного (*3*) полушарий с вычисленными аналогично значениями индекса солнечной F10.7 (*4*) и магнитной DST (*5*) активности (*в*); чтобы представить данные на том же графике, величины DST были умножены на –15; диаграммы рассеяния (scatterplots) (*г*) каждого из трех параметров циклогенеза (глобальный, север, юг) от (*б*) F10.7 и (*в*) DST.

Issled.zemli N1-ver.indd 3 2/1/12 12:18:23 PM

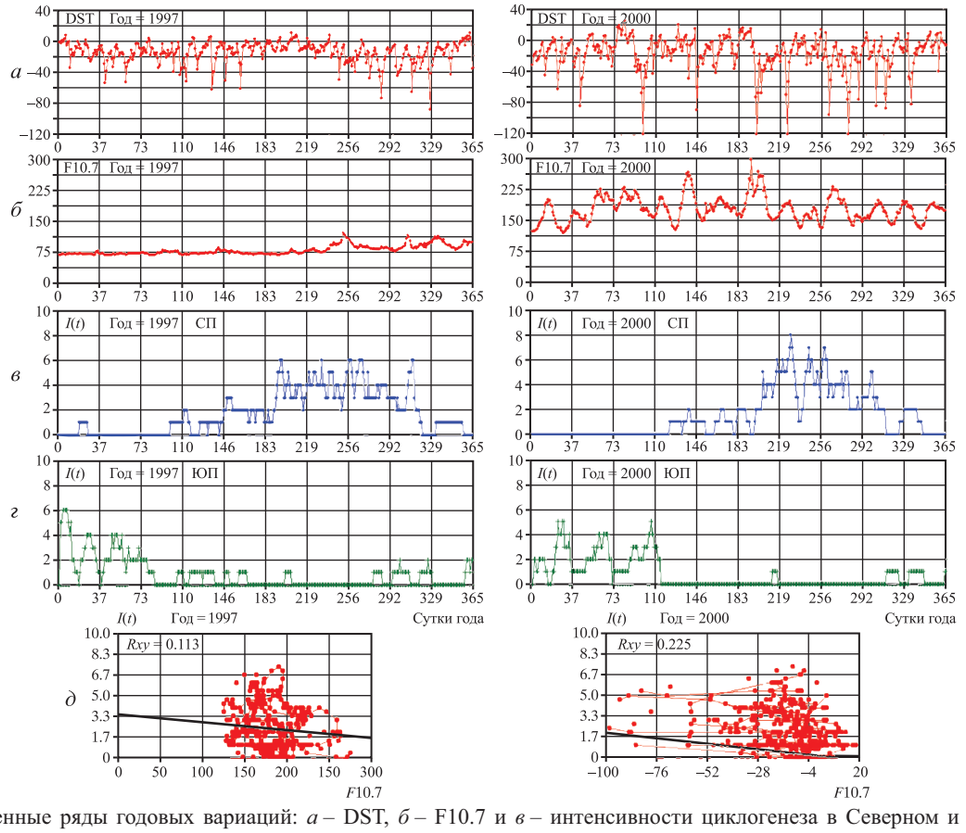


Рис. 4. Временные ряды годовых вариаций: *а* – DST, *б* – F10.7 и *в* – интенсивности циклогенеза в Северном и *г* – в Южном полушариях для минимума (слева, 1997 г.) и максимума (справа, 2000 г.) солнечной активности; *д* – диаграммы рассеяния зависимости глобального количества $I(t)$ от F10.7 (слева) и DST (справа) для каждого дня года.

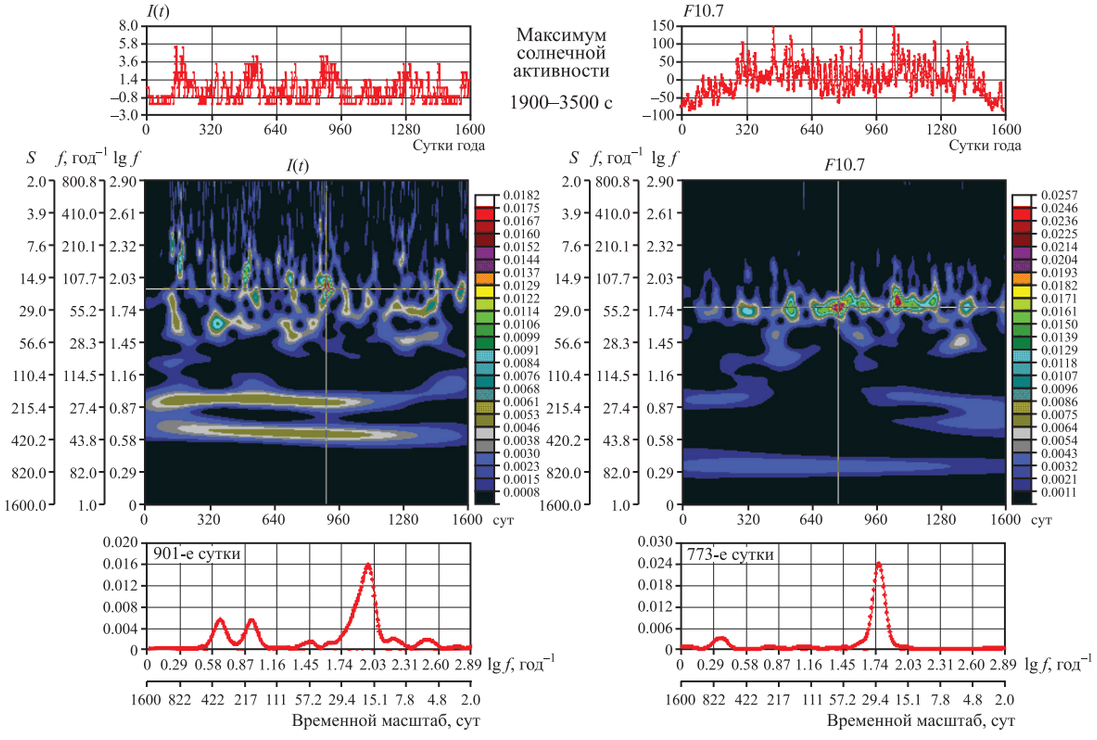


Рис. 6. Результаты ВП (ВП-спектры) глобального ряда интенсивности циклогенеза (слева) и параметра F10.7 (справа) длиной 1600 дней в максимуме солнечной активности (СА). Вверху – соответствующие временные ряды (с вычтенным средним за год). Внизу – сечения вдоль оси частот для указанного дня.

Issled.zemli N1-ver.indd 4 2/1/12 12:18:23 PM

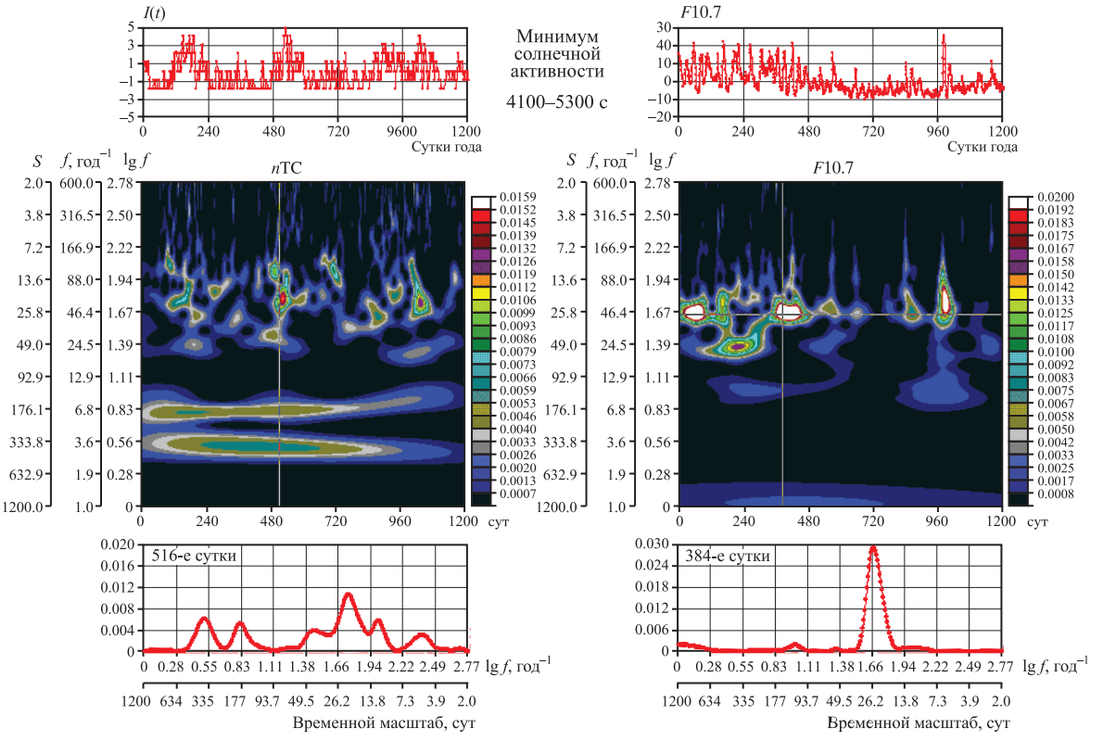


Рис. 7. То же, что на рис. 6, но для рядов длиной 1200 дней в минимуме СА.

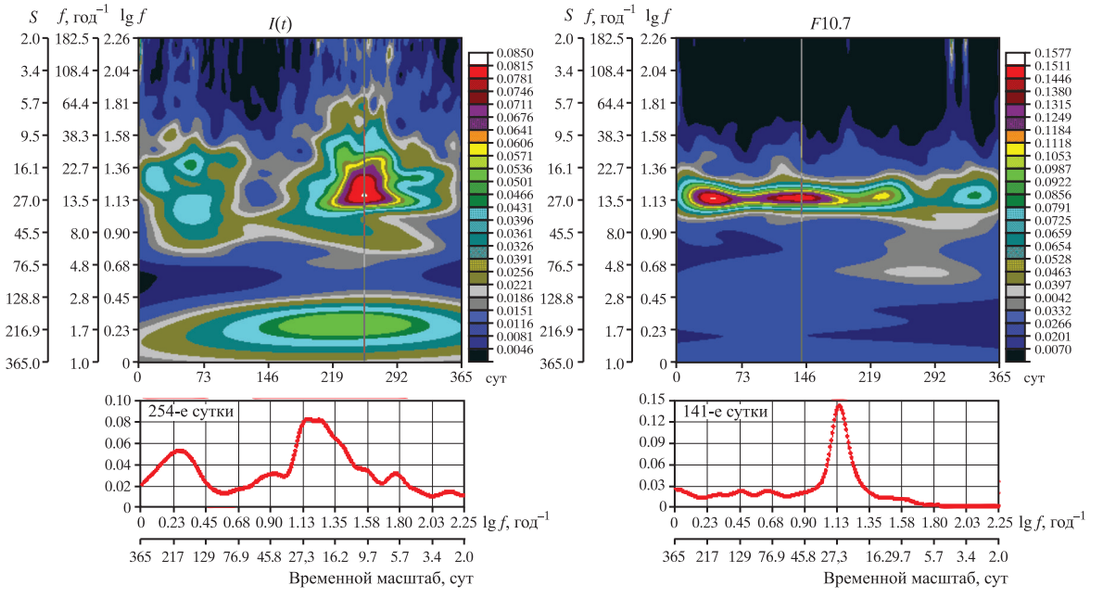


Рис. 8. ВП-спектры глобального циклогенеза $T(t)$ (слева) и индекса солнечной активности F10.7 (справа), полученные усреднением вычисленных для каждого из 19 лет спектров.

Issled.zemli N1-ver.indd 5 2/1/12 12:18:24 PM

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 29–39

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ И НАБЛЮДЕНИЕ РАЗНЫХ СТАДИЙ ИХ РАЗВИТИЯ ПО ДАННЫМ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОГО АЭРОКОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2012 г. В. В. Козодеров[1], А. А. Кулешов[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

[2]Институт прикладной математики им. М.В.Келдыша РАН, Москва

E-mail: vkozod@mes.msu.ru

Поступила в редакцию 23.03.2011 г.

Рассматриваются особенности модельного описания распространения лесных пожаров от очага их возникновения вместе с формированием изображений природно-техногенных объектов (водоемов, дорожно-транспортных сетей, лесных экосистем), охваченных дымами разной интенсивности, по данным их гиперспектрального аэрозондирования. Описываются приложения данных гиперспектрального аэрозондирования для прогнозирования возможной опасности от продуктов горения. Демонстрируются примеры модельных расчетов распространения фронта лесного пожара и характерные спектры разных объектов: водоемов при задымлении от пожаров, различных типов зеленой и пожелтевшей растительности, гарей и др. Показаны перспективы использования данных гиперспектрального аэрозондирования для распознавания перечисленных объектов.

Ключевые слова: лесные пожары, математическое моделирование, гиперспектральные аэрокосмические изображения, распознавание объектов

ВВЕДЕНИЕ

Лесным пожаром обычно называется явление неуправляемого многостадийного горения на покрытой лесом площади. При моделировании такого сложного природного явления лес рассматривают как многоярусную систему, состоящую из органического вещества – лесных горючих материалов (ЛГМ) с близкими геометрическими и физико-химическими параметрами (плотность, влагосодержание и др.) в каждом выделенном ярусе леса. Например, можно рассматривать трехъярусную структуру леса: трава и мелкий кустарник, подрост и деревья небольшой высоты, кроны высоких деревьев. Появляются возможности характеризовать соответственно низовые и верховые пожары в зависимости от указанного яруса при проведении модельных расчетов (Кулешов, Мышецкая, 2008).

Лесные горючие материалы содержат углерод, различные углеводородные соединения, воду и т.д. При нагревании ЛГМ до температуры свыше примерно 370 K еще до воспламенения (температура воспламенения ЛГМ составляет примерно 500 K) происходит пиролиз – термическое разложение ЛГМ с выделением горючих газов (окись углерода CO, метан CH_4, водород H_2 и др.), негорючих газов (двуокись углерода CO_2, пары воды H_2O и др.), дисперсных частиц сажи и с образованием твердого остатка – коксика и золы.

Зона пожара, расположенная между сгоревшими и несгоревшими ЛГМ, называется фронтом пожара. Фронт пожара имеет переднюю и заднюю кромки. Во фронте пожара происходит наиболее сильное изменение параметров среды, а за задней кромкой фронта могут проходить процессы тления (беспламенного горения) твердых остатков пиролиза ЛГМ.

Механизм распространения лесного пожара в общих чертах таков: во фронте пожара происходит горение летучих (газы и дисперсная сажа) и конденсированных (коксик) продуктов пиролиза ЛГМ. В результате переноса тепла (конвективного, диффузионного и излучением) происходит нагрев находящейся перед фронтом органической массы, затем сушка, пиролиз и зажигание продуктов пиролиза, и далее процесс повторяется.

Лесные пожары являются мощным генератором большого количества аэрозольных частиц, которые, поступая в атмосферу, значительно меняют ее оптические характеристики. С точки зрения дистанционного зондирования (ДЗ), лесные пожары наблюдают сквозь атмосферную среду разной степени задымления в зависимости от интенсивности возгорания. Особый интерес представляют данные гиперспектрального зондирования (сотни спектральных каналов в видимой и ближней инфракрасной области), которые содержат информацию о линиях и полосах поглощения солнечного излучения атмосферой и объектами

земной поверхности (Козодеров и др., 2010). Спектральное разрешение такой аппаратуры достигает единиц нанометра.

Влияние таких атмосферных соединений, как кислород, озон, водяной пар, углекислый газ, приводит к тому, что регистрируемые спектры имеют максимумы и минимумы вследствие существования указанных линий и полос. Такие пигменты растительного покрова, как хлорофиллы, содержат свои характерные линии поглощения в области 620–670 нм и вблизи 430 нм. Идентификация молекулярных соединений, обусловливающих немонотонный характер спектров, связана с микроскопическим уровнем описания взаимодействия солнечного излучения с соответствующими природными средами. Процесс нахождения связей между регистрируемыми спектрами и составом и строением указанных сред получил название нанодиагностики состояния этих сред (Козодеров и др., 2009). Для лесных экосистем полученные результаты увязываются с биохимическими свойствами листовой поверхности, в частности, с ее поглощательной способностью той части приходящего солнечного излучения, которая идет на фотосинтез.

Высокое спектральное разрешение исходных данных способствует повышению информационного содержания обрабатываемых гиперспектральных изображений в сравнении с данными многоспектрального зондирования (6–7 спектральных каналов). Однако большое число спектральных каналов усложняет проблему распознавания природно-техногенных объектов на макроскопическом уровне описания формирования обрабатываемых изображений по данным гиперспектрального зондирования, так как данные близких каналов могут быть линейно зависимы, что приводит к неустойчивости решаемых систем уравнений для разных каналов и обучающих элементов разрешения (пикселов). В итоге оказывается, что исследования по обработке гиперспектральных аэрокосмических изображений охватывают диагностику природно-техногенных объектов и информационные технологии распознавания этих объектов и оценки их состояния.

Примеры космического мониторинга пожаров в условиях экстремальной засухи приведены в работе (Бондур, 2011). Показаны особенности эмиссии различных газовых компонент и частиц аэрозоля в атмосферу за счет продуктов горения, включая лесные горючие материалы, содержание которых в реальности можно определить по данным аэрокосмической гиперспектрометрии.

Цель данной публикации – рассмотрение особенностей модельного описания возникновения лесных пожаров и их распространения на местности вместе с мониторингом разных стадий проявления пожаров в виде характерных данных гиперспектрального зондирования выбранных сцен.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Рассмотрение проблемы математического моделирования пожаров обычно начинается с модельного описания зоны пожара, под которой понимается часть природной среды, внутри которой термодинамические параметры отличаются от равновесных значений вследствие изменения температуры и состава окружающей среды при физико-химических превращениях во фронте пожара. Эти параметры модельных расчетов определяются погодными условиями и типом растительности (Гришин, 1992). Леса Сибири обладают огромными сырьевыми запасами и выполняют глобальные экологические функции, являясь стоком органических соединений (углекислого газа, метана и др.). Считается, что “экологический потенциал” лесов Сибири существенно подорван вследствие возрастающего воздействия пожаров (Conard et al., 2002). Согласно наиболее вероятным сценариям, возможное потепление климата повлечет увеличение горимости лесов, количества выбрасываемой в атмосферу двуокиси углерода и других газов, называемых парниковыми.

Лесные пожары – важный возмущающий фактор экологического состояния выбранной территории. Для изучения этих возмущений в лесах бореальной зоны используют аэрокосмические изображения территории до и после пожаров (Lewis et al., 2011). В таких лесах существенными становятся процессы послепожарного роста (в биологических исследованиях лесов говорят о процессах сукцессии), изменения баланса углерода, а для таких районов, как Сибирь, еще и деградации вечной мерзлоты. Пожары таких лесов в исторической ретроспективе создают характерную мозаику гарей разных лет (типа “шрамов”, scars), что уже в течение достаточно долгого времени наблюдается со спутников (Kasischke et al., 2008). При этом возрастает роль данных гиперспектрального зондирования для того, чтобы выделить объекты, формирующие отдельные элементы обрабатываемых изображений с анализом тонкой структуры спектров. Разрабатываются модели отдельных частей таких изображений, в которых, наряду с древесной массой и фитоэлементами, в пределы поля зрения аппаратуры попадают различные компоненты межкронового пространства – мхи и лишайники, травянистый покров и открытые почвы, продукты горения: зола и частично сгоревшие материалы.

При интерпретации данных гиперспектрального зондирования используют векторное представление спектров в признаковом пространстве, размерность которого соответствует числу спектральных каналов. Вектор значений регистрируемых яркостей каждого пиксела моделируется как линейная комбинация спектральных сигнатур указанных компонентов земной поверхности, содержащихся в пикселе. Каждая такая компонента

(в английской транскрипции “endmember”) формирует свой характерный спектр, который обычно увязывают с типом поверхности, чтобы отличить его от тех классов объектов, которые участвуют в вычислительных процедурах распознавания объектов для обрабатываемых наборов пикселов. В практических приложениях вводят градации глубины воздействия пожара с картографированием органического материала приземного слоя леса по данным гиперспектрального зондирования, что позволяет предсказывать потенциальные угрозы текущего или будущего возгорания.

Основная идея приложений данных гиперспектрального аэрозондирования состоит в том, что при высоком пространственном разрешении этих данных появляется возможность сравнения регистрируемых спектров с “эталонными” спектрами соответствующих объектов на земле, уточняя тем самым проективное покрытие указанных объектов в пределах поля зрения аппаратуры гиперспектрального зондирования. В игру вступает тонкая структура спектров, в частности, таких пигментов фотосинтезирующей растительности, как хлорофиллы. В работе (Szekielda et al., 2009) показаны особенности обработки гиперспектральных аэроизображений по данным известной аппаратуры “Компактная самолетная аппаратура, дающая гиперспектральные изображения” (Compact Airborne Spectrographic Imager/CASI). Работая в области длин волн от 0.4 до 0.7 мкм с разрешением около 2.4 нм, эта аппаратура позволяет выделять отдельные линии поглощения атмосферы и земной поверхности. Идут по пути использования второй и даже четвертой производных от регистрируемых спектров (Tsai, Philpot, 1998), чтобы устранить эффект так называемого континуума поглощения. Континуум связан с воздействием крыльев отдельных линий и полос поглощения соответствующих химических соединений. Устранение воздействия этого эффекта позволяет сопоставить влияние наблюдаемых линий и полос, например, для разных типов вод прибрежной зоны, что способствует калибровке прибора по эталонным спектрам, известным из лабораторной спектроскопии.

Возвращаясь к проблеме лесных пожаров, отметим, что при оценке уровня их воздействия на окружающую среду (burn severity) по данным спутников Landsat часто рассматривают новые “вегетационные индексы”. Вместо “вегетационных индексов нормализованной разности” (Normalized Difference Vegetation Index/NDVI) вводят “нормализованное отношение выгорания” (Normalized Burn Ratio/NBR), а также аналогичный разностный индекс (dNBR), “композиционный индекс выгорания” (Composite Burn Index/CBI) (Hoy et al., 2008). Эти индексы дают представление о градациях углеродных соединений (возможного уровня выгорания топлива, содержащегося в пологе леса и на поверхности земли) при сравнении данных дистанционного зондирования и наземных обследований.

При использовании данных гиперспектрального аэрозондирования акцент делается на возможности картографирования последствий пожаров при выделении зеленой и выжженной растительности, золы и почвы (Kokaly et al., 2007) при более высоком пространственном разрешении, чем на основе спутниковых данных. В соответствии со сказанным выше относительно того, что отдельный элемент разрешения (пиксел) на изображении представляет собой смесь спектров разных объектов (“endmembers”), требуется разделять эффекты воздействия соседних объектов, искажений, обусловленных приборной функцией и влиянием атмосферы (Huang et al., 2002). Обычно используется приближение линейного перемешивания эффектов указанных выше компонентов для каждого пиксела (Robichaud et al., 2007), что позволяет провести разделение спектров, формируемых разными материалами в пределах поля зрения аппаратуры гиперспектрального зондирования. Открываются возможности построения по данным гиперспектрального зондирования карт сгоревших и несгоревших органических соединений на поверхности, отделения их от минеральных компонентов зольных соединений и т.д. Такие современные исследования должны обосновать реальную роль лесов бореальной зоны как стока углерода при рассмотрении его эмиссии при пожарах в процессе возможного глобального потепления (O’Neill et al., 2003).

Еще одним последствием прохождения сильных лесных пожаров является изменение водопроницаемости лесной подложки, что может приводить к нарушению водного режима водосборов (Lewis et al., 2008). Здесь также важнейшую роль играют данные гиперспектрального зондирования, способствующие выделению отдельных спектров из спектральной смеси данных в пределах каждого пиксела: зеленая и нефотосинтезирующая растительность, почвы, затенения элементов растительного покрова и т.д. Разные пороговые уровни изменения спектров лесной подложки служат для уточнения водопроницаемости соответствующих слоев почвы вследствие лесных пожаров.

Другие особенности использования данных гиперспектрального зондирования для изучения отдельных компонентов лесных экосистем (древесина, кора и пр.) как поставщиков горючих материалов при пожарах изложены в работе (Jia et al., 2006). В ней показано, что данные гиперспектрального зондирования позволяют получать информацию о проективном покрытии почв растительностью, о плотности древесного полога, и на ее основе оценивать риски от возможных пожаров, предсказать возможную опасность от продуктов горения (burn severity). Знание этих факторов способствует прогнозированию возможных

а

б

Рис. 1. Наземные фотографии последствий лесного пожара (*а*) и послепожарных восстановительных работ (*б*).

последствий от лесных пожаров для конкретных лесных массивов.

Данные гиперспектрального аэрозондирования используются также для наблюдения деталей послепожарной обстановки после регенерации молодых посевов на пройденной огнем территории. Конкретный пример типичных последствий лесного пожара приведен на рис. 1*а*. Можно видеть, что на этой наземной фотографии значительная часть лесной подстилки выгорела, заметны следы оставшегося почвенного покрова и золы на земле, на стволах и коре деревьев. Можно видеть также отдельные островки оставшегося мха и лишайников. Наземная фотография рис. 1*б* характеризует пример подроста молодняка (преимущественно сосна) через пару лет после пожара на территории, еще содержащей последствия пожара (видны обугленные стволы деревьев) (Moskal et al., 2001). Данные гиперспектрального зондирования позволяют различить близкие по составу сцены рис. 1*а* и рис. 1*б* (в первом случае – под пологом леса преобладают продукты горения, во втором случае видны результаты послепожарных лесовосстановительных работ).

В целом можно отметить, что моделирование последствий лесных пожаров в значительной степени зависит от состояния приземного слоя атмосферы (температура, влажность, скорость и направление ветра). Несовершенство существующих моделей влияния лесных пожаров на окружающую среду усложняет проблему предсказуемости последствий таких пожаров. Более значительные перспективы имеет использование данных ДЗ для понимания особенностей проявления этих пожаров и оценки их последствий по результатам повторных съемок. Здесь рассмотрим примеры модельных расчетов, а также особенности наблюдения разных стадий развития пожаров, разных уровней задымления для разных объектов (лесные экосистемы, гари, водоемы и т.д.).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Приложения результатов моделирования распространения пожаров и данных аэрокосмического мониторинга пожаров охватывают следующие направления: оценка пожарной опасности; обнаружение источников возгорания; контроль динамики лесных пожаров; оценка площадей, пройденных огнем, и повреждений лесного покрова. Первое из направлений связано с использованием данных дистанционного зондирования в тепловой области спектра и здесь не рассматривается. Применение данных ДЗ наиболее эффективно при реализации второго направления с особым акцентом на данные гиперспектрального зондирования, которые позволяют различать разные источники возникновения дымов (лесные, торфяные пожары и т.д.), их интенсивность. Третье направление связано с возможностями модельного описания воздействия конкретного очага пожара и зависит от текущих метеорологических условий. Возможности четвертого из перечисленных направлений частично рассмотрены выше (данные рис. 1 и смежные проблемы).

Пожары наблюдаются из космоса вследствие характерных контрастов от дымов на окружающем их фоне. При высоком пространственном разрешении на соответствующих изображениях можно наблюдать и открытый огонь от источника возгорания или верхового лесного пожара. Дан-

ные гиперспектрального зондирования способствуют повышению достоверности распознавания разных типов дымов и области открытого огня. Например, в работе (Козодеров и др., 2011) показано, что пламя открытого огня имеет максимум, близкий к тому, который характерен для растительности в области 700 нм. Если пользоваться упрощенным описанием, основанным на значениях NDVI в области полосы поглощения хлорофилла (620 нм) и длины волны 700 нм, то по значениям NDVI соответствующие пикселы будут отнесены к объектам "растительность в нормальном состоянии", хотя в действительности соответствующие пикселы по данным гиперспектрального аэрозондирования характеризуют разные типы возгорания леса.

Специфика моделирования лесных пожаров состоит в рассмотрении системы осредненных уравнений газовой динамики и уравнений, описывающих изменение объемных долей компонентов твердой фазы и изменение температуры твердой фазы, вместе с балансными соотношениями, характеризующими тепло-, влаго-, энерго- и массообмен между средами. Учитываются скорости химических реакций, потоки через верхнюю границу слоя ЛГМ. Уравнения решаются при заданных начальных и граничных условиях, так что скорость распространения лесного пожара оказывается зависящей от атмосферных условий (скорости и направления приземного ветра) и от свойств лесного полога (плотность древесных пород и расстояние между деревьями, уровень увлажнения). Задача моделирования ставится как задача определения скорости распространения фронта пожара с учетом турбулентного и конвективного переноса тепла, влаги, а также образования и трансформации частиц дымового аэрозоля в пограничном слое атмосферы.

Считается, что разработка математических моделей распространения пожара позволяет предсказать его поведение, что способствует более эффективной борьбе со стихией огня. Однако несовершенство моделей ограничивает соответствующие приложения. Другая трудность – недостаточность информационного обеспечения разработанных математических моделей, в частности, данных о характеристиках горючих материалов, погоде, топографии местности и др. Ввиду сложности расчета процессов горения в течение многих дней на больших территориях задачи математического моделирования лесных пожаров требуют серьезных вычислительных ресурсов. Одним из способов решения проблемы является использование кластерных вычислительных систем. Наиболее общим подходом равномерного распределения вычислительной нагрузки между процессорами при решении задач динамики лесных пожаров является разделение вычислительной области (карты лесной территории) на подобласти, количество которых совпадает с числом используемых процессоров, т.е. использование принципа геометрической декомпозиции (Доррер, 2008).

Из наблюдений реальных лесных пожаров установлено (Гришин, 2002), что самостоятельное распространение верхового пожара возможно лишь при наличии достаточно сильного ветра (не менее 3 м/с). Низовой пожар может распространяться и при отсутствии ветра. Часто наблюдается совместное распространение низового и верхового пожаров, причем фронт низового пожара обгоняет фронт верхового, происходят подогрев, сушка, пиролиз ЛГМ и зажигание продуктов пиролиза (сажи и горючих газов) в кронах деревьев, таким образом, низовой пожар "подпитывает" энергией верховой.

Результатом модельных расчетов является построение контуров распространения пожара от источника их возникновения в любые заданные моменты времени, что открывает перспективы прогнозирования последствий реальных пожаров. Спутниковый мониторинг лесных пожаров обычно увязывают с обнаружением условий их возникновения (Спутниковый мониторинг..., 2003). При оценке пожарной опасности учитываются свойства ЛГМ, метеорологические условия, грозовая активность и др.

Моделирование лесных пожаров не ограничивается только описанием процесса распространения фронта пожара. В работе (Plaza et al., 2002) показаны примеры использования параллельных вычислений при разделении спектральной смеси объектов в процессе обработки гиперспектральных изображений. Это новые приложения по оценке последствий пожаров как следствие уточнения особенностей пространственного распределения разных компонентов (зеленая и сгоревшая растительность, зола и минеральное питание почв) объектов в пределах поля зрения гиперспектральной аппаратуры.

С появлением данных гиперспектрального аэрокосмического зондирования возникли новые условия для идентификации вида пожара (лесной или торфяной), определения степени задымления атмосферы (слабое, среднее, сильное) над различными объектами (лесом, водоемами, гарями от предшествующих пожаров).

Другая область применения математического моделирования для изучения лесных экосистем связана с моделями переноса излучения (Goodenough et al., 2003). В этих исследованиях ориентируются на объединение данных гиперспектрального зондирования и данных модельных расчетов уходящего излучения от растительного полога разной плотности. При этом исходят из возможностей классификации породного состава лесной растительности и оценки биофизических и биохимических параметров исследуемых экосистем.

Традиционные подходы визуально-инструментального дешифрирования отдельных сним-

ков аэрокосмического зондирования на основе готового программного обеспечения, поставляемого зарубежными фирмами, оказываются ограниченными вследствие применения таких программных продуктов исключительно для конкретных аппаратурных комплексов и заданных процедур обработки данных. В работе (Козодеров и др., 2008) описываются основы создаваемого оригинального программно-алгоритмического обеспечения решения задачи распознавания природно-техногенных объектов и оценки параметров их состояния по данным гиперспектрального зондирования. Исследуются информационные меры близости каждого текущего элемента разрешения на обрабатываемом изображении относительно выбранных наборов "эталонных" объектов и с валидацией получаемой информационной продукции по данным наземных лесотаксационных и других обследований выбранной территории. Акцент делается на отечественные разработки разных версий гиперспектральной аппаратуры и математического обеспечения для обработки данных с этой аппаратуры. При этом используется опыт предшествующей реализации проектов по распознаванию и оценке параметров состояния объектов почвенно-растительного покрова на основе данных многоспектрального (до десятка спектральных каналов в видимой и ближней инфракрасной области) аэрокосмического зондирования. Используется также опыт модельного описания взаимодействия излучения с объектами природно-техногенной сферы, что в совокупности с разрабатываемой аппаратно-программной системой интеллектуальной обработки данных определяет междисциплинарный характер проводимых работ. Некоторые особенности развития технологии обработки данных многоспектрального и гиперспектрального аэрокосмического зондирования изложены в учебном пособии (Козодеров, Кондранин, 2008).

Как было сказано выше, данные гиперспектрального аэрокосмического зондирования позволяют использовать тонкую структуру регистрируемых спектров для повышения информационного содержания обрабатываемых изображений в сравнении с данными многоспектрального зондирования. Возникает необходимость обоснования оптимального числа каналов, способствующих решению задачи распознавания с заданной точностью. Требуется выделить определенный набор этих объектов на обрабатываемом гиперспектральном изображении путем представления всего множества измерительных данных в виде, удобном для визуализации пространственного распределения зарегистрированных пикселов, провести оконтуривание выделенных объектов с расчетом средних спектров и их изменчивости в пределах этих контуров и осуществить обучение используемого классификатора по соответствующей тестовой выборке. Итогом реализации перечисленных этапов обработки гиперкубов данных (две пространственные координаты и длина волны) является распознавание выделенных классов природно-техногенных объектов путем экстраполяции обучающих данных на все пикселы обрабатываемого гиперспектрального изображения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 2 представлены результаты демонстрационных расчетов по модели (Кулешов, Мышецкая, 2005) распространения лесного пожара в одном ярусе леса в продуваемом лесном массиве под действием ветра, имеющего скорость $V_0 = 3$ м/с в направлении, противоположном оси Ox, в условиях неоднородного распределения запасов ЛГМ. В модели учитывается перенос газовой фазы и ее взаимодействие с твердой фазой, состоящей из ЛГМ и твердых продуктов пиролиза ЛГМ. Учитывается также выбывание субстанции на верхней и нижней границах слоя ЛГМ. Моделируются основные физические процессы (конвективный перенос газовой фазы, вязкость, теплопроводность, турбулентная диффузия и наличие ветра) и химические реакции, а также межфазный теплообмен и обмен лучистой энергией.

На рис. 2*а* в начальный момент времени схематично изображены поляна прямоугольной формы и дорога, на которых отсутствует растительность. Источник пожара имеет форму круга черного цвета. Размерные оси координат соответствуют расстояниям в метрах. На рис. 2*б* видно выгорание ЛГМ и распространение температурного фронта пожара приблизительно через 4 часа после появления источника возгорания. Изолинии температуры соответствуют ее четырем представленным градациям (до воспламенения ЛГМ – 300 K, после воспламенения – 600 K, сильное задымление – 900 K, открытое пламя – 1200 K). Фронт пожара в большей степени распространяется в направлении ветра. Температура за задней кромкой фронта постепенно падает. Фронт пожара обтекает поляну и распространяется через узкую дорогу шириной 3 м.

