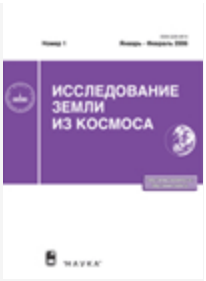
Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics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



Год выпуска	2013	Том		Номер выпуска	4

	Название статьи	Страницы	Цит.
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ		
	СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В РАЙОНЕ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б.	3-15	2
	ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ВОЛНЕНИЯ В ЗАДАЧАХ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Караев В.Ю., Мешков Е.М., Чу К.	16	0
	ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЗОННОГО ХОДА МОРСКОГО УРОВНЯ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ОСНОВЕ АДАПТИВНОЙ МОДЕЛИ Малинин В.Н., Шевчук О.И.	27-32	0
	КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ РИСКОВ НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРНО-ТЕРМОКАРСТОВЫХ РАВНИН) Викторов А.С., Капралова В.Н.	33	0
	ОБНАРУЖЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ПЕРЕМЕЖАЕМЫХ РЕЖИМАХ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЦ ALBERTO ПРИ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Покровская И.В., Чернушич А.П.	39	5
	АРКТИЧЕСКИЙ ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ СТАНОВИТСЯ СЕЗОННЫМ? Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.	50	19
	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА СВЯЗИ АРКТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ (АО) И ОСАДКОВ ХОЛОДНОГО СЕЗОНА НА ТЕРРИТОРИИ БОЛЬШОГО ВАСЮГАНСКОГО БОЛОТА (БВБ) Безуглова Н.Н., Суковатов Ю.А., Суковатов К.Ю.	66	1
	МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ		
	АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ РАДИОТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ СИСТЕМЫ ОКЕАНАТМОСФЕРА ВЫСОКОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИСКРЕТИЗАЦИИ ПО СПУТНИКОВЫМ МИКРОВОЛНОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ Ермаков Д.М., Раев М.Д., Чернушич А.П., Шарков Е.А.	72	5
	СРАВНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ И НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Поберовский А.В.	83	3
	ИНФОРМАЦИЯ		
	ИНФОРМАЦИЯ	92	0

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 3–15

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В РАЙОНЕ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2013 г. С. Ю. Ладыченко*, В. Б. Лобанов

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

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

Поступила в редакцию 14.08.2012 г.

В данной работе исследовались синоптические вихри в районе залива Петра Великого, расположенного в северо-западной части Японского моря. Были получены характеристики вихрей на основе данных NOAA/AVHRR в ИК-диапазоне за июль–октябрь 2000–2004 гг. Показано, что антициклонические вихри постоянно присутствуют в исследуемом районе. Они наблюдались на 85% безоблачных изображений. Нами были определены характеристики 43 из них. Диаметр вихрей варьирует от 20 до 110 км с наиболее повторяющимися значениями 20–60 км. Типичное время существования вихрей составляет от 3 до 30 сут. Однако некоторые вихри среднего размера (40–60 км) наблюдались более продолжительное время – до 40–60 суток, а крупные вихри (диаметром 60–110 км) – на протяжении 1–2 мес. При этом они перемещаются в юго-западном и южном направлениях вдоль континентального склона со скоростями 3–6 см/с. Отмечаются межгодовые различия в вихревой структуре вод, проявляющиеся в присутствии в отдельные годы одного крупного вихря, охватывающего большую часть залива (2000, 2002 и 2003 гг.), либо в формировании нескольких более мелких образований (2001 и 2004 гг.). Вихри содержат более теплые и менее соленые в сравнение с окружающими воды шельфового происхождения и переносят их в своем ядре на значительное расстояние. Таким образом, они являются элементом механизма формирования промежуточных вод Японского моря и играют важную роль в водообмене поперек шельфа, обеспечивая быструю вентиляцию прибрежной зоны и определяя изменчивость биологических процессов.

Ключевые слова: синоптические антициклонические вихри, инфракрасные спутниковые изображения, NOAA/AVHRR, Японское море, залив Петра Великого

DOI: 10.7868/S0205961413030032

ВВЕДЕНИЕ

Залив Петра Великого расположен в северо-западной части Японского моря (рис. 1). Благодаря особенностям климатического режима и обширному шельфу, в заливе формируются воды, отличающиеся по своим характеристикам от вод прилегающей морской акватории (Зуенко, Юрасов, 1995; Данченков и др., 2003; Лучин и др., 2005). Водообмен залива с открытым морем имеет большое значение как для вентиляции вод залива, подвергающегося все возрастающей антропогенной нагрузке, очистке загрязненных вод прибрежной зоны, так и для формирования свойств водных масс самого моря. В частности, в период зимней термохалинной конвекции на шельфе залива формируются воды повышенной плотности, впоследствии стекающие вниз по склону и вентилирующие глубинные слои Японского моря (Lobanov et al., 2002; Talley et al., 2003). Формирование специфической водной массы в летний сезон, отличающейся пониженными значениями солености, также может играть важную роль в формировании структуры водных масс Японского моря.

По сложившимся представлениям, циркуляция вод залива и прилегающей акватории в значительной степени определяется ветровым режимом, сгонно-нагонными явлениями и динамикой Приморского течения – потока вод, направленного на юго-запад вдоль континентального склона и проникающего в пределы залива (Леонов, 1960; Юрасов, Яричин, 1991; Японское море, 2003). Учитывая сложный рельеф дна, очертание побережья и изменчивость поля ветра можно ожидать существенную нестационарность динамики вод в этом районе, меандрирование течений и формирование вихрей синоптического масштаба. Действительно, присутствие вихревых структур вдоль побережья Приморья было показано в работах (Goncharenko, 1994; Гинзбург и др., 1998) на основе анализа спутниковых изображений в ИК-диапазоне. Характерный для исследуемого района муссонный климат умеренных широт предполагает значительную сезонную изменчи-

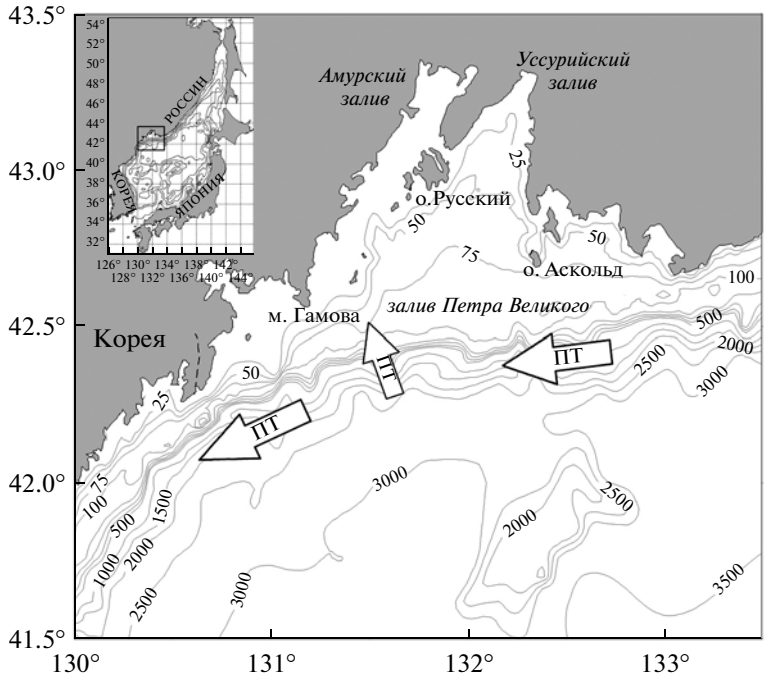


Рис. 1. Район исследований – залив Петра Великого и прилегающая акватория северо-западной части Японского моря (показаны изобаты в метрах). ПТ – Приморское течение.

вость циркуляции вод. Нестационарность течений усиливается в осенний период смены муссона и преобладания ветров западного и северо-западного направлений, под влиянием которых у юго-восточного побережья Приморья и в районе залива развивается апвеллинг (Гончаренко и др., 1993; Жабин и др., 1993; Зуенко, Надточий, 2004; Юрасов и др., 2007). В это время усиливается неустойчивость вдольсклонового потока и отмечается формирование системы антициклонических вихрей (Ладыченко, 2002). Было показано, что сравнительно крупные вихревые образования диаметром 40–80 км существуют в течение нескольких суток–недель, усиливая водообмен поперек шельфа, изменяя термохалинные и гидрохимические параметры вод и продукционные характеристики (Никитин и др., 2002; Звалинский и др., 2006; Лобанов и др., 2007). Однако их характеристики и особенности эволюции остаются неизученными.

В настоящей работе на основании материалов спутниковых ИК-изображений за летне-осенние периоды 2000–2004 гг. рассматриваются особенности синоптической динамики вод в районе залива Петра Великого, характеристики формирующихся здесь вихревых образований (типичные размеры, времена существования, траектории движения), условия формирования и эволюции. По данным специальных судовых съемок рассматривается термохалинная структура вод вихрей и их влияние на динамику вод в районе.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследуемый район включает залив Петра Великого и прилегающую акваторию Японского моря, ограниченную приблизительно параллелью 42° с.ш., меридианом 133°30′ в.д. и береговой чертой. Район исследований охватывает акваторию несколько бóльшую, чем внешняя граница залива (проходящая по линии устье р. Туманная – м. Поворотный), так как вихри, центры которых располагаются за пределами шельфа, также оказывают влияние на динамику вод залива.

Для изучения вихрей были использованы спутниковые изображения в ИК-диапазоне, полученные в Межинститутском центре спутникового мониторинга ДВО РАН (Алексанин, Алексанина, 2007) со спутников серии NOAA. Рассматривались данные за летне-осенний период (июль–октябрь) 2000–2004 гг. В этот период контрасты температуры воды на поверхности моря максимальны, что благоприятствует визуализации особенностей, связанных с динамикой вод. Ежедневно принималось от двух до пяти изображений, охватывающих залив Петра Великого. Эта цифра варьировала в зависимости от количества доступных спутников и технических условий приема (табл. 1). Она значительно возросла в 2004 г. в связи с появлением на орбите новых спутников NOAA. Всего было получено 1661 изображение.

Однако из-за присутствия облачности значительная часть изображений не давала достаточной информации для анализа водной поверхности и не

Таблица 1. Анализ набора спутниковых изображений района залива Петра Великого за период июль–октябрь 2000–2004 гг.

Год	Месяц	Количество полученных изображений	Количество изображений, свободных от облачности	Количество изображений, свободных от облачности, %	Количество изображений с присутствием вихрей	Количество изображений с присутствием вихрей, %
2000	07	70	5	7	4	80
	08	60	2	3	0	0
	09	64	15	23	11	73
	10	71	27	38	22	81
2001	07	60	10	17	8	80
	08	74	19	26	19	100
	09	61	16	26	14	88
	10	66	29	44	27	93
2002	07	80	4	5	4	100
	08	67	16	24	16	100
	09	74	22	30	22	100
	10	83	26	31	18	69
2003	07	71	3	4	3	100
	08	69	13	19	13	100
	09	79	25	32	24	96
	10	84	42	50	33	79
2004	07	82	10	12	10	100
	08	149	28	19	19	68
	09	153	41	27	39	95
	10	144	80	56	64	80
Всего:		1661	433	26.2	370	85.4

использовалась для дальнейшего анализа. Всего было использовано около 433 информативных изображений, что составляет лишь 26% от общего количества принятых.

Облачность представляет собой значительную помеху для исследования данного района особенно в начале летнего периода. Изображения водной поверхности для июня практически отсутствуют, поэтому мы исключили этом месяц из анализа. В июле количество информативных изображений возрастает, но пока еще невелико (3–10 изображений с открытой водной поверхностью). Оно значительно возрастает к концу августа–октябрю, когда увеличивается повторяемость выхода в район сухой воздушной массы с континента. В этот период количество информативных изображений составляет 40–60%.

В табл. 1 приведено ежемесячное количество ИК-изображений, полученных над исследуемым районом, количество безоблачных изображений, использованных для последующего анализа, и количество изображений, на которых присутствуют вихревые структуры. Интересно отметить, что даже тогда, когда количество свободных от облачности изображений мало (июль–август), относительное количество изображений, на которых наблюдаются вихри, достаточно велико. Частота присутствия вихрей велика на протяжении всего рассмотренного сезона июль-октябрь и изменяется от 69 до 100%. Всего из использованных 433 информативных изображений вихри наблюдались на 370, т.е. в 85% случаев. Это означает, что вихревые образования являются характерной и устойчивой особенностью динамики вод исследуемого района.

Вихревые образования выделялись по характерным структурам в поле температур поверхности океана (ТПО). Принимая во внимание ограничения исходной информации (пространственное разрешение около 1 км, помехи, связанные с туманом и слоистой облачностью), а также сложную конфигурацию вихрей, нами рассматривались только вихревые структуры размером более 20 км и наблюдающиеся на нескольких ИК-изображениях на протяжении не менее 2 сут. Размеры вихрей определялись по внешнему краю теплой области или его спиральной структуры, при этом мы полагали точность определения около 10 км.

Для изучения термохалинной структуры вод вихрей были использованы материалы судовых

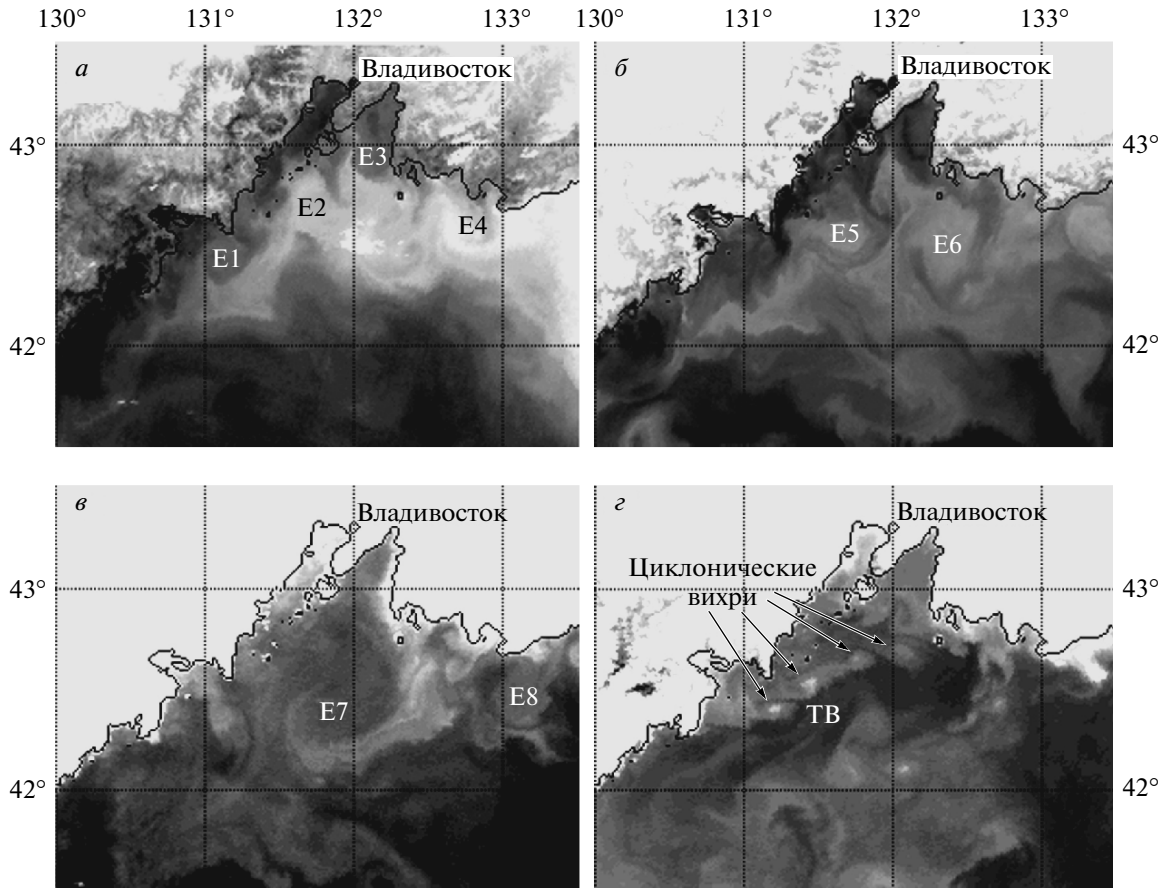


Рис. 2. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого на спутниковых ИК-изображениях: *а* – 23.07.2001 г.; *б* – 10.08.2001 г.; *в* – 21.09.2002 г.; *г* – 28.09.2001 г. (темный тон соответствует наиболее теплым водам, светлый – холодным). E1–E8 – антициклонические вихри; ТВ – вторжение теплых вод.

наблюдений, выполненных осенью 2000 г. в экспедиции на НИС "Профессор Гагаринский", где гидрологические измерения выполнялись с помощью СТД-зонда Neil Brown MK-III.

СИНОПТИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРУКТУРЫ ВОД НА ИК-ИЗОБРАЖЕНИЯХ

Несколько типичных изображений района залива Петра Великого приведено на рис. 2.

В летний период на шельфе залива и прилегающей части южного Приморья формируется относительно прогретая и распресненная водная масса (Зуенко, Юрасов, 1995; Данченков и др., 2003). Она хорошо выделяется по наиболее темному тону на ИК-изображениях рис. 2*а*. Воды Приморского течения, проходящего над склоном, в начале лета имеют более низкую температуру, чем воды шельфа и воды открытого моря, и хорошо выделяются на спутниковых изображениях как поток наиболее холодных вод (светлый тон). Поток меандрирует, на его границах видны струйные ответвления и вихревые структуры. С прибрежной стороны можно выделить несколько антициклонических вихрей E1–E4. Их размеры сравнительно невелики и составляют 25–30 км. Заметно, что вдоль западной периферии вихрей в прибрежную зону поступают струи более холодных вод Приморского течения, и, наоборот, вдоль восточной периферии выносятся языки относительно теплых шельфовых вод. Контраст температуры между водами шельфа и Приморского течения сохраняется и в августе (рис. 2*б*). Видны два более крупных антициклонических вихря E5 и E6 (диаметр около 45–55 км). Как и на предыдущем изображении, с вихрями связано поступление холодных вод на шельф и вынос струй теплых вод в открытые районы моря. Проникновение морских вод в залив отмечается в двух местах – в центральной части и далее вдоль восточного побережья о. Русский, и в районе о-вов Римского-Корсакова к востоку от м. Гамова.