На рис. 2*в* изображена дорога шириной 20 м, которая служит препятствием для дальнейшего распространения фронта пожара. Фронт пожара не может преодолеть дорогу такой ширины и распространяется вдоль нее по направлению ветра (рис. 2*г*).

На рис. 3 показано синтезированное изображение гиперспектрометра размерностью 5400 × × 500 пикселов для выбранной территории Тверской области, охваченной лесными и торфяными пожарами, на дату аэросъемки 5 августа 2010 г. Видны также лесные массивы, не подверженные пожарам (в правой части), водоемы с разной степенью задымления, дымы от лесных и торфяных пожаров. На рис. 3*а* показаны контура объектов, в пределах которых далее будут приведены сред-

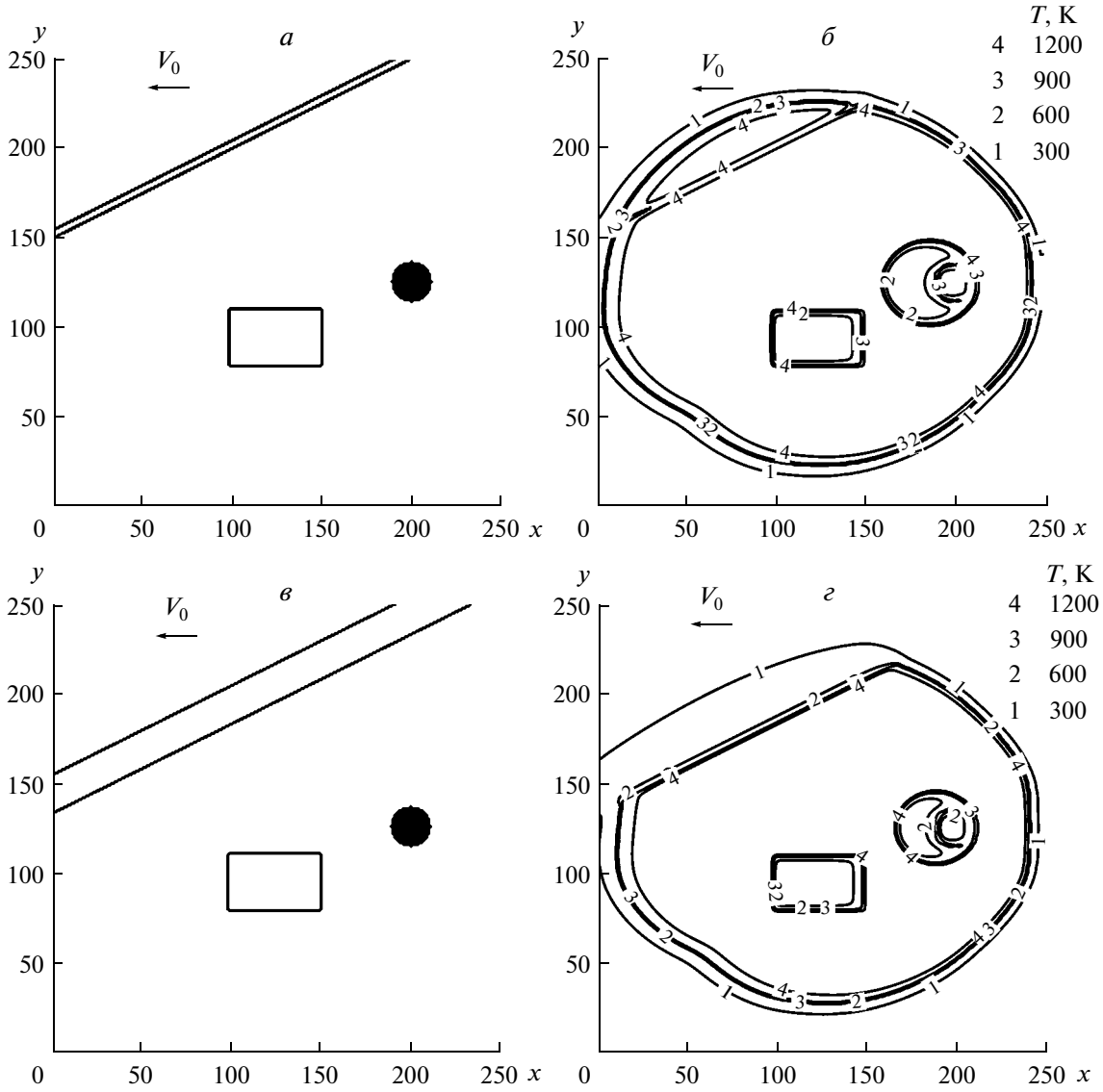


Рис. 2. Схематическое изображение источника пожара (круг черного цвета), поляны без растительности (квадрат) и дороги шириной 3 м (*а*) и 20 м (*в*), результаты модельных расчетов в виде изолиний температуры через 4 ч после возникновения источника возгорания для этих двух примеров (соответственно *б* и *г*).

ние спектры и их стандартные отклонения. Выделено 9 классов объектов (рис. 3*б*), соответствующих указанным контурам: открытая водная поверхность озер при среднем и слабом задымлении и его отсутствии; зеленая и пожелтевшая растительность, открытая почва; гари от пожаров и выгоревший лес, торфоразработки и т.д.

Для каждого из девяти контуров выбранных классов объектов рис. 3 на рис. 4 приведены средние спектры этих объектов и их стандартные отклонения для исходных спектральных яркостей (рис. 4*а*, *в*, *д*) и спектральных яркостей, нормированных на их интегральные значения в каждом спектральном канале (рис. 4*б*, *г*, *е*). Необходимость такого нормирования диктуется требованиями создания универсальной базы данных спектральных образов различных объектов независимо от условий их текущей съемки. Единицы измерений исходных спектров – Вт/(см^2 мкм стер), нормированных спектров – нм$^{-1}$.

Из данных рис. 4*а* можно видеть, что спектры всех трех типов объектов (водоемы при присутствии над ними дыма от пожаров, водоемы при наличии над ними слабого и среднего задымления) имеют характерный максимум в области 460–480 нм, амплитуда которого уменьшается по мере уменьшения задымления. Для всех трех типов иллюстрируемых кривых заметно влияние линий и полос поглощения излучения водной поверхностью и атмосферой, которое придает этим спектрам характерную изрезанность. Нормализа-

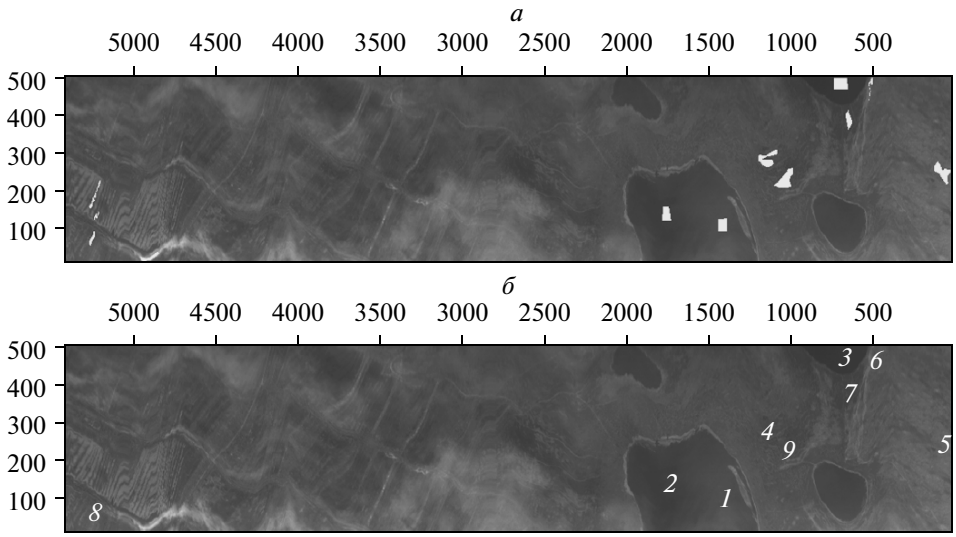


Рис. 3. Отображение выбранной территории по данным аэрогиперспектрометрии с контурами выделенных объектов (*а*) в пределах текущей сцены (*б*): среднее задымление над водой – *1*, слабое задымление над водой – *2*, чистая вода – *3*; зеленый лес – *4*, пожелтевшая растительность – *5*; песчаная почва – *6*; гарь – *7*, торфоразработка – *8*, горелый лес – *9*.

ция спектров приводит к уменьшению влияния задымления атмосферы (рис. 4*б*) при сохранении общих особенностей спектров, как бы приближая спектры всех трех объектов к спектру водной поверхности при отсутствии задымления над ней.

Иной характер носят кривые на рис. 4*в*, характеризующие спектры вегетирующей лесной растительности, пожелтевшей травянисто-кустарниковой растительности и песчаной почвы соответственно. Для иллюстрируемого примера зеленой растительности характерно наличие двух небольших максимумов (длины волн 460 нм и 550 нм), минимума в области 670–680 нм, соответствующего максимуму полосы поглощения хлорофилла (основного пигмента фотосинтезирующей растительности), а также основного максимума для длин волн более 720 нм. Спектры, соответствующие песчаной почве, имеют вид монотонного возрастания их амплитуды при переходе от длин волн 400 нм к 720 нм при наличии упомянутой изрезанности вследствие наличия линий и полос поглощения излучения атмосферной средой. Можно заметить влияние полос поглощения кислорода (718 нм и 762 нм), водяного пара (820 нм и 940 нм) и другие особенности спектров в длинноволновой области. Спектры пожелтевшей растительности близки к спектрам открытой почвы во всей области длин волн, за исключением (550–710) нм.

При нормализации спектров (рис. 4*г*) их амплитуда для зеленой растительности в области коротких волн (400–540 нм) оказывается выше, чем для двух остальных объектов. При этом все три объекта особенно существенно различаются в области длин волн (580–700) нм, слабо различаясь для более длинных волн.

Из данных рис. 4*д* следует, что амплитуда исходных спектров гарей незначительно отличается по длинам волн, демонстрируя лишь наличие полос поглощения регистрируемого излучения в атмосфере и на земной поверхности. При этом заметны локальные максимумы вблизи 480 нм и 720–850 нм, локальные минимумы вблизи 650–700 и 920–930 нм. Спектры горелого леса и их стандартные отклонения в значительной степени пересекаются со спектрами гарей на всех иллюстрируемых длинах волн, за исключением 480–650 нм, где амплитуды спектров горелого леса незначительно превышают амплитуды спектров гарей. Спектры районов торфоразработок имеют амплитуды, превышающие амплитуды спектров двух других перечисленных объектов во всем диапазоне длин волн (рис. 4*д*).

Данные рис. 4*е* для нормированных спектров показывают, что в коротковолновых каналах (длины волн 400–700 нм) амплитуды спектров располагаются в таком порядке: горелый лес имеет максимальную амплитуду, торфоразработки – минимальную амплитуду, а спектры гарей идут между этими двумя экстремумами. Вблизи длины волн 700 нм отмечается точка перегиба, так что для более длинных волн максимальная амплитуда спектров характерна для торфоразработок, а минимальная – для горелого леса. Все три иллюстрируемых примера нормированных спектров демонстрируют их явное отличие от спектров зеленой растительности (рис. 4*г*): амплитуда спектров зеленой растительности почти 1.5 раза ниже в коротковолновой области и почти в 1.2 раза выше в длинноволновой области, пересекаясь со всем набором иллюстрируемых спектров в области длин волн 700–720 нм.

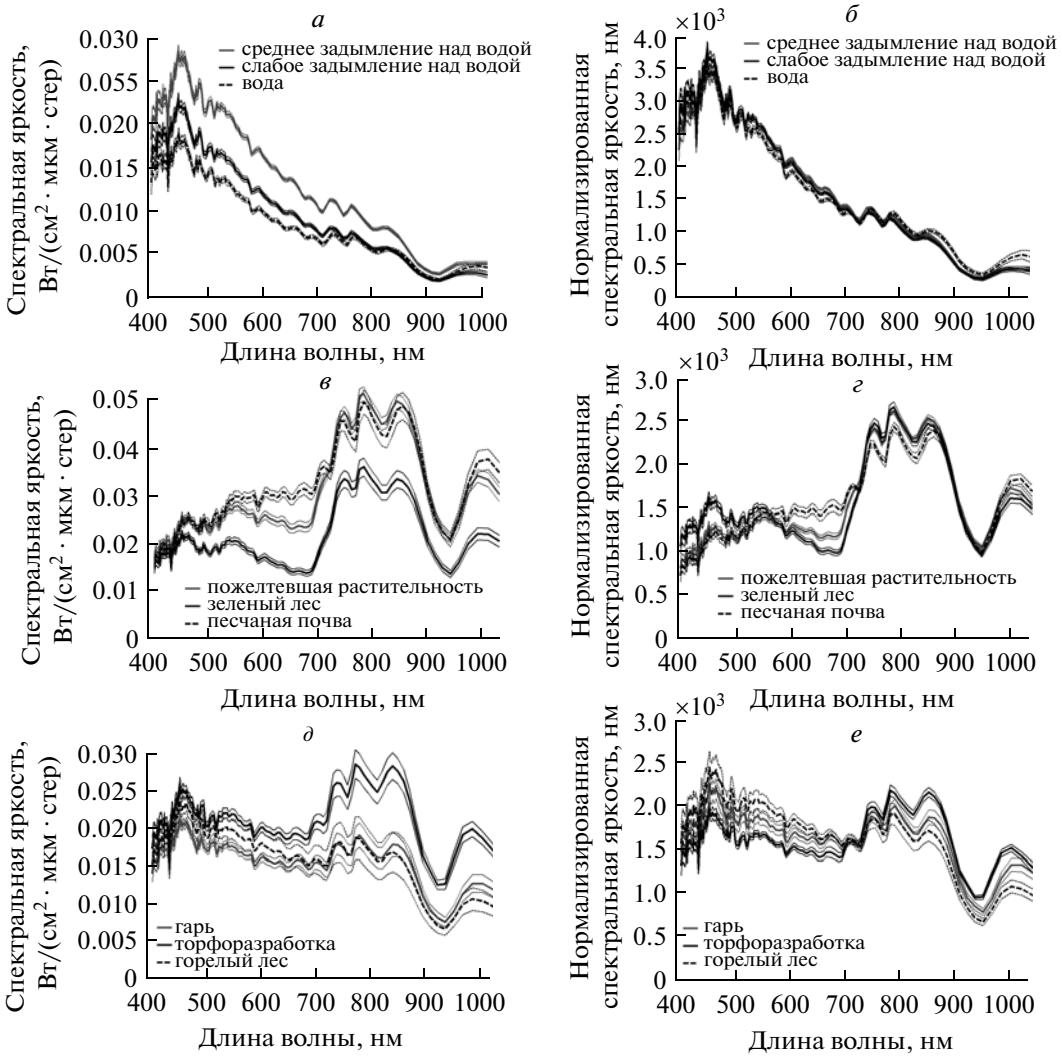


Рис. 4. Исходные средние спектры и их стандартные отклонения (*а*, *в*, *д*) для объектов *1–9* рис. 3, а также нормированные на интегральную яркость спектры и их стандартные отклонения для тех же объектов (*б*, *г*, *е*).

Перечисленные особенности спектрального распределения гиперспектральных данных для выбранных объектов служат для распознавания этих объектов по их спектральным признакам. Распознавание объектов сводится к экстраполяции приведенных выборочных данных (samples) рис. 4 на все элементы разрешения (пикселы) иллюстрируемой сцены. При этом по коротковолновым каналам выделяются пикселы, соответствующие разным уровням задымления территории как отдельного класса выделяемых объектов. В работе (Козодеров и др., 2011) были показаны особенности отображения дымов разной степени интенсивности над лесными экосистемами с разной плотностью полога по данным гиперспектрального аэрозондирования с целью применения квадратичного дискриминантного анализа для распознавания соответствующих объектов. Эта часть исследований здесь не рассматривается, а внимание уделяется использованию того же классификатора (квадратичного дискриминантного анализа) для распознавания только тех девяти объектов, для которых на рис. 3 показаны контуры обучающих выборочных данных.

На рис. 5*а* показано относительное число пикселов, относящихся к каждому из девяти выделенных классов объектов. Показаны отношения n/N, где n – число обучающих пикселов, N – общее число всех пикселов (обучающих и распознанных) для выбранных классов объектов. Из данных рис. 5*а* видно, что число пикселов вновь распознанных гарей по выборке 7 рис. 3 незначительно. Вместе с тем, распознанных пикселов по выборке 4 (зеленый лес) намного больше, чем их содержится внутри обучающего контура этого объекта. Классификатор выдает также большое количество пикселей горелого леса (выборка 9) в сравнении с теми пикселами, которые использу-

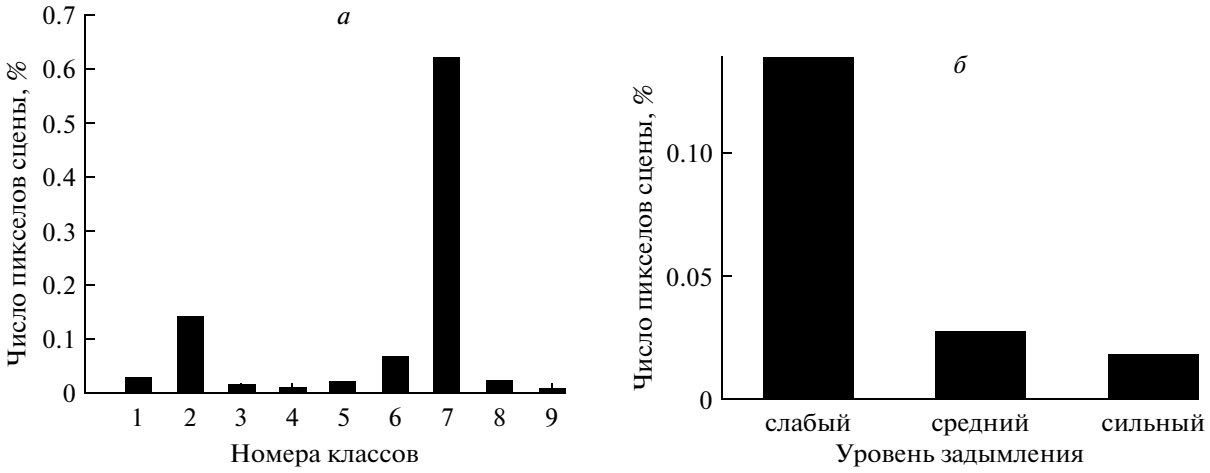


Рис. 5. Относительное число пикселов, соответствующих каждому из девяти выбранных на рис. 3 классов объектов (*а*) и относительное число пикселов, соответствующих трем разным интенсивностям задымления (слабое, среднее и сильное) водоемов (*б*).

ются для обучения. Из данных рис. 5*а* можно видеть также достаточно большие площади водной поверхности (объект 3), не подвергнутые задымлению на изображении рис. 3.

Данные рис. 5*б* демонстрируют относительное число пикселей, соответствующих трем разным уровням задымления водных объектов: слабое (соответствует обучающей выборке 2 на рис. 3), среднее (выборка 1) и сильное (небольшое число пикселов, не показанных на контурах рис. 3 и на спектральных данных рис. 4).

В целом следует отметить необходимость использования разных классификаторов для оптимизации вычислительных процедур распознавания объектов по гиперспектральным аэрокосмическим изображениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Было показано, что моделирование лесных пожаров представляет собой сложную задачу описания распространения фронта пожара от источника его возникновения в зависимости от физико-химических параметров ЛГМ и состояния приземной атмосферы. Показаны важность и перспективы использования данных гиперспектрального аэрокосмического зондирования для мониторинга условий возникновения пожаров и распространения фронта пожаров, задымления от лесных пожаров для различных наблюдаемых объектов, а также для изучения тонкой структуры регистрируемых спектров для разных условий развития пожаров. При обработке гиперспектральных аэрокосмических изображений также появляются возможности повышения точности распознавания объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г. Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары в 2010 г. // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 3. С. 3–13.

Гришин А.М. Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1992. 404 с.

Гришин А.М. Моделирование и прогноз катастроф. Томск: Изд-во Томского университета, 2002. 122 с.

Доррер Г.А. Динамика лесных пожаров // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 400 с.

Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Дмитриев Е.В., Егоров В.Д., Борзяк В.В. Инновационная технология обработки многоспектральных космических изображений земной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 1. С. 56–72.

Козодеров В.В., Кондранин Т.В. Методы оценки состояния почвенно-растительного покрова по данным оптических систем дистанционного аэрокосмического зондирования. М.: Изд-во, МФТИ, 2008. 222 с.

Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Казанцев О.Ю., Бобылев В.И., Щербаков М.В., Борзяк В.В., Дмитриев Е.В., Егоров В.Д., Каменцев В.П., Беляков А.Ю., Логинов С.Б. Обработка и интерпретация данных гиперспектральных аэрокосмических измерений для дистанционной диагностики природно-техногенных объектов // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 2. С. 36–54.

Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Райкунов Г.Г., Казанцев О.Ю., Белоцерковский А.В., Асташкин А.А., Бобылев В.И., Дмитриев Е.В., Каменцев В.П., Борзяк В.В., Щербаков М.В., Лесуновский А.А. Аэрокосмическая гиперспектрометрия: летные испытания аппаратуры, программно-алгоритмическое обеспечение обработки данных // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 59–68.

Козодеров В.В., Кондранин Т.В., Дмитриев Е.В., Каменцев В.П. Исследование лесных и торфяных пожаров по данным гиперспектрального аэрозондирования // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 5. С. 70–79.

Кулешов А.А., Мышецкая Е.Е. Математическое моделирование лесных пожаров с применением двумерных

многофазных моделей // Матем. моделиров. 2005. Т. 17. № 1. С. 34–42.

Кулешов А.А., Мышецкая Е.Е. Математическое моделирование лесных пожаров с применением многопроцессорных ЭВМ // Матем. моделиров. 2008. Т. 20. № 11. С. 28–34.

Спутниковый мониторинг лесных пожаров в России. Итоги. Проблемы. Перспективы: Аналитический обзор / СО РАН. ИОА. ГПНТБ; Ред. В.В. Белов. Новосибирск, 2003. 135 с.

Conard S.G., Sukhinin A.I., Stocks B.J., Cahoon D.R., Jr., Davidenko E.P., Ivanova G.A. Determining effects of area burned and fire severity on carbon cycling and emissions in Siberia // Clim. Change. 2002. V. 55. P. 197–211.

Lewis S.A., Hudak A.T., Ottmar R.D., Robichaud P.R., Lentile L.B., Hood S.M., Cronan J.B., Morgan P. Using hyperspectral imagery to estimate forest floor consumption from wildfire in boreal forests of Alaska, USA // Intern. J. Wildland Fire. 2011. V. 20. P. 255–271.

Lewis S.A., Robichaud P.R., Frazier B.E., Wu J.Q., Laes D.Y.M. Using hyperspectral imagery to predict post-wildfire soil water repellency // Geomorph. 2008. V. 95. P. 192–205.

Goodenough D.G., Dyk A., Niemann K.O., Pearlman J., Chen H., Han T., Murdoch M., West C. Processing Hyperion and ALI for Forest Classification // IEEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 2003. V. 41. P. 1321–1331.

Hoy E.E., French N.H.F., Turetsky M.R., Trigg S.N., Kasischke E.S. Evaluating the potential of Landsat TM/ETM + imagery for assessing fire severity in Alaskan black spruce forests // Intern. J. Wildland Fire. 2008. V. 17. P. 500–514.

Huang C., Townshend J.R.G, Liang S., Kalluri S.N.V, DeFries R.S. Impact of a sensor's point spread function on land cover characterization // Rem. Sens. Environ. 2002. V. 80(2). P. 203–212.

Jia G.J., Burke I.C., Kaufmann M.R., Goetz A.F.H., Kindel B., Pu Y. Estimates of forest canopy fuel attributes using hyperspectral data // Forest Ecol. and Managem. 2006. V. 229. P. 27–38.

Kasischke E.S., Turetsky M.R., Ottmar R.D., French N.H.F., Hoy E.H., Kane E.S. Evaluation of the Composite Burn Index for assessing fire severity in Alaska black spruce forests // Intern. J. Wildland Fire. 2008. V. 17. P. 515–526.

Kokaly R.F., Rockwell B.W., Haire S.L., King T.V.V. Characterization of post-fire surface cover, soils, and burn severity at the Cerro Grande Fire, New Mexico, using hyperspectral and multispectral remote sensing // Rem. Sens. Environ. 2007. V. 106(3). P. 305–325.

Johnstone J., Kasischke E.S. Stand-level effects of soil burn severity on post-fire regeneration in a recently burned black spruce forest // Canad. J. Forest Res. 2005. V. 35. P. 2151–2163.

Moskal L.M., Price K., Jakubauskas M.E., Martinko E. Comparison of hyperspectral AVIRIS and Landsat TM imagery forestimating burn site pine seedling regeneration densities in the Central Plateau of Yellowstone National Park // Proceedings of The 3rd International Forestry and Agriculture Remote Sensing Conference and Exhibition. Denver, CO, 2001.

O'Neill K.P, Kasischke E.S., Richter D.D. Seasonal and decadal patterns of soil carbon uptake and emission along an age sequence of burned black spruce stands in interior Alaska // J. Geophys. Res. 2003. V. 108(D1). P. 8155. doi:10.1029/2001JD000443.

Plaza A., Martinez P., Perez R., Plaza J. Spatial/spectral endmember extraction by multidimensional morphological operations // IEEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 2002. V. 40. № 9. P. 2025–2041.

Robichaud P.R., Lewis S.A., Laes D.Y.M., Hudak A.T., Kokaly R.F., Zamudio J.A. Post-fire soil burn severity mapping with hyperspectral image unmixing // Rem. Sens. Environ. 2007. V. 108. P. 467–480.

Szekielda K.H., Bowles J.H., Gillis D.B., Miller W.D. Interpretation of Absorption Bands in Airborne Hyperspectral Radiance Data // Sensors. 2009. № 9. P. 2907–2925.

Tsai T., Philpo W. Derivative analysis of hyperspectral data // Rem. Sens. Environ. 1998. V. 66. P. 41–51.

Forest Fires Modeling and Observation of Different Stages of Their Development Using Hyperspectral Airspace Remote Sensing Data

V. V. Kozoderov[1], A. A. Kuleshov[2]

[1]*Lomonosov Moscow State University*

[2]*Keldysh Institute of Applied Mathematics of Russian Academy of Sciences, Moscow*

Characteristic features of modeling description of fires spreading from the source of their appearance are considered together with natural and anthropogenic objects (water bodies, road and transportation net, forest ecosystems encompassed by smokes of various density and not caused by their influence) imagery forming using their hyperspectral airborne remote sensing data. Applications of hyperspectral airborne data are described from the point of view of studying predictability of possible danger due to burning products of different forest stands density. Examples are revealed of modeling calculations of spreading the forest fire front and of characteristic spectra for various objects: water bodies with different density of smoke from the forest and peat fire sources outside them, various types of green and yellow vegetation, burnt places, etc. Prospects are shown of hyperspectral airborne data use for recognition of the listed objects.

Keywords: forest fires, mathematical modeling, hyperspectral airspace imagery, objects recognition

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 40–53

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ФЁН В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ЕГО НАБЛЮДЕНИЕ ИЗ КОСМОСА С ПОМОЩЬЮ РСА

© 2012 г. А. Ю. Иванов

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

E-mail: ivanoff@ocean.ru

Поступила в редакцию 24.02.2011 г.

Данные радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) спутника Envisat послужили основой для анализа ветровых ситуаций в юго-восточной части Черного моря, связанных с фёном в Колхидской низменности (Западная Грузия). Показано, что воздействие фёна на характеристики ветрового волнения приводит к формированию характерных сигнатур на поверхности моря, которые отображаются на радиолокационных изображениях (РЛИ) поверхности моря. Спутниковые РСА-изображения и данные позволяют определить ряд количественных характеристик явления и судить о его пространственных масштабах. Фён, в зависимости от синоптической ситуации, может охватывать обширную акваторию в юго-восточной части Черного моря. Использование данных космической радиолокации для исследования и мониторинга фёна позволяет существенно расширить знания об этом явлении в атмосфере.

Ключевые слова: юго-восточная часть Черного моря, фён, поле ветра, космическая радиолокация, радиолокационные изображения

ВВЕДЕНИЕ

В общем случае фёном (нем. *Föhn*, лат. *favonius* – теплый западный ветер) называют сухой и теплый ветер, дующий с гор в долины, часто сильный и порывистый (Бурман, 1969; Прох, 1983). Фёны – нисходящие (катабатические) ветры. Они наблюдаются в ряде горных стран, возникая при перетекании воздушного потока через гребни высоких хребтов (Бурман, 1969). Опускание по подветренному склону сопровождается сухоадиабатическим повышением температуры (при опускании на каждые 100 м воздух нагревается примерно на 1°С) и понижением относительной влажности (Бурман, 1969). Скорости фёнового ветра бывают значительными и достигают 20–25 м/с и более. Фён обычно длится менее суток, нередко до пяти, а изредка и более, причем изменения температуры и относительной влажности воздуха могут быть значительными. При этом усиливается таяние снега, возрастает возможность схода лавин, резко повышается испарение с почвенно-растительного покрова, перераспределяются атмосферные загрязнения (Gunia et al., 2008). Фёны часто наблюдаются в горах Кавказа, Урала, Средней Азии, Алтая, в Хибинах, Альпах, Скалистых горах и других горных районах (Бурман, 1969; Прох, 1983; Demin, Zykov, 2005).

На территории бывшего СССР одним из наиболее известных является фён в долине р. Риони (Колхидская низменность, Западная Грузия) (Бурман, 1969). Долина реки представляет собой своеобразный амфитеатр, окаймленный хребтами Большого и Малого Кавказа, перемычкой между которыми является Лихийский (Сурамский) хребет (рис. 1). Направление воздушных потоков здесь определяется широтной ориентацией долины. Разность давлений над Черным морем и Кавказом, особенно в осенне-зимний период, способствует перетеканию воздуха через Лихийский хребет (высоты 950–2000 м) (Бурман, 1969). Наиболее часто фёны здесь образуются в условиях северо-восточного муссона, при частом прохождении циклонов над Черным морем, а также при вторжениях холодного воздуха с востока (Бурман, 1969). Здесь фён – теплый восточный ветер, дующий с гор Лихийского хребта в долину и затем на море, и продолжающийся от одних суток до недели. Отмечается, что фёновый ветер может распространяться от места генерации на 500–600 км (Бурман, 1969). С подветренной стороны хребта нередко образуется фёновый циклон (Дашко, 2005).

В Колхидской низменности выделяются несколько районов с повышенными скоростями ветра (15 м/с и более): это – Кутаиси (до 114 дней

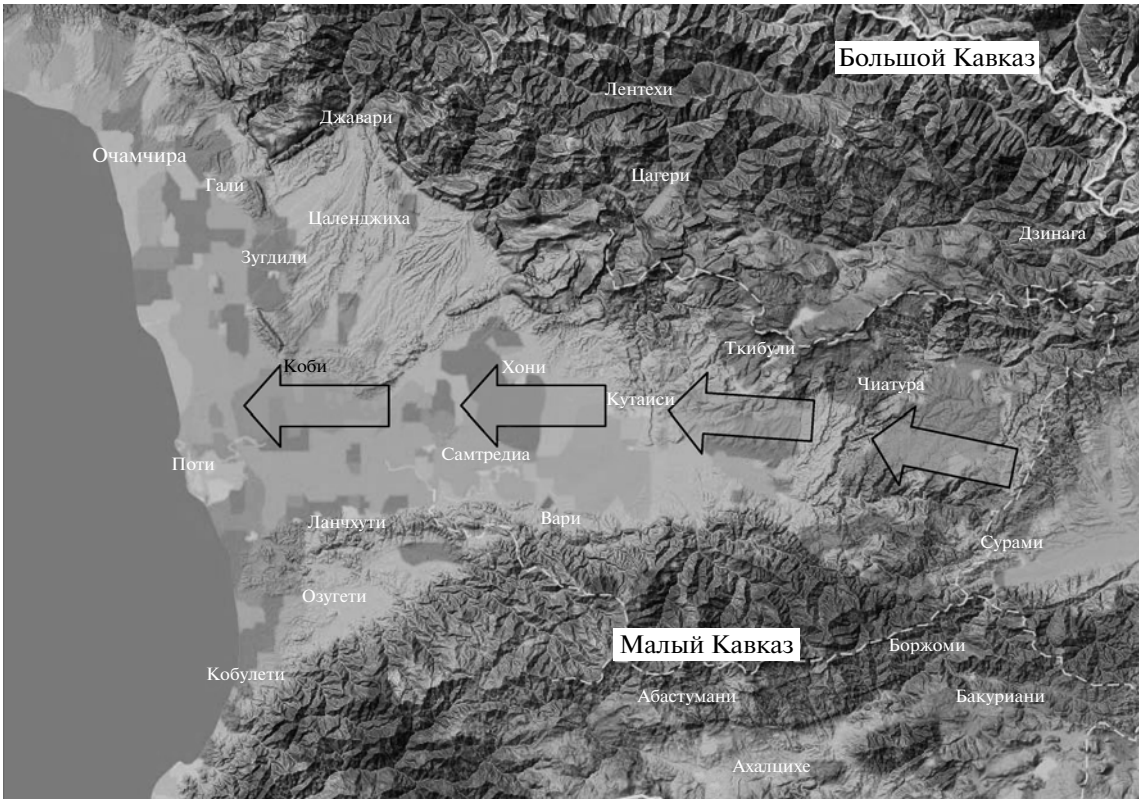


Рис. 1. Карта Западной Грузии с положением хребтов и речных долин, способствующих развитию фёна, и его генеральное направление (фоновая карта © Google-Ландшафт).

в году), Поти, Кахаберская равнина и др. места (Прох, 1983). Так, в Кутаиси во время фёна температура может подняться до 30–35°С при относительной влажности воздуха 10–20% (Бурман, 1969). В районе г. Поти, на участке побережья от устья р. Супса до устья р. Ингури, часто наблюдается очень сильный фёновый ветер, иногда достигающий ураганной силы 30–40 м/с и продолжительности в несколько суток (Прох, 1983). Почти одновременно с развитием фёна наблюдается заметное усиление ветра восточных румбов в Батуми, Кобулети, Сухуми и других прибрежных городах региона (Бурман, 1969).

Радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) регистрируют пространственные вариации мелкомасштабных ветровых волн, связанные с аэрогидродинамическими возмущениями, в виде картин пространственного распределения величины удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР). Радиолокационный (РЛ) сигнал проникает через атмосферу практически без помех и поэтому явления, происходящие в нижней атмосфере или в верхнем слое моря, могут отобразиться на радиолокационных изображениях (РЛИ) только как неоднородности в поле мелкомасштабного волнения морской поверхности. Процессы в атмосфере, связанные с большими скоростями ветра, создают усиленную интенсивность волн ряби на морской поверхности, которая отображается на РЛИ как яркие зоны “замороженного” ветра. В связи с этим изображения РЛ-спутников часто привлекаются для исследования процессов и явлений в атмосфере, таких, например, как фронты и фронтальные зоны (Ivanov et al., 2004) и местные ветры: катабатические в Средиземноморье (Alpers et al., 1998), бора на Адриатическом (Signell et al., 2010; Alpers et al., 2007) и Черном морях (Ivanov et al., 2007; Иванов, 2008; Alpers et al., 2009; Alpers et al., 2010). В этих работах показано, что анализ РЛИ позволяет получить уникальную информацию о явлениях в атмосфере, создающих на морской поверхности соответствующие проявления.