С началом охлаждения поверхности моря в сентябре и развитием прибрежного ветрового апвеллинга характер распределения ТПО меняется. Температура шельфовых вод понижается быстрее, и они имеют более светлый тон на ИК-изображениях. Присутствие крупного антициклони-

Таблица 2. Количество антициклонических вихрей, наблюдавшихся в районе залива Петра Великого в июле–октябре 2000–2004 гг.

Месяц/Год	2000	2001	2002	2003	2004	Всего
Июль	2	3	2	2	1	10
Август	–	4	3	3	3	13
Сентябрь	3	1	3	2	5	14
Октябрь	3	3	6	2	6	20
Всего за сезон	8	9	10	5	11	43

ческого вихря E7, занимающего практически всю открытую часть залива, показано на рис. 2*в*. В данном случае, наоборот, антициклон определяет поступление в залив более теплых морских вод и вынос холодного языка вод зоны апвеллинга, сформированной у восточного побережья залива и в районе о. Аскольд. Поток вод Приморского течения в данном случае не выражен, и циркуляция вод на шельфе определяется антициклоническими вихрями. Другой, менее крупный, вихрь E8 заметен вблизи побережья в восточной части района.

Как показывает анализ изображений, картина течений в осенний период может отличаться от классической схемы, предполагающей направленный на юго-запад поток вод Приморского течения. Рисунок 2*г* демонстрирует прямо противоположную ситуацию, когда вдоль кромки шельфа залива с юго-запада на северо-восток распространяется струя более теплых вод (ТВ). Вдоль северного края струи заметны цепочки сдвиговых вихрей циклонического знака. Они имеют сравнительно малые размеры с диаметром 10–20 км. Данная ситуация, отмечавшаяся в конце сентября 2001 г., радикально отличается от рассмотренных выше картин поля ТПО с присутствием одного или двух крупных антициклонических вихрей (рис. 2*б*, 2*в*). В данном случае крупных вихрей не наблюдалось, а доминировали мелкие вихревые образования диметром 10–20 км, преимущественно циклонического знака.

Таким образом, анализ спутниковых изображений показывает, что вихри синоптического масштаба являются характерным элементом динамики вод в районе залива Петра Великого, однако их проявление различно и изменяется как на протяжении сезона, так и от года к году.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СИНОПТИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ

В подавляющем большинстве случаев наблюдавшиеся на ИК-изображениях вихри были антициклонами. На отдельных изображениях наблюдались и циклонические вихри (рис. 2*г*). Однако их размеры были, как правило, менее 20 км (только в отдельных случаях достигали 30–50 км) и продолжительность наблюдения редко превышала несколько суток. По имеющейся в нашем распоряжении спутниковой информации не удавалось уверенно проследить эволюцию циклонических вихрей и в настоящей работе они не рассматриваются. Однако они, безусловно, присутствуют, хотя и не являются для данного района доминирующими. Несколько примеров циклонических вихрей в заливе приведены в работе (Дубина, Митник, 2008) на основании спутниковых данных более высокого пространственного разрешения.

В рассмотренные летне-осенние периоды всего было идентифицировано 43 антициклонических вихря (табл. 2). Присутствие вихрей отмечалось в каждом из рассмотренных месяцев, за исключением августа 2000 г. (возможная причина – недостаточное количество изображений (табл. 1)). Количество вихрей в районе изменяется как внутри сезона, так и от года к году. Обычно в июле–августе можно обнаружить два–четыре вихря и до пяти–шести в сентябре–октябре (табл. 2). С одной стороны, увеличение количества вихрей от лета к осени связано с увеличением доступной информации (больше безоблачных изображений, сильнее контрасты ТПО), а с другой стороны, период смены муссона характерен увеличением повторяемости ветров западного направления, благоприятных развитию апвеллинга в прибрежной зоне Приморья и активизации синоптической динамики вод.

Можно выделить несколько ситуаций, типичных для осеннего сезона. Одна из них, – когда генерируется один крупный вихрь диаметром 80–110 км, занимающий большую часть залива (рис. 2*в*). Такая ситуация отмечалась в сентябре–октябре 2000, 2002 и 2003 гг. В другие годы (2001 и 2004) мы не наблюдали формирования крупных вихрей. Напротив, в заливе наблюдалось несколько вихрей меньшего диаметра (20–50 км), как, например, показано на рис. 2*а*, 2*б*. В этих случаях поток Приморского течения выглядел более сильным и следовал вдоль континентального склона.

На рис. 3 показаны характерные размеры и время существования вихрей. В качестве размера здесь взята длина большой оси аппроксимирующего вихрь эллипса. При этом размер вихря определялся один раз на протяжении его эволюции в тот период, когда он был максимальным. Под временем су-

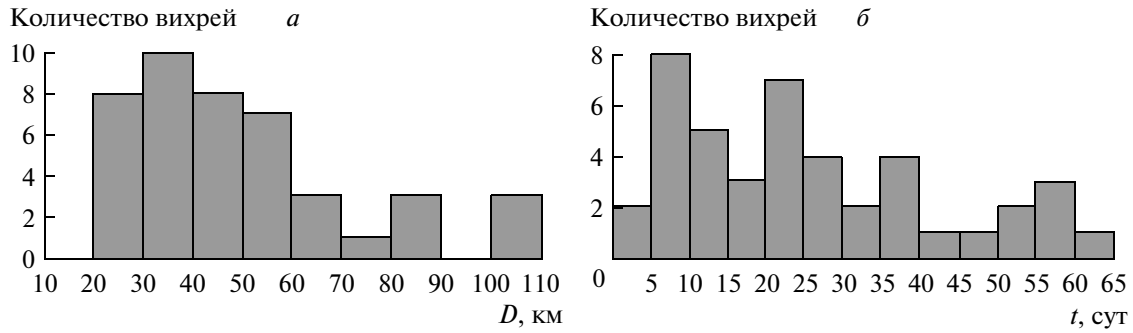


Рис. 3. Параметры вихрей: *а* – характерные горизонтальные размеры; *б* – время существования.

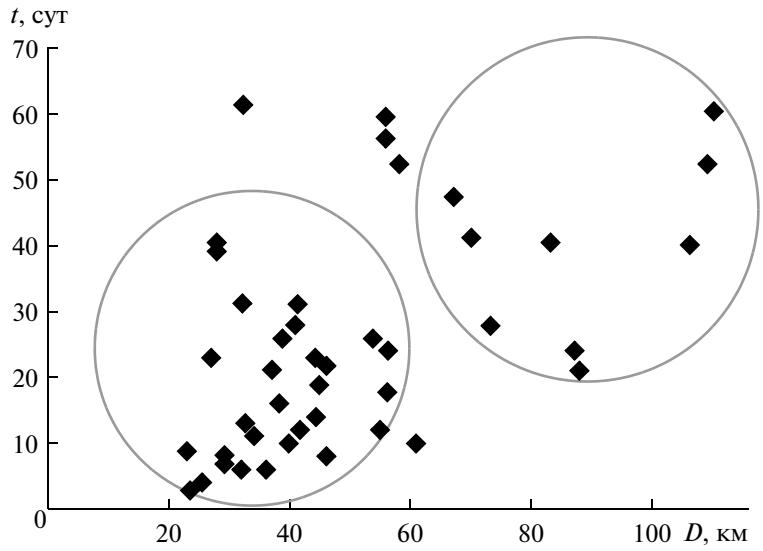


Рис. 4. Зависимость продолжительности наблюдения вихря от его диаметра.

ществования подразумевается продолжительность наблюдения вихря на ИК-изображениях, которая во многих случаях ограничивалась облачностью и не всегда завершалась естественным разрушением вихря. Рисунок 3*а* показывает, что размеры вихрей варьируют от 20 до 110 км, с наиболее повторяющимися значениями 20–60 км. Менее часто наблюдаются вихри размером 60–110 км. Продолжительность существования вихрей колеблется от нескольких дней до двух месяцев (рис. 3*б*). При этом по наибольшей частоте наблюдений можно выделить три группы вихрей – короткоживущие (5–15 сут), средней продолжительности (20–40 сут) и долгоживущие (50–65 сут). Мы попытались найти зависимость продолжительности существования вихря от его размера (рис. 4). Однако, несмотря на некоторую тенденцию большей продолжительности жизни крупных вихрей, есть довольно много случаев, когда вихри среднего размера (30–60 км) наблюдались на протяжении 40–60 сут. Приведенная диаграмма также показывает, что большинство мелких вихрей (диаметром 20–50 км) наблюдалось на протяжении не более месяца, в то время как большинство более крупных вихрей (более 60 км) наблюдалось более 20 сут, и все вихри размером 100 км и более наблюдались более 40 сут. С другой стороны, можно отметить, что все короткоживущие вихри (менее 20 сут) имели сравнительно малый размер и никогда не превышали 60 км.

ФОРМИРОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ВИХРЕЙ

В связи с пропусками в рядах спутниковых изображений из-за облачности в большинстве случаев проследить эволюцию вихрей затруднительно. В случае вихрей малого размера обычно удавалось получить лишь короткую серию изображений в нескольких дней. Но для крупных вихрей такие серии могут составлять несколько недель и позволяют проследить их развитие. Анализ отдельных случаев показывает, что вихри формируются в центральной или восточной частях исследуемого района. Возможно перемещение в

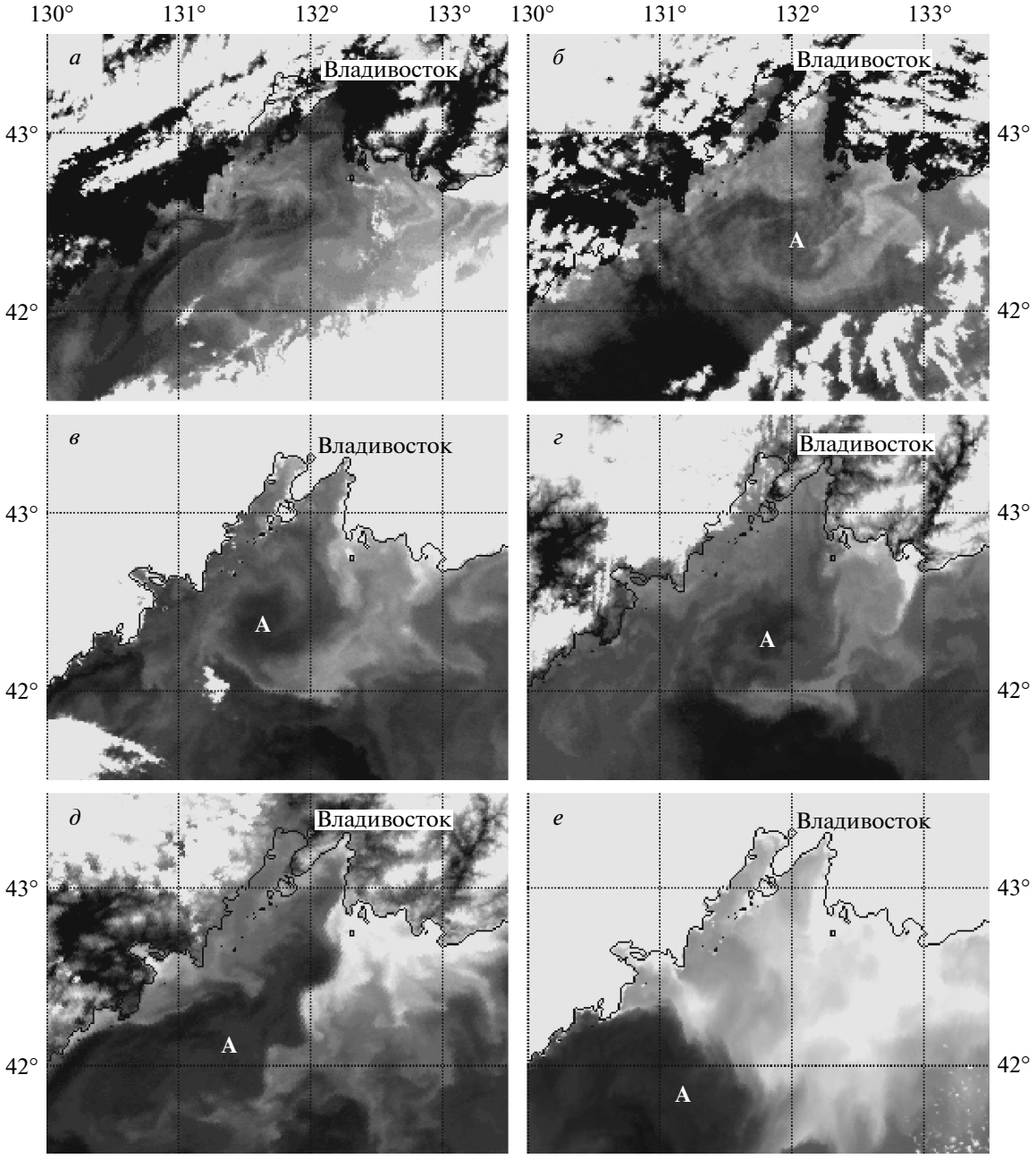


Рис. 5. Формирование и эволюция антициклонического вихря А в заливе Петра Великого осенью 2003 г. Спутниковые ИК-изображения: *а* – 02.09; *б* – 10.09; *в* – 19.09; *г* – 23.09; *д* – 06.10; *е* – 23.10.

район вихрей с востока, однако, как правило, они стационируют и значительно трансформируются в восточной части района. Практически происходит формирование новых вихрей.

Как правило, центры крупных вихрей располагаются над областью континентального склона. В дальнейшем они медленно перемещаются на юго-запад. Это совпадает с отмеченными ранее случаями (Ладыченко, 2002; Лобанов и др., 2007).

На рис. 5 показан процесс формирования крупного антициклонического вихря А в сентябре–октябре 2003 г. Формированию вихря предшествовал мощный заток теплых вод (темный тон на ИК-изображении) в район залива Петра Великого с юго-запада. Этот поток зарегистрирован на нескольких изображениях за конец августа–начало сентября (рис. 5*а*). Подобный случай также наблюдался в сентябре 2001 г. (рис. 2*г*). В дальнейшем поток потерял устойчивость, и произошло формирование крупного вихря А. Вихрь отчетливо виден на изображении за 10 сентября как изолированная область теплой воды к юго-

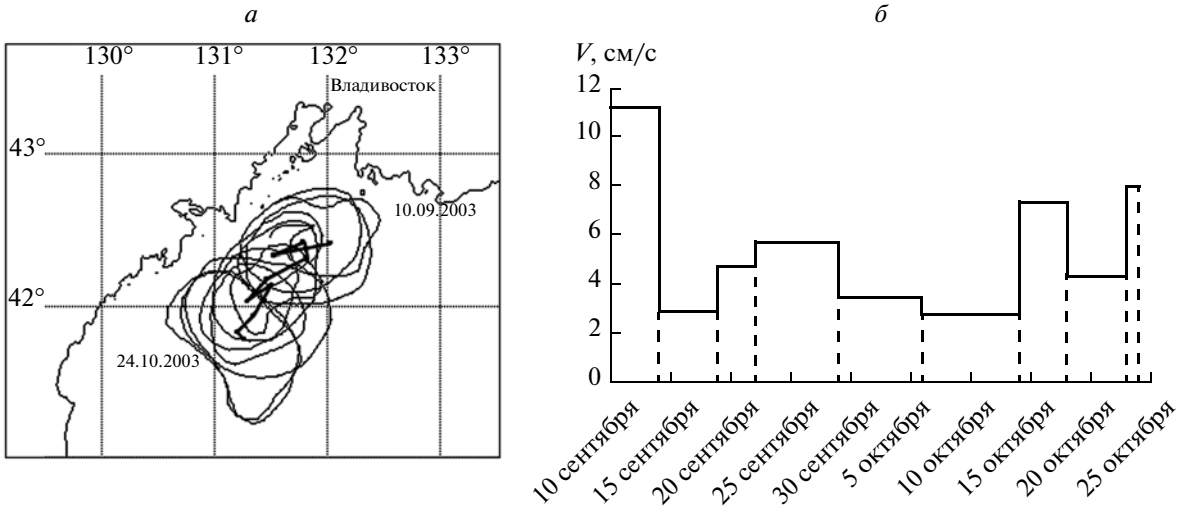


Рис. 6. *а* – Схема эволюции антициклонического вихря А в районе залива Петра Великого осенью 2003 г. (траектория движения центра вихря обозначена ломаной линией); *б* – скорость его перемещения.

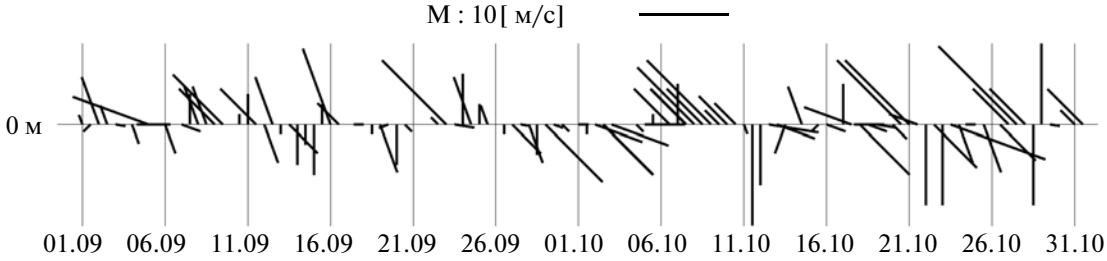


Рис. 7. Скорость ветра во Владивостоке в период сентябрь–октябрь 2003 г.