Кроме того, РЛ-данные могут быть использованы для определения скорости ветра над морем путем преобразования яркости пикселов изображения в УЭПР (или интенсивность рассеяния), которая связана с полем приповерхностного ветра через скаттерометрическую модель CMOD4 (Stoffelen, Anderson, 1997). Для этого разработан

Параметры съемок с ИСЗ Envisat

Дата съемки	Время, UTC	Режим	Ветер во время съемки (направление/скорость, м/с)	Примечание
9.09.2009	07:29	Image Mode	В/20	
12.09.2009	07:34	То же	В/10	
7.12.2009	07:31	Wide Swath	В/10	Циклонический вихрь
11.01.2010	07:31	Image Mode	В/11	
13.09.2010	07:31	Wide Swath	В/16	Циклонический вихрь

ряд алгоритмов (Horstmann et al., 2000; Monaldo et al., 2003; Horstmann, Koch, 2005). В частности, данный подход активно использовался для восстановления поля ветра в (Ivanov et al., 2004; Иванов, 2008; Alpers et al., 2009; Alpers et al., 2010; Иванов, 2010).

В настоящей статье проанализирован ряд РЛИ спутника Envisat, полученных в 2009–2010 гг., чтобы показать, какая информация о черноморском фёне может быть получена с помощью космической радиолокации. Основной метод исследования – совместный анализ сигнатур, видимых на РЛИ, данных моделирования и подспутниковых измерений.

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБРАБОТКА

РЛ-данные на юго-восточную (ЮВ) часть Черного моря были получены из Европейского космического агентства (ESA) в рамках ряда исследовательских проектов. Параметры съемок приведены в таблице.

РЛИ спутника Envisat были доступны в виде стандартных продуктов ASA_IMP и ASA_WSM, с размером стандартного кадра 100 × 100 и 400 × 400 км, с оригинальным пространственным разрешением 25 и 150 м и вертикальной поляризацией сигнала. Для оценки гидрометеорологических условий во время съемок были собраны доступные сведения о ветре (данные метеостанции в г. Кутаиси). Эти метеоданные, а также карты приземного анализа (с www.wetterzentrale.de), были основным материалом для анализа РЛИ. Как видно из таблицы, во время съемок наблюдался сильный восточный ветер, превышающий 10 м/с.

Для анализа РЛ-данных и исследования отпечатков сильного ветра на поверхности моря использовалась методика, применявшаяся в ряде публикаций (Иванов, 2008; Alpers et al., 2009; Alpers et al., 2010). Обработка РЛИ проводилась по стандартной схеме и включала геометрическую коррекцию по орбитальным данным, радиометрическую коррекцию, калибровку, сглаживание путем фильтрации и географическую привязку изображений.

Для восстановления поля ветра над морем из РЛИ широко применяется подход, предложенный Хорстманом – подробно см. (Horstmann et al., 1998; Horstmann et al., 2000; Monaldo et al., 2001; Horstmann, Koch, 2005). В общем случае методология расчета поля ветра подразумевает два этапа. Это связано с тем, что процедура восстановления параметров ветра с помощью модели CMOD в случае РСА и его данных – РЛИ в отличие от скаттерометра существенно усложняется. На первом этапе определяется реальное направление ветра или по метеоданным, или по ориентации ветровых полос на РЛИ (Horstmann et al., 1998), или, в случае отсутствия того или другого, на основе счета моделей атмосферы, таких, как европейская модель ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast), американские NCEP (National Centers for Environmental Prediction) и NCAR (National Center of Atmospheric Research) с разрешением 0.5° × 0.5°. На втором этапе при известном направлении поле скорости ветра с достаточно высоким разрешением (250–500 м) можно восстановить с помощью скаттерометрической модели CMOD путем преобразования значений интенсивности РЛИ (яркости пикселов) калиброванного РСА-изображения в значения скорости ветра (Stoffelen, Anderson, 1997).

Воспользовавшись синоптическими картами и метеоданными, а также описанным выше подходом, проанализируем ряд РЛИ, которые были получены со спутника Envisat в 2009–2010 гг.

а

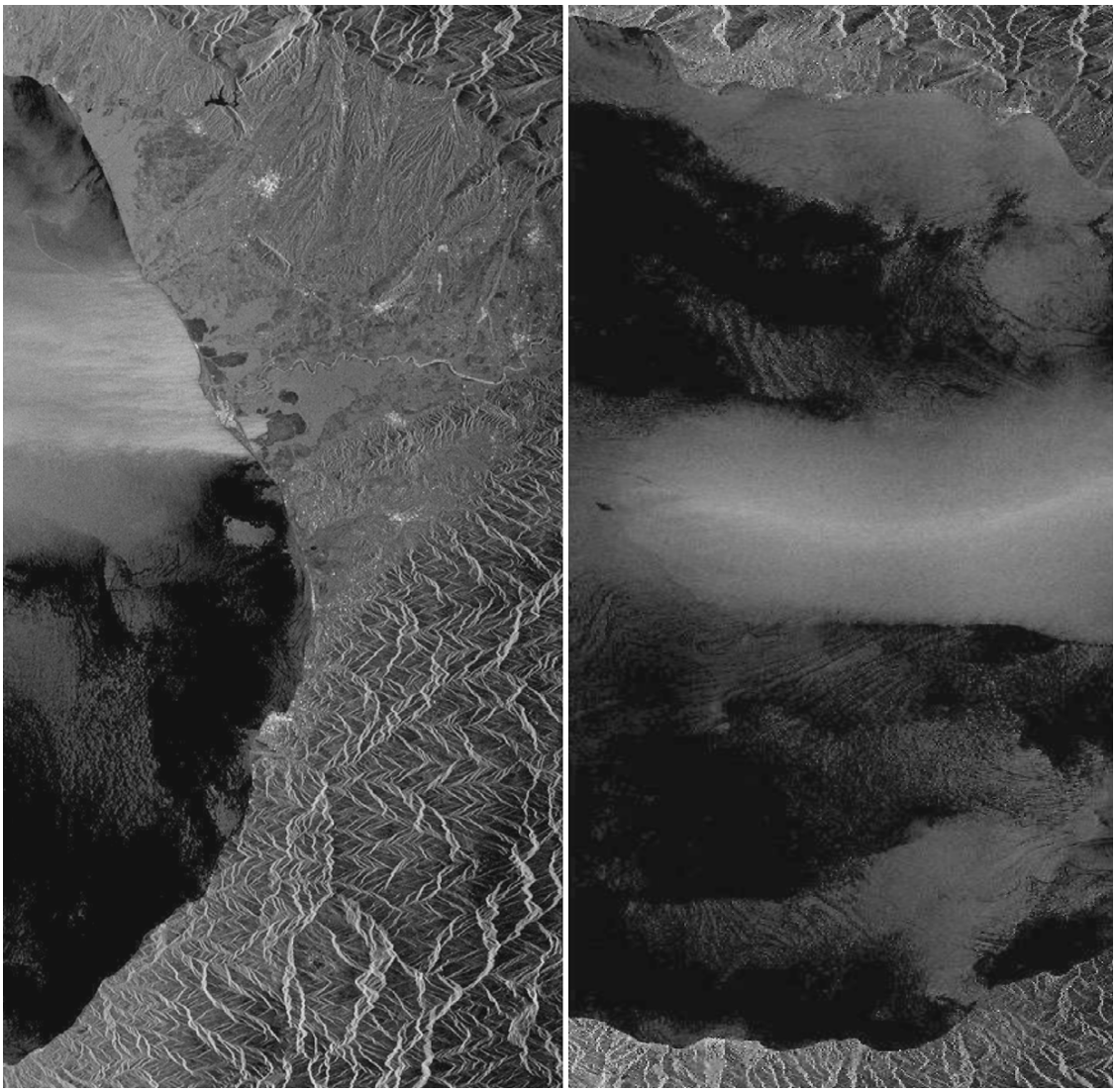


Рис. 2. *а* – Выход фёна на море на РЛИ спутника Envisat от 9 и 12.09.2009 в 07:29 и 07:34 UTC соответственно (© ESA); *б* – температура воздуха (вверху), скорость ветра и его порывы (в середине) и относительная влажность (внизу), измеренные на метеостанции в г. Кутаиси с 05:00, 7.09.2009 по 23:00, 13.09.2009 местн. вр. Вертикальные линии показывают время съемки 9.09 и 12.09.2009 по Гринвичу; *в* – поле ветра 9.09.2009 на 06:00 UTC, восстановленное с помощью моделей NCEP и CMOD4 (См. продолжение).

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

Совместный анализ синоптических и метеорологических данных и РЛИ выявил две ситуации фёнообразования. Первая из них связана с переваливанием воздушных масс через Лихийский хребет (фён "переваливания" (Бурман, 1969)) и выходом фёна на море в виде локализованной струи, в то время как вторая – с так называемым циклоническим фёном, или фёном "всасывания" (Бурман, 1969), который возникает при циклонической активности в ЮВ части Черного моря. (По Бурману такой фён возникает при прохождении близи горного хребта глубокого или интенсивного развивающегося циклона и характеризуется сильным стоком воздуха со склонов гор. Этот стоковый поток направляется к центру циклона, компенсируя убыль воздуха вследствие восходящих движений в нем). В качестве признака фёна принимались жесткие критерии к относительной влажности и скорости ветра, измеренными инструментально, – по крайней мере, в течение нескольких сроков она должна быть ниже 40%, а скорость восточного ветра более 10 м/с.

События 9 и 12.09.2009. На рис. 2*а* показаны два последовательных РЛИ Envisat (100 × 200 км),

б

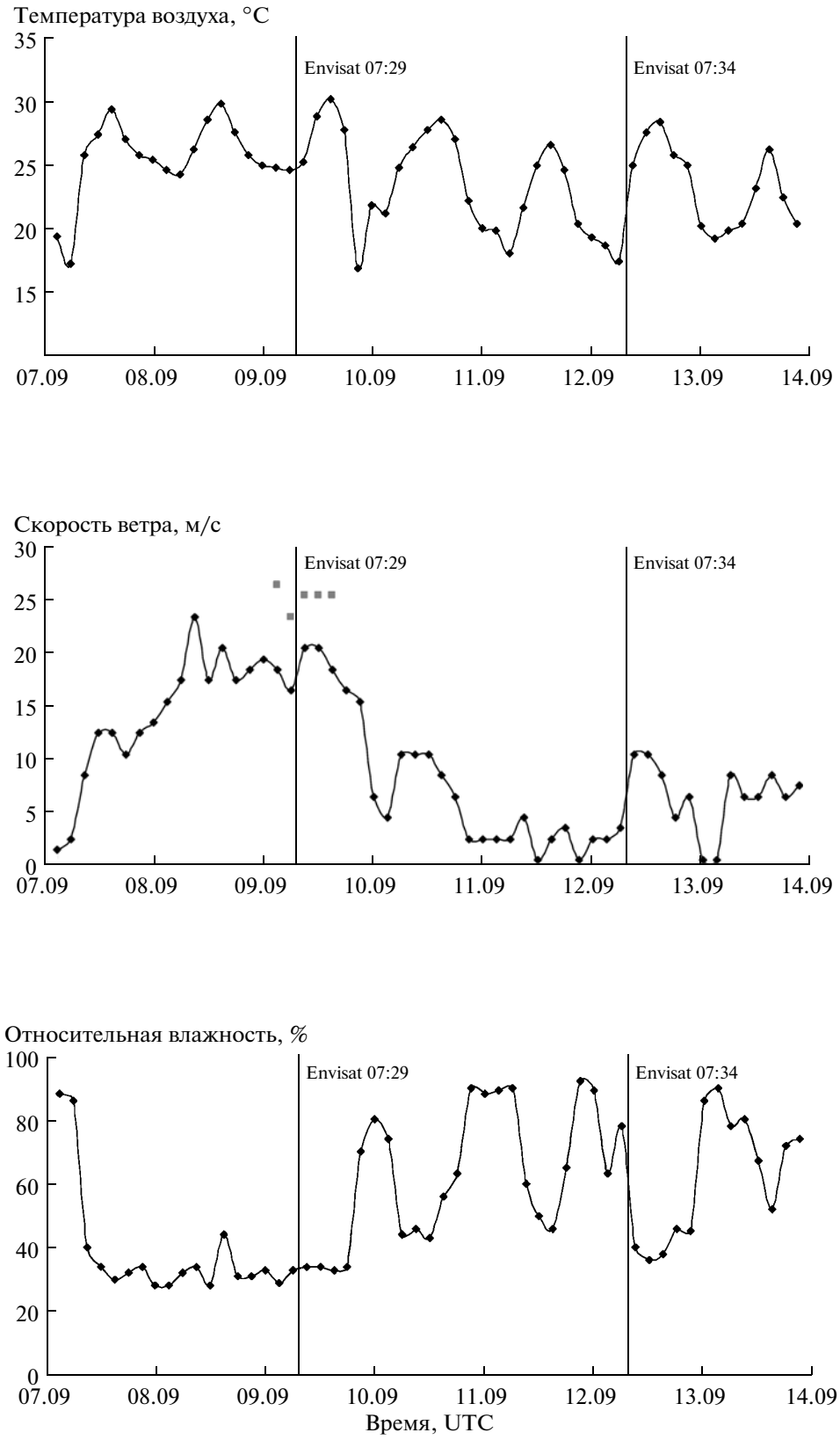


Рис. 2. Продолжение (См. окончание).

которые были получены в режиме Image Mode с разницей по времени 3 сут, т.е. 9 и 12 сентября 2009 г. в 07:29 и 07:34 UTC соответственно над ЮВ частью Черного моря. Они охватывают побережье Черного моря в районе г. Поти и акваторию мористее. Синоптическая ситуация характеризовалась циклонической активностью над ЮЗ частью Черного моря. В момент первой съемки и за несколько часов до нее были зарегистрированы резкое усиление восточного ветра до 20 м/с (порывы до 25 м/с) и падение относительной влажности до 30%; температура воздуха в дневное время достигла 30°С (рис. 2*б*). Как хорошо известно, такой ход метеорологических параметров характерен для развития фёна (Бурман, 1969). В момент второй съемки были зарегистрированы восточный ветер 10–12 м/с и относительная влажность 40 %. Согласно метеоданным (рис. 2*б*), фён, начавший 9 сентября, продолжался около 2 сут, затем стих, но с 11 на 12 сентября опять наблюдалось кратковременное усиление восточного ветра, очевидно, также носившее характер фёна.

Характерной особенностью РЛИ является наличие широких полос-струй повышенной шероховатости, которые, очевидно, связаны с выходом фёна на море и пространственно привязаны к долине р. Риони. Как уже говорилось, долина реки представляет собой своеобразное пространство, окаймленное предгорьями Большого и Малого Кавказа, способствующее канализации потока и превращению его в струйное течение, в котором скорость ветра может достигать больших значений. Хорошо видно, что поперечный масштаб полос примерно соответствует ширине долины р. Риони.

Поле приводного ветра на 06:00 UTC было восстановлено с помощью моделей NCEP (направление ветра) и CMOD4 (скорость ветра). На рис. 2*в* показан результат этой процедуры только для 9.09.2009. (Заметим, что этот и последующие аналогичные рисунки представляют собой совмещено-комбинированные карты: направление ветра показано стрелками – результат NCEP, а цветом – скорость ветра – результат CMOD4.) Видно, что ветер над морем имеет характер струйного потока, в котором скорости ветра достигают 14–16 м/с. Аналогичная ситуация привела к образованию на поверхности моря (РЛИ от 12.09.2009) протяженной струи-языка длиной более 100 км.

Событие 11.01.2010. На рис. 3*а* показано РЛИ Envisat (100 × 200 км), которое было получено в режиме Image Mode 11 января 2010 г. в 07:31 UTC над ЮВ частью Черного моря. Оно также охватывает побережье Черного моря от г. Поти до Турции. Синоптическая ситуация характеризовалась циклонической активностью над Балканским полуостровом. На РЛИ отобразилось большое веерообразное пятно повышенной шероховатости, которое связано с выходом фёна на море. Его характерной особенностью является наличие по-

в

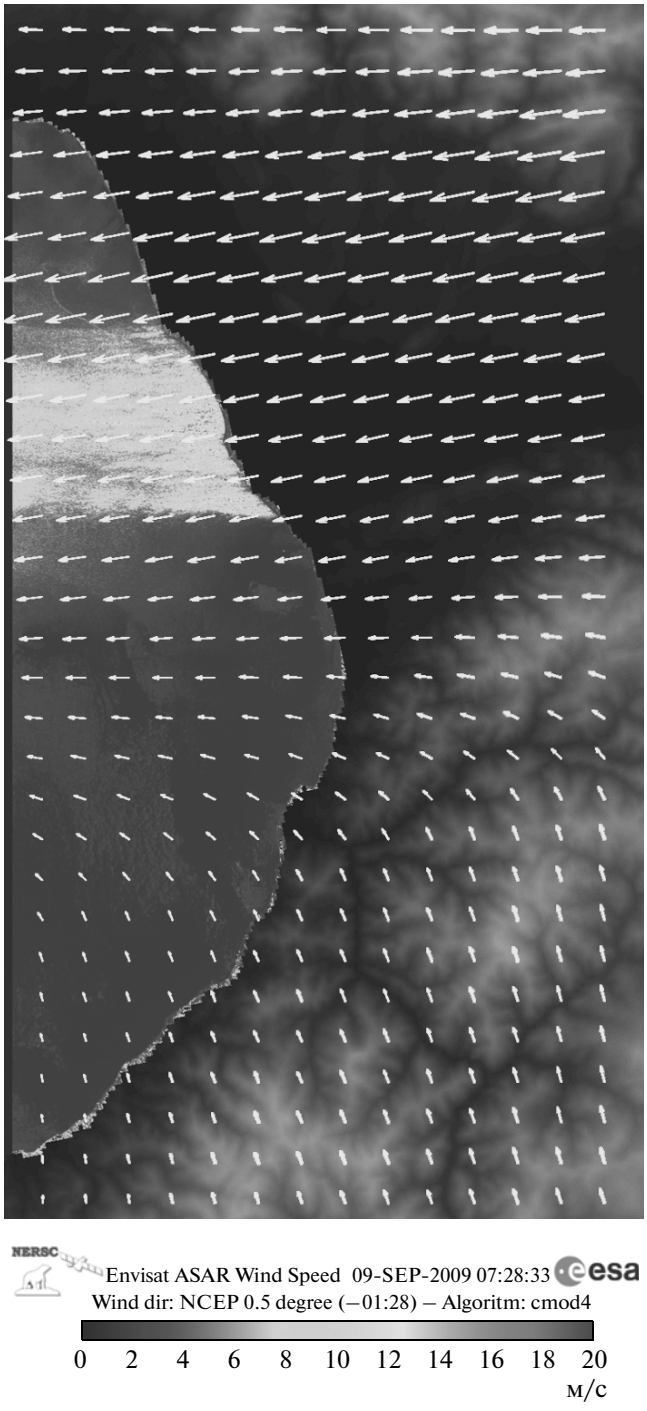


Рис. 2. Окончание.

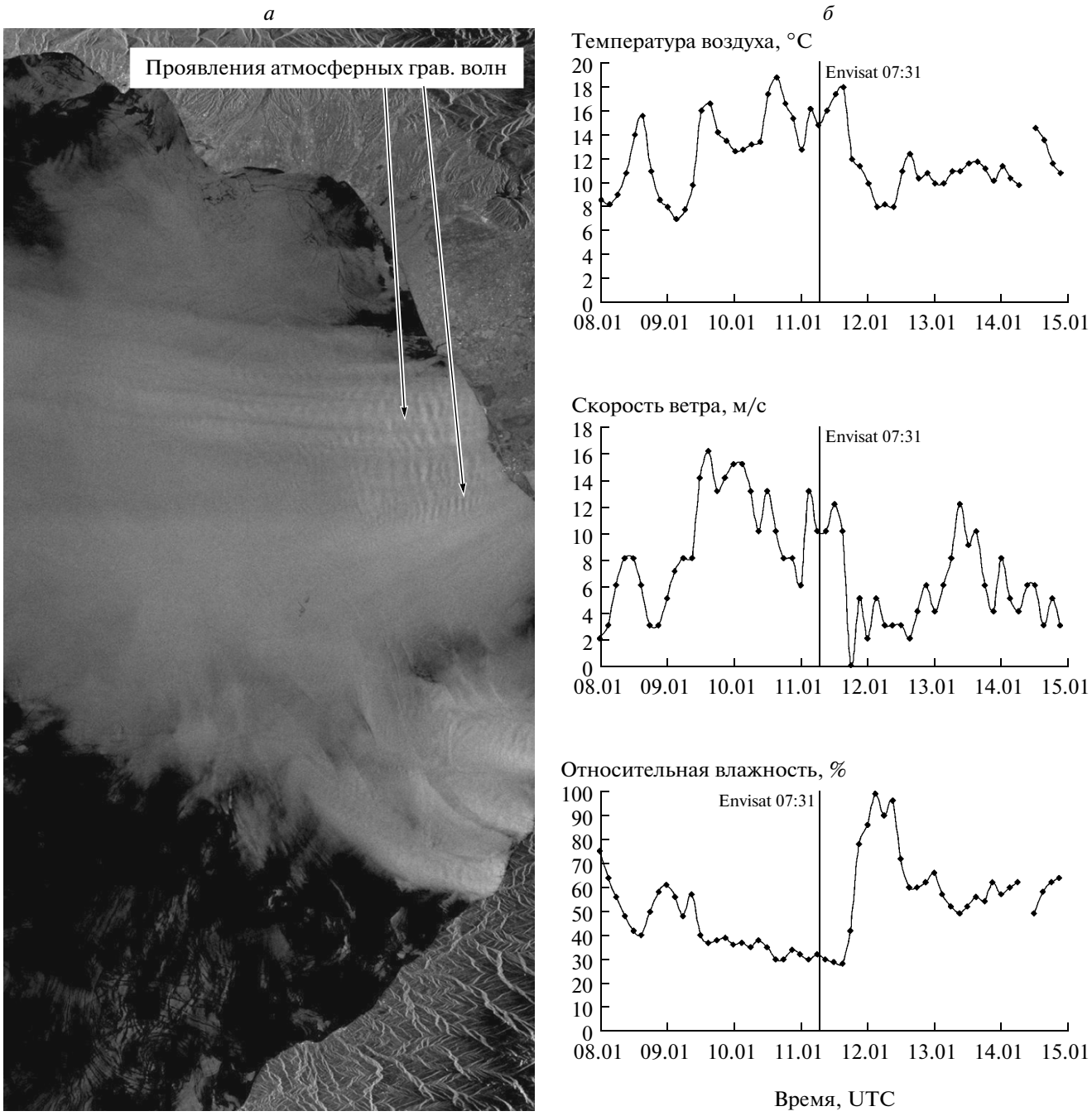


Рис. 3. *а* – Фён на РЛИ спутника Envisat от 11.01.2010 (07:31 UTC) в юго-восточной части Черного моря (© ESA); *б* – температура воздуха (вверху), скорость ветра (в середине) и относительная влажность (внизу), измеренные на метеостанции в г. Кутаиси с 01:00, 8.01.2010 по 22:00, 14.01.2010 местн. вр. Вертикальные линии показывают время съемки 11.01.2010 по Гринвичу; *в* – поле ветра 11.01.2010 на 09:00 UTC, восстановленное с помощью моделей NCEP и CMOD4 (См. окончание).

лос-струй нормальных береговой черте, а также проявлений атмосферных гравитационных волн (АГВ), квазипараллельных берегу. В момент съемки и несколько часов до нее было зарегистрировано усиление восточного ветра до 14–18 м/с (порывы до 20 м/с), падение относительной влажности до 30–40%, и повышение температуры воздуха в дневное время до 18–19°С. Судя по метеоданным, фён продолжался около 2 сут (рис. 3*б*).

Одной из особенностей РЛИ является струйно-полосчатая структура, характерная для боры (Иванов, 2008), и наличие трех коротких струй у

выходов горных долин на участке турецкого побережья г. Хопа–г. Ризе. Отмечено, что такая струйно-полосчатая структура проявлений часто наблюдается на РЛИ с фёном в зимнее время (что также показал анализ других РЛИ), в том числе она указывает на наличие нисходящего потока воздуха и на катабатический характер явления (Иванов, 2008). Проявления АГВ (рис. 3*а*) могут говорить о двухслойном строении нижнего слоя атмосферы, причем максимальные скорости ветра наблюдаются в слое, прилегающем к поверхности суши, рельеф которой и модулирует поток. Кроме того, их наличие говорит о порывистости ветра при фёне (Иванов, 2008). Струи у турецкого побережья можно проинтерпретировать как эффект усиления горно-долинной циркуляции, обусловленный общим восточным переносом. Это создает конвергенцию воздушных потоков, вырывающихся из Колхидской низменности и с южного побережья Турции.

Поле приводного ветра, восстановленное на 09:00 UTC, показано на рис. 3*в*. Результаты восстановления поля ветра дают сильный восточный ветер, дующий с суши на море в виде потока, который сначала усиливается над морем до 12–14 м/с, а затем постепенно теряет свою силу. Из рисунка также видно, что фёновая струя немного отклоняется к северу под влиянием вторичных потоков, вырывающихся с южного побережья Турции; просматривается общая циклоническая завихренность потоков. Однако сравнение поля ветра, отобразившегося на РЛИ (реальная ситуация), и результатов моделирования с помощью NCEP показывает и то, что его результат недостаточно точно отображает реальное поле ветра на РЛИ.

Событие 7.12.2009. На рис. 4*а* показано РЛИ Envisat (400 × 400 км), полученное в режиме Wide Swath Mode 7 января 2010 г. в 07:31 UTC. Оно практически полностью охватывает восточную часть Черного моря, включая российский сектор, побережье Абхазии и Грузии, а также побережье Турции. На нем в поле шероховатости морской поверхности видно начало формирования циклонической циркуляции в ЮВ части Черного моря. Синоптическая обстановка за сутки до съемки характеризовалась отрогом антициклона (1030 гПа), расположенным над югом ЕТР, и циклоном (1005 гПа) над восточной частью Средиземного моря. Движение воздушных масс в такой синоптической ситуации привело к образованию горизонтальных потоков с нисходящей компонентой, вовлеченной в циклоническую циркуляцию. Примерно в это же время в долине р. Рионы образовался фён со скоростями ветра 12–14 м/с (рис. 4*б*). Нисходящие движения воздуха вызвали

в

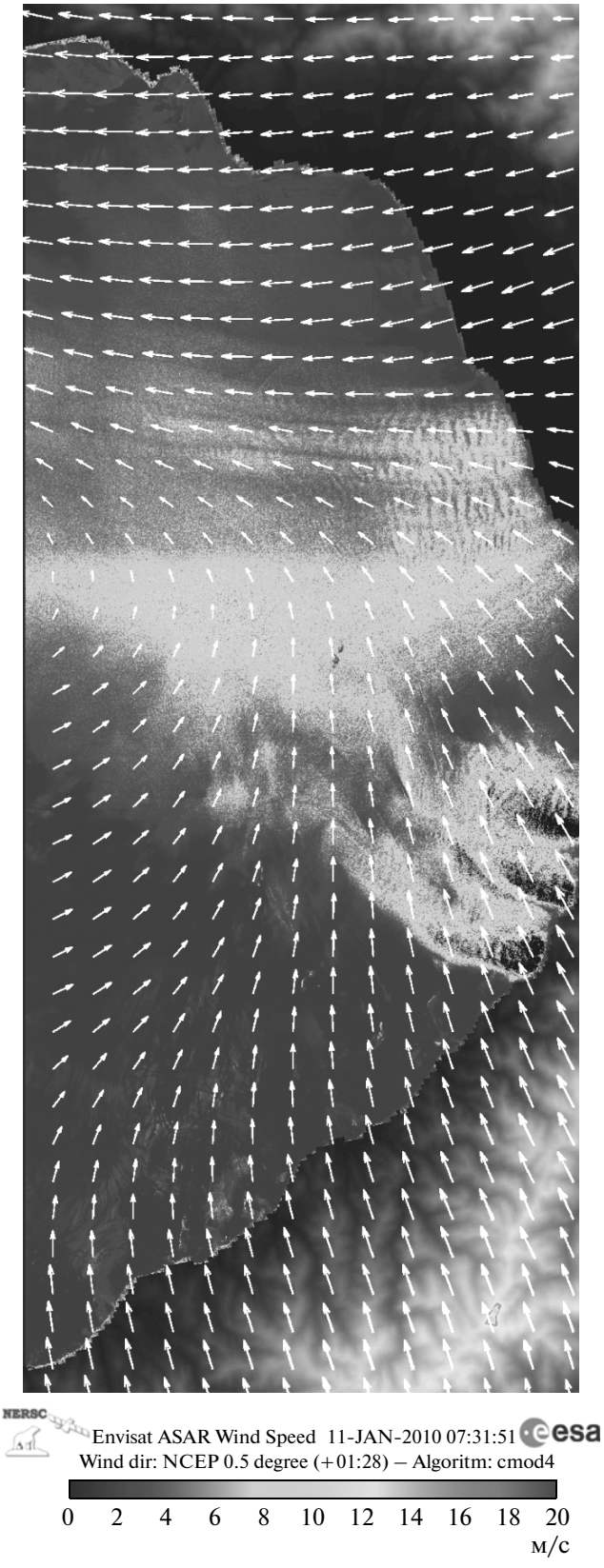
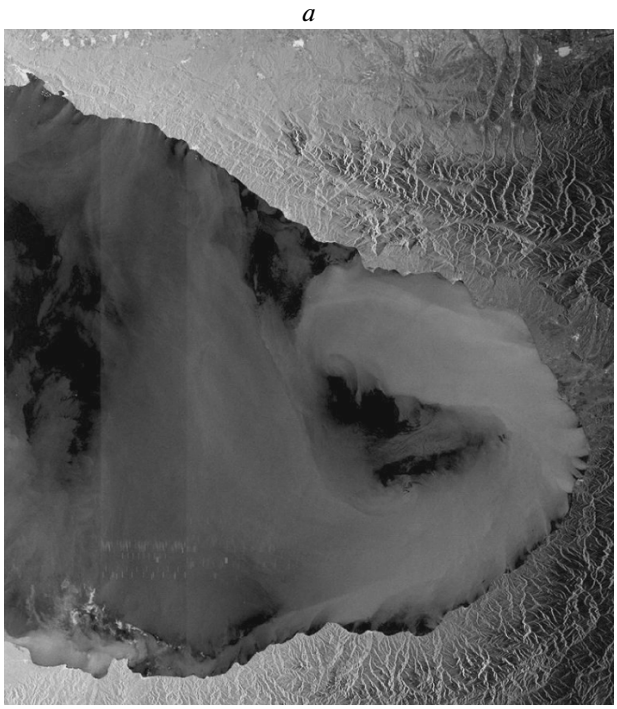
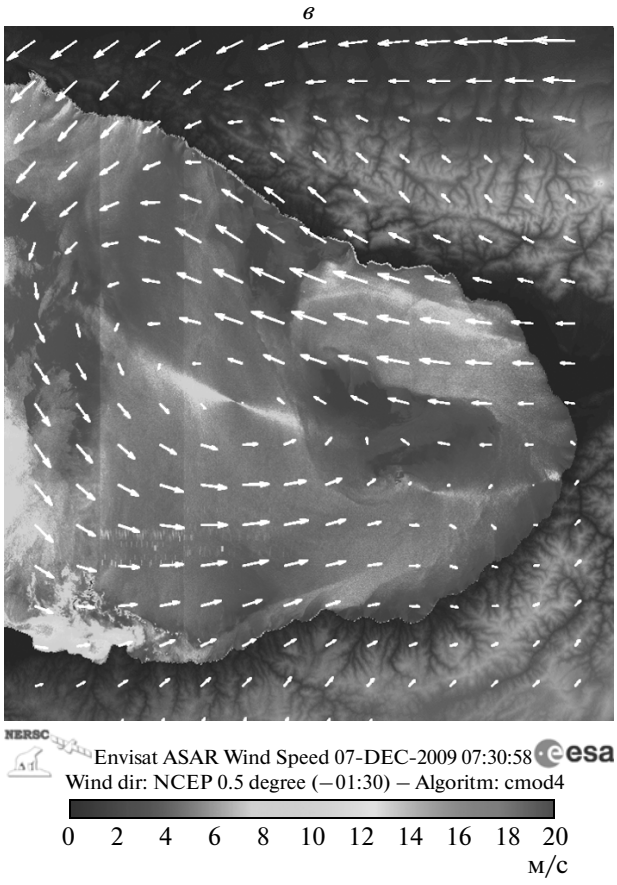


Рис. 3. Окончание.





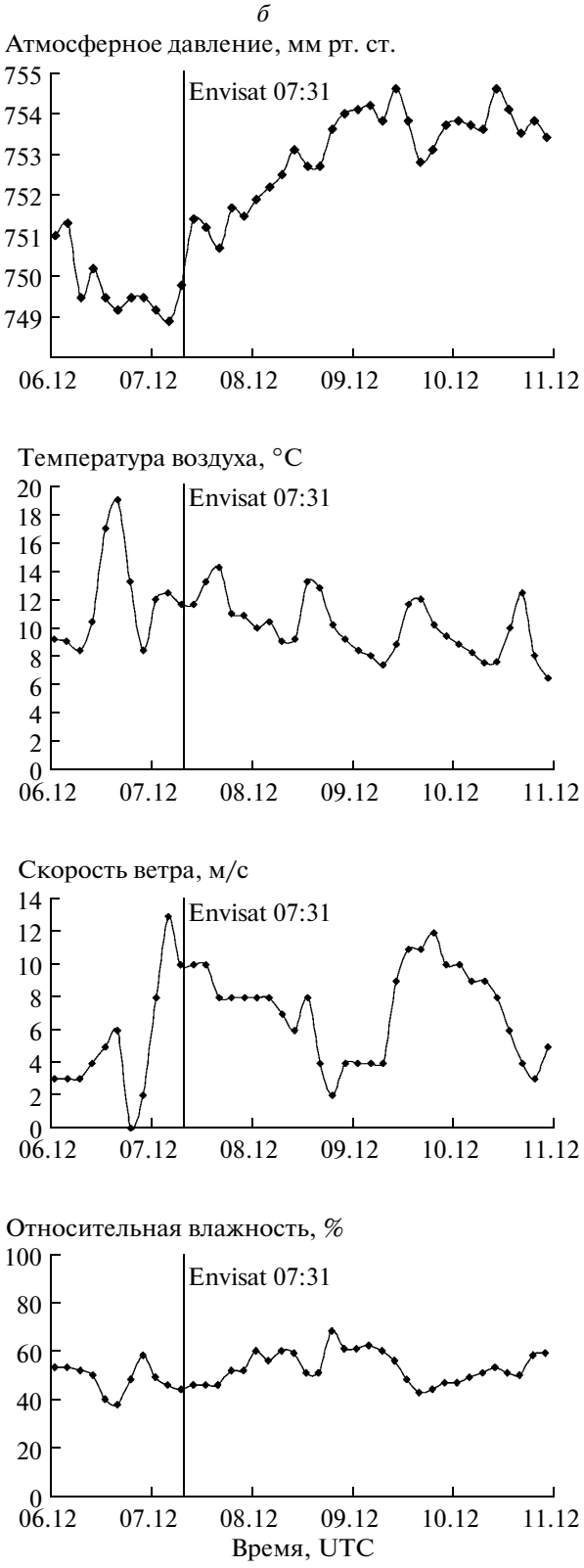


Рис. 4. *а* – Фён в системе циклонической циркуляции в ЮВ части Черного моря на радиолокационном изображении спутника Envisat от 7.12. 2009 (07:31 UTC) (© ESA); *б* – атмосферное давление (вверху), температура воздуха (в середине сверху), скорость ветра (в середине снизу) и относительная влажность (*внизу*), измеренные на метеостанции в г. Кутаиси с 01:00, 6.12.2009 по 23:00, 10.12.2009 местн.вр. Вертикальная линия показывает время съемки 7.12.2009 по Гринвичу; *в* – поле ветра 7.12.2009 на 06:00 UTC, восстановленное с помощью моделей NCEP и CMOD4.

падение относительной влажности до 38%. Даже несмотря на адвекцию морского воздуха вдоль побережья Турции, температура воздуха в дневные часы возросла до 19°С. Фёновая ситуация сохранялась около 2 сут (рис. 4*б*), что привело в результате к образованию локального циклона над ЮВ частью Черного моря с давлением в центре 1013 гПа.

Активен фёновый процесс и в боковых долинах. Одной из особенностей этого РЛИ является наличие коротких струй у выходов из горных долин на участке юго-восточного побережья г. Синоп–г. Батуми. Их можно проинтерпретировать как усиление горно-долинной циркуляции, обусловленное эффектом "всасывания" циклона. В местах горных сужений такие ветры могут приобретать штормовой характер. Кроме того, в российском секторе моря (участок побережья Новороссийск–Туапсе) образовалась слабая бора.

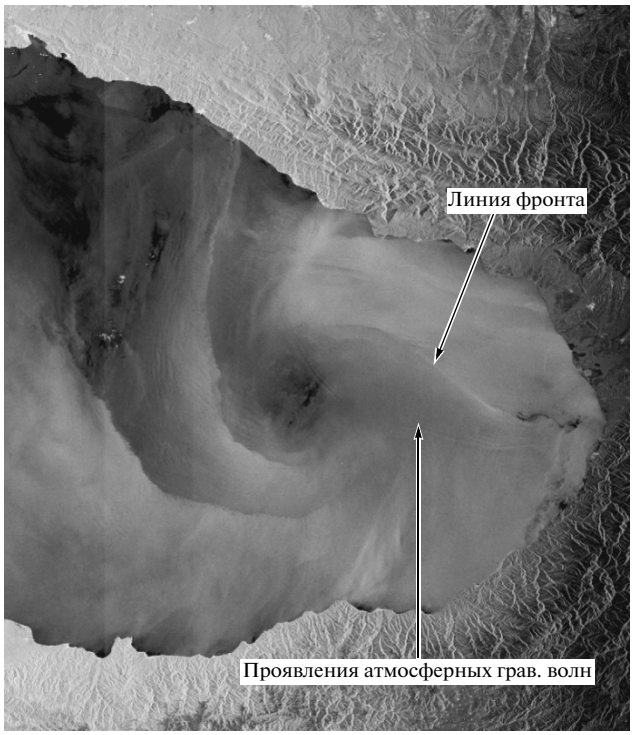
Поле приводного ветра, восстановленное на 06:00 UTC, показано на рис. 4*в*. Скорости ветра в фёновой струе над морем небольшие – 7–10 м/с. На этом рисунке хорошо видна зарождающаяся циклоническая циркуляция над ЮВ частью Черного моря. Анализ РЛИ и поля ветра показывает, что фён, отобразившийся на РЛИ от 7.12.2009, можно отнести к фёнам "всасывания", который характеризуется стоком воздуха со склонов гор, отклонением потока к северу и встраиванием его в структуру образующегося циклона.

Событие 13.09.2010. На рис. 5*а* показано РЛИ Envisat (400 × 400 км), полученное в режиме Wide Swath Mode 13 сентября 2010 г. в 07:31 UTC. Оно также практически полностью охватывает восточную часть моря – от побережья российского сектора до южного побережья Турции. На нем в ЮВ части моря в поле шероховатости морской поверхности виден уже практически сформировавшийся циклон. Синоптическая обстановка за сутки до съемки характеризовалась локальным антициклоном (1025 гПа), расположенным над Краснодарской равниной, и циклоном (1002 гПа) над северным Ираком. Движение воздушных масс в такой синоптической ситуации привело к образованию восточного переноса с нисходящей компонентой, вовлекаемой в циклонической вихрь. В итоге в долине р. Риони образовался фён, причем он имел характер мощного воздушного течения, в котором скорости ветра достигали 20–25 м/с (порывы 27–32 м/с, рис. 5*б*). Нисходящие движения вызвали падение относительной влажности с 80% до 40%. Даже несмотря на адвекцию морского воздуха вдоль побережья Турции (на что указывают ряд струй западной ориентации), температура воздуха в дневные часы возросла до 28–29°С. Фёновая ситуация сохранялась более 2.5 суток (рис. 5*б*), что могло способствовать интенсификации локального циклона с давлением в центре 1006 гПа. Кроме всего прочего, усиление восточного ветра совпало с падением давления на ст. Кутаиси (рис. 5*б*).

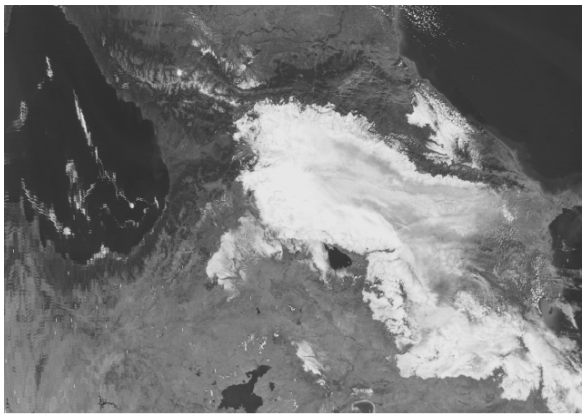
Особенностью этого РЛИ является наличие сформировавшегося локального циклона (рис. 5*а*), который, по-видимому, образовался в результате взаимодействия генеральных воздушных потоков с хребтами Большого Кавказа (Герман, 1985). Типичная фёновая ситуация (обширная облачность, скопившаяся на восточной стороне Лихийского хребта) и затем сам циклон достаточно хорошо выражены в поле облачности, видимой на снимках Terra и Aqua MODIS от 12 и 13.09.2010, в 07:45 и 10:00 UTC соответственно (рис. 5*в*). Фён, очевидно, был образован за счет интенсивного стока воздуха со склонов гор и его перемещения в системе циркуляции циклона. В результате этого воздушный поток, как хорошо видно на РЛИ, отклонился к северу. Наконец, циклоническая активность привела к усилению ЮВ ветра в городах абхазского побережья – Сухуми, Гудаута и др. Ось воздушного потока смещена относительно оси долины р. Риони к северу. Обращает внимание наличие фронтальной линии и проявлений АГВ (рис. 5*а*), что говорит об интенсивном взаимодействии воздушных потоков. На траверсе сухопутной абхазо-российской границы воздушный поток блокируется северо-восточным ветром, дующим с российского побережья, что может являться еще одним аргументом в пользу фёновой природы явления.

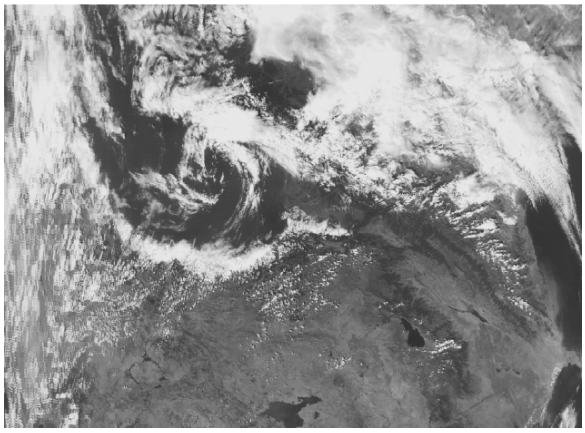
Поле приводного ветра, восстановленное на 09:00 UTC, показано на рис. 5*г*. Так же, как и на РЛИ, в нем отобразилась циклоническая циркуляция с встраиванием в нее воздушного потока, распространяющегося из Колхидской низменности и из северо-восточной части Черного моря. Анализ восстановленного поля ветра показывает, что фён, отобразившийся на РЛИ от 13.09.2010 г., также можно отнести к фёнам "всасывания". Скорости ветра над морем – от 8 до 14 м/с, причем на некотором расстоянии от берега в отклоняющейся струе наблюдается незначительное его усиление, скорее всего, связанное с влиянием образовавшегося циклона. Опять заметим, что модель NCEP недостаточно точно восстанавливает поле ветра, отобразившееся на РЛИ, особенно в месте выхода струи на море. Это РЛИ, условия образования циклона и фёна подробно обсуждаются в (Alpers et al., 2011).

а

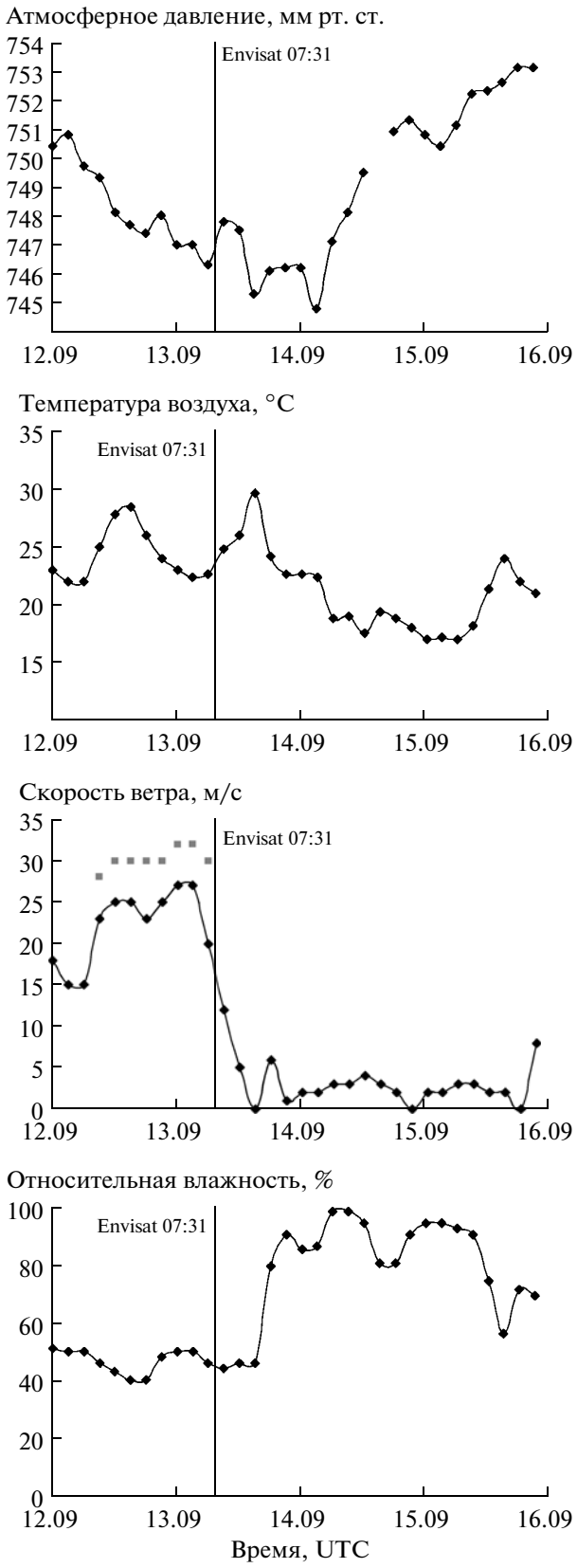

Линия фронта
Проявления атмосферных грав. волн

в





б


Атмосферное давление, мм рт. ст.
754
753
752
751
750
749
748
747
746
745
Envisat 07:31
12.09
13.09
14.09
15.09
16.09
Температура воздуха, °С
35
30
25
20
15
Envisat 07:31
12.09
13.09
14.09
15.09
16.09
Скорость ветра, м/с
35
30
25
20
15
10
5
0
Envisat 07:31
12.09
13.09
14.09
15.09
16.09
Относительная влажность, %
100
80
60
40
20
0
Envisat 07:31
12.09
13.09
14.09
15.09
16.09
Время, UTC

г

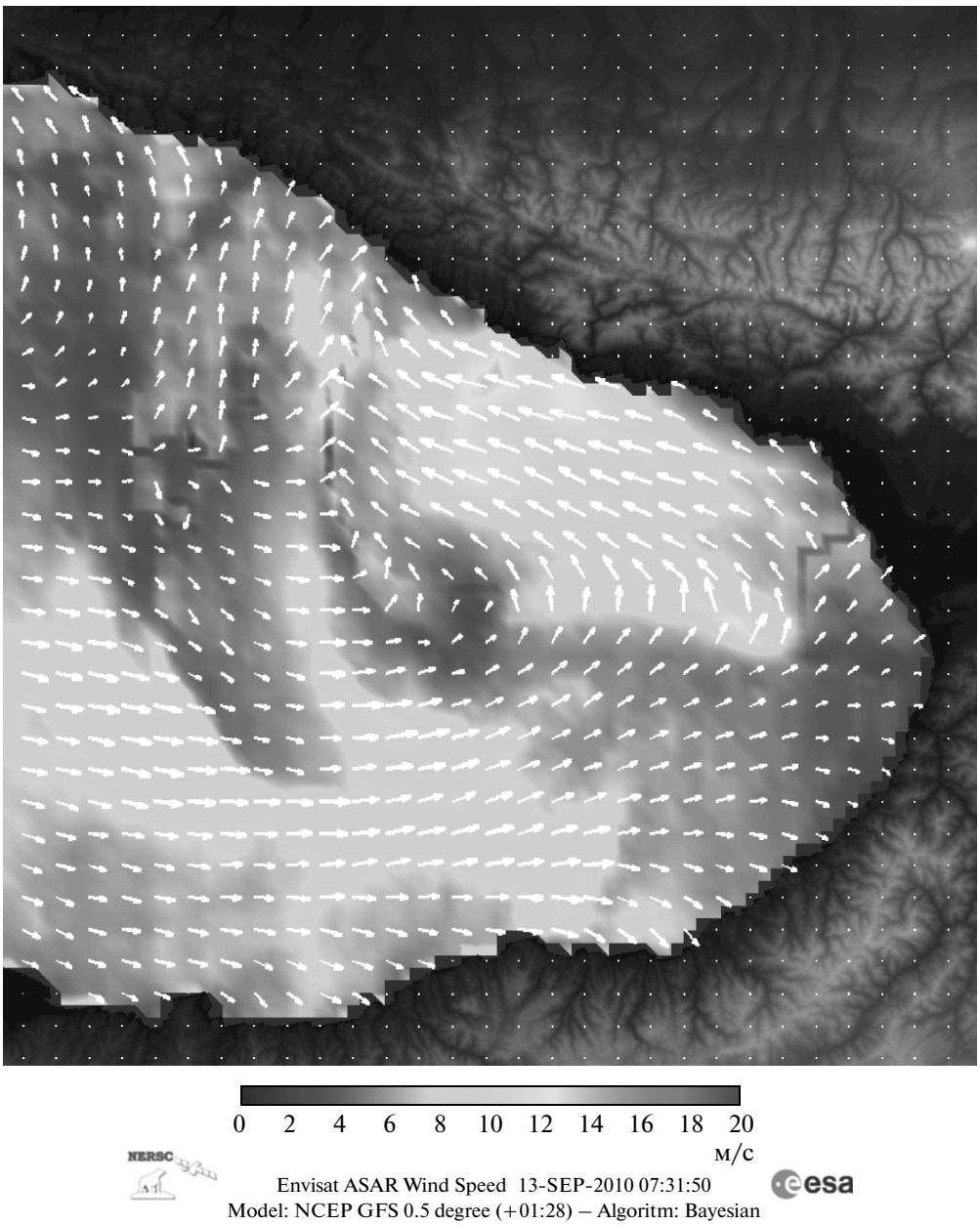


Рис. 5. *а* – Фён в системе циклонической циркуляции в ЮВ части Черного моря на радиолокационном изображении спутника Envisat от 13.09.2010 (07:31 UTC) (© ESA); *б* – атмосферное давление (вверху), температура воздуха (в середине сверху), скорость ветра (в середине снизу) и относительная влажность (внизу), измеренные на метеостанции в г. Кутаиси с 02:00, 12.09.2010 по 23:00, 15.09.2010 местн.вр. Вертикальная линия показывает время съемки 13.09.2010 по Гринвичу; *в* – снимки спектрорадиометра MODIS, на которых отобразилось развитие фёна: вверху – скопление облачности у Лихийского хребта на снимке ИСЗ Terra (12.09.2010, 07:45 UTC), внизу – циклонический вихрь в юго-западной части Черного моря в поле облачности на снимке ИСЗ Aqua (13.09.2010, 10:10 UTC). Оригинальное разрешение 500 м (© NASA GFSC); *г* – поле ветра 13.09.2010 на 09:00 UTC, восстановленное с помощью модели NCEP GFS и байесовского алгоритма.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В работе приведен и проанализирован ряд РЛИ, полученных из космоса, на которых отобразился выход на море сильного ветра из долины р. Риони. Показано, что отобразившиеся на РЛИ аномалии поверхности моря связаны с фёновым ветром, дующим с берега на море. Это предположение подтвердил анализ РЛИ, который был подкреплен результатами моделирования, метеоданными, картами приземного анализа и сведениями литературных источников, что в результате позволило определить ряд параметров, характеризу-

ющих фён над морем, а в некоторых случаях получить информацию о его динамике.

Космическая радиолокация – один из наилучших методов ДЗЗ для наблюдения эффектов воздействия фёнового ветра на поверхность моря. На РЛИ отображаются специфические поверхностные проявления – широкие полосы повышенной яркости, ориентированные по ветру. Размеры и положение фёновых полос относительно берега определяется рядом причин, среди них отметим орографические особенности как долины р. Риони, так и всей Колхидской низменности с окаймляющими ее горными хребтами, а также циклоническую активность над восточной частью моря. Яркость этих полос тоже различна, что зависит, прежде всего, от силы ветра, который выходит на море, а также от общей синоптической ситуации. Анализ РЛИ также показал, что масштабы распространения фёнового ветра в море составляют 100–120 км, а подобные проявления, судя по продолжительности фёна, могут наблюдаться на поверхности моря в течение 3 сут. Количественные характеристики ветра над морем во время фёна могут быть получены путем обработки РЛИ с использованием модели CMOD4 (Signell et al., 2010; Иванов, 2010).

Следует заметить и то, что поверхностные проявления черноморского фёна на РЛИ морской поверхности несколько отличаются от поверхностных проявлений, создаваемых черноморской борой. На РЛИ бора имеет характерные поверхностные проявления в виде полос-струй, пространственно модулируемых прибрежным рельефом (Иванов, 2008). На РЛИ с фёном такая струйно-полосчатая структура, типичная для боры, присутствует на снимках, полученных в зимнее время, что также указывает на катабатический характер явления.

Обращает внимание наличие на РЛИ групп поперечных полос. Их появление можно объяснить воздействием на поверхность моря атмосферных гравитационных волн, развивающихся в нижнем слое атмосферы. Известно, что во время фёна наблюдаются резкие колебания температуры и влажности вследствие встречи теплого воздуха фёна с холодным воздухом, заполняющим долины (Бурман, 1969). Кроме того, при взаимодействии стратифицированного воздушного течения с локальными формами рельефа могут возникать волны в атмосфере, результатом чего могут быть характерные полосчатые поверхностные проявления, видимые на РЛИ (рис. 3*а*). Исследование этого явления позволяет оценить порывистость ветра при фёне, впрочем, так же, как и при боре (Иванов, 2008; Signell et al., 2010).

На РЛИ удалось наблюдать интересное явление – фёны "всасывания", обусловленные формированием локального циклона в ЮВ части Черного моря. Представляется, что РЛИ позволили получить ответ на главный вопрос – локальный циклон, образующийся над морем, провоцирует образование интенсивного фёна в долине р. Риони.

По-видимому, один из интересных и неисследованных эффектов фёна – это его влияние на динамику Основного черноморского течения (ОЧТ). Можно предположить, что фёновый ветер, дующий в течение нескольких суток над ЮВ частью Черного моря, так или иначе может приводить к интенсификации ОЧТ. Более того, совместный эффект фёна и боры (в СВ части моря), дующих попеременно, может создавать своеобразную "раскачку" ОЧТ. В связи с этим и другими научными проблемами, затронутыми выше, настоящие исследования, несомненно, должны быть продолжены.

Наконец, применение космической радиолокации для наблюдения и изучения местных ветров (боры, фёнов, бризов и т.п.) над морем по их поверхностным проявлениям с восстановлением ряда их параметров (что традиционными методами получить невозможно) представляется перспективным направлением ДЗЗ.

РЛ-данные спутника Envisat, использованные в работе, были получены в рамках проектов АО Envisat C1P.3424 и C1P.8116 из Европейского космического агентства. Автор благодарит проф. В. Альперса из Гамбургского университета за плодотворные дискуссии о предмете статьи; специальная обработка РЛИ была выполнена К.-Ф. Дагестадом (Центр им. Нансена, г. Берген), чей вклад в данное исследование отмечается с благодарностью. Метеорологические данные взяты на сайте "Расписание погоды" (http://rp5.ua).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурман Э.А. Местные ветры. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 342 с.

Герман М.А. Космические методы исследования в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985.

Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: ДВГУ, 2005.

Иванов А.Ю. Новороссийская бора: взгляд из космоса // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 2. С. 68–83.

Иванов А.Ю. О восстановлении параметров морской среды по данным космических РСА // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 3. С. 77–92.

Прох Л.З. Словарь ветров. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 312 с.

Alpers W., Ivanov A.Yu., Dagestad K.-F. Observation of local wind fields and cyclonic atmospheric eddies over the Eastern Black Sea using Envisat synthetic aperture radar images // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 5. С. 46–58.

Alpers W., Ivanov A.Yu., Dagestad K.-F. Observation of local wind fields and cyclonic atmospheric eddies over the Eastern Black Sea using Envisat ASAR images / Proc. ESA Living Planet Symposium 28 June–2 July 2010, Bergen, Norway (ESA SP-686).

Alpers W., Ivanov A.Yu., Dagestad K.-F. Encounter of foehn wind with an atmospheric eddy over the Black Sea as observed by the synthetic aperture radar onboard the Envisat satellite // Monthly Weather Review. 2011. V. 139. № 12. P. 3992–4000.

Alpers W., Ivanov A.Yu., Horstmann J. Bora events in the Adriatic Sea and Black Sea studied by multi-sensor satellite imagery / Proc. IGARSS'2007, 23–27 July 2007, Barcelona, Spain.

Alpers W., Ivanov A., Horstmann J. Observations of bora events over the Adriatic Sea and Black Sea by spaceborne synthetic aperture radar // Monthly Weather Review. 2009. V. 137. P. 1150–1161.

Alpers W., Pahl U., Gross G. Katabatic windfields in coastal areas studied by ERS-1 synthetic aperture radar imagery and numerical modeling // J. Geophys. Res. 1998. 103. P. 7875–7886.

Demin V.I., Zykov E.V. The foehns in the Khibiny mountains // Physics of Auroral Phenomena. Proc. XXVIII Annual Seminar. Kola Science Center, Russian Academy of Science. Apatity, 2005. P. 199–202.

Gunia G., Tskvitinidze Z., Kholmatjanov B., Fatkhullaeva Z. Influence of foehn phenomena on the processes of atmospheric air pollution // Bull. Georgian Nation. Acad. of Sci. 2008. № 2(3). P. 65–69.

Horstmann J., Koch W. Comparison of SAR wind field retrieval algorithms to a numerical model utilizing Envisat ASAR Data // IEEE J. Ocean Eng. 2005. 30. P. 508–515.

Horstmann J., Koch W., Lehner S., Rosenthal W. Ocean wind field and their variability derived from SAR // Earth Observ. Quart. 1998. 59. P. 8–12.

Horstmann J., Lehner S., Koch W., Tonboe R. Computation of wind vectors over the ocean using spaceborne synthetic aperture radar // Johns Hopkins APL Tech. Dig. 2000. 21(1). P. 100–107.

Ivanov A.Yu., Alpers W., Litovchenko K.Ts. et al. Atmospheric front over the East China Sea studied by multi-sensor satellite and in-situ data // J. Geophys. Res. 2004. V. 109(C12). C12001 doi:10.1029/2004JC002432.

Ivanov A.Yu., Alpers W., Sumyatov A. Bora in the Adriatic Sea and Black Sea imaged by the Envisat synthetic aperture radar / Proc. Envisat Symposium-2007, 23–27 April 2007, Montreux, Switzerland (ESA SP-636).

Monaldo F., Kerbaol V. and the SAR Wind Team. The SAR measurement of ocean surface winds: An overview / Proc. 2nd Workshop on Coastal and Marine Applications of SAR. 2003. Svalbard, Norway.

Monaldo F.M., Thompson D.R., Beal R. et al. Comparison of SAR derived wind speed with model predictions and ocean buoy measurements // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2001. 39. P. 2587–2600.

Signell R.P., Chiggiato J., Horstmann J. et al. High-resolution mapping of bora winds in the northern Adriatic Sea using synthetic aperture radar // J. Geophys. Res. 2010. 115. doi:10.1029/2009JC005524.

Stoffelen A., Anderson D. Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // J. Geophys. Res. 1997. 102. P. 5767–5780.

Foehn in the South-Eastern Black Sea Imaged and Studied with SAR

A. Yu. Ivanov

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

Synthetic aperture radar (SAR) images of the European Envisat satellite are used to investigate the strong easterly wind events associated with foehns blowing from the lowland of the Rioni River valley, Western Georgia, onto the sea. It is shown that effect of the foehn wind on the sea results in characteristic surface manifestations, which are clearly seen on the SAR images of the sea surface. SAR images allowed determining of a number on its characteristics and revealing details of the spatial extent of the foehn wind over the sea. In dependence of synoptic situations, the foehn can spread over large marine area in the south-eastern part of the Black Sea. Conclusion is done that application of SAR data and images for monitoring and study of foehn events allows getting useful information about this atmospheric phenomenon.

Keywords: South-Eastern Black Sea, foehn, wind field, synthetic aperture radar, SAR images

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 54–60

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ РЕГУЛЯРНЫХ ВИХРЕЙ В ЗАЛИВАХ ШАНТАРСКОГО АРХИПЕЛАГА, ОХОТСКОЕ МОРЕ

© 2012 г. К. А. Рогачёв

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток

E-mail: rogachev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 21.04.2011 г.

У выдающихся в море мысов в заливах Шантарского архипелага формируются вихри диаметром 4–40 км. Такие вихри играют важную роль в дисперсии льда и планктона. Формирование этих вихрей исследовано на основе спутниковых и морских наблюдений. Для построения векторов скорости использовались изображения со спутников Aqua и Terra (данные канала 1 радиометра MODIS с пространственным разрешением 250 м). Измерения течений сделаны по последовательным спутниковым изображениям с интервалом около 100 мин. Для определения течений по спутниковым данным были выбраны крупные льдины. Для каждой пары изображений построены векторы перемещений льдин и рассчитаны их скорости. По этим данным сделана оценка дивергенции. Морские наблюдения включают прямые наблюдения за течениями и СТД данные. Наблюдения за течениями получены электромагнитными измерителями, выставленными на заякоренные буи. Результаты прямых наблюдений указывают на приливные течения как основной механизм формирования непродолжительных, но регулярных областей конвергенции, связанных с формированием вихрей.

Ключевые слова: вихри у мысов, залив Академии, Охотское море, конвергенция течений

ВВЕДЕНИЕ

Шантарский архипелаг, расположенный к югу от области формирования холодных и плотных шельфовых вод, – основная зона конвергенции льда в северо-западной части Охотского моря. По этой причине он является местом самого продолжительного присутствия морского льда в море (Kimura, Wakatsuchi, 2004). По наблюдениям за дрейфом буев Аргос, в теплое время года (с мая по август) на востоке региона поверхностная циркуляция находится под воздействием потока вод северного направления из Сахалинского залива. Этот поток распространяется вплоть до северного побережья моря и, поворачивая на юго-запад, формирует циклоническую циркуляцию (рис. 1). Комбинация сибирского антициклона на континенте и алеутского минимума в океане зимой приводит к сильному северо-восточному ветру на северном шельфе моря. Поскольку морской лед дрейфует примерно параллельно этому ветру (Kimura, Wakatsuchi, 2000), система течений переносит лед в заливы Шантарского архипелага, где он может сохраняться вплоть до середины июля. В северной прибрежной области Охотского моря формируется около 0.87×10^6 км^2 год морского льда. Это составляет значительную часть площади морского льда всего моря (около 1×10^6 км^2). Благодаря конвергенции, около 0.74×10^6 км^2 льда исчезает в районе Шантарского архипелага (Kimura, Wakatsuchi, 2004). Сокращение площади льда в заливах архипелага вызвано его деформацией и увеличением толщины. Однако механизмы, которые поддерживают этот процесс, изучены слабо.

Залив Академии, расположенный в северо-западной части Охотского моря, окруженный островами Шантарского архипелага, находится вблизи самой холодной области азиатского континента (рис. 1). Следствием этого является существование холодных плотных шельфовых вод с температурой около –1.7°C, которые сохраняются в течение всего года. Северный шельф Охотского моря играет важную роль в вентиляции северотихоокеанских промежуточных вод (Shcherbina et al., 2003).

Залив Академии и прилегающие к нему заливы Шантарского архипелага – важное место питания полярных китов (*Balaena mysticetus*) (Дорошенко, 1996; Ivashchenko, Clapham, 2010). Адвекция холодной воды из северной части Охотского моря и присутствие льда, по-видимому, являются процессами, поддерживающим арктические виды зоопланктона, которые служат добычей для полярных китов в других районах их обитания.

Глубина моря в заливе Академии растет с юга на север от нескольких метров до 50 м на его северной границе. Гидрологические условия находятся под влиянием сильных приливных течений и речного стока. Приливные течения на основе прямых наблюдений на двух буйковых станциях в заливе Академии исследовались ранее в работе (Rogachev et al., 2008). Однако пространственная

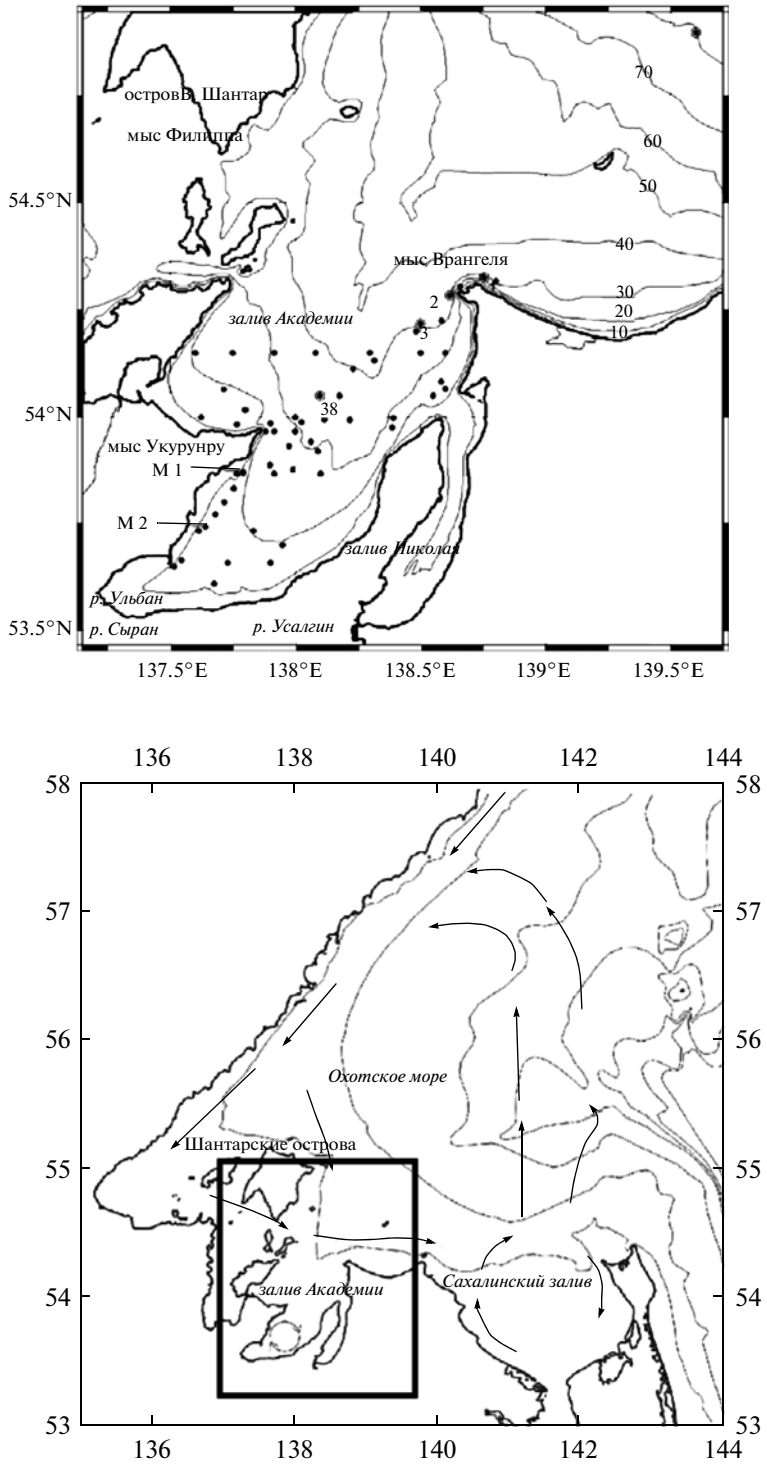


Рис. 1. Положение выполненных станций и заякоренных буев (М1 и М2) с измерителями течений и уровня. Показаны изобаты через 10 м. Район исследований и схема поверхностной циркуляции вод, построенная по наблюдениям за дрейфующими буями, показаны квадратом на нижнем рисунке.

изменчивость приливных течений до сих пор неясна. В заливе наблюдаются приливы амплитудой около 3 м и приливные течения амплитудой около 80 см/с (Rogachev et al., 2008). Приливные течения в регионе приводят к значительной диссипации приливной энергии и тем самым – к сильному перемешиванию (Rogachev et al., 2000). Они также являются основным механизмом, вызывающим разрушение и таяние льда в этой части моря и образование полыней (Rogachev et al., 2000;

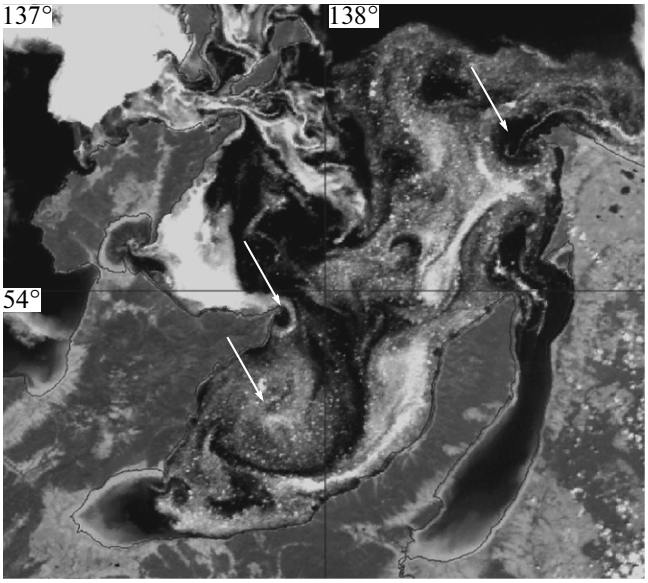


Рис. 2. Поле льда по данным по данным спутника Aqua в июне 2007 г. (данные канала 1 радиометра MODIS). Стрелками показаны рассматриваемые вихри. Антициклонический вихрь диаметром около 40 км виден во внутренней области залива Академии. Антициклонический вихрь диаметром 4 км расположен к юго-востоку от м. Укурунру.