западу от о. Аскольда (рис. 5*б*–5*г*). Затем он смещался на юго-запад, и к 6 октября достиг северо-западной ветви субарктического фронта (рис. 5*д*), а к концу месяца окончательно слился с областью теплых вод около Кореи (рис. 5*е*). На рис. 6 показаны: схема перемещения вихря (рис. 6*а*) и скорость его движения (рис. 6*б*). За период наблюдений (около 1.5 мес.) вихрь переместился на юго-запад на расстояние около 100 км. Скорость его движения варьировала от 2.6 до 11.2 см/с, при типичных значениях 3–6 см/с, что совпадает с оценками скоростей дрейфа синоптических вихрей в северо-западной части Японского моря (Лобанов и др., 2007).

Мы сравнили траекторию дрейфа вихря с данными о ветре на метеостанции Владивосток (рис. 7). Хотя не отмечается устойчивой связи между характером ветра и движением вихря, можно предположить ветровое воздействие на особенности его траектории. Например, преобладание восточных и юго-восточных ветров в первой половине сентября могло вызвать неустойчивость потока теплых вод, направленного вдоль склона на восток, формирование вихря А и его быстрый дрейф на запад (рис. 5*а*–5*в*, рис. 6). Аналогичным образом воздействие сильного ветра северных направлений на протяжении второй половины сентября и в октябре повлияло на движение вихря на юг (рис. 5*г*–5*д*, рис. 6). Обратное движение вихря (на северо-восток), отмечавшееся между 6 и 14 октября (рис. 6*а*), может быть связано с сильным южным ветром в период 6–11 октября (рис. 7).

Другой крупный антициклонический вихрь В, наблюдавшийся в октябре–ноябре 2000 г., имел иную схему формирования и эволюции (рис. 8). Спутниковые данные показывают обширную область теплых вод, сформированную на шельфе залива к середине октября (рис. 8*а*), и последующее ее разделение на два антициклонических вихря, завершившееся к 21 октября (рис. 8*б*). Один из них – крупный антициклон В диаметром около 110 км, а другой – более мелкий антициклонический вихрь, расположенный на шельфе к северо-западу от него, b1 (рис. 8*в*, 8*г*). После формирования вихрь В практически не менял своего положения более трех недель, а к 12 ноября форма вихря заметно вытянулась (рис. 8*д*), и к 26 ноября от него отделился антициклон b2 диаметром около 55 км (рис. 8*е*). В дальнейшем вихрь В со-

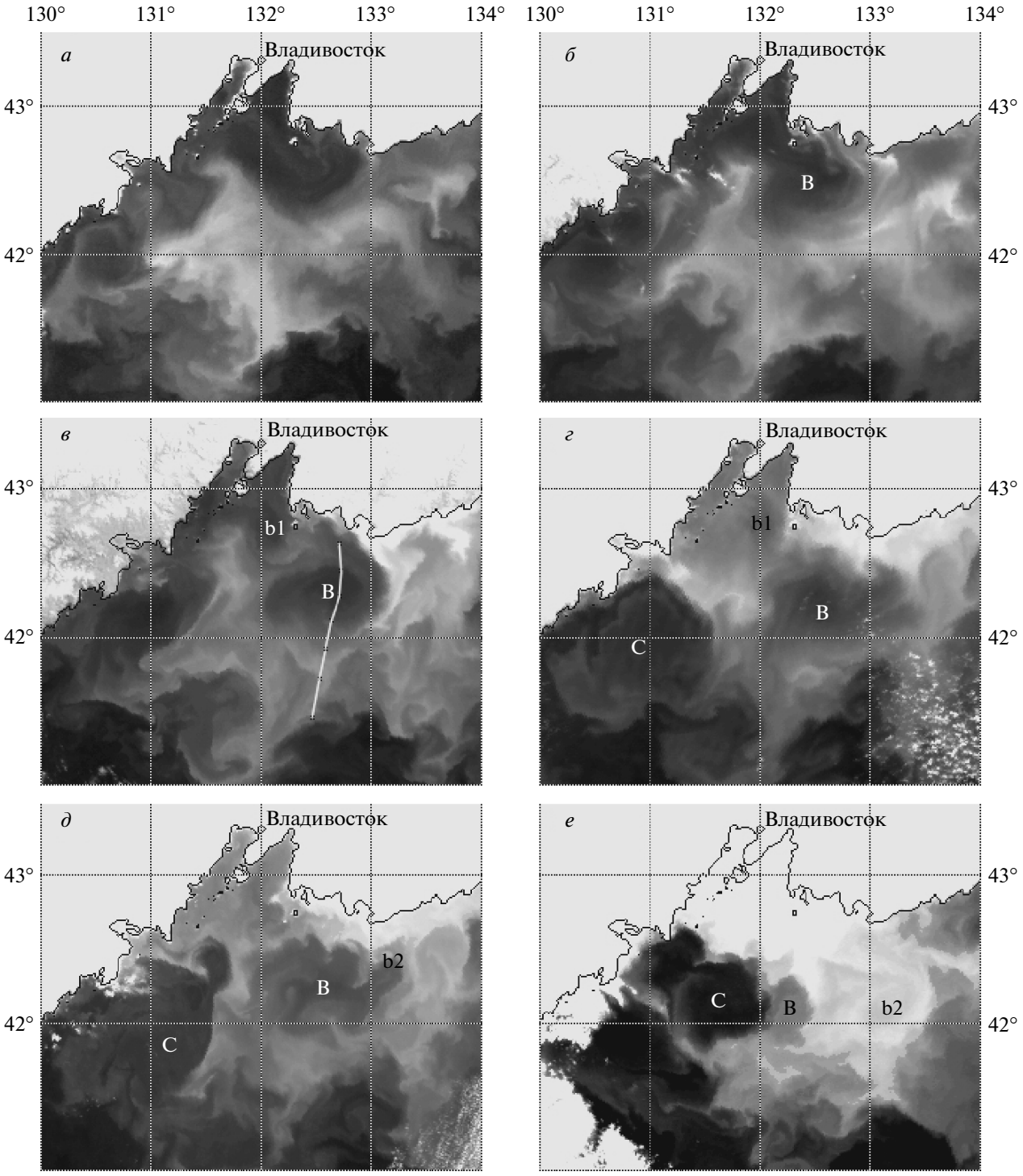


Рис. 8. Формирование и эволюция антициклонического вихря В в заливе Петра Великого осенью 2000 г. Спутниковые ИК-изображения: *а* – 15.10; *б* – 18.10; *в* – 27.10; *г* – 08.11; *д* – 12.11; *е* – 28.11. Белой линией показано положение судового разреза, представленного на рис. 9.

единился с более крупным вихрем С, расположенным западнее (рис. 8*е*). Эволюцию вихря b2 проследить не удалось из-за ослабления контрастов ТПО в результате осеннего охлаждения поверхности моря.

СТРУКТУРА ВОДНЫХ МАСС ВИХРЕЙ

Для исследования структуры водных масс вихрей был выполнен гидрологический разрез через область антициклонического вихря В 02 ноября 2000 г. в экспедиции на НИС “Профессор Гагарин-