Kimura, Wakatsuchi, 2004). В свою очередь быстро тающий лед понижает соленость верхнего слоя моря. Источником вод низкой солености в теплое время года является речной сток. Учитывая значительный сток пресной воды, залив Академии можно рассматривать как район с сильным влиянием речного стока. Поэтому можно полагать, что на течения в заливе оказывает влияние эстуарная (гравитационная) циркуляция. Действительно, океанографические наблюдения, выполненные в летнее время, показали сильную стратификацию и струю вод низкой солености, связанную с речным стоком. Накопление пресной воды ведет к формированию антициклонического вихря во внутренней области залива. Вместе с тем, природа этого вихря до сих пор не ясна. Одна из гипотез предполагает, что формирование антициклонического вихря в заливе связано с регулярными вихрями у мысов. В настоящей работе морской лед использован как трассер для исследования вихрей у мысов и их роли в циркуляции вод в заливе. На основе спутниковых определений скорости течений получены оценки конвергенции вод.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для определения доминирующих физических процессов, влияющих на циркуляцию вод в заливе Академии, использованы спутниковые и прямые наблюдения за течениями. Спутниковые наблюдения включают изображения видимых каналов радиометра AVHRR (ИСЗ серии NOAA), предоставленные Центром коллективного пользования регионального спутникового мониторинга ДВО РАН. Для отслеживания траекторий отдельных льдин использовались изображения со спутников Aqua и Terra (данные канала 1 радиометра MODIS с пространственным разрешением 250 м). Для определения течений по спутниковым данным выбраны крупные льдины, которые были отчетливо видны на каждом изображении. Доминирующий дрейф льда в период наблюдений в теплое время года в заливе связан с приливом. Это отчетливо видно на последовательных спутниковых изображениях. Для каждой пары изображений, разделенных промежутком времени около 100 м, были построены векторы перемещений льдин и рассчитаны скорости дрейфа льда. Ошибка измерения скорости дрейфа таким способом составила около 4 см/с, что соответствует примерно 4% при скорости дрейфа 1 м/с. Рассчитанные скорости были использованы для оценки дивергенции потока.

Детальные наблюдения за термохалинной структурой были выполнены зондом Seabird 19. Течения были измерены путем постановки заякоренных буев с измерителями течений S4 Interocean Systems. Материалы прямых океанографических наблюдений были собраны в двух экспедициях ТОИ ДВО РАН, выполненных НИС “Луговое”. В ходе этих работ выполнялись две детальные СТД съемки в заливе. На рис. 1 указаны места постановки буев с измерителями течений и положение гидрологических станций.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Спутниковые наблюдения указывают, что пресная вода, стекающая в залив Академии, формирует антициклоническую циркуляцию. Такая циркуляция накапливает значительную часть речного стока р. Ульбан и многочисленных ручьев, впадающих в залив. Наблюдениями за дрейфом льда также выявили антициклоническую циркуляцию в заливе на поверхности с периодом около 3 дней (рис. 2). Средняя циркуляция в южной части залива Академии в теплый период года определяется речным стоком и накоплением пресной воды антициклоническим вихрем. Перенос массы эстуарного потока зависит от градиента плотности в эстуарии. В то время как сток пресной воды и тающий лед поддерживают стратификацию в заливе, приливное перемешивание в придонном слое ее разрушает. В вершине залива летом наблюдается высокая стратификация, вызванная потоком теплой воды низкой солености в верхнем слое. В северную часть залива поступает холодная и относительно соленая вода из глубокой части моря. В июне такая вода хорошо выделяется на спутниковых изображениях сильно разряженным полем льда (рис. 2–3). В верхнем слое относительно теплая вода низкой солености рас-

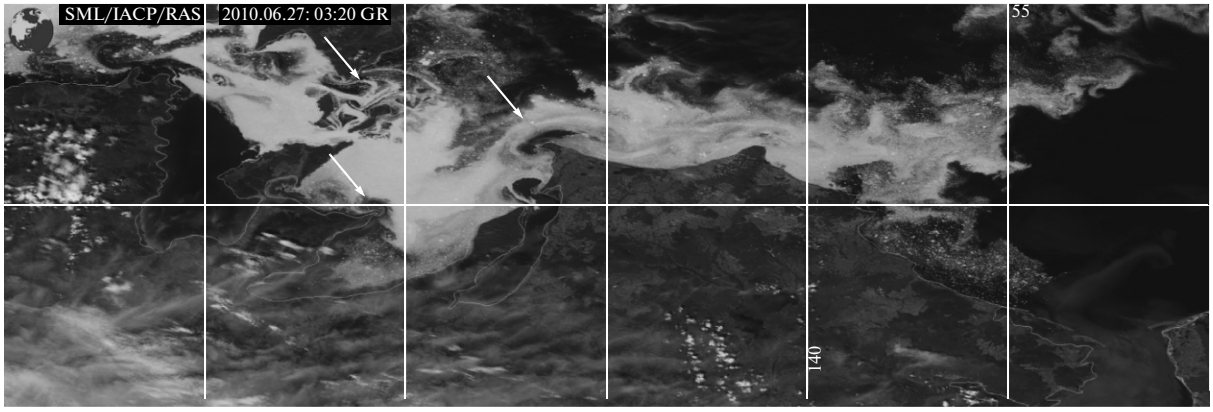


Рис. 3. Поле льда по данным спутника Aqua 26 июня 2010 г. (данные канала 1 радиометра MODIS). Антициклонический вихрь диаметром около 30 км с выраженной полыньей в центре хорошо виден у м. Врангеля. Циклонический вихрь диаметром около 20 км виден у м. Филиппа. Меньшего диаметра (4 км) циклонический вихрь расположен к северу от м. Укурунру. Стрелки указывают положение вихрей.

пространялась на север вдоль восточного побережья.

Антициклоническая циркуляция хорошо выражена в поле дрейфующего льда в заливе в июне. Несколько крупных льдин были захвачены этой циркуляцией и совершили оборот, что позволило определить период циркуляции вихря и скорость поверхностного течения. Диаметр циркуляции составил около 40 км. При этом период циркуляции в вихре составил около 3 дней. Средняя скорость течения на поверхности составила около 0.3 м/с.

Гидрологические наблюдения показали, что антициклонический вихрь во внутренней области залива имеет глубину около 7–8 м, соленость верхнего слоя около 27–29 епс, температуру 8–12°С, плотность 20–23 кг/м^3. Вертикальные профили солености показывают, что стратификация в заливе значительно выше, чем в окружающих водах. Резкий слой скачка отделяет эту воду от холодной (~2–4°С) и соленой воды (~31–32 епс) в нижнем слое. В случае формирования вихря, перенос пресной воды вдоль берега может быть сильно ослаблен, что ведет к накоплению пресной воды в самом вихре. Перенос стока вдоль берега связывают с числом Россби $Ro = U/fW$, где U, W, f – средняя скорость, ширина стока и параметр Кориолиса. Число Россби для скорости потока 0.5 м/с и его ширины $W = 5$ км составляет 1. Для низких значений числа Россби основной перенос стоковых вод происходит вдоль берега. Для больших значений числа Россби (около 1), происходит накопление пресной воды в вихре.

Наблюдения на заякоренных буях указывают, что характер приливных течений – неправильный полусуточный. Главная ось приливного эллипса для гармоники М2 у м. Укурунру составляет около 45 см/с. При этом приливной эллипс сильно поляризован с наклоном приблизительно вдоль берега. Важной особенностью является сильное ослабление приливных течений к вершине залива. Так, главная ось приливного эллипса для гармоники М2 на южном буе, находящемся на расстоянии 17 км от северного (см. положение буя на рис. 1) в 2 раза меньше, чем на северном. Прогрессивная векторная диаграмма указывает, что приливное смещение у м. Укурунру достигает 8 км.

Кроме антициклонического вихря во внутренней области залива Академии у выдающихся в море мысов формируются так называемые регулярные переходные вихри. Такие переходные вихри диаметром 5–40 км регулярно наблюдаются в прибрежных водах у м. Врангеля, Укурунру и Филиппа и играют значительную роль в дисперсии и динамике льда (рис. 3). Они формируются при отрыве приливного потока от оконечности мыса (Signell, Geyer, 1991). В результате отрыва потока от мыса генерируется завихренность, которая затем добавляется во внутреннюю область бассейна. Поэтому регулярные вихри могут играть важную роль в формировании внутреннего антициклонического вихря в заливе. Три параметра определяют отрыв потока и формирование регулярных вихрей у мыса: отношение размеров ширины мыса b и его протяженности a; безразмерное число, характеризующее отношение силы инерции к силе придонного трения $H/C_D a$ где H – глубина, C_D – средний по глубине коэффициент сопротивления; и $U_0/\sigma a$ – где U_0 и σ – величина и частота приливного потока за пределами мыса.

Генерация вихрей за мысами наблюдается в самых разных условиях. Как правило, они связаны с осциллирующим приливным потоком. По разные стороны от мыса формируются вихри разного знака. Течения, связанные с развитием таких вихрей оказывают существенное воздействие на перенос осадков, льда и планктона. В случае, когда характерный масштаб вариаций берега сравним с приливным смещением, итоговое смещение льда и воды за приливной цикл сильно зависит от взаимодействия прилива с переходными

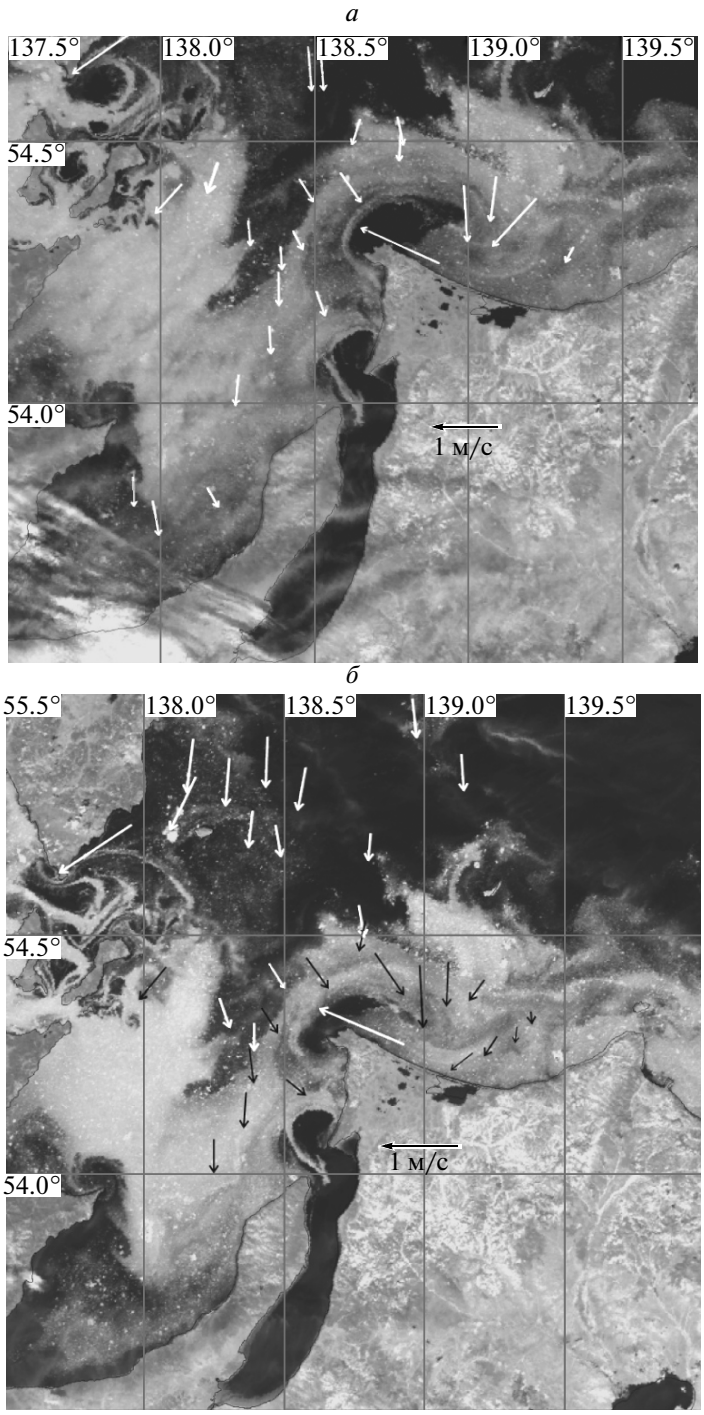


Рис. 4. *а* – Скорость дрейфа льда во время прилива у м. Врангеля и Филиппа по данным спутников Aqua и Terra 27 июня 2010 г. в 01:37. Конвергенция потока выражена у северного побережья м. Врангеля (54°20 с.ш., 138°40 в.д.) благодаря формированию вихря у мыса; *б* – то же для времени 03:20.

вихрями, которые формируются в обе фазы прилива. Другая особенность, которая отличает формирование небольших вихрей от созданного приливом среднего потока – в степени концентрации завихренности. Во время прилива к юго-западу от м. Врангеля формируется циклонический вихрь. В этот же период к юго-востоку от м. Укурунру формируется антициклонический вихрь меньшего размера. Антициклонический вихрь к северу от м. Врангеля формируется во время отлива, но сохраняется в период прилива. Это означает, что поток у мыса настолько силен, что может устоять против приливного потока, который его генерировал (рис. 4).

Векторы скорости течения в фазе прилива показаны на рис. 4. Максимальные значения скорости (около 113 см/с) наблюдались на северном побережье м. Врангеля. Вектор скорости параллелен берегу (294°T). На восточной стороне антициклонического вихря (на 139°10 в.д.) векторы скорости со значениями 55–83 см/с были направлены к берегу. Ширина струи льда к северо-западу от м. Врангеля быстро сократилась с 14.1 до 8.1 км, т.е. на 43%, за время около 100 мин. Сокращение ширины полосы льда произошло в результате конвергенции потока. Такая конвергенция вызвана встречными течениями в пределах вихря. Вектор скорости на западной стороне струи с направлением 145°T достигал около 50 см/с, в то время как величина скорости встречного течения на северо-запад составила более 100 см/с. Похожая картина наблюдалась у м. Филиппа, где максимальная скорость вдоль берега достигала 104 см/с.

В системе координат, движущейся с потоком, дивергенция D определяется в виде

$$D = \frac{1}{A}\frac{dA}{dt},$$

где A – площадь части потока, t – время. В обычном определении под конвергенцией понимают отрицательное значение дивергенции. Концентрация льда C либо сохраняющего свою глубину планктона, тогда связана с дивергенцией соотношением

$$D = \frac{1}{A}\frac{dA}{dt} = -\frac{1}{C}\frac{dC}{dt}.$$

Концентрация льда уменьшается (увеличивается) экспоненциально со временем для постоянной дивергенции (конвергенции). Положение крупных льдин в разные моменты времени, разделенные интервалом около 100 мин, позволяет определить изменение площади A. За интервал времени между двумя изображениями на рис. 4*а*, *б* площадь участка между выбранными льдинами к северу от м. Врангеля сократилась со 163 до 94 км^2. Изменение площади выбранного участка позволяет определить масштаб времени экспоненциального роста сплоченности льда благодаря конвергенции потока, который составил 2.3 ч.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые изображения совместно с прямыми океанографическими наблюдениями использованы для исследования циркуляции вод в заливах Шантарского архипелага. Найдено, что у выдающихся в море мысов сильные приливные течения формируют отрывной поток и регулярные вихри особого класса. Такие вихри важны, поскольку при взаимодействии с приливным потоком они образуют локальные области конвергенции. Формирование регулярных вихрей диаметром 4–40 км происходит за основными, далеко выступающими, мысами Шантарского архипелага. Существование таких вихрей связано с осциллирующим приливным потоком. При взаимодействии с приливом такие вихри создают локальные непродолжительные, но регулярные области конвергенции, оказывающие значительное воздействие на дрейф льда и его сплоченность. Интерес к областям конвергенции связан с их возможной ролью в концентрации не только льда, но и планктона, поскольку заливы являются местом питания полярных китов. Спутниковые наблюдения за дрейфом льда позволяют определить скорость конвергенции и ее положение относительно вихрей. Экспоненциальный рост концентрации льда достигается за время около двух часов.

Представленный анализ и результаты раскрывают океанографические условия, которые создают области конвергенции и, следовательно, могут определять концентрацию льда. Полученные практические результаты и оценки могут быть полезными при рассмотрении стратегии использования ресурсов и ожидаемого усиления судоходства в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дорошенко Н.В. Гладкие киты Охотского моря // Изв. ТИНРО. 1996. Т. 121. С. 14–25.

Ivashchenko Y., Clapham P. Bowhead whales *Balaena mysticetus* in the Okhotsk Sea // Mammal Rev. 2010. V. 40. № 1. P. 65–89.

Signell R.P., Geyer W.R. Transient Eddy Formation Around Headlands // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 2561–2575.

Kimura N.M. Wakatsuchi. Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere // Geophys. Res/ Lett. 2000. V. 27. P. 3735–3738.

Kimura N.M. Wakatsuchi. Invrease and decrease of sea ice are in the Sea of Okhotsk: Ice production in coastal polynyas and dynamic thickening in convergence zones // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C09S03, doi: 10.1029/2003JC001901.

Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G Bowhead whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk //Contin. Shelf Res. 2008. V. 28. P. 1811–1826.

Rogachev K.A., Carmack. E.C., Salomatin A.S. Strong tidal mixing and ventilation of cold intermediate water at Kashevarov Bank, Sea of Okhotsk // J. Oceanogr. 2000. V. 56. № 4. P. 439–447.

Shcherbina A.Y., Talley L.D., Rudnick D.L. Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea: 1. Direct observations of brine rejection // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. C09S08, doi:10.1029/2003JC002196

Satellite Observations of the Headland Eddies Within Shantar Archipelago

K. A. Rogachev

V. I. Ill'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok

Sea ice used as a tracer for study of the convergence and circulation features in the Academy Bay, Shantar Archipelago in the northern Sea of Okhotsk. The region is rapidly warming likely resulting in ecosystem changes. Understanding of seasonal and inter-annual variability in the physical mechanisms influencing sea conditions are necessary to predict the impact of climate change. The present work combines satellite observations with physical measurements (CTD, currents and tides) Satellite data and in situ observations revealed anticyclonic eddies in the bays and regional cyclonic circulation in the shelf waters of the northwest Okhotsk Sea. Satellite images of sea ice distribution are used to provide synoptic illustration of tidally generated headland eddies. Broken ice images show convergence zones near headlands of the Academy Bay during flood.

Keywords: headland eddy, Academy Bay, Sea of Okhotsk, flow convergence

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 61–64

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ФОРМЫ БЕРЕГОВЫХ ГРАНИЦ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2012 г. В. Ю. Полищук*, Ю. М. Полищук

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

Учреждение Российской академии наук Институт химии нефти СО РАН, Томск

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

Поступила в редакцию 08.02.2011 г.

Исследования изменчивости формы береговых границ термокарстовых озер проведены на трех тестовых участках, выбранных в разных зонах вечной мерзлоты на территории Западной Сибири. Разработаны методические вопросы статистического анализа изменчивости границ озер с использованием космических снимков. Исследования границ 30 озер показали, что с погрешностью приблизительно 5% береговые границы реальных озер могут быть аппроксимированы окружностями. Результаты работы могут быть использованы при моделировании полей термокарстовых озер в исследованиях динамики термокарста на территориях многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: космические снимки, геоинформационные системы, многолетняя мерзлота, термокарстовые озера

Глобальное потепление климата приводит к уменьшению прочности многолетнемерзлых пород в зоне многолетней мерзлоты Западной Сибири, что вызывает рост аварийности на трубопроводах и других объектах нефтегазового комплекса (Samsonov et al., 2007). Для разработки мероприятий по снижению ущербов нефтегазовых предприятий необходимо получать качественный прогноз изменения термокарстовых процессов на этой территории, что требует разработки средств математического моделирования. В задачах моделирования морфологии ландшафта (Викторов, 2009) и полей термокарстовых озер на территории многолетней мерзлоты (Полищук, Полищук, 2011) важным является вопрос моделирования формы береговых границ отдельных озер. В частности, в (Полищук, Полищук, 2011) описана имитационная модель полей термокарстовых озер, в которой озера моделируются окружностями. Насколько нам известно, вопрос о возможности представления термокарстовых озер окружностями в литературе не рассматривался. В связи с этим целью настоящего сообщения явилось проведение анализа погрешностей представления отдельных озер окружностями на основе космических снимков.

Рассмотрим методические вопросы проведения экспериментальных исследований. Вследствие высокой степени заболоченности и труднодоступности территории многолетней мерзлоты Западной Сибири исследование термокарстовых процессов практически невозможно без применения данных дистанционного зондирования поверхности Земли. Поэтому изучение возможности представления термокарстовых озер окружностями проведено с использованием космических снимков. Экспериментальные исследования проводились на трех тестовых участках (ТУ), расположенных в разных зонах многолетней мерзлоты на территории Западной Сибири, карта-схема расположения которых приведена на рис. 1.

В исследованиях были использованы следующие космические снимки: Landsat-4 (07.07.1988, ТУ-1); Landsat-5 (20.09.1989, ТУ-2); Landsat-4 (12.07.1988, ТУ-3). Для иллюстрации на рис. 2 приведен фрагмент космического снимка Landsat-5 (20.09.1989) с изображением поля (совокупности) термокарстовых озер различных размеров. На каждом тестовом участке случайным образом выбирались по 10 термокарстовых озер разных размеров. Измерения площадей озер проводились с использованием средств геоинформационных систем ERDAS Imagine 9.1 и ArcGis 9.3.

Как видно на рис. 2, термокарстовые озера имеют в большинстве случаев округлую форму и в дальнейшем нашей задачей будет показать возможность аппроксимации формы береговых границ озер окружностью. В качестве примера на рис. 3 приведено спутниковое изображение береговой границы реального термокарстового озера.

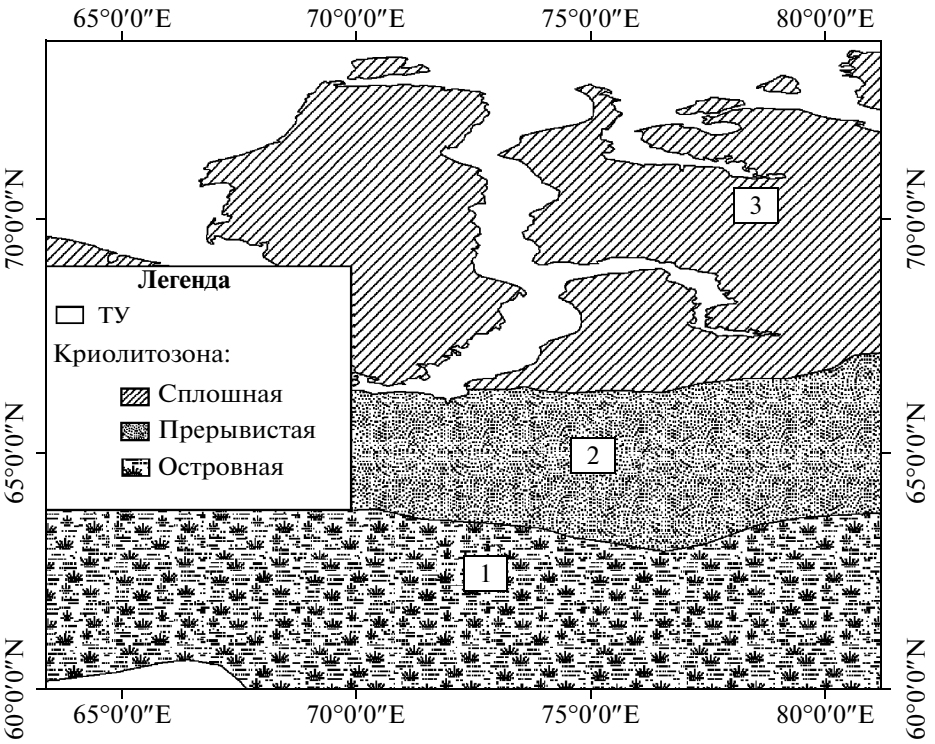


Рис. 1. Карта-схема расположения тестовых участков на территории мерзлоты Западной Сибири.

Методика обработки данных о случайной форме озер предполагала наложение на изображение термокарстового озера лучевой диаграммы и определение длин отрезков радиальных линий (лучей) l_j, ($j = 1, ..., 16$), показанных на рис. 3. Лучевая диаграмма составлена из лучей, выходящих под углом 22.5° относительно друг друга из условного центра озера, определяемого с использованием средств ArcGIS 9.3. Измерение длины каждого отрезка l_j также проводилось средствами ArcGIS 9.3.

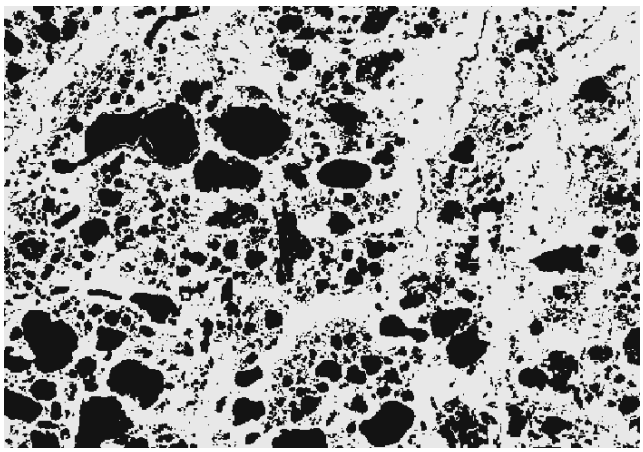


Рис. 2. Фрагмент космического снимка Landsat-5 (20.09.1989 г.) с изображением термокарстовых озер.

Рассмотрим методические вопросы статистической обработки результатов измерения отрезков l_j. Для каждого из исследуемых озер рассчитывались средние значения длин отрезков по радиальным лучам в виде

$$\overline{l}_j = \frac{\sum_{i=1}^{n} l_i}{n}, \quad i = 1,\ldots,n; \quad j = 1,\ldots,m, \qquad (1)$$

где i – номер луча, n – количество лучей; j – номер озера, m – количество озер.

Каждое j-е озеро будем характеризовать парой $(\overline{l}_j, S_j)$, где S_j – площадь озера, определяемая средствами ArcGIS 9.3. Найденное среднее значение $\overline{l}_j$ будем далее интерпретировать как радиус окружности, аппроксимирующей линию береговой границы отдельного озера. Для определения погрешности замены формы границ реального озера окружностью понадобится использовать площадь круга радиусом $\overline{l}_j$, определяемую в виде

$$S_j = \pi \overline{l}_{j2}, \quad j = 1,\ldots,m, \qquad (2)$$

Учитывая (2), рассчитаем дисперсию относительных отклонений площадей реальных озер

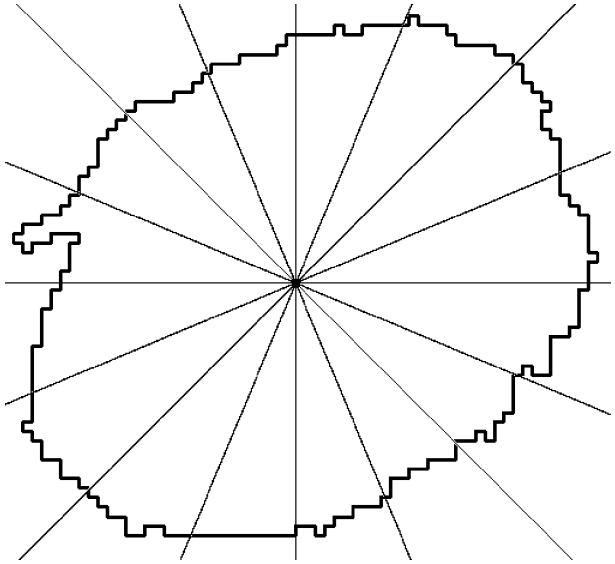


Рис. 3. Изображение термокарстового озера с нанесенной лучевой диаграммой.

каждого тестового участка от площадей аппроксимирующих их окружностей по известной формуле

$$D = \frac{1}{m-1}\sum_{j=1}^{m}\left(\frac{S_j' - S_j}{S_j}\right)^2, \quad j = 1,\ldots,m. \qquad (3)$$

Используя рассчитанную величину D, найдем среднеквадратическую погрешность определения площади озер, возникающую при замене реальных границ последних окружностями, по формуле

$$\sigma_s = \sqrt{D}.$$

В таблице приведены результаты измерений длин отрезков радиальных линий для 10 озер, выбранных на ТУ-2. В результате проведения статистической обработки данных (таблица) в соответствии с методикой, изложенной выше, получена среднеквадратическая погрешность для ТУ-2 $\sigma_s = 0.048$. Следовательно, относительная погрешность замены линии береговых границ озер окружностями составляет около 5%.

Аналогичная обработка результатов измерений длин отрезков радиальных линий для 10 озер на других ТУ-1 и ТУ-3 показала, что относительная

Результаты измерений длин отрезков радиальных линий (м) на ТУ-2

№ луча	№ озера									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	290	278	321	353	353	473	257	137	452	533
2	255	248	278	324	349	450	248	170	461	513
3	247	274	245	304	348	502	282	164	480	510
4	289	287	277	348	366	486	299	179	559	544
5	266	265	256	378	365	535	333	149	543	530
6	274	233	310	379	329	502	267	160	530	421
7	215	257	321	397	309	563	223	162	482	382
8	269	282	331	337	301	491	231	153	480	385
9	301	290	305	362	339	426	239	168	500	415
10	296	314	263	395	335	457	260	153	539	476
11	261	286	300	437	378	639	300	183	541	590
12	262	264	299	400	422	486	302	202	571	553
13	242	273	277	367	357	452	314	185	587	420
14	291	265	290	369	291	489	308	141	572	451
15	251	266	285	485	294	458	276	181	622	476
16	252	273	314	382	280	497	215	178	554	515

погрешность замены озер окружностями составляет 0.049 и 0.052 соответственно.

Следовательно, проведенные исследования на тестовых участках в разных зонах (островной, прерывистой и сплошной) многолетней мерзлоты показали, что погрешность в оценке площадей озер при замене береговых границ реальных озер окружностями сравнительно невелика. Это может служить обоснованием выбора окружностей в качестве моделей границ озер при имитационном моделировании полей термокарстовых озер (Полищук, Полищук, 2011).

Результаты работы могут быть использованы в задачах моделирования морфологической структуры озерно-термокарстовых равнин, анализа геоэкологических рисков, анализа динамики природной среды и др.

Работа выполнена при поддержке ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” (госконтракт № 14.740.11.0409 от 20.09.2010 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викторов А.С. Модели математической морфологии ландшафта в решении задач геоэкологии / Сергеевские чтения. Моделирование при решении геоэкологических задач. Выпуск 11. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (23–24 марта 2009 г.). М.: ГЕОС, 2009. С. 154–159.

Полищук Ю.М., Полищук В.Ю. Имитационное моделирование полей термокарстовых озер на территории многолетней мерзлоты // Информационные системы и технологии. 2011. № 1 (63). С. 53–60.

Samsonov R., Lesnykh V., Polishchuk Yu., Bryksina N. The climate change impact on thermokarst in West-Siberian territory and geological risks in gas industry / Proc. 14th Annual Conf. TIEMS. June 5–8, 2007. Split, Croatia. Split: TIEMS, 2007. P. 212–218.

Remote Sensing of Shape Variability of Thermokarst Lakes Coastal Boundaries in Permafrost Territory of Western Siberia

V. Y. Polishchuk, Y. M. Polishchuk

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

Study of shape variation of thermokarst lakes coastal boundaries was carried out in three test sites selected in different areas of permafrost in Western Siberia. Methodical questions of statistical analysis of lakes boundaries variability using satellite imageries are developed. Investigation of the 30 lakes boundaries showed that circles with an error of about 5 % could approximate the coastal borders of real lakes. The results can be used for modeling the fields of thermokarst lakes in the research of the dynamics of thermokarst in areas of permafrost.

Key words: space images, geoinformation systems, permafrost, thermokarst lakes

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 65–76

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОСОБЕННОСТИ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ПРИ МНОГОЧАСТОТНОМ НАДИРНОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2012 г. В. Ю. Караев*, М. Б. Каневский, Е. М. Мешков

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

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

Поступила в редакцию 07.07.2011 г.

В приближении метода Кирхгофа и двухмасштабной модели рассеивающей поверхности рассматривается обратное рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона при надирном зондировании морской поверхности. В предположении заданной модели спектра волнения строится модель эффективного коэффициента отражения, и вычисляются коэффициенты для Ku (0.021 м), C (0.055 м) и S (0.09 м) диапазонов. Численно исследуется зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра, длины ветрового разгона, высоты волн зыби; показана близость численных оценок и экспериментальных данных. Для двухчастотных измерений рассматривается зависимость разности двух сечений от скорости ветра или от одного из сечений обратного рассеяния и показано, что численная модель впервые позволяет описать наблюдаемое в экспериментах немонотонное поведение разностного сечения для пар: Ku и C, Ku и S. Разработанная модель эффективного коэффициента отражения позволила в численном эксперименте предсказать поведение разностного сечения новой пары частот (C и S), для которой пока не производились натурные измерения.

Ключевые слова: вертикальное зондирование, сечение обратного рассеяния, эффективный коэффициент отражения, модель спектра волнения, разностное сечение

ВВЕДЕНИЕ

Для описания обратного рассеяния электромагнитных волн сантиметрового диапазона взволнованной водной поверхностью было введено понятие двухмасштабной модели поверхности (Фукс, 1966; Bass et al., 1968), в соответствии с которой непрерывный спектр волнения делится на крупномасштабное волнение и мелкую рябь.

При малых углах падения обратное рассеяния называется квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, сформированного крупными волнами, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Влияние мелкой ряби в данном случае сводится к появлению диффузного рассеяния во все стороны, что приводит к ослаблению мощности отраженного сигнала. Чтобы учесть этот эффект, вместо коэффициента Френеля вводится понятие эффективного коэффициента отражения $R_{эфф}$.

Разработанная теоретическая модель хорошо, качественно описывает наблюдаемые в экспериментах эффекты. Некоторые сложности возникают при количественном сравнении, т.к. существуют только единичные измерения эффективного коэффициента отражения, например (Masuko et al., 1986), а известные теоретические модели эффективного коэффициента отражения не позволяют объяснить наблюдаемые в экспериментах эффекты.

Интересным тестовым инструментом для проверки модели обратного рассеяния является радиоальтиметр. Современные радиоальтиметры – двухчастотные радиолокационные (РЛ) системы, работающие при надирном зондировании и предназначенные для измерения среднего уровня Мирового океана.

Первый двухчастотный радиоальтиметр был установлен на спутнике Topex/Poseidon. Помимо основой частоты Ku-диапазона (0.021 м) использовалась дополнительная частота C-диапазона (0.055 м). Применение в радиоальтиметре второй частоты позволяет при обработке корректировать ионосферную задержку для основной частоты и, следовательно, повысить точность измерений.