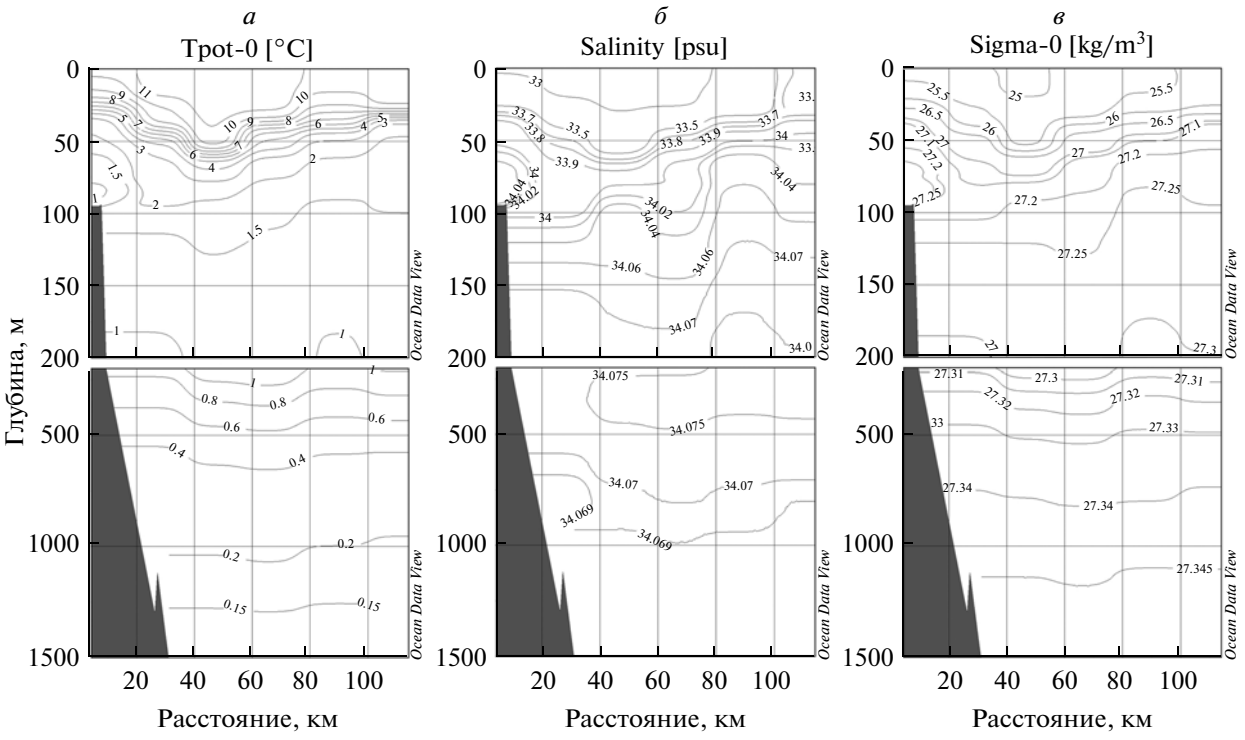


Рис. 9. Вертикальное распределение гидрологических параметров на разрезе через вихрь В по данным съемки НИС "Профессор Гагаринский" от 02.11.2000 г.: *а* – температура; *б* – соленость; *в* – условная удельная плотность воды. Участок шельфа расположен слева.

ский". Положение разреза показано на рис. 8*в*, а вертикальное распределение температуры, солености и условной плотности вод приведено на рис. 9. Прогиб изолиний, соответствующий антициклонической структуре, прослеживается до глубины более 1000 м. Сезонный и основной термоклин заглублены в центре вихря на 70–90 м (рис. 9*а*). В верхнем слое вихрь содержит более теплые в сравнении с окружающими воды (11–12°С), которые определяют его вид на ИК-изображении. В то же время эти воды имеют экстремально низкую соленость, характерную для шельфовых вод (32.9–33.0) (рис. 9*б*), что указывает на их происхождение из залива Петра Великого.

Интересной особенностью структуры вихря является линза относительно холодных вод высокой солености (<1.5°С и >34.02‰), наблюдающаяся в северной части вихря на глубинах 50–90 м. Эта вода располагается на шельфе, и ее происхождение можно объяснить апвеллингом и адвекцией по периферии вихря морских вод с глубин 150–180 м. Этот факт подтверждает предполагавшийся выше механизм адвекции морских вод на шельф за счет вихрей не только в поверхностном слое, но и на глубинах, что важно для вентиляции прибрежной зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ спутниковых изображений показывает, что вихри синоптического масштаба являются существенным элементом динамики и структуры вод в районе залива Петра Великого в летне-осенний период. Вихри наблюдались на 370 спутниковых ИК-изображениях из 442 отобранных безоблачных изображений за период июль–октябрь 2000–2004 гг. Это означает, что вихри присутствовали в 85% случаев. Среди них наиболее часто наблюдающимися и наиболее устойчивыми являются антициклонические вихри. Обычно на протяжении месяца в районе наблюдаются 2–3 вихря в июле–августе и до 5–6 вихрей в сентябре–октябре. Увеличение числа вихрей от лета к осени связано как с улучшением условий наблюдений (уменьшение облачности, снижение влажности, усиление контрастов ТПО), так и с усилением нестационарности циркуляции вод в переходный период между летним и зимним муссоном, с частыми западными ветрами, благоприятствующими формированию прибрежного апвеллинга и активизации синоптической динамики вод.

В рассмотренные летне-осенние периоды всего было идентифицировано 43 антициклонических вихря. Их размеры были различны и изменялись от 20 до 110 км. Наиболее часто наблюдались небольшие вихри диаметром 20–60 км. Для них типично короткое время существования (3–30 сут). Однако некоторые вихри среднего

размера (40–60 км) наблюдались более продолжительное время – до 40–60 сут. Крупные вихри (более 60 км) наблюдались довольно долго – в течение 1–2 мес., и ни в одном случае не менее 20 сут. В связи с наблюдаемыми различиями в размерах и времени жизни можно предположить различное происхождение вихрей. Небольшие неустойчивые образования обычно наблюдаются летом и связаны с зонами сдвига скорости между потоком Приморского течения и шельфовыми водами. Эти вихри наблюдаются часто и имеют короткое время жизни. Крупные вихри, центры которых, как правило, располагаются над континентальным склоном, очевидно, связаны с топографическими волнами, распространяющимися вдоль отвесного склона, а также меандрированием и неустойчивостью потоков в области Приморского и Северо-Корейского течений.

Изменчивость ветра влияет на формирование и эволюцию вихрей. Пример формирования крупного вихря А в сентябре 2003 г. (рис. 5) указывает на связь с потоком теплых вод северо-восточного направления, распространявшихся в заливе Петра Великого от побережья Кореи. Это противоречит традиционным представлениям о циркуляции вод в районе, предполагающим юго-западный перенос вод вдоль кромки шельфа Приморским течением (Юрасов, Яричин, 1991; Данченков, 2003). Однако такая ситуация не является исключительной. Аналогичная картина наблюдалась по нашим данным и в 2001 г (рис. 2*г*). Обратный (направленный на северо-восток) поток вод у северного побережья Кореи в сентябре-октябре был также обнаружен по дрейфу поверхностных буев (Lee, Niiler, 2005) и получен в численных моделях циркуляции (Yoon et al., 2005; Trusenkova et al., 2009). По-видимому, его проявление связано с сезонной сменой характера циркуляции в период смены муссонных ветров. Проникновение этих вод в залив и неустойчивость потока приводит к формированию крупных антициклонических вихрей.

Другая картина формирования крупного вихря в заливе наблюдалась в октябре 2000 г. (рис. 8). В этом случае механизм формирования был связан с ростом меандра шельфового фронта и Приморского течения и выбросом части шельфовых вод, аккумулированных в заливе за летний сезон. Вихрь располагался восточнее, чем в других случаях.

Формирование крупных антициклонических вихрей (диаметром 80–100 км) в районе залива происходит не каждый год. Наши данные указывают, что они формировались осенью 2000, 2002 и 2003 гг. (рис. 2*в*; 5*в*; 8*в*), но не наблюдались в 2001 и 2004 гг., когда, напротив, в заливе отмечалось частое формирование большого количества мелких вихрей (рис. 2*б*). Это позволяет предположить две типичные моды динамики вод и характера поля ТПО в районе. В случае, когда один крупный вихрь занимает большую часть залива, Приморское течение не выражено, в то время как в случае нескольких более мелких вихрей поток течения более сильный и меандрирующий над областью склона. Тогда можно предположить, что проявление той или иной моды связано с изменчивостью крупномасштабной циркуляции северной части Японского моря (Trusenkova et al., 2009), что требует дальнейшего исследования.

После формирования вихри перемещаются под воздействием фоновых течений и ветра. Вихри, сформировавшиеся в северо-восточной части залива, в большинстве случаев стационируют либо дрейфуют на юго-запад, где они достигают северо-западной ветви субарктического фронта и сливаются с более теплыми водами. Вихри, образованные на юго-западе залива, также перемещаются на юго-запад и, по отдельным наблюдениям, – на восток. Скорости перемещения вихрей составляют 3–6 см/с. Небольшие вихри прослеживаются всего несколько дней и обычно исчезают после прохождения сильных атмосферных возмущений, с одной стороны, препятствующих наблюдению вихрей из-за облачности, а с другой, – по-видимому, разрушающих вихри в результате перестройки поля ТПО под ветровым воздействием. Крупные вихри, формирующиеся осенью, наблюдаются в течение 1–2 мес., перемещаясь на юго-запад на расстояние около 100 км и более. Особенности их траектории можно объяснить характером сезонных изменений поля ветра и крупномасштабной циркуляции вод. Преобладание сильных северо-западных ветров осенью усиливает апвеллинг у восточного побережья залива (Гончаренко и др., 1993) и приводит к развитию циклонического круговорота к юго-востоку от залива (Yoon et al., 2005), что заставляет вихри перемещаться дальше на юг.

Гидрологические наблюдения показывают, что вихри содержат более теплые и менее соленые в сравнении с окружающими воды шельфового происхождения. После формирования они переносят эти захваченные воды на значительное расстояние в область субарктического фронта. Таким образом, перенос и последующая субдукция вод низкой солености вихрями являются важной составляющей процесса формирования промежуточной водной массы Японского моря (Kim, Kim, 1999; Talley et al., 2006) и требуют дальнейшего изучения.

Другая важная роль вихрей, очевидно, состоит в интенсификации водообмена поперек шельфа. Спутниковые изображения показывают, что в результате формирования как крупных, так и сравнительно небольших вихрей вблизи побережья возникают интрузии морских вод в прибрежную зону и вынос шельфовых вод в море. Отдельные интрузии проникают глубоко внутрь залива, обеспечивая быструю вентиляцию прибрежной зоны. При этом, как следует из рассмотренных гидрологических данных (рис. 9), интрузии раз-

виваются не только в поверхностном слое, но и на глубинах.

Еще один механизм воздействия вихрей на локальные особенности структуры вод связан с генерацией областей апвеллинга на периферии вихрей, обращенной к берегу, за счет дивергенции поверхностных вод при расположении вихря вблизи побережья. Такие участки холодных вод, поднимающихся с подповерхностных горизонтов, хорошо заметны на приведенных изображениях (например, рис. 2*в*; 5*в*; 8*в*). В дальнейшем струи холодных вод выносятся из прибрежной зоны по периферии вихрей. При этом чем дольше вихрь располагается у побережья, тем более интенсивно развивается апвеллинг.

Указанные выше особенности подтверждают важную роль вихревой динамики в процессах водообмена и перемешивания вод в исследуемом районе. Вместе с тем они должны также влиять и на продукционные процессы и распределение биологических характеристик, так как с динамикой вихрей связано изменение стратификации, течений и распределение биогенных элементов на шельфе и в прилегающей части моря. Эффективность водообмена шельфа и глубокого моря зависит от интенсивности вихрей, их количества и продолжительности воздействия и может изменяться от года к году.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные ряды спутниковых ИК-изображений и результаты судовых гидрологических измерений за летне-осенний (июль–октябрь) период 2000–2004 гг. показывают регулярное присутствие синоптических вихрей в районе залива Петра Великого. Вихри наблюдались на 85% безоблачных изображений, отобранных для анализа. Однако структура вихрей и их характеристики изменяются как на протяжении сезона, так и от года к году. Наиболее интенсивное вихреобразование отмечается в начале осени. При этом наиболее часто наблюдающимися и наиболее устойчивыми являются антициклонические вихри. Нами определены характеристики 43 из них. Диаметр вихрей варьирует от 20 до 110 км, с наиболее повторяющимися значениями 20–60 км. Эти вихри связаны с зонами сдвига скорости между потоком Приморского течения и шельфовыми водами. Для них типично короткое время существования (3–30 сут). Некоторые вихри среднего размера (40–60 км) наблюдались более продолжительное время – до 40–60 сут. Крупные вихри (диметром 60–110 км) наблюдаются довольно долго – в течение 1–2 мес. – и при этом перемещаются в юго-западном и южном направлениях вдоль континентального склона со скоростями 3–6 см/с. Их формирование, очевидно, связано с топографическими волнами, а также неустойчивостью потоков в области Приморского и Северо-Корейского течений. Изменчивость поля ветра также оказывает влияние на формирование и эволюцию вихрей.

Отмечаются межгодовые различия в вихревой структуре вод, проявляющиеся в присутствии в отдельные годы одного крупного вихря, охватывающего большую часть залива (2000, 2002 и 2003 гг.), либо в формировании нескольких более мелких образований (2001 и 2004 гг.), что, очевидно, связано с изменчивостью крупномасштабной циркуляции северного циклонического круговорота Японского моря.

Ядра вихрей содержат более теплые и менее соленые в сравнении с окружающими воды шельфового происхождения. После формирования они переносят эти захваченные воды на значительное расстояние (более 100 км). Таким образом, перенос и последующая субдукция вод низкой солености вихрями являются важной составляющей процесса формирования промежуточной водной массы Японского моря.

С динамикой вихрей связана интенсификация водообмена поперек шельфа, обусловленная развитием прибрежного апвеллинга, вихревой адвекцией морских вод на шельф и выносом струй шельфовых вод в море вдоль периферии вихрей. Эти процессы обеспечивают быструю вентиляцию прибрежной зоны, а также определяют изменчивость биологических процессов.

Таким образом, синоптические вихри являются важным элементом динамики вод в районе залива Петра Великого, определяющим быстрые короткопериодные изменения не только полей физических, но и биологических характеристик. Вместе с тем, отмеченные межгодовые изменения структуры вихрей и других особенностей их динамики соответственно должны приводить к межгодовым вариациям гидрологического режима, условий вентиляции шельфа и продукционных характеристик прибрежных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексанин А.И., Алексанина М.Г. Спутниковое информационное обеспечение мониторинга океана на Дальнем Востоке // Дальневосточные моря. Т. 1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 552–573.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. С. 66–83.

Гончаренко И.А., Федеряков В.Г., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И. Тематическая обработка данных AVHRR на примере изучения прибрежного апвеллинга // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 2. С. 97–107.

Данченков М.А., Фельдман К.Л., Файман П.А. Температура и соленость вод залива Петра Великого // Гидрометеорология и экология Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2003. С. 10–25.

Дубина В.А., Митник Л.М. Мезомасштабные океанографические явления в заливе Петра Великого // Со-

временные проблемы окружающей среды залива Петра Великого. М: ГЕОС, 2008. С. 356–398.

Жабин И.А., Грамм-Осипова О.Л., Юрасов Г.И. Ветровой апвеллинг у северо-западного побережья Японского моря // Метеорология и гидрология. 1993. № 10. С. 82–86.

Звалинский В.И., Лобанов, В.Б., Захарков С.П., Тищенко П.Я. Хлорофилл, замедленная флуоресценция и первичная продукция в северо-западной части Японского моря осенью 2000 г. // Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 27–37.

Зуенко Ю.И., Надточий В.В. Исследование влияния апвеллинга на состав и обилие мезопланктона в прибрежной зоне Японского моря // Океанология. 2004. № 4. С. 561–569.

Зуенко Ю.И., Юрасов Г.И. Водные массы северо-западной части Японского моря // Метеорология и гидрология. 1995. № 8. С. 50–57.

Ладыченко С.Ю. Изменение термической структуры поверхностных вод у побережья Приморья в осенний период 2000 года // Океанологические исследования: Матер. конф. молодых ученых ТОИ ДВО РАН. 27–30 ноября 2001 г. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 75–83.

Леонов А.К. Японское море // Региональная океанография. М.: Гидрометеоиздат, 1960. С. 292–463.

Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Тэлли Л.Д. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря. Т. 1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.

Лучин В.А., Тихомирова Е.А., Круц А.А. Океанографический режим вод залива Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 118–129.

Никитин А.А., Лобанов В.Б., Данченков М.А. Возможные пути переноса теплых субтропических вод в район Дальневосточного морского заповедника // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 41–53.

Юрасов Г.И., Ванин Н.С., Рудых Н.И. Особенности гидрологического режима зал. Петра Великого в осенне-зимний период // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 148. С. 211–220.

Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 1991. 176 с.

Японское море. Гидрометеорологические условия // Проект “Моря”. Т. 8. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 398 с.

Danchenkov M.A., Aubrey D.G., Feldman K.I. Oceanography of the area close to the Tumannaya river mouth (the Japan Sea) // Pacific Oceanogr. 2003. V. 1. № 1. P. 61–69.

Goncharenko I.A. SST field analysis based on AVHRR imagery during the second part of CREAMS’93 expedition // Proc. CREAMS'94 Int. Symp. 1994. P. 111–114.

Kim Y.-G., Kim K. Intermediate waters in the East/Japan Sea // J. Oceanogr. 1999. V. 55. № 2. P. 123–132.

Lee D.-K., Niiler P.P. The energetic surface circulation patterns of the Japan/East Sea // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 5. № 11–13. P. 1547–1563.

Lobanov V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K.-R., Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G.-B., Sagalaev S. Renewal of bottom water in the Japan/East Sea // Proc. 17th Int. Symp. Okhotsk Sea and Sea Ice. 24–28 February 2002. Mombetsu, Japan. 2002. P. 31–36.

Talley L.D., Lobanov V.B., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Tishchenko P.Y., Zhabin I.A., Riser S. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 4. P. 8.1–8.4.

Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B., Luchin V.A., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Shcherbina A.Y., Tishchenko P.Y., Zhabin I.A. Japan/East Sea water masses and their relation to the sea’s circulation // Oceanography. 2006. V. 19. № 3. P. 32–49.

Trusenkova O., Lobanov V., Kaplunenko D. Dynamically induced anomalies of the Japan/East Sea surface temperature // Ocean and Polar Res. 2009. V. 31. № 1. P. 11–29.

Yoon J.H., Abe K., Ogata T., Wakamatsu Y. The effects of wind-stress curl on the Japan/East Sea circulation // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 52. № 11–13. P. 1827–1844.

Mesoscale Eddies in the Area of Peter the Great Bay on Satellite Data

S. Yu. Ladychenko, V. B. Lobanov

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

The paper presents analysis of mesoscale eddies in the Peter the Great Bay and adjacent area of the northwestern Japan Sea. Their characteristics are obtained on the base of satellite (NOAA/AVHRR) infrared images for July–October period of 2000–2004. It is shown that anticyclonic eddies are persistent feature of the studied area. They were identified on 85% of available cloud free images. Characteristics of 43 anticyclonic eddies were determined. Theirs diameters vary from 20 to 110 km, with more frequently occurred sizes of 20–30 km. Typical eddies life-time vary from 3 to 30 days. However some medium size vortices (40–60 km) have been observed more longer – up to 40–60 days, and large eddies (60–110 km in diameter) – up to 1–2 months. The eddies drift southwestward and westward along continental slope with typical speed of 3–6 cm/s. There is inter-annual variability of mesoscale water pattern in the studied area with presence of a large single eddy occupying major part of the bay in some years (2000, 2002 and 2003) or in formation of a few smaller vortices (2001 and 2004). The eddies contain warm and less saline shelf water in their cores and transport it for quite a long distance. Thus they are essential element of the process of the Japan Sea intermediate low salinity water mass formation. Furthermore the eddies play important role in cross shelf water exchange provided rapid ventilation of coastal zone and determined variability of biological processes.