Однако в процессе эксплуатации двухчастотных радиоальтиметров были выявлены дополнительные возможности двухчастотной РЛ-системы, в частности, использование двух частот позволяет обнаруживать области дождя и оценивать его интенсивность; см. например (Quartly et al., 1996). Эти области обнаруживаются благодаря разнице в ослаблении электромагнитных волн разной длины при распространении в дожде. Известно, что дождь приводит к большим ошибкам при восстановлении скорости ветра, и поэтому идентификация областей дождя позволяет удалять эти области из обработки.

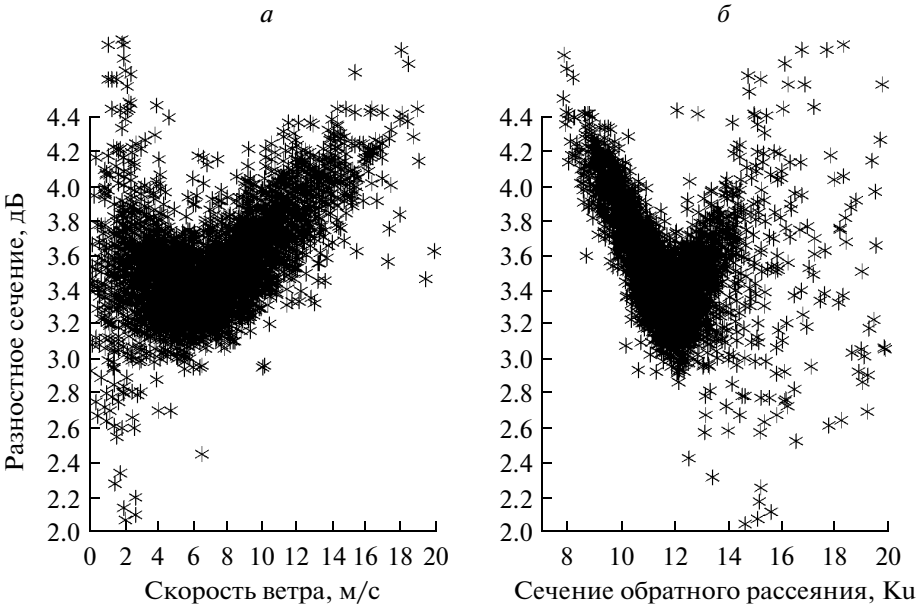


Рис. 1. Зависимость разностного сечения $\Delta\sigma_{KuC}$ от скорости ветра (*а*) и от сечения обратного рассеяния Ku-диапазона по данным Topex (*б*).

Как известно, по сечению обратного рассеяния в Ku-диапазоне σ_{0Ku} определяют скорость приповерхностного ветра, например, (Brown et al., 1981; Freilich, Challenor, 1994; Witter, Chelton, 1991; Karaev et al., 2002; Gourrion et al., 2002; Караев и др., 2006), и поэтому привлечение второй частоты для повышения точности восстановления скорости приповерхностного ветра представляется естественным и этот вопрос исследовался, например, в (Elfouhaily et al., 1998). Авторами был обнаружен интересный эффект, связанный с разной зависимостью сечений обратного рассеяния на разных частотах от скорости ветра.

С увеличением скорости ветра происходит уменьшение сечения обратного рассеяния в обоих диапазонах. Однако для разностного сечения, введенного следующим образом: $\Delta\sigma_{KuC} = \sigma_{0C} - \sigma_{0Ku}$, – наблюдается немонотонный вид зависимости. При увеличении скорости ветра сначала происходит уменьшение разностного сечения, а потом его рост.

Иллюстрация этого эффекта показана на рис. 1*а*. Скорость ветра была измерена морскими буями. Так как информация о скорости ветра обычно недоступна при измерении со спутника, то при построении рис. 1*б* скорость ветра была заменена сечением обратного рассеяния для Ku- диапазона.

Авторы (Elfouhaily et al., 1998) предположили, что этот эффект связан с поверхностными волнами в диапазоне 0.02–0.16 м. Именно сантиметровый диапазон длин волн определяет взаимодействие атмосферы и океана и наиболее сильно коррелирует с ветровым потоком над морской поверхностью. Поэтому они разработали регрессионный алгоритм, который позволил оценить скорость трения u_* по разностному сечению.

Алгоритм вычислял скорость трения, используя на входе два параметра: сечения обратного рассеяния на двух частотах. Сравнение с одночастотными алгоритмами показало, что они обладают примерно одинаковой точностью (Elfouhaily et al., 1998).

Отметим, что все известные алгоритмы являются регрессионными и получены путем совместной обработки РЛ- и буйковых данных без привлечения теоретических моделей. Известные теоретические модели не могут объяснить ряд наблюдаемых в экспериментах закономерностей.

Это связано не с самой моделью обратного рассеяния, а с особенностью ее применения для сантиметрового диапазона длин волн. Деление спектра волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие выполняется в соответствии со следующим критерием (Басс, Фукс, 1972):

$$\frac{1}{\sqrt[3]{ka}} \ll \cos\theta, \qquad (1)$$

где k – волновое число падающего излучения; a – радиус кривизны поверхности в точке отражения; θ – локальный угол падения. Отражение от неровной поверхности можно рассматривать в приближении касательной плоскости, если локальные радиусы кривизны поверхности превышают длину волны излучения. Однако среди исследова-

телей нет единого мнения относительно количественного определения этой границы, а между тем выбор граничного волнового числа существенно влияет на результат.

Решением проблемы могло бы стать прямое измерение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения известными РЛ-методами, например (Караев и др., 2003; 2004), и определение зависимости граничного волнового числа от скорости приповерхностного ветра экспериментальным путем. Пока такие эксперименты не проведены.

В данной работе рассматривается альтернативный подход, использующий имеющиеся РЛ-данные (сечение обратного рассеяния) и данные буев о скорости ветра и высоте значительного волнения в точке измерения.

В основе подхода лежит предположение, что модель спектра волнения делится на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. По модели спектра волнения вычисляется дисперсия наклонов крупномасштабного волнения, которая используется для оценки сечения обратного рассеяния. Даже если деление спектра прошло не совсем корректно, погрешности будут скорректированы при дальнейшей обработке и войдут в эффективный коэффициент отражения. Результаты сравнения теоретических оценок сечения обратного рассеяния с измеренными значениями используются для вычисления эффективного коэффициента отражения и построения его зависимости от дисперсии высот мелкой ряби.

СЕЧЕНИЕ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Рассмотрим случай надирного зондирования, соответствующий радиоальтиметрическим измерениям. Как известно, в области малых углов падения обратное рассеяние является квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. В общем случае сечение обратного рассеяния для вертикального зондирования дается следующей формулой (Басс, Фукс, 1972; Valenzuela, 1978):

$$\sigma_0 \cong \frac{|R_{\text{эфф}}|^2}{2\sqrt{s_x^2 s_y^2}}, \qquad (2)$$

где s_x^2 и s_y^2 – дисперсии наклонов крупномасштабного волнения вдоль осей X и Y; $R_{\text{эфф}}$ – эффективный коэффициент отражения, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние мелкой ряби на мощность отраженного сигнала.

При использовании двухмасштабной модели рассеивающей поверхности предполагается, что существует граничное волновое число κ_b, которое делит спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие относительно длины волны падающего излучения.

Из формулы (2) видно, что сечение обратного рассеяния зависит как от скорости локального приповерхностного ветра, генерирующего мелкую рябь (через эффективный коэффициент отражения), так и от крупномасштабного волнения (через дисперсию наклонов). Зависимость сечения обратного рассеяния от двух переменных и является одной из основных причин неточности при восстановлении скорости ветра по сечению обратного рассеяния при радиоальтиметрических измерениях.

В отличие от скаттерометров, работающих при средних углах падения, радиолокаторы, работающие при малых углах падения, способны “разделить” вклады крупномасштабного и мелкомасштабного волнения и, следовательно, могут восстановить эффективный коэффициент отражения, зависящий от интенсивности мелкой ряби. Это можно сделать благодаря независимому измерению дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в области квазизеркального рассеяния, например (Караев и др., 2003; 2004).

Рассмотрим связь эффективного коэффициента отражения и дисперсии высот мелкой ряби. Вопрос пересчета интенсивности ряби в скорость приповерхностного ветра является задачей для дальнейших исследований.

Известно несколько моделей, описывающих зависимость эффективного коэффициента отражения от высоты мелкой ряби (Гарнакерьян, Сосунов, 1978; Зубкович, 1968; Miller et al., 1984), например,

$$|R_{\text{эфф}}(\theta)|^2 = |R_0(\theta)|^2 \exp\left[-4k^2\sigma_h^2 \cos^2\theta\right], \qquad (3)$$

где $R_0(\theta)$ – коэффициент Френеля для гладкой поверхности; θ – угол падения; σ_h^2 – дисперсия высот мелкой ряби.

В рамках метода Кирхгофа обратное рассеяние происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению, т.е. угол θ в (3) следует положить равным нулю.

Дисперсии высот ряби σ_h^2 и крупномасштабных наклонов s_x^2, s_y^2 вычисляются по следующим формулам:

$$\sigma_h^2 = \int_{\kappa_b}^{+\infty} S(\kappa)d\kappa, \qquad (4)$$

$$s_x^2 = \int_{-\pi}^{\pi}\int_{0}^{\kappa_b} \kappa_x^2 S(\kappa,\varphi)d\kappa d\varphi, \qquad (5)$$

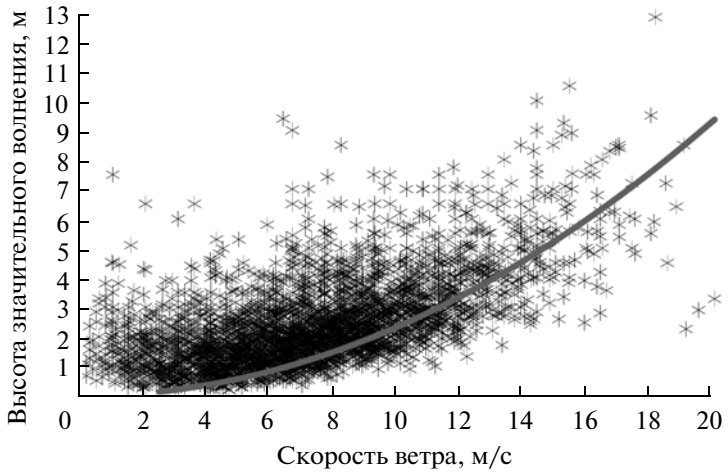


Рис. 2. Зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого волнения (кривая). Звездочками показаны данные буев.

$$s_y^2 = \int_{-\pi}^{\pi}\int_{0}^{\kappa_b} \kappa_y^2 S(\kappa,\varphi) d\kappa d\varphi, \qquad (6)$$

где $S(\kappa,\varphi)$ – двумерный спектр волнения; κ_b – граничное волновое число, которое делит спектр на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Нам неизвестно об экспериментальных измерениях граничного волнового числа и его зависимости от скорости приповерхностного ветра U_{10} или скорости трения u_*.

МОДЕЛЬ ВОЛНЕНИЯ

В нашем распоряжении есть объединенный массив данных буев (скорость ветра и высота значительного волнения) и радиоальтиметрических данных (сечения обратного рассеяния Ku- и C-диапазонов, высота значительного волнения), измеренных в местах расположения буев. Общее число точек равно 4016. Данные были предоставлены нашими коллегами из Национального океанографического центра (NOC, UK).

Для выполнения численных оценок возьмем модель спектра волнения, которая позволяет моделировать различные типы волнения: развивающееся ветровое волнение, полностью развитое ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение (Караев, Баландина, 2000; Karaev et al., 2008).

Одним из ключевых является понятие полностью развитого ветрового волнения. В этом случае считается, что параметры волнения полностью описываются скоростью ветра и находятся в равновесии. Зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения вычислена по модели спектра волнения (Караев, Баландина, 2000; Karaev et al., 2008) и показана на рис. 2 сплошной линией, так называемой равновесной кривой. Звездочками нанесены данные буев. Если высота волнения лежит над равновесной кривой, то это значит, что в формировании поверхностного волнения участвуют также волны зыби, и такое волнение называется смешанным.

Из рисунка видно, что доминирующим состоянием в Мировом океане является смешанное волнение. С ростом скорости ветра доля развивающего волнения возрастает.

Зависимость высоты значительного волнения H_S от скорости ветра U_{10} на высоте 10 м для полностью развитого волнения была вычислена по формуле (4) и для последующих численных оценок аппроксимирована следующим выражением:

$$H_S = -0.0125 + 0.000926U_{10} + 0,02337U_{10}^2 + \\ + 0.0000006U_{10}^3 + 0.028\exp[-U_{10}], \qquad (7)$$

где скорость ветра лежит в интервале от 3 до 20 м/с.

Как известно, существует нижний порог скорости ветра, при котором начинается генерация ряби (Donelan, Pierson, 1987). Он зависит от разных факторов и лежит в интервале от 2 до 3 м/с. Этот вопрос изучен пока недостаточно, поэтому для наших численных оценок будем использовать скорость ветра больше 3 м/с.

При ветрах ниже 2–3 м/с ветровое волнение (генерируемое ветром) отсутствует, поэтому скорость ветра не может быть восстановлена по РЛ-данным. Следовательно, выбранный нами интервал скорости ветра не ограничивает общность подхода к задаче восстановления скорости приповерхностного ветра.

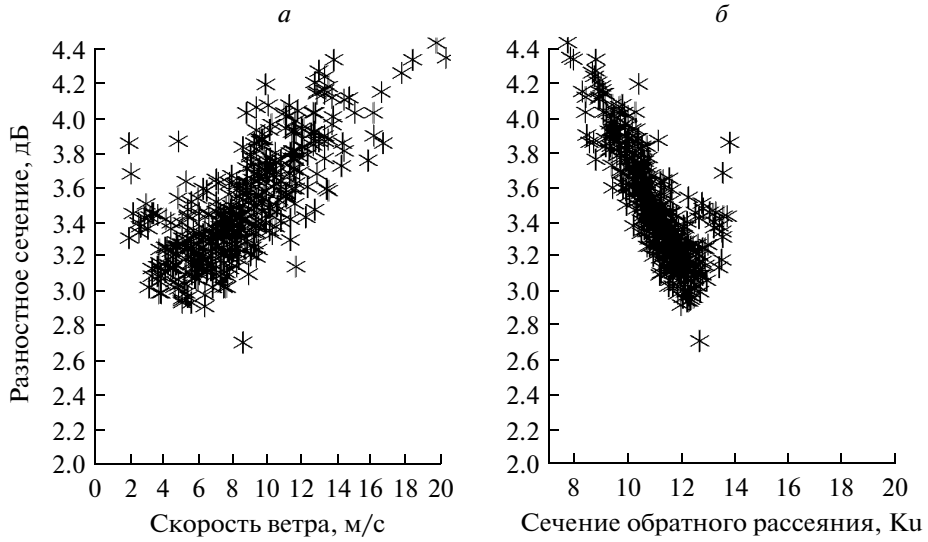


Рис. 3. Зависимость разностного сечения от скорости ветра (*а*) и от сечения обратного рассеяния (*б*) по данным Торех для случая полностью развитого ветрового волнения.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Как видно из рис. 2, в массиве присутствуют все типы поверхностного волнения. Прежде всего, выделим случай полностью развитого ветрового волнения в рамках используемой модели спектра волнения.

Для этого проведем фильтрацию массива. Исходным параметром является скорость приповерхностного ветра, измеренная буем, и ей ставим в соответствие высоту значительного волнения для полностью развитого ветрового волнения. Потребуем, чтобы высота значительного волнения H_S, измеренная буем, могла отличаться не более чем на 10% от высоты значительного волнения, соответствующей полностью развитому волнению для измеренной буем скорости ветра. Этим требованиям отвечают 403 точки.

Данные только о высоте значительного волнения и скорости ветра не позволяют гарантировать, что это действительно полностью развитое ветровое волнение, т.к. это может быть смешанное волнение. Волны зыби и развивающееся волнение могут иметь такую же высоту, что и развитое ветровое волнение для данной скорости ветра. Однако в нашем распоряжении другой информации о волнении нет, поэтому в дальнейшем будем исходить из предположения, что выбранные точки соответствуют полностью развитому ветровому волнению.

Результаты такого отбора показаны на рис. 3. По сравнению с рис. 1, распределение стало намного уже. Из рисунка видно, что после такой фильтрации минимальная скорость ветра равна 4 м/с.

Выделенные в ходе фильтрации зависимости сечений обратного рассеяния для Ku- и C-диапазонов от скорости ветра будут использоваться для вычисления эффективных коэффициентов отражения.

В соответствии с моделью (см. формулу (3)) эффективный коэффициент отражения зависит от дисперсии высот мелкой ряби. Дисперсия высот ряби вычисляется по модели спектра волнения и предполагается, что для полностью развитого ветрового волнения существует однозначная связь между скоростью приповерхностного ветра и параметрами волнения.

Дисперсии наклонов крупномасштабного волнения также вычисляются по спектру волнения и используются для вычисления сечения обратного рассеяния по формуле (2) с коэффициентом Френеля. Сравнение теоретических оценок с экспериментальными данными показано на рис. 4*а* (Ku-диапазон) и 4*б* (C-диапазон). При вычислении коэффициента Френеля предполагалось, что температура воды равна 20°C, соленость – 30‰ (Ellison et al., 1998).

На рис. 4*а* теоретическая зависимость расположена выше экспериментальной и может быть “трансформирована” в экспериментальную с помощью замены коэффициента Френеля эффективным коэффициентом отражения.

На рис. 4*б* пунктиром показаны данные теоретических расчетов для C-диапазона и видно, что в этом случае подобная трансформация невозможна. Вероятно, это связано с калибровкой данных, которые привели к завышению экспериментальных данных по сравнению с теоретической моделью. Поэтому в дальнейших теоретических расчетах была применена коррекция сечения на +2.3 дБ для C-диапазона и скорректированная зависи-

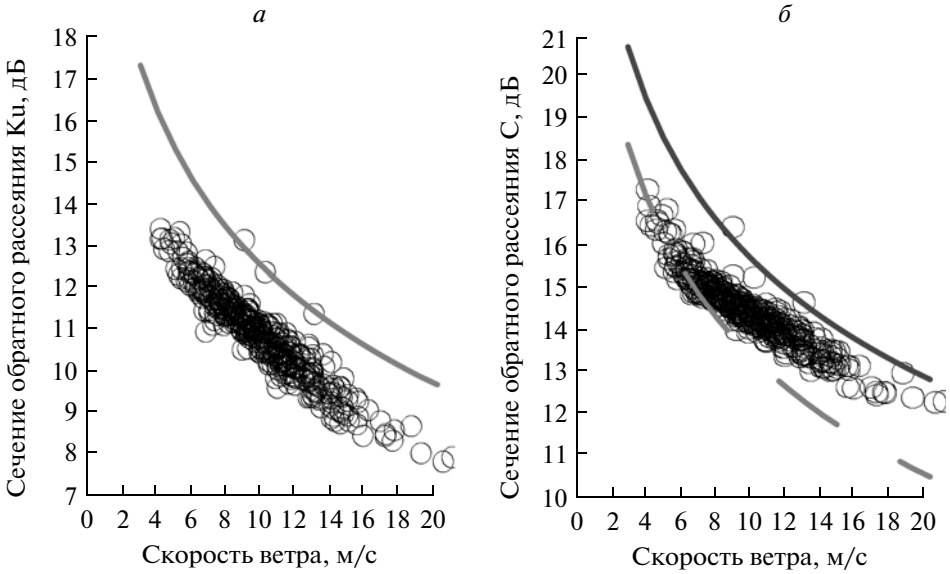


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения: *а* – Ku-диапазон, *б* – C-диапазон.

мость показана сплошной кривой на рис. 4*б*. Величина сдвига определена по исходным экспериментальным данным, приведенным на рис. 1.

Отметим, что вопрос калибровки космических радиолокаторов остается достаточно сложным и не всегда достигается необходимая точность. Для примера приведем результаты сравнения радиоальтиметров “Topex A”, “GEOSAT Follow On”, “Envisat” и “Jason”. Каждый калибровался независимо, и отраженная мощность была пересчитана в сечения обратного рассеяния. Последующий сравнительный анализ показал, что если за истинное значение сечения обратного рассеяния выбрать данные “Topex A”, то сечение обратного рассеяния “GEOSAT Follow On” занижено примерно на 0.22 дБ, “Envisat” – завышено на 0.4 дБ, а у “Jason” – занижено на 2.75 дБ.

Мы исследуем немонотонное поведение разностного сечения в зависимости от скорости ветра и для такого анализа увеличение или уменьшение сечения обратного рассеяния по абсолютной величине не является критичным, т.к. не влияет на форму зависимости. Надо только помнить о необходимости коррекции теоретических оценок сечения обратного рассеяния для C-диапазона при сравнении с экспериментальными данными.

Зависимость эффективного коэффициента отражения от скорости ветра не является универсальной, а самое главное – не отражает физическую основу эффекта. Радиолокатор измеряет не скорость ветра, а ее проявление в спектре поверхностного волнения.

Эффективный коэффициент отражения зависит от интенсивности мелкой ряби, которая приводит к появлению диффузного рассеяния и ослаблению сигнала обратного рассеяния. Исходя из введенного выше предположения, что для полностью развитого ветрового волнения существует однозначная связь скорости ветра и параметров волнения, мы переходим к зависимости эффективного коэффициента отражения от дисперсии высот мелкой ряби, вычисленной по модельному спектру.

В рамках используемой модели спектра волнения были вычислены дисперсии наклонов крупномасштабного волнения s_x^2, s_y^2 и дисперсия высот мелкой ряби σ_h^2 полностью развитого ветрового волнения для Ku- и C-диапазонов.

Экспериментальные $\sigma_{0\text{экс}}$ и теоретические $\sigma_{0\text{мод}}$ зависимости сечения обратного рассеяния от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения приведены на рис. 4. Коэффициент Френеля для морской воды известен, поэтому задача состоит в вычислении эффективного коэффициента отражения по следующей формуле:

$$|R_{\text{эфф}}|^2 = |R_0|^2 \frac{\sigma_{0\text{мод}}}{\sigma_{0\text{экс}}}. \qquad (8)$$

В результате были получены зависимости эффективных коэффициентов отражения от скорости ветра для Ku- и C-диапазонов.

Эффективный коэффициент отражения зависит от дисперсии высот ряби σ_h^2, однако более удобно работать с безразмерным параметром $\sigma_h^2 k^2$, т.к. именно соотношение высоты ряби и длины волны излучения влияет на ослабление отраженного сигнала.

Таблица 1. Параметры модели эффективного коэффициента отражения

U_{10}, м/с	a	b	c	d	e	f	x_h
Ku							
4–16	0.4048	12.8665	−167.92	805.649	−1706.938	1359.301	0.011–0.127
4–20	0.3324	7.33095	−108.34	499.309	−957.984	660.422	0.011–0.2
C							
4–16	0.83	20.14	−155.61	460.229	−514.278	96.243	0.011–0.127
4–20	0.7443	18.929	−156.44	511.993	−720.37	342.358	0.011–0.2

Из рис. 4 видно, что в выборке мало данных для скоростей ветра выше 16 м/с и, следовательно, для высоких скоростей ветра возрастает величина возможной погрешности. В дальнейшем проблема может быть решена увеличением объема анализируемых данных. В данном исследовании вычислим коэффициенты для обоих вариантов: 1) все данные и 2) данные за исключением скоростей ветра выше 16 м/с (интервал 4 м/с –16 м/с).

Для эффективного коэффициента отражения была задана функция следующего вида:

$$\left|R_{\text{эфф}}\right|^2 = a\exp(-bx_h^{0.5} - cx_h - dx_h^{1.5} - ex_h^2 - dx_h^{2.5}), \quad (9)$$

где $x_h = \sigma_h^2 k^2$ назовем безразмерной высотой ряби. Формула является более общей по сравнению с (3). Коэффициенты для функции приведены в табл. 1.

Для перехода к скорости ветра можно использовать безразмерную высоту ряби x_h или перейти к привычной дисперсии высот. В таблице в последней колонке приведены пределы изменения x_h, для которых применимы данные формулы. Границы интервала изменения безразмерной высоты в данном случае связаны с существованием ограничения на изменение скорости ветра (см. рис. 4).

Известно, что эффективный коэффициент отражения превращается в коэффициент Френеля при отсутствии мелкой ряби ($\sigma_h^2 = 0$). Поэтому формально можно подкорректировать модель так, чтобы в нуле функция давала коэффициент Френеля.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ Ku- И C-ДИАПАЗОНОВ

Переход в эффективном коэффициенте отражения от скорости ветра к дисперсии высот мелкой ряби открывает возможность проведения исследования влияния типа волнения на сечение обратного рассеяния или на разностное сечение.

Рассмотрим общий случай одномодового ветрового волнения, включающий, помимо полностью развитого волнения, также случай развивающегося ветрового волнения. Для численных оценок возьмем следующие значения безразмерного разгона $\tilde{x} = 20170$, 10000, 5000, 2500. Понятие безразмерного разгона определено следующим образом (Давидан и др., 1985):

$$\tilde{x} = \frac{xg}{U_{10}^2}, \quad (10)$$

где x – ветровой разгон в метрах. Полностью развитое волнение в данном случае соответствует безразмерному разгону $\tilde{x} = 20170$.

При численных оценках по модели спектра волнения вычислялась дисперсия наклонов крупномасштабного волнения и дисперсия высот ряби для Ku- и C-диапазонов. По дисперсии высот ряби вычислялся эффективный коэффициент отражения (см. (9)), который подставлялся в формулу (2).

Результаты расчетов показаны на рис. 5*а*, *б*. При построении из экспериментальных данных были удалены точки, соответствующие скоростям ветра менее 3 м/с. Из рисунка видно, что ветровой разгон не сильно влияет на сечение обратного рассеяния.

На рис. 6 приведена зависимость разностного сечения от скорости ветра (*а*) и от сечения обратного рассеяния $\sigma_{0\text{Ku}}$ (*б*). Видно, что в случае ветрового волнения по разностному сечению рассеяния можно оценивать длину ветрового разгона. По сравнению с рис. 5, кривые, соответствующие разным разгонам, разделяются лучше.

Однако более распространенным состоянием является смешанное волнение. Рассмотрим влияние зыби на сечение обратного рассеяния в случае смешанного волнения.

Приход волн зыби приводит к увеличению дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, что в свою очередь приводит к уменьшению сечения обратного рассеяния (см. рис. 7*а*). Отметим, что вклад в наклоны в Ku- и C-диапазоны будет примерно одинаков по абсолютной величине, т.к. зыбь формируется крупномасштабным волнением. В результате сильнее уменьшится сечение обратного рассеяния в C-диапазоне, что приведет к уменьшению разностного сечения. Это хорошо видно на рис. 7*б*, где приведены зависимости разностного сечения от сечения обратного рассеяния в Ku-диапазоне.

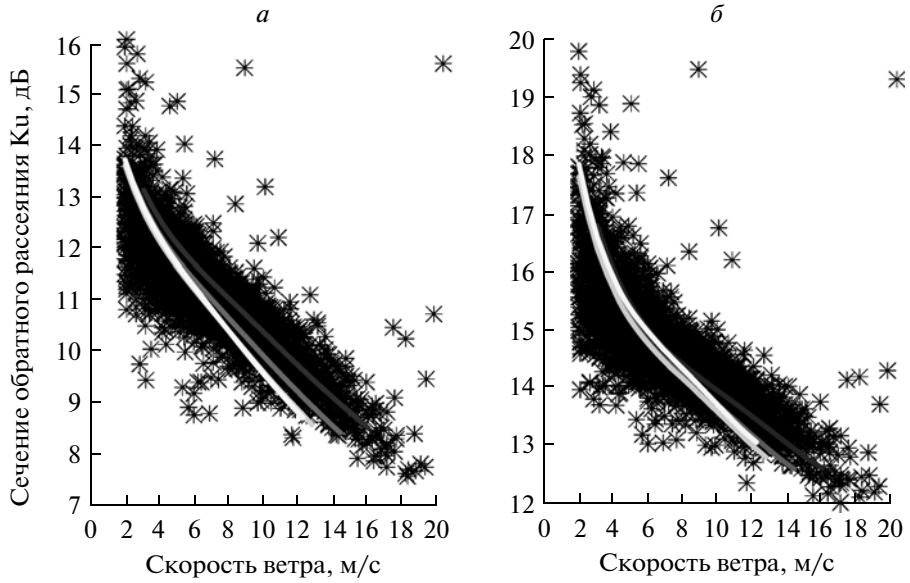


Рис. 5. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для ветрового волнения: *а* – Ku-диапазон, *б* – C-диапазон. Линиями нанесены результаты расчетов по спектру волнения для следующих значений безразмерного разгона $\tilde{x}$: 2500, 5000, 10000 и 20170 (самая верхняя кривая). Звездочками нанесены данные Topex ($U_{10} > 3$ м/с, 3650 точек).

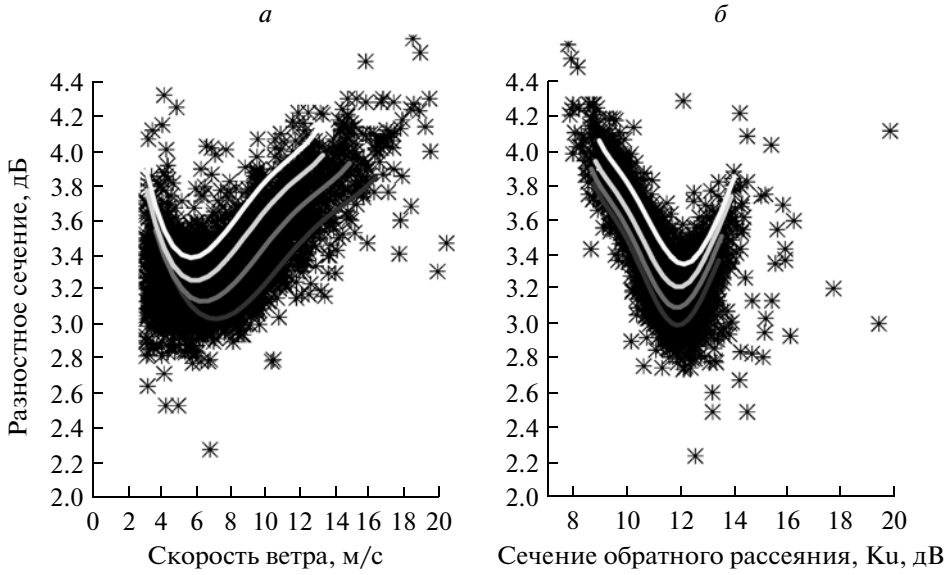


Рис. 6. Зависимость разностного сечения от скорости ветра (*а*) и сечения обратного рассеяния Ku (*б*). Линиями нанесены результаты расчетов по спектру волнения для следующих значений безразмерного разгона $\tilde{x}$: 2500 (самая верхняя кривая), 5000, 10000 и 20170 (самая нижняя кривая). Звездочками нанесены данные Topex.

Вычисления сделаны для смешанного волнения, образованного полностью развитым ветровым волнением ($U_{10} = 4.5$; 7; 10 и 15 м/с) и зыбью с доминантной длиной волны 200 м. При расчетах высота зыби изменялась от 0.45 м до 4.5 м.

С увеличением скорости ветра наблюдается ослабление влияния зыби на сечение обратного рассеяния, т.к. дисперсия наклонов ветрового волнения увеличивается, и вклад зыби в общий наклон уменьшается.

Таким образом, видно, что приход волн зыби приводит к появлению неоднозначности в зависимости разностного сечения от скорости ветра, что затрудняет решение задачи измерения скорости приповерхностного ветра особенно при малых скоростях ветра.

Еще одним фактором, влияющим на мощность отраженного сигнала, является присутствие на морской поверхности естественных сликов или областей с пониженной спектральной

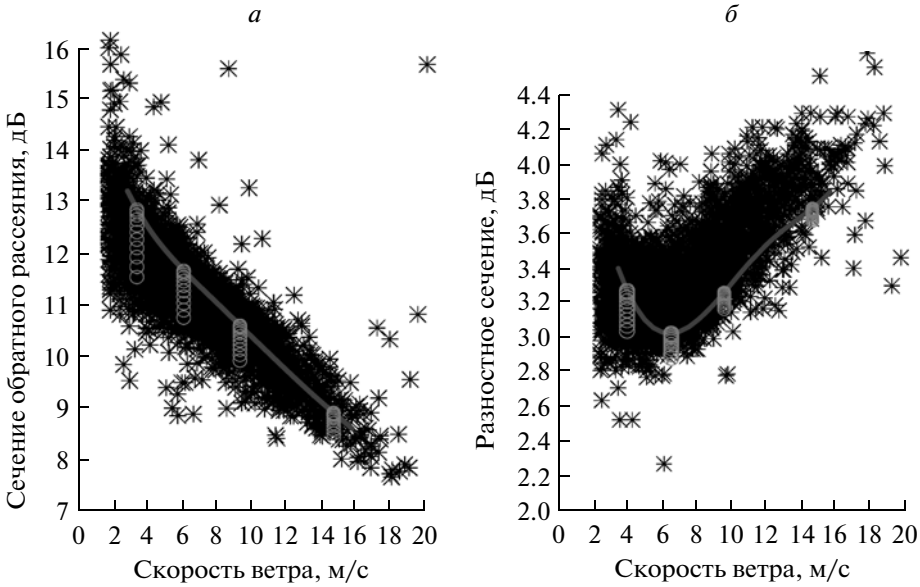


Рис. 7. Влияние прихода зыби на сечение обратного рассеяния Ku-диапазона (*а*) и на разностное сечение (*б*) для случая полностью развитого волнения для четырех скоростей ветра: 4.5, 7, 10 и 15 м/с. Длина зыби равна 200 м, высота изменялась от 0.45 м до 4.5 м.

плотностью ряби. Это особенно актуально при небольших скоростях ветра, когда на морской поверхности наблюдаются сликовые полосы.

Если на обширных участках морской поверхности выглаживание носит не сплошной характер, а занимает только часть рассеивающей площадки, то это можно интерпретировать при расчетах как уменьшение упругости пленки.

Количественные оценки параметров волнения со сликами выполнить не удалось, а из экспериментов известно, что появление сликов ведет к увеличению сечения обратного рассеяния, т.е. точки расположатся над равновесной кривой на рис. 7*а*, соответствующей полностью развитому ветровому волнению. Это эффект особенно будет заметен при слабых ветрах.

В результате учет смешанного волнения и естественных сликов позволит получить те значения сечения обратного рассеяния и разностного сечения, которые присутствуют на рис. 6 .

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ Ku- И S-ДИАПАЗОНОВ

Разработанные численные модели сечения обратного рассеяния для Ku- и C-диапазонов позволяют использовать их для проведения численных экспериментов и тестирования новой РЛ аппаратуры для дистанционного зондирования.

Рассмотрим применимость подобной численной модели сечения обратного рассеяния для оценок зависимости разностного сечения обратного рассеяния для другого частотного диапазона.

Европейское космическое агентство установило двухчастотный радиоальтиметр на спутнике Envisat, и разработчики выбрали другую пару частот: Ku- и S-диапазоны (0.09 м). Исследуем, каким будет в этом случае разностное сечение.

Данные радиоальтиметра со спутника Envisat были предоставлены нашими коллегами из Национального океанографического центра в Соутхамптоне (NOC, UK)

К сожалению, массив включает только РЛ-данные (сечения обратного рассеяния Ku- и S-диапазонов и высоту значительного волнения, измеренную радиоальтиметром).

Отсутствие данных буев не позволяет воспользоваться примененным выше подходом. С другой стороны, это возможность применить не сам подход, а полученные результаты для анализа разностного сечения новой пары частот.

Считаем, что формула для эффективного коэффициента отражения имеет тот же вид (см. (9)). Вопрос состоит в определении коэффициентов модели.

Предположим, что существует линейная связь значений коэффициентов и длины волны радиолокатора. В этом случае вычисление коэффициентов для S-диапазона сводится к линейной интерполяции коэффициентов для Ku- и C-диапазонов в S-диапазон, т.е. проводится прямая через две точки (0.021 м и 0.055 м) и значение интерполируется в 0.09 м.

Значения вычисленных коэффициентов приведены в табл. 2.

Таблица 2. Параметры модели эффективного коэффициента отражения в S-диапазоне

U_{10}, м/с	a	b	c	d	e	f	x_h
S							
4–16	1.3924	29.7664	–139.32	3.055	1064.242	–1575.45	0.011–0.127
4–20	1.29	34.279	–220.1	528.78	–405.88	–78.608	0.011–0.2

Используя обе оценки эффективного коэффициента отражения, построим зависимости разностного сечения $\Delta\sigma_{KuS}$ (S- и Ku-диапазоны) от сечения обратного рассеяния σ_{0Ku}. Результаты расчетов приведены на рис. 8.

Видно неплохое совпадение теоретической модели и экспериментальных данных.

Теоретическая модель отражает общие особенности поведения разностного сечения для пары S- и Ku-диапазонов. “Загиб” кривых на рис. 8*б* связан с недостаточным количеством данных для скоростей ветра выше 16 м/с на стадии построения модели эффективного коэффициента отражения для Ku- и C-диапазонов.

Для данных S и Ku спутника Envisat не выполнялась абсолютная калибровка, поэтому она не проводилась и для модельной функции. В результате наблюдается небольшое расхождение по абсолютной величине в разностном сечении обратного рассеяния. Чтобы совместить экспериментальные данные с теоретическими оценками, применялась коррекция сечения обратного рассеяния S-диапазона.

Из рисунков видно, что наблюдается немонотонное поведение разностного сечения для следующих пар частот: “Ku и C” и “Ku и S”. Одновременных измерений сечения обратного рассеяния для C- и S-диапазонов не проводилось.

Поведение разностного сечения для пары “C и S” не является очевидным, т.к. по отношению к Ku-диапазону наблюдается сходное поведение зависимости разностного сечения. Применение численных моделей для предсказания поведения разностного сечения для этой пары частот является хорошим тестом.

По имеющимся данным невозможно точно воспроизвести зависимость разностного сечения для пары “C и S”, т.к. измерения не являются синхронными. Однако можно определить ее качественный вид, если использовать средние зависимости сечений обратного рассеяния C- и S-диапазонов от сечения обратного рассеяния в Ku-диапазоне.

Общим для двух массивов экспериментальных данных является наличие данных Ku-диапазона. Воспользуемся этим для построения регрессионной зависимости сечения обратного рассеяния S-диапазона от Ku-диапазона (данные Envisat):

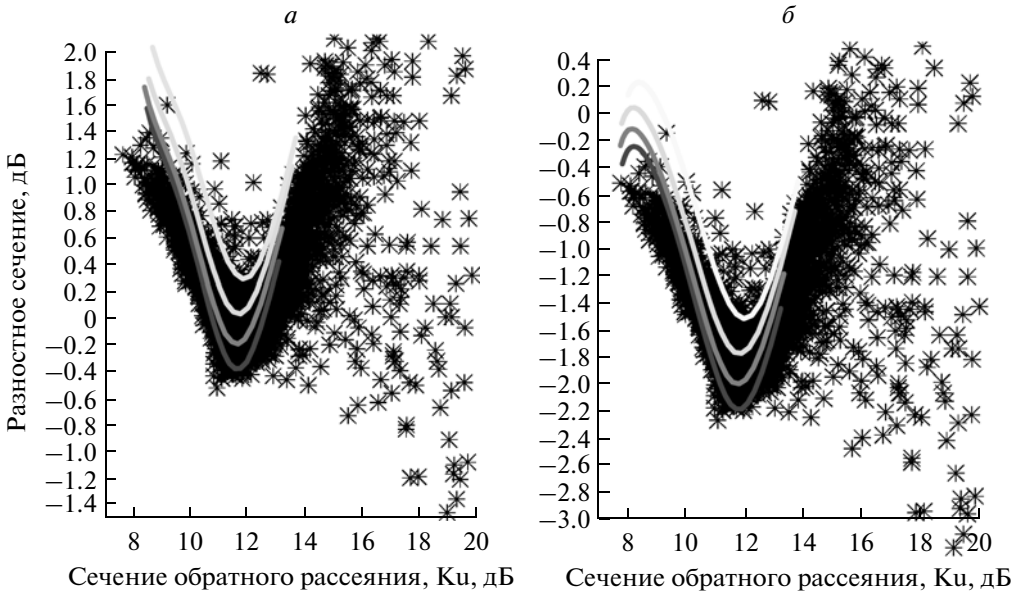


Рис. 8. Зависимость разностного сечения для S- и Ku-диапазонов от сечения обратного рассеяния Ku-диапазона: *а* – для скоростей ветра 4–16 м/с; *б* – для ветрового диапазона 4–20 м/с (см. табл. 2).

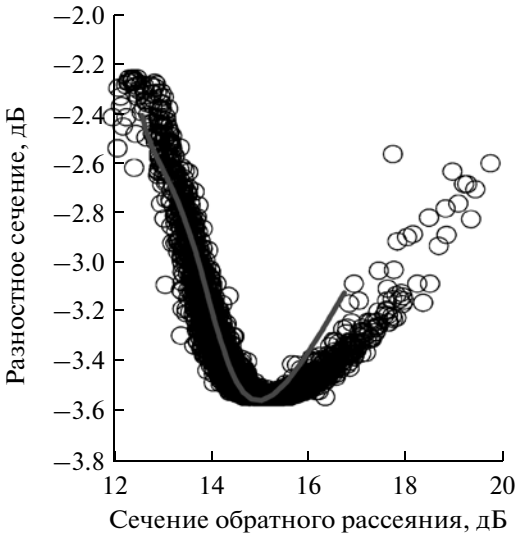


Рис. 9. Сравнение теоретических оценок разностного сечения для S- и C-диапазонов. По горизонтальной оси – сечение обратного рассеяния для C-диапазона.

$\sigma_{0S} = f(\sigma_{0Ku})$. После этого по данным Topex для каждой пары сечений обратного рассеяния Ku- и C-диапазона вычислим соответствующее значение сечения для S-диапазона $\sigma_C = f(\sigma_{0Ku})$.

После этого для C- и S-диапазонов найдем разностное сечение $\Delta\sigma_{CS} = \sigma_{0S} - \sigma_{0C}$. Полученная таким образом зависимость будет отличаться от реальной (измеренной) зависимости, так как не будет привычного разброса данных, но она станет отражать качественное поведение разностного сечения.

Результат сравнения модельных оценок с экспериментальными оценками показан на рис. 9. Для расчетов использовалась модель, полученная для 4–16 м/с.

Большое отрицательное значение разностного сечения обусловлено тем, что для C-диапазона применялась коррекция сечения в 2.3 дБ, а значения S-диапазона были взяты по теоретической модели. В данном случае нам важен качественный вид зависимости, а не абсолютные значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительные успехи в изучении обратного рассеяния СВЧ-диапазона взволнованной водной поверхностью, переход от качественного описания процесса рассеяния к количественным оценкам пока не произошел.

Серьезной проблемой для проведения численных оценок являются достоверность описания морского волнения и его последующее применение в двухмасштабной модели рассеивающей поверхности.

В данной работе впервые сделана попытка в рамках заданной модели спектра волнения построить численную модель для сечения обратного рассеяния и объяснить наблюдаемые в экспериментах эффекты, в частности, немонотонное поведение разностного сечения обратного рассеяния. Известные нам попытки объяснить наблюдаемый эффект были неудачными.

Как показало исследование, выбранная модель спектра или ее разбиение на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие дают завышенные значения дисперсии наклонов, что в результате привело к необычному поведению эффективного коэффициента отражения от дисперсии высот мелкой ряби: наблюдается рост коэффициента отражения при увеличении высоты ряби. Это может быть связано как с моделью спектра волнения, так и с выбором граничного волнового числа. Для ответа на этот вопрос необходимы дальнейшие исследования в этом направлении. В частности, выполнение прямых измерений дисперсии наклонов крупномасштабного волнения с помощью подводного акустического буя (Karaev et al., 2010; Караев и др., 2010) позволит экспериментально определить граничное волновое число.

Тем не менее, выбранный спектр волнения и найденный эффективный коэффициент отражения позволяют получать численные оценки сечения обратного рассеяния для различных состояний взволнованной водной поверхности и предсказывать поведение разностного сечения. Предложенная методика совместного анализа РЛ- и буйковых данных подтвердила свою работоспособность и может быть использована в дальнейшем.

Переход при описании зависимости эффективного коэффициента отражения от скорости ветра к дисперсии высот мелкой ряби позволяет восстанавливать скорость трения, что необходимо для количественного описания процесса теплообмена между атмосферой и океаном.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 10-05-00181а и № 11-05-97014-р-п-а) и программой ОФН РАН “Радиофизика”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически шероховатой поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.

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

Гарнакерьян А., Сосунов А. Радиолокация морской поверхности. Ростов: Изд-во Ростовского университета, 1978. 144 с.

Зубкович С. Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. М.: Сов. Радио, 1968. 224 с.

Караев В.Ю., Баландина Г.Н. Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 5. С. 1–12.

Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Мешков Е.М., Челленор П., Срокосз М., Гомменджинджер К. Методы измерения наклонов водной поверхности радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 5. С. 51–63.

Караев В., Каневский М., Баландина Г., Мешков Е., Челленор П., Срокосз М., Гомменджинджер К. Новые средства дистанционной диагностики океана: радиолокатор СВЧ-диапазона с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 41–52.

Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М., Коттон Д., Гомменджинджер К. Восстановление скорости приповерхностного ветра по данным спутниковых радиоальтиметров: обзор алгоритмов // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 4. С. 279–293.

Караев В.Ю., Каневский Е.М., Мешков Е.М. Измерение параметров поверхностного волнения подводными акустистическими системами: обсуждение концепции прибора // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 9–10. С. 634–645.

Фукс И.М. К теории рассеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 5. С. 876–887.

Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface // IEEE Trans. 1968. AP-16. № 5. Pt. 1. P. 554–559.

Brown G.S., Stanley H.R., Roy N.A. The wind speed measurement capability of spaceborne radar altimeters // IEEE J. Oceanic Engin. 1981. OE-6. C. 59–63.

Donelan, M.A., Pierson, W.J. Radar Scattering and Equilibrium Ranges in Wind-Generated Waves – With Application to Scatterometry // J. Geophys. Res.-Oceans. 1987. V. 92. № C5. P. 4971–5029.

Elfouhaily T., Vandemark D., Gourrion J. and Chapron B. Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C11. P. 25101–25108.

Ellison W.J., Balana A., Delbos G., Lamkaouchi K., Eymard L., Guillou C., Prigent C. New permittivity measurements of seawater // Radio Sci. 1998. V. 33. № 3. P. 639–648.

Freilich M.H., Challenor P.G. A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model functions // J. Geophys. Res. 1994. V.99. № C12. P. 25051–25062.

Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger C., Challenor P., Srokosz M. A two-parameter wind speed algorithm for Ku-band altimeters // J. Atm. and Oceanic Technol. 2002. V. 19. № 12. P. 2030–2048.

Quartly G.D., Guymer T.H., Srokosz M.A. The effects of rain on TOPEX radar altimeter data // J. Atmos. Oceanic. Technol. 1996. V. 13. P. 1209–1229.

Karaev V.Yu., Kanevsky M.B., Balandina G.N., Cotton P.D., Challenor P.G., Gommenginder G.P., Srocosz M.A. On the problem of the near ocean surface wind speed retrieval by radar altimeter: two-parametric algorithm // Int. J. Rem. Sens. 2002. V. 23. № 16. P. 3263–3283.

Karaev V., Kanevsky M.B., Meshkov Eu. The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal // Sensor. 2008. V. 8. P. 3780–3801.

Karaev V., Kanevsky M., Meshkov E. Advanced acoustical wave gauge for verification of retrieval algorithms for remote sensing of the ocean from space // Symp. "Ocean from Space". 26–30 April 2010, Venice, Italy. Proceedings "Oceans from space", 2010. P. 127–128.

Masuko H., Okamoto K., Shimada, Niva S. Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № C11. P. 13065–13083.

Miller A., Brown R., Vegh E. New derivation for the rough-surface reflection coefficient and for the distribution of sea-wave elevation // IEE Proceedings. 1984. Pt. H. V. 131. № 2. P. 114–116.

Valenzuela G.R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review // Boundary-Layer Meteorol. 1978. V. 13. P. 61–86.

Witter D.L., Chelton D.B. A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 8853–8860.

Properties of Multifrequency Backscattering from the Sea Surface at Vertically Probing

V. Yu. Karaev, M. B. Kanevsky, E. M. Meshkov

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod

In the Kirchoff method approximation and the two-scale model of a scattering surface, backscattering of a microwave signal is considered at nadir probing of the sea surface. In the assumption of the chosen sea wave spectrum, the model of effective reflection coefficient is developed and coefficients for Ku (0.021 m), C (0.055 m) and S bands (0.09 m) are calculated. The dependences of radar cross section on wind speed, wind fetch, and height of swell are investigated and the proximity of numerical estimations and experimental data are shown. In two-frequency measurements, the dependence of difference section on wind speed or on one of the backscattering radar cross sections is considered; it is shown for the first time that the numerical model describes nonmonotonic behavior of the difference section observed in experiments for the pairs Ku–C, Ku–S. The developed model of the effective reflection coefficient has allowed us to predict the behavior of the difference section for the new pair of frequencies C–S, for which experimental data are unavailable.

Keywords: vertical probing, backscattering radar cross section, effective reflection coefficient, model of sea wave spectrum, difference cross section

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 77–88

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ДЕШИФРИРОВАНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННЫХ ПРИЗНАКОВ

© 2012 г. В. С. Марчуков*, Е. А. Стыценко

Московский государственный университет геодезии и картографии (МИИГАиК), Москва

** E-mail: marchukov@miigaik.ru*

Поступила в редакцию 23.12.2010 г.

Статья посвящена исследованию возможностей повышения эффективности дешифрирования растительного покрова земной поверхности автоматизированными методами с использованием временных рядов снимков разных сезонов. Показано, что дешифрирование растительного покрова с использованием сезонного временного ряда (спектрально-временного снимка) позволяет существенно повысить достоверность дешифрирования большинства классов объектов растительного покрова.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, автоматизированное дешифрирование, многозональная съемка

ВВЕДЕНИЕ

Исследование растительного покрова требует актуальной и объективной информации, которая может быть получена путем обработки данных космической съемки. Растительность – наиболее информативный элемент экосистемы и лучше всего отображается на многозональных космических снимках, отражая различные характеристики состояния территории (Бондур, 1995; Бондур, 2006; Бондур, Савин, 1992; Савиных и др., 2000; Шаталов и др., 2007).

Методы дистанционного зондирования (ДЗ) основаны на получении информации о земной поверхности путем регистрации приходящего от нее электромагнитного излучения, отраженного или собственного, в различных частях спектрального диапазона. Возможность распознавания различных объектов и определения их характеристик дистанционными методами обусловлена тем, что поглощение, рассеивание, отражение и излучение электромагнитной энергии в различных зонах спектра специфичны для каждого участка земной поверхности. Анализ спектральных характеристик объектов, структурных и текстурных особенностей изображений позволяет получить информацию для их последующего дешифрирования и интерпретации (Козодеров, 2010).

Спектральные признаки являются основными при обработке многозональных снимков, так как они изначально формализованы при использовании цифровых изображений и легко поддаются формализации путем оцифровки изображений с бумажных и пленочных носителей информации. Однако, несмотря на то что различные природные объекты обладают специфическими спектральными характеристиками, эти признаки далеко не всегда обеспечивают достоверное разделение разных объектов. Известно (Сухих, 2008; Дистанционное зондирование, 1983), что во многих случаях необходимая информация об объекте фактически содержится во временных (сезонных) изменениях изображений территории. Объединив слои многозональных снимков, полученных в различные моменты времени, в один многослойный снимок, можно получить большую разделимость некоторых классов объектов. Для некоторых классов разделимость может оказаться меньшей, чем на одномоментных снимках.

В настоящей работе приведены результаты изучения возможностей повышения эффективности дешифрирования растительного покрова земной поверхности автоматизированными методами с использованием временных рядов снимков разных сезонов. Для решения этой задачи было проведено экспериментальное дешифрирование нескольких одиночных снимков на одну территорию, полученных в разные сезоны в течение одного года. Проведено экспериментальное совместное дешифрирование этих изображений. Выполнен анализ полученных результатов с целью выяснения, будет ли совместное дешифрирование растительности по нескольким разносезонным снимкам на одну и ту же территорию целесообразнее, объективнее и более достоверным, чем дешифрирование по одиночным снимкам.

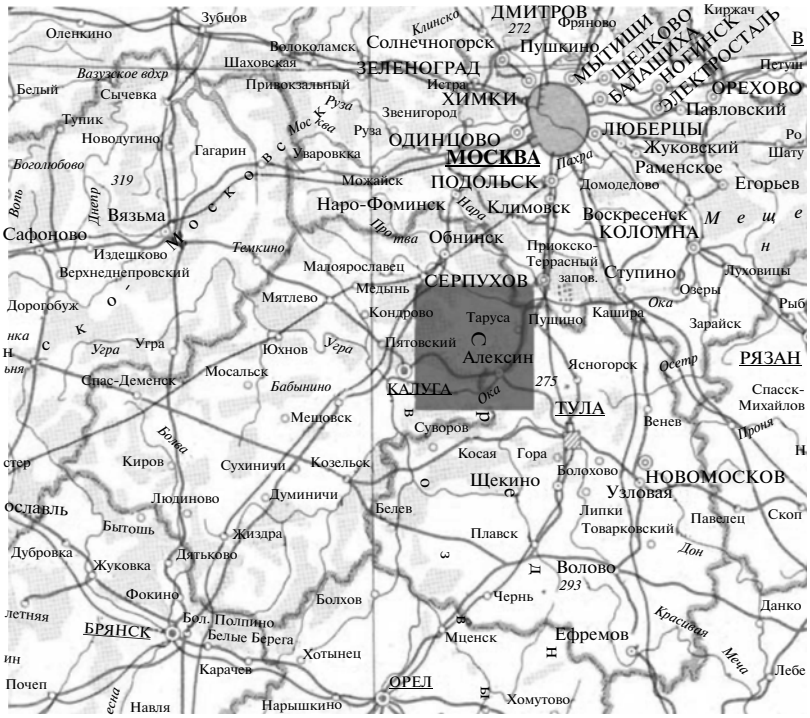


Рис. 1. Исследуемая территория (выделенная область) на карте.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для исследования были использованы многозональные снимки высокого разрешения с космического аппарата Landsat-5 (Landsat TM). Из бесплатного открытого архива USGS (US Geological Survey) получены снимки на три даты: 29 мая, 14 июня, 17 августа 2007 г. Космические снимки были выбраны на даты (конец весны–лето), обеспечивающие анализ временного ряда в период устойчивого состояния лиственного покрова растительности. Этот временной интервал интересен для исследования достаточно плавным изменением спектральных характеристик, в отличие от снимков в период появления листьев и осенних снимков.

Каждый из трех снимков содержит семь спектральных каналов. Исследованию была подвергнута не вся площадь снимков, а фрагмент территории, безоблачный на снимках на все три даты. В итоге были получены три семислойных изображения размером 1915 × 2195 пикселов, что соответствует 57450 × 65850 м на местности.

Для определения набора классов объектов дешифрирования и формирования их тестовых участков в процессе работы использовался картографический материал: топографические карты М 1 : 200000, 1 : 100000, 1 : 50000.

На рис. 1 показана исследуемая территория (выделенная область) на карте, на которой отображены границы административных районов.

Сопоставляемые снимки должны быть геометрически совмещены. Все подобранные космические снимки уже прошли предварительный уровень обработки 1G, т.е. они приведены в проекцию UTM (Zone 37) на эллипсоиде WGS 84 по данным орбитальной привязки. Проверка геометрической идентичности снимков по координатам выбранных опорных точек (перекрестки дорог) показала расхождение не более чем на 7.5 м. На основании этого был сделан вывод об отсутствии необходимости дополнительной геометрической коррекции.

На многозональных снимках отобразился участок земной поверхности, расположенной в центре Европейской части России. На большей части снимков расположена северо-восточная часть Калужской области, на юго-восточной части снимка – северо-западный район Тульской области, небольшой верхний участок снимка занимает юг Московской области.

Для решения задачи совместного дешифрирования снимков временного ряда были соединены семь каналов каждого 29 мая, 14 июня и 17 августа в один спектрально-временной снимок, содержащий 21 слой, RGB-представление которого (каналы 2, 9, 16) показано на рис. 2.

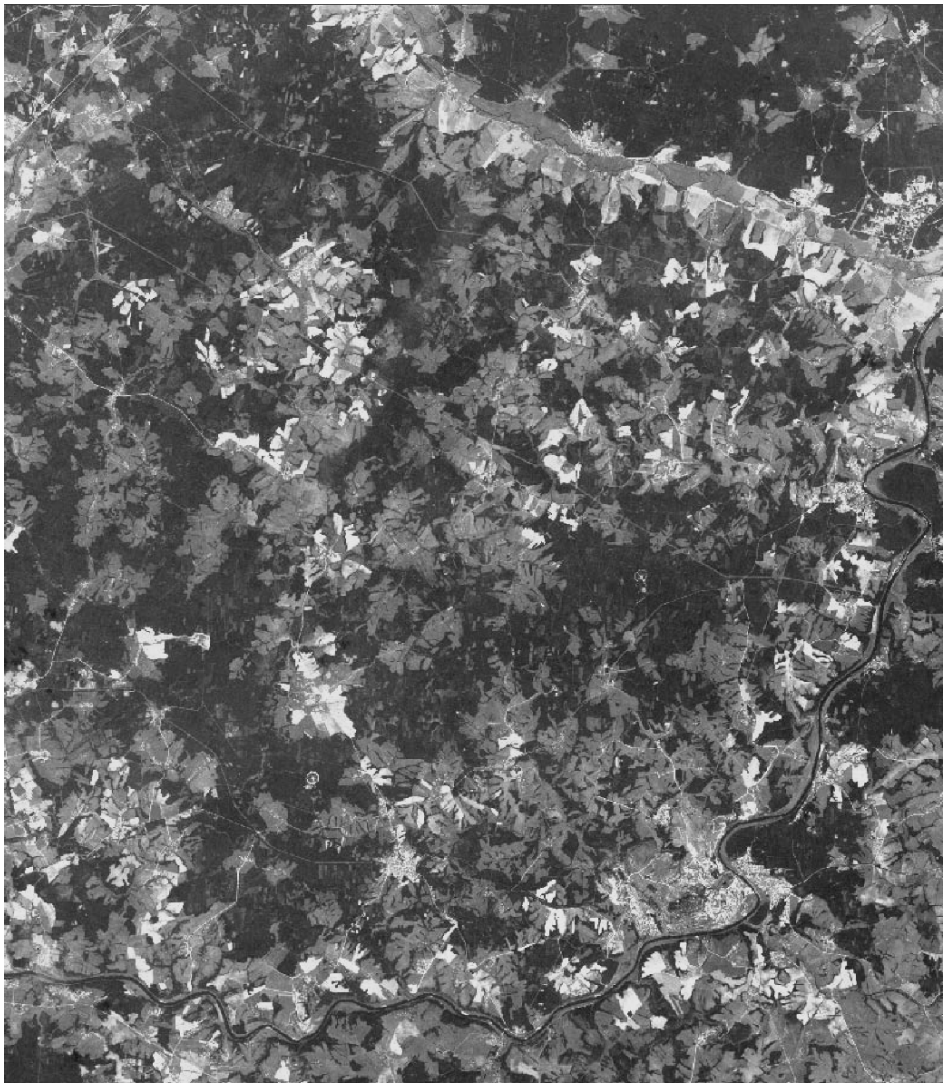


Рис. 2. RGB-представление (каналы 2, 9, 16) спектрально-временного снимка.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Автоматизированное дешифрирование выполнялось путем многоуровневой классификации, обеспечивающей более высокую достоверность распознавания объектов (Марчуков, 2003; Марчуков, 2010). Для выявления площадных объектов растительного покрова по результатам анализа соответствующего картографического материала и выборочных полевых исследований местности были определены тестовые участки. Объекты выделялись автоматизировано, путем контролируемой классификации гиперпараллелепипедным методом и методом максимального правдоподобия. Данный подход обеспечивает высокую достоверность классификации для площадных объектов, однако он неэффективен для выявления застроенных участков территории. Последние характеризуются присутствием различных видов земных покрытий – таких, как крыши зданий, травяная и древесная растительность, обнаженный грунт, асфальтовые и бетонные поверхности и так далее. Это приводит к большому разбросу значений интенсивности соседних пикселов и пересечению этих значений со статистическими характеристиками большого числа других объектов. Вместе с тем указанная особенность может быть использована для построения модифицированного изображения с контрастированными застроенными участками территории. В данной работе построение такого изображения было осуществлено за счет фильтрации изображения в канале 1 снимка от 17 августа, на котором элементы городской структуры выделяются наиболее четко, скользящим среднеквадратичным отклонением с размером апертуры фильтра 5×5 элементов. Полученное изображение было подвергнуто пороговой обра-

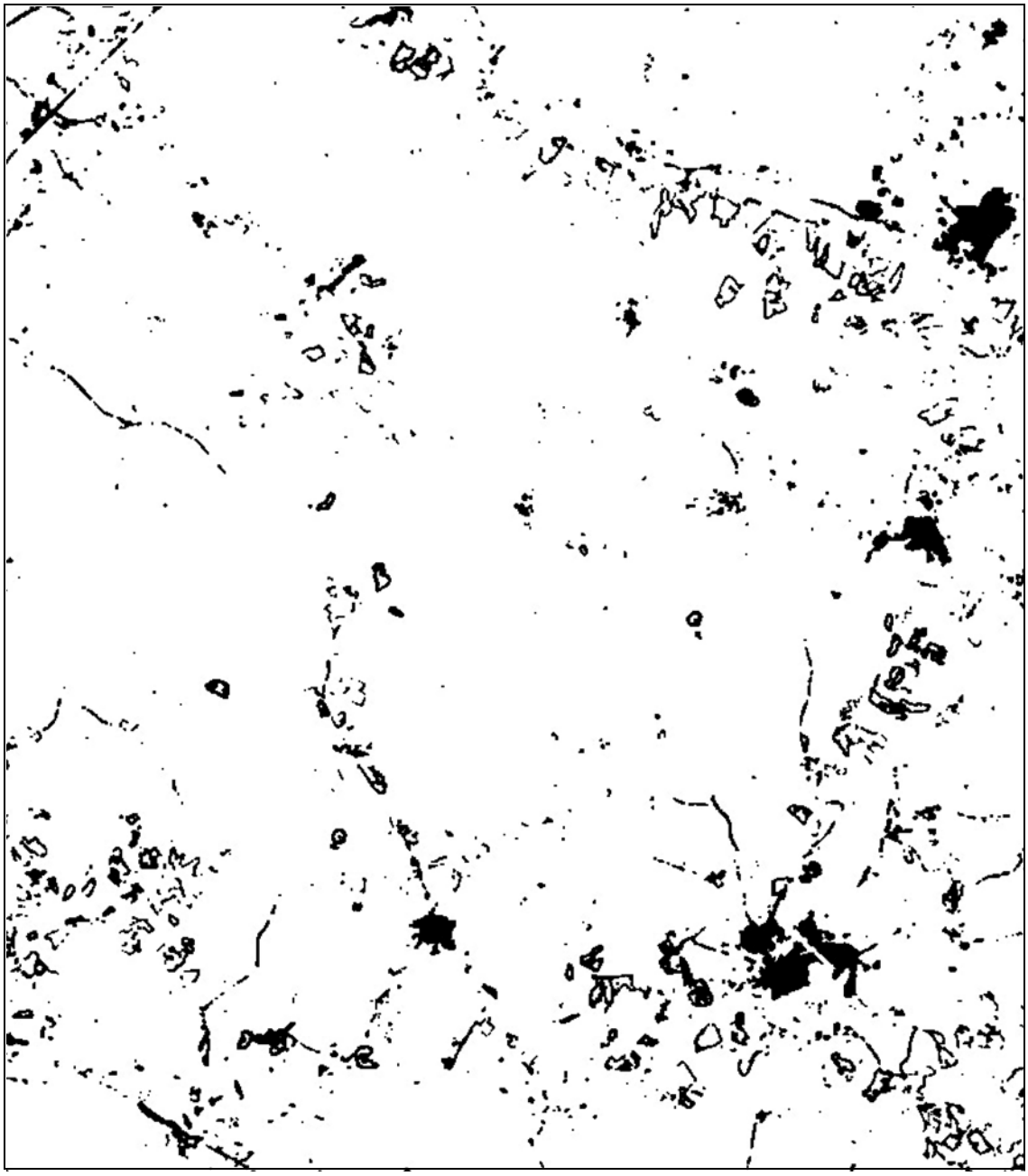


Рис. 3. Бинарная маска исследуемой территории, на которой кодом 0 обозначены населенные пункты, линейные и граничные объекты, кодом 1 – все остальные объекты.

ботке с целью получения бинарной маски (рис. 3), на которой кодом 0 обозначены населенные пункты, линейные и граничные объекты, а кодом 1 – все остальные объекты.

Дальнейшей обработке на всех снимках подвергались пикселы, которые обозначены на полученной бинарной маске кодом 1, пикселы, имеющие значение 0, относились к обобщенному классу населенных пунктов, линейных и граничных объектов.

Для каждого снимка временного ряда и спектрально-временного снимка была проведена контролируемая классификация методом гиперпараллелепипеда. Если пиксел попадал в область перекрытия гиперпараллелепипедов двух и более классов, то отнесение его к тому или иному классу осуществлялось на основе метода максимального

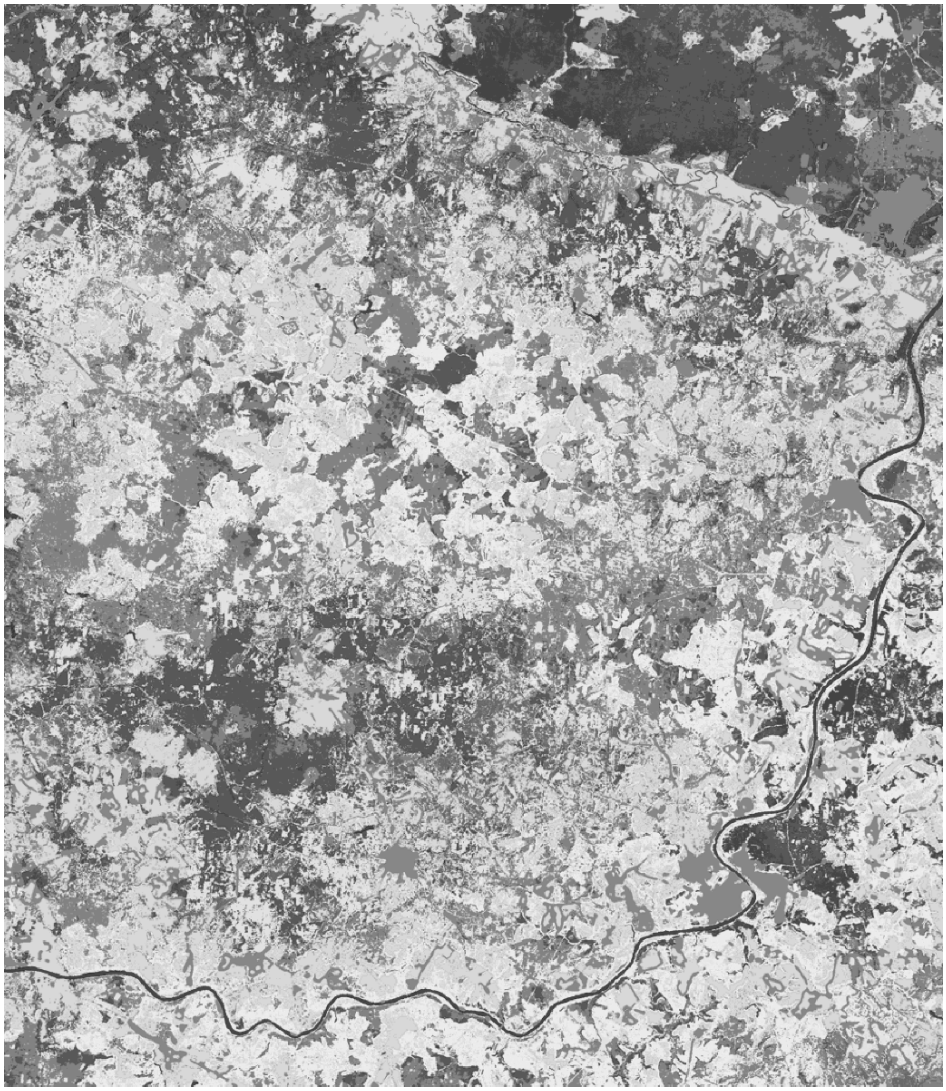


Рис. 4. Результаты классификации снимка от 29 мая 2007 г.

правдоподобия. На рис. 4–7 представлены результаты классификации снимков на 29 мая, 14 июня, 17 августа и спектрально-временного снимка. Единые условные обозначения и выделенные классы объектов представлены в табл. 1.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Визуальный анализ результатов классификации с использованием картографического материала и имеющихся снимков сверхвысокого разрешения позволил сделать ряд выводов:

1) дешифрируются объекты гидрографии на одиночных снимках и на спектрально-временном снимке. Широкая река Ока, озера и пруды отделяются хорошо, а реки, которые на снимке изобразились шириной в несколько пикселов, при классификации не проявились;

2) лесные массивы в целом отделились от ненарушенных лугов, с.-х. угодий и других объектов. Дешифрируются хвойные, лиственные, смешанные и молодые леса;

3) отделились ненарушенные луга от с.-х. угодий на снимке от 29 мая и на спектрально-временном снимке; на снимках от 14 июня и 17 августа многие ненарушенные луга определяются как с.-х. угодья;

4) отдешифрировать вырубки по одиночным снимкам не удалось. Многие с.-х. угодья определились как вырубка на всех трех одиночных снимках. Зато на спектрально-временном снимке вырубки и зарастающие вырубки отделились очень четко. Кроме того, достаточно верно определи-

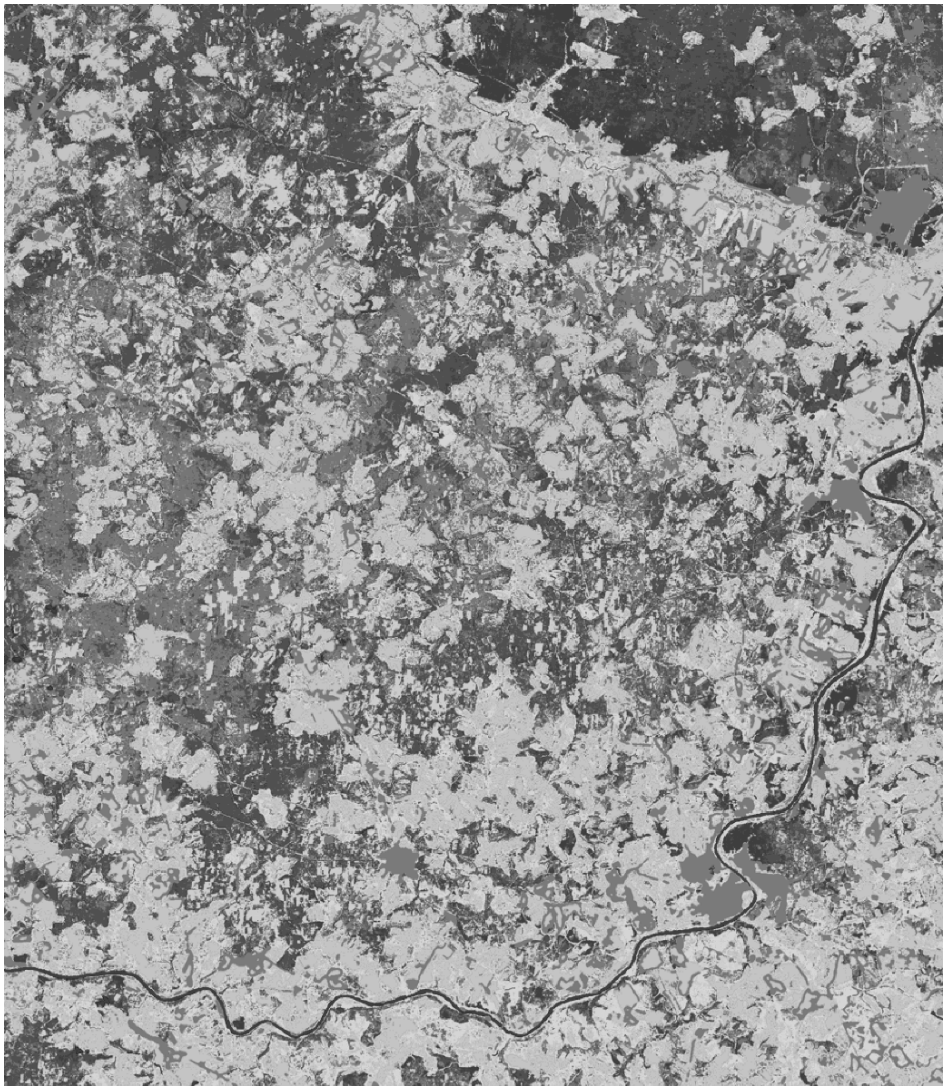


Рис. 5. Результаты классификации снимка от 14 июня 2007 г.

лась вырубка, которая появилась в июне–августе, в мае на этих местах произрастал лес.

Для получения количественных характеристик достоверности результатов классификации по предварительно сформированным контрольным участкам всех дешифрируемых классов объектов были рассчитаны вероятность правильной классификации класса объектов P_1 и вероятность ложной классификации класса объектов P_2, определяемые следующими выражениями:

$$P_1 = \frac{N_1}{Scl}, \quad (1)$$

где N_1 – количество пикселов, определившихся верно для данного класса, S_{cl} – сумма всех контрольных пикселов данного класса;

$$P_2 = \frac{N_2}{Scl}, \quad (2)$$

где N_2 – сумма пикселов, определившихся как данный класс на всех контрольных участках, не относящихся к данному классу, S_{cl} – сумма пикселов всех контрольных участков, не относящихся к данному классу.

Результаты расчета вероятности P_1 и P_2 для классифицированных снимков от 29 мая, 14 июня, 17 августа и спектрально-временного снимка представлены в табл. 2 и 3 соответственно.

Анализ статистических данных (вероятностей P_1 и P_2) для каждого класса выделенных объектов приводится ниже.

Хвойный лес. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела для июньского и августовско-

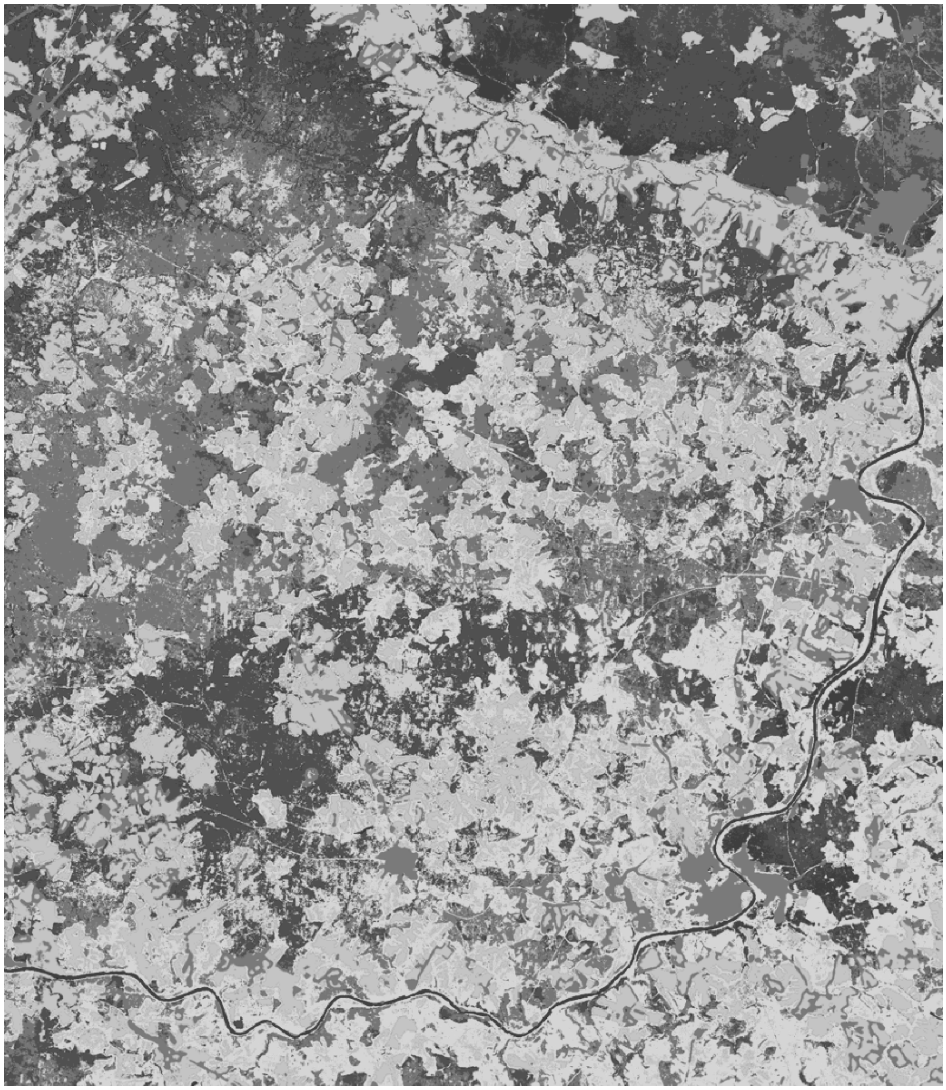


Рис. 6. Результаты классификации снимка от 17 августа 2007 г.

го изображений (93.51% и 90.38% соответственно) выше, чем вероятность правильной классификации спектрально-временного снимка (88.76%). Однако вероятность того, что пиксел на изображении неверно определится как пиксел хвойного леса для июньского и августовского снимка существенно выше, чем для спектрально-временного (4.396% – для июня, 4.979% – для августа и всего 0.18% – для спектрально-временного снимка). На одиночных снимках много пикселов смешанного леса неверно определились как хвойный лес. Можно сделать вывод, что дешифрирование хвойного леса по спектрально-временному снимку более достоверно, чем по одиночным снимкам.

Лиственный лес. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела в контрольных участках лиственного леса по спектрально-временному снимку выше, чем вероятность P_1 для одиночных снимков. (95.45% – для спектрально-временного снимка и 80.60%, 68.32% и 62.24% – для майского, июньского и августовского снимков соответственно).

На рис. 8 и 9, отражающих распределение пикселов в контрольных областях, мы представляем только по одному участку выборки, всего же их было создано по 7–10 для каждого класса. Диаграмма отклассифицированных пикселов отражает их распределение по всем контрольным областям данного класса. Условные обозначения классов объектов, изображенных на контрольных участках и диаграммах, такие же, как для классифицированных изображений (табл. 1).

Смешанный лес. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела в контрольных областях

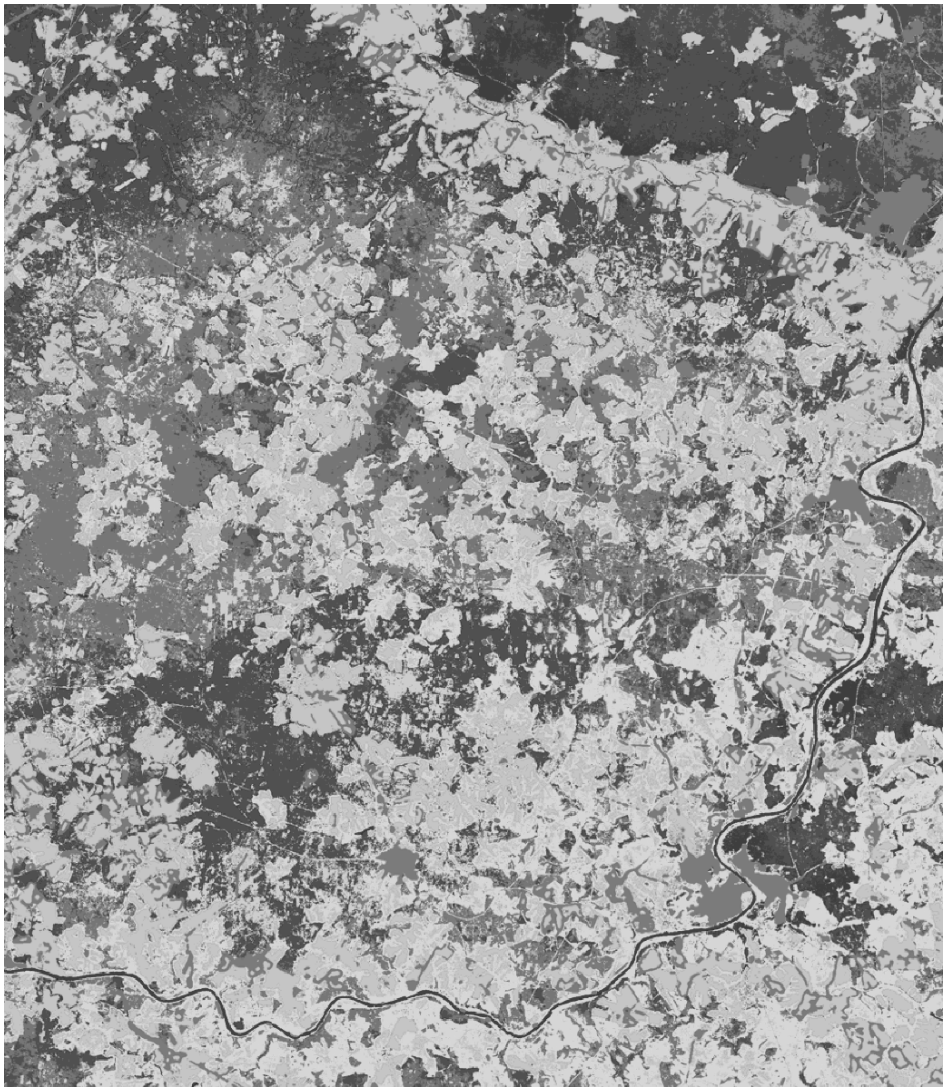


Рис. 7. Результаты классификации спектрально-временного снимка.

смешанного леса по спектрально-временному снимку выше, чем та же вероятность для одиночных снимков (97.88% – для спектрально-временного и 95.76%, 79.31%, 64.77% – для снимков, полученных соответственно в мае, июне и августе).

Ненарушенные луга. Вероятность P_1 в контрольных областях "ненарушенных лугов" по спектрально-временному снимку значительно выше, чем вероятность правильной классификации пиксела в данном классе по одиночным снимкам (94.72% – для спектрально-временного снимка и всего 55.48%, 37.59%, 29.46% – для снимков на 29 мая, 14 июня и 17 августа соответственно). Такая низкая вероятность правильной классификации пикселов ненарушенных лугов по одиночным снимкам обусловлена тем, что по ним объекты данного класса тяжело отделить от с.-х. угодий и вырубок, а по спектрально-временному снимку можно получить достаточно достоверные результаты дешифрирования ненарушенных лугов.

Сельскохозяйственные угодья. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела в контрольных областях с.-х. угодий по спектрально-временному снимку выше, чем вероятность P_1 для одиночных снимков (96.36% – для спектрально-временного снимка и 64.14%, 85.54%, 52.60% – для майского, июньского, августовского снимков соответственно). Как уже было сказано выше, это обусловливается тем, что по одиночным снимкам с.-х. угодья сложно отделить от ненарушенных лугов, и много вырубок и зарастающих вырубок путаются с ними. Дешифрирование спектрально-временного снимка позволяет существенно увеличить правильность дешифрирования с.-х. угодий.

Молодой лес. Вероятность правильной классификации пиксела в классе "молодого леса" по спектрально-временному снимку несколько ниже вероятности правильной классификации по одиночным снимкам (93.67% – для спектрально-временного снимка и 97.33%, 96.27%, 94.47% – для снимков на 29 мая, 14 июня, 17 августа соответственно). По одиночным снимкам для каждого месяца вероятность P_2 неверного определения любого пиксела на классифицированном изображении как класса молодого леса (5.576% – для майского, 4.162% – для июньского, 6.280% – для августовского) существенно выше этой вероятности для спектрально-временного снимка (0.904%). По одиночным снимкам много пикселов лиственного леса неверно классифицируются как пикселы молодого леса. Следовательно, несмотря на то, что вероятность P_1 для спектрально-временного снимка немного ниже, чем для одиночных снимков, отдешифрировать класс молодых лесов более объективно удалось по спектрально-временному снимку.

Объекты гидрографии. Объекты гидрографии отлично дешифрируются как по одиночным снимкам, так и по спектрально-временному снимку (вероятность правильной классификации пикселов в этом классе превосходит 99%). Вероятность того, что пикселы, не относящиеся к классу объектов гидрографии, распознаются как вода, тоже невелика и для одиночных снимков, полученных в мае, июне, августе, и для спектрально-временного снимка.

Вырубки. Вероятность правильной классификации P_1 пиксела класса "вырубки" по спектрально-временному снимку (92.29%) выше, чем по одиночным снимкам, полученным в июне и в августе (78.46% и 44.68% соответственно), но несколько ниже вероятности P_1 для снимка на 29 мая (93.62%). Но это не говорит о том, что дешифрировать вырубку лучше по майскому снимку, так как вероятность того, что любой пиксел определится неверно как вырубка, достаточно велика как для майского, так и для летних изображений (0.071% – для спектрально-временного снимка, 3.482%, 1.944%, 4.727% – для одиночных снимков, полученных в мае, июне и августе). Особенно много пикселов, которые априорно принадлежат к классам с.-х. угодий и ненарушенных лугов, определяются на одиночных снимках как вырубка. Количество неверно определившихся пикселов превышает число пикселов, определившихся верно как данный класс. Так, например, в августе 168 пикселов из 376 определились верно, как вырубка (139 пикселов, где должна быть вырубка, обозначились с.-х. угодьями), а 2682 пиксела, где должны быть с.-х. угодья, и 160 пикселов ненарушенных лугов обозначились как вырубка. Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод, что достоверно определить вырубку по одиночным снимкам невозможно, что мы отметили сразу после визуального анализа классифицированных изображений. При дешифрировании спектрально-временного снимка вероятность правильной классификации вырубки достаточно высокая (92.29%), и в тоже время вероятность того, что другие классы определятся как вырубка, невелика. Для изучения вырубки целесообразно использовать метод дешифрирования сезонного временного ряда изображений.

Таблица 1. Условные обозначения классов объектов для классифицированных изображений

	хвойный лес
	лиственный лес
	смешанный лес
	ненарушенные луга*
	с.-х. угодья**
	молодой лес***
	объекты гидрографии
	вырубка
	зарастающая вырубка
	появившаяся вырубка
	населенные пункты, линейные и граничные объекты

Примечание. * класс "ненарушенные луга" состоит из участков луговой растительности, неиспользуемых в год съемки в качестве сенокосов и пастбищ;

** класс "с.-х. угодья" включает в себя пахотные земли, сенокосы и пастбища;

*** класс "молодой лес" – участки, заросшие тонкими, частыми лиственными деревьями.

Зарастающая вырубка. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела в классе "старой" вырубки по спектрально-временному снимку (73.90%) выше, чем вероятность правильной классификации для одиночных снимков (56.35% – для майского, 66.51% – для июньского, 59.82% – для августовского изображений). Также по одиночным снимкам достаточно высока вероятность того, что пикселы с.-х. земель, ненарушенных лугов (особенно в мае и в августе) определятся как класс "зарастающая вырубка". Для спектрально-временного снимка вероятность P_2 неверного опреде-

Таблица 2. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела в данном классе, %

Класс	29 мая	14 июня	17 августа	Спектрально-временной снимок
хвойный лес	78.94	93.51	90.38	88.76
лиственный лес	80.60	68.32	62.24	95.45
смешанный лес	95.76	79.31	64.77	97.88
ненарушенные луга	55.48	37.59	29.46	94.72
с.-х. угодья	64.14	85.54	52.60	96.36
молодой лес	97.33	96.27	94.47	93.67
объекты гидрографии	99.95	99.95	99.79	99.90
вырубка	93.62	78.46	44.68	92.29
зарастающая вырубка	56.35	66.51	59.82	73.90
появившаяся вырубка	–	–	40.19	90.51

Таблица 3. Вероятность P_2 ложной классификации пиксела как данного класса, %

Класс	29 мая	14 июня	17 августа	Спектрально-временной снимок
хвойный лес	0.462	4.396	4.979	0.180
лиственный лес	0.735	2.660	7.253	0.593
смешанный лес	3.222	7.748	8.441	1.604
ненарушенные луга	2.957	1.972	1.873	1.146
с.-х. угодья	2.879	4.362	4.718	0.502
молодой лес	5.576	4.162	6.280	0.904
объекты гидрографии	0.096	0.017	0.000	0.002
вырубка	3.482	1.944	4.727	0.071
зарастающая вырубка	1.663	0.168	1.156	0.018
появившаяся вырубка	–	0.010	4.163	0.000

ления любого пиксела на классифицированном изображении как зарастающей вырубки совсем невелика (0.018%).

На рис. 8 изображены диаграммы отклассифицированных пикселов контрольных участков лиственного леса, смешанного леса, ненарушенных лугов, с.-х. угодий, зарастающих вырубок для каждого классифицированного изображения.

Появившаяся вырубка. Класс “появившаяся вырубка” представляет те участки леса, которые в мае были еще лесом, а в последующие месяцы были вырублены. Некоторые новые вырубки появились уже к 14 июня, но их не так много, как в августе. На классифицированном спектрально-временном снимке этот класс скорее представляет собой динамику изменения лесной растительности. Хотя мы и создали контрольные участки появившейся вырубки, но отнести их мы можем только к снимку на 17 августа и к спектрально-временному снимку. На августовском снимке класс появившаяся вырубка является по сути таким же, как класс “свежая” вырубка. Вероятность P_1 правильной классификации пиксела свежей вырубки по августовскому снимку составляет всего 40.19%, а вероятность того, что любой другой класс определится, как класс свежей вырубки, очень велика (4.163%) – всего проявилось 2536 пикселов вырубки, из них только 127 определились верно. Это подтверждает тот вывод, который мы сделали для класса “свежая” вырубка, – что определить достоверно вырубку по одиночным снимкам невозможно. По спектрально-временно-

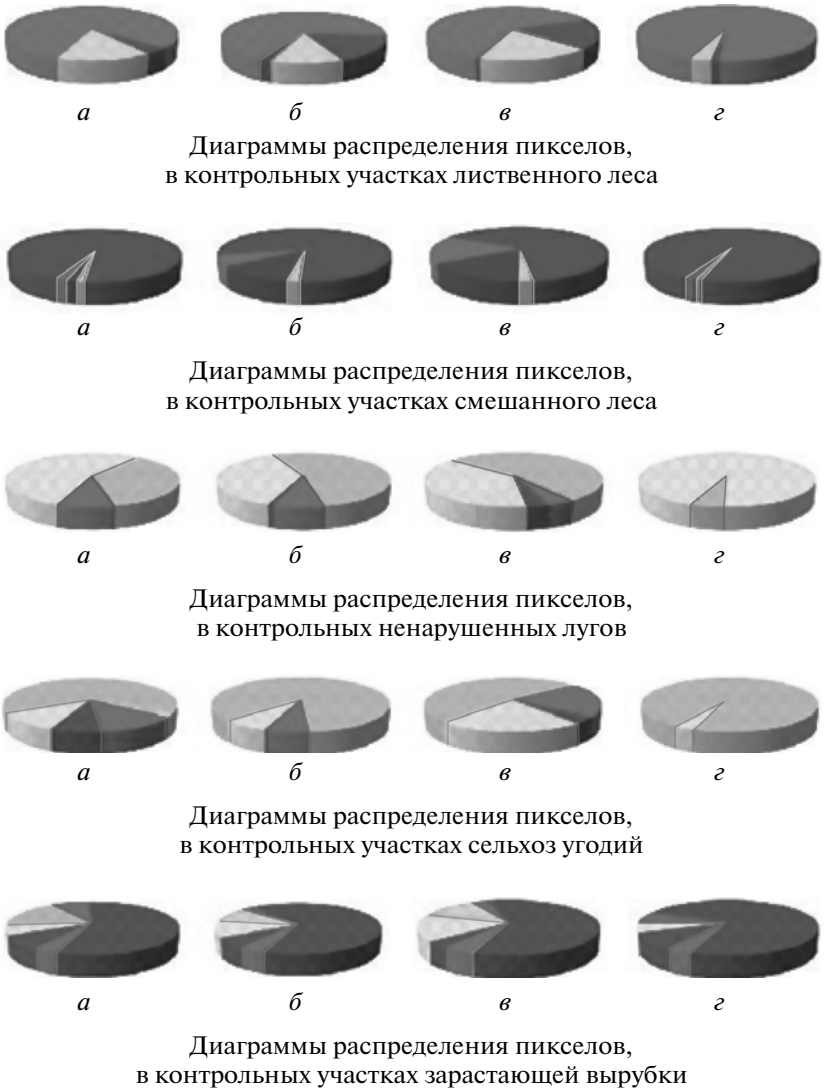


Рис. 8. Диаграммы распределения пикселов в контрольных участках классов объектов: *а* – 29 мая, *б* – 14 июня, *в* – 17 августа, *г* – для спектрально-временного снимка.

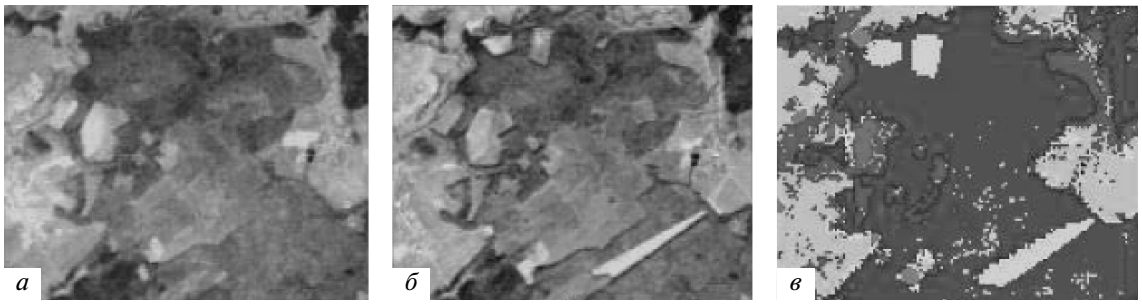


Рис. 9. Участки снимков: *а* – 29 мая, *б* – 17 августа, *в* – классифицированного спектрально-временного снимка.

му снимку можно не только правильно отдешифрировать вырубку, но и достаточно точно проследить динамику изменения растительности.

На рис. 9 изображен участок снимков на 29 мая и 17 августа, где появилась вырубка, и результат классификации спектрально-временного снимка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод, что дешифрирование растительного покрова с использованием сезонного временного ряда (спектрально-временного снимка) позволяет существенно повысить достоверность дешифрирования большинства классов объектов растительного покрова. Для ряда классов объектов (вырубки, с.-х. угодья, ненарушенные луга) использование одиночных снимков не обеспечивает достижения приемлемых значений достоверности дешифрирования. Решение задач выделения этих классов возможно только с использованием сезонного временного ряда снимков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

Бондур В.Г. Основы аэрокосмического мониторинга окружающей среды. Курс лекций. М.: МИИГАиК, 2006. 369 с.

Дистанционное зондирование. Количественный подход / Под ред. Свейн Ф., Дейвис Ш. М.: Недра, 1983. 415 с.

Козодеров В.В., Дмитриев Е.В. Аэрокосмическое зондирование почвенно-растительного покрова: модели, алгоритмическое и программное обеспечение, наземная валидация // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 1. С. 69–86.

Марчуков В.С. Дешифрирование многозональных аэрокосмических изображений с использованием структурно-пространственной информации // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2003. № 6. С. 54–66.

Марчуков В.С. Автоматизированные методы оценки динамики пространственного распределения растительного покрова и грунтов по данным дистанционного мониторинга // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 2. С. 63–74.

Савиных В.П., Малинников В.А., Цыпина Э.М., Сладкопевцев С.А. География из космоса. М.: МИИГАиК, 2000. 324 с.

Сухих В.И. Основные направления развития дистанционных методов изучения лесов и оценки их состояния в России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Вып. 5. Т. 2. М.: Азбука–2000, 2008. С. 352–357.

Шаталов А.В., Жирин В.М., Сухих В.И., Эйдлина С.П., Галкин В.С. Анализ информативности космических снимков высокого разрешения QuickBird // Докл. IV межд. конф. Аэрокосмические методы и геоинформационные системы в лесоведении и лесном хозяйстве. М.: ГОУ ВПО МГУЛ, 2007. С. 168–174.

Interpretation of Vegetation Using Spectral-Temporal Characteristics

V. S. Marchukov, E. A. Stytsenko

Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow

The article deals with the study of efficiency interpretation vegetation cover the earth's surface by automated methods with applications using time-series images of different seasons. Shown that the interpretation of vegetation cover using seasonal time series (spectral-temporal image) allows you to significantly improve the reliability of interpretation of the majority of classes of objects of vegetation.

Keywords: remote sensing, automated interpretation, multi-spectral image

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2012, № 1, с. 89–91

К 75-ЛЕТИЮ АНАТОЛИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА БУЗНИКОВА

11 февраля 2012 г. исполнилось 75 лет со дня рождения Анатолия Алексеевича Бузникова – профессора кафедры квантовой электроники и оптико-электронных приборов, руководителя лаборатории космического дистанционного зондирования природной среды Санкт-Петербургского государственного электротехнического университетса "ЛЭТИ", члена редколлегии журнала "Исследование Земли из космоса", Заслуженного деятеля науки РФ, доктора технических наук, широко известного в нашей стране и за рубежом специалиста в области технических средств и методов дистанционного зондирования атмосферы, Мирового океана и природных ресурсов Земли с аэроосмических носителей, по глобальному и региональному экологическому мониторингу, пионера развития этого направления науки и техники.

А.А. Бузников в 1960 г. окончил с отличием Ленинградский электротехнический институт и продолжил в нем работу научным сотрудником, аспирантом, преподавателем. В этот период он разработал новые методы и аппаратуру для низкотемпературной пирометрии удаленных объектов, организовал и провел экспедиционные работы по изучению влияния атмосферы на ИК-излучение природных объектов, участвовал в экспедиции на Камчатку (1964 г.), где совместно с учеными Института вулканологии АН СССР впервые применил ИК-радиометры для дистанционного изучения термического режима действующих вулканов.

После защиты кандидатской диссертации (1966 г.) А.А. Бузников был приглашен ректором ЛГУ академиком К.Я. Кондратьевым на работу в Ленинградский государственный университет на кафедру физики атмосферы, где проработал с 1967 по 1979 гг. старшим научным сотрудником, доцентом, руководителем лаборатории, заместителем заведующего кафедрой физики атмосферы, главным инженером, первым заместителем директора – главным конструктором ОКБ. Он организовал лабораторию высотной актинометрии и спутниковых измеренний, на базе которой в 1975 г. было организовано Особое конструкторское бюро аэрокосмической аппаратуры "Интеграл".

В 1979 г. А.А. Бузников вернулся в электротехнический институт для работы сначала в должности доцента, а затем профессора. В 1985 г. он защитил докторскую диссертацию на тему "Космическая спектрофотометрия природной среды с пилотируемых орбитальных станций". В 1987 г., в соответствии с совместным приказом Главкосмоса СССР, Минводхоза СССР и Минвуза РСФСР, А.А. Бузниковым была организована в ЛЭТИ отраслевая научно-исследовательская лаборатория Дистанционного зондирования и оптимизации аэрокосмических методов исследования природных ресурсов Земли, которая стала одним из веду-

щих центров нашей страны по разработке методов и аппаратуры для глобального и регионального космического экологического мониторинга.

В 1988 г. А.А. Бузников был избран на должность заведующего кафедрой физической электроники и оптико-электронных приборов и в течение более 20 лет успешно руководил ее работой. При нем кафедра КЭОП организовала подготовку специалистов по новой специальности "Квантовая и оптическая электроника" и получила статус ведущей научной школы РФ по направлению "Оптико-электронные приборы и системы дистанционного зондирования", участвовала в выполнении важнейших научных работ по Федеральным целевым программам, в том числе в проекте "Развитие и поддержка совместного учебно-научного центра "Оптико-электронные системы в аэрокосмическом экологическом мониторинге".

Под руководством А.А. Бузникова сотрудники кафедры и лаборатории принимали активное участие в комплексных подспутниковых экологических экспериментах на Ладожском и Онежском озерах, на Рыбинском водохранилище, в системе Ладога–Нева–Невская губа, на оз. Сайма, в проекте "Кубань", в экологических исследованиях по программам "Интеркосмос" – "Внутренние водоемы", "Шипка" и др. Большая работа была выполнена кафедрой по комплексированию и оптимизации методов и аппаратуры для аэрокосмических исследований природной среды и разработке концепции космической экологической лаборатории. Внедрение результатов этих исследований осуществлено во время полетов космических комплексов "Салют", "Алмаз" и "Мир".

Как уже отмечалось выше, научные разработки и исследования, выполненные А.А. Бузниковым, широко известны в нашей стране и за рубежом. Он является одним из основоположников космической спектрофотометрии – им были теоретически разработаны и экспериментально проверены основные методы космической спектрофотометрии природной среды. Под его руководством и при его непосредственном участии был разработан и установлен на борт пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций комплекс малогабаритных спектральных приборов, которые стали первыми в мировой практике спектральными приборами, запущенными в космос. Успешное применение этих приборов на космических кораблях "Союз" и орбитальных станциях "Салют" позволило впервые в мировой практике получить спектры сумеречной и дневной атмосферы и спектры различных типов природных образований на поверхности Земли, что значительно расширило возможности космических экспериментов и способствовало внедрению спектральных методов в практику природно-ресурсных и экологических космических исследований. Полученные спектры сумеречной и дневной атмосферы позволили получить данные о вертикальном распределении в стратосфере и мезосфере оптически активных компонентов (аэрозоль, озон, водяной пар и др.) и оценить влияние антропогенных факторов на состояние верхней атмосферы Земли. Кроме ранее известного глобального аэрозольного слоя Юнге, были обнаружены глобальные аэрозольные слои на высотах 35 и 50 км. Получены данные о неравномерном распределении озона в атмосфере.

Под руководством и при непосредственном участии А.А. Бузникова был разработан комплекс солнечных спектрометров КСС-2, который успешно прошел летно-конструкторские испытания на орбитальной станции "Салют-4". Это был первый в мировой практике негерметизированный спектрометр высокого разрешения, работавший за пределами герметичного корпуса орбитальной станции в условиях космического вакуума. С помощью КСС-2 впервые были получены достоверные данные о вертикальном распределении водяного пара в стратосфере и мезосфере на высотах от 30 до 60 км.

В программах спектрофотометрических исследований природной среды с пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций самыми важными по значению и наиболее трудоемкими по исполнению явились комплексные синхронные подспутниковые эксперименты, впервые осуществленные под руководством А.А. Бузникова во время полетов ПКК "Союз-7" и "Союз-9". Несмотря на то, что синхронные подспутниковые наблюдения стали в настоящее время основным методом глобальных и региональных экологических космических исследований, синхронные подспутниковые эксперименты, выполненные под его руководством, остаются до настоящего времени уникальными по объему и значению решенных задач в интересах дистанционного зондирования природных ресурсов и охраны окружающей среды.

А.А. Бузников внес большой вклад в дело подготовки космонавтов к выполнению геофизических экспериментов с борта пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций. Успех этих экспериментов во многом определил приоритетный вклад советско-российских космических исследований в изучение атмосферы, океана и природных ресурсов нашей планеты.

Разработанные методики и оригинальные приборы позволили А.А. Бузникову совместно с другими учеными и космонавтами сделать открытие вертикально-лучевой структуры (горизонтальной неоднородности) дневного излучения верхней атмосферы Земли в переходной области от ночного эмиссионного слоя до зоны цветного

сумеречного ореола, зарегистрированное в Государственном реестре СССР за № 106.

А.А. Бузников ведет большую научно-организационную работу – он является членом редколлегии журнала "Исследование Земли из космоса" (с 1991 г.), действительным членом Санкт-Петербургской инженерной академии (1990 г.) и Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности (1994 г.), членом-корреспондентом Петровской академии наук (2000 г.), действительным членом Географического общества СССР и России (с 1975 г.), действительным членом (основателем) Оптического общества им. Д.С. Рождественского. Активно участвует Анатолий Алексеевич и в международном научном сотрудничестве: с 1987 по 1992 гг. он являлся заместителем председателя Рабочей группы по советско-американскому сотрудничеству в области "Науки о Земле", с 1988 по1993 гг. – заместителем председателя российско-европейской научной группы по "Наблюдению Земли из космоса"; совместно с финскими, шведскими и норвежскими учеными выполнил комплекс работ по экологическому мониторингу Северо-Западного региона и изучению трансграничного переноса атмосферных загрязнений.

А.А. Бузниковым опубликовано более 450 научных работ. В том числе он автор и соавтор шести монографий, одного открытия и 38 патентов и авторских свидетельств. В одной из последних монографий "Global Change and Remote Sensing" (1996 г.), написанной совместно с академиком К.Я. Кондратьевым и профессором О.М. Покровским, изданной в Англии, подведен итог и показан приоритет советско-российских природно-ресурсных космических исследований.

А.А. Бузников награжден орденом "Знак Почета", медалью академика С.П. Королева, медалью и дипломом имени летчика-космонавта СССР Ю.А. Гагарина, медалью "За вклад в информатизацию общества", золотой, серебряной и бронзовой медалями ВДНХ, медалью "Ветеран труда", медалями "60 лет победы в ВОВ" и "65 лет победы в ВОВ", памятными медалями "В честь 60-летия полного освобождения Ленинграда от фашистской блокады" и "В честь 65-летия освобождения Ленинграда", "В пямять 300-летия Санкт-Петербурга", знаком "Житель блокадного Ленинграда".

В 2000 г. Постановлением Правительства РФ Бузникову А.А. присвоено почетное звание "Заслуженный деятель науки Российской Федерации".

Редколлегия журнала "Исследование Земли из космоса" РАН сердечно поздравляет профессора А.А. Бузникова с 75-летием и желает ему хорошего здоровья и новых творческих успехов.