Keywords: mesoscale anticyclonic eddies, infrared satellite images, NOAA/AVHRR, Japan Sea, Peter the Great Bay

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 16–26

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ВОЛНЕНИЯ В ЗАДАЧАХ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2013 г. В. Ю. Караев[1]*, Е. М. Мешков[1], К. Чу[2]

[1] Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

[2] Институт океанологии Китайской академии наук, Гуанчжоу

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

Поступила в редакцию 02.11.2012 г.

Обсуждается классификация типов поверхностного волнения применительно к вопросу радиолокационного (РЛ) зондирования морской поверхности. Объединенный массив радиолокационных и буйковых данных использовался для определения типа волнения на основе океанографического определения возраста волнения. Было выделено четыре типа волнения и показано, что наиболее сильная корреляция между сечением обратного рассеяния и морским волнением наблюдается в случае доминирования ветрового волнения. В рамках развития РЛ-описания волнения было проведено исследование зависимости сечения обратного рассеяния от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, восстановленной по данным дождевого радиолокатора, и показано, что использование при классификации параметров волнения, влияющих на процесс рассеяния радиолокационного сигнала, позволяет значительно точнее вычислять сечение обратного рассеяния. Для полноты РЛ-описания волнения необходимо уметь дополнительно измерять дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициент корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости.

Ключевые слова: морское волнение, сечение обратного рассеяния, скорость ветра, возраст волнения, классификация типов волнения, дисперсия наклонов крупномасштабного волнения

DOI: 10.7868/S0205961413040088

ВВЕДЕНИЕ

Сложность построения теоретической модели обратного рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона взволнованной водной поверхностью связана с тем, что на рассеивающей поверхности одновременно присутствуют волны разных пространственных масштабов относительно длины волны падающего излучения. В связи с этим традиционные подходы, например метод возмущений, оказываются неприменимы в явном виде.

Решением стало введение понятия двухмасштабной модели волнения в соответствии с которой морская поверхность представляется в виде крупномасштабного волнения, покрытого мелкой рябью (Исакович, 1952; Фукс, 1966). Побочным эффектом такого деления стало появление двух областей обратного рассеяния, отличающихся по своим свойствам: в области малых углов падения рассеяние считается квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению (метод Кирхгофа) и область средних углов падения, где рассеяние предполагается резонансным и рассеивателем выступает мелкая рябь, расположенная на крупной волне.

Как показали многочисленные исследования, связь скорости ветра и сечения обратного рассеяния не является однозначной. Это обусловлено тем, что формирование морского волнения происходит не только под воздействием локального ветра, но зависит также ряда других параметров, например, от интенсивности волн зыби и длины ветрового разгона. В связи с этим представляется интересным рассмотреть различные типы волнения и исследовать их связь с сечением обратного рассеяния.

Прежде всего, рассмотрим прямую задачу: по данным морских буев о волнении и скорости приповерхностного ветра надо вычислить сечение обратного рассеяния и сравнить с сечением обратного рассеяния, измеренным дождевым радиолокатором (PR-радиолокатором) (NASDA, 2001).

Данный сенсор предназначен для измерения интенсивности осадков в широкой полосе относительно экватора (±40°). В PR-радиолокаторе используется сканирующий режим и измерения выполняются под разными углами падения. Его задачей является измерение интенсивности осадков, поэтому при стандартной обработке PR-данных информация из последнего по дальности элемента не используется.

После запуска PR-радиолокатора и формирования массива данных были предприняты успешные попытки измерять дисперсию наклонов

крупномасштабного волнения и определять скорость приповерхностного ветра (Freilich, Vanhoff, 2003; Li et al., 2004; Tran et al., 2007; Караев и др., 2012).

В наших работах был рассмотрен алгоритм восстановления дисперсии наклонов и проведена обработка PR-данных. Для исследования был сформирован объединенный массив данных, включающий как спутниковые данные, так и измерения морских буев, согласованные по времени. Это позволило сравнить эффективность алгоритмов обработки PR-данных с контактными измерениями.

Кроме того, впервые был проведен подробный анализ взаимосвязи интегральных волновых параметров, описывающих морскую поверхность, с РЛ-измерениями (Chu et al., 2012). Полученные в ходе этих двух исследований результаты позволили разработать новые алгоритмы анализа и обработки РЛ-данных.

Проведенные исследования и создание общей базы данных РЛ- и буйковых измерений позволяет продолжить рассмотрение задачи классификации типов волнения с точки зрения эффективного решения задач РЛ-зондирования морской поверхности. В теоретической постановке (по модели спектра волнения) эта задача уже рассматривалась и было показано, что переход к описанию волнения через статистические моменты крупномасштабного волнения позволяет успешно классифицировать типы волнения и вычислять спектральные и энергетические характеристики отраженного сигнала (Караев и др., 2011). Такое описание назвали “радиолокационным”, так как измерив радиолокатором статистические моменты можно классифицировать тип волнения (Караев и др., 2011), не измеряя непосредственно спектр волнения.

В данной работе обсуждается классификация типов поверхностного волнения на основе данных морских буев и рассматривается применение данной информации для вычисления сечения обратного рассеяния и оценивается точность.

Определение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по данным PR-радиолокатора позволяет перейти от теоретического анализа возможностей РЛ-описания волнения к количественным оценкам и сравнить эффективность двух подходов к классификации волнения при решении прямой задачи РЛ-зондирования.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для проведения исследований были взяты измерения сечения обратного рассеяния при малых углах падения, выполненные PR-радиолокатором. Данные были предоставлены Goddard Distributed Active Archive Center и извлечены из стандартного продукта 2A21 (версия-6).

Информация о скорости и направлении ветра, а также о параметрах волнения была получена из архива National Data Buoy Center (NDBC). NDBC буи обеспечивают измерения скорости и направления ветра каждые 10 мин на высоте 5 м над морской поверхностью.

Последующая обработка позволила сформировать объединенный массив РЛ- и буйковых данных, охватывающий период с 2001 по 2009 гг. В качестве критерия использовались следующие условия:

1) расстояние между буем и ячейкой, где измеряется сечение обратного рассеяния, не превосходит 25 км;

2) временной интервал между РЛ- и буйковыми измерениями не более 10 минут.

При первичной обработке были отсеяны измерения в области дождя, когда происходит значительное ослабление мощности отраженного сигнала. Скорость ветра была пересчитана на высоту 10 м по логарифмическому профилю (Masuko et al., 1986).

В результате каждый элемент объединенного массива содержал следующую информацию: 1) скорость и направление ветра; 2) высоту значительного волнения и направление распространения; 3) сечение обратного рассеяния и угол падения; 4) направление движения спутника; 5) направление сканирования; 6) координаты буя и элементарной рассеивающей ячейки. Кроме того, записывался спектр волнения и в ходе последующей обработки был вычислен ряд интегральных характеристик волнения.

Окончательный массив для последующего анализа был сформирован при условии, что скорость ветра была не ниже 3 м/с и включал 3601 точку. При более слабых скоростях ветра может не происходить генерации ветрового волнения (Donelan, Pierson, 1987) и, следовательно, ветер и волнение будут не связанными.

Характеристики волнения

Приведем определения основных интегральных характеристик, применяемых для описания морского волнения.

Статистический момент i-порядка определяется следующим образом:

$$m_i = \int_0^{f_c} f^i S(f) df, \qquad (1)$$

где $S(f)$ – измеренный буем спектр волнения, f_c – частота отсечки буя (Гц), т.е. морской буй не способен измерять спектр на более высоких частотах (короткие волны).

Средний волновой период задается следующим образом:

$$T_a = m_0/m_1. \qquad (2)$$

Таблица 1. Структура факторов

Параметр	Первый фактор (ветровой)	Второй фактор (волновой)
Скорость ветра, U_{10}	**0.884**	0.109
Крутизна, δ_a	**0.937**	−0.198
Крутизна, δ_p	**0.798**	−0.459
Высота значительного волнения, H_S	**0.631**	**0.728**
Волновой период, T_a	−0.0786	**0.931**
Волновой период, T_p	−0.296	**0.885**

В связи с тем, что морские буи не способны измерять высокочастотную часть спектра, достаточно точно можно оценить высоту значительного волнения и моменты первого и второго порядка. Момент четвертого порядка (дисперсия наклонов), вычисленный по измеренному буем спектру, будет существенно занижен.

Еще одной важной характеристикой является "крутизна" волн (wave steepness), которая определена следующим образом:

$$\delta_a = H_S / L_a, \quad (3)$$

где L_a – средняя длина волны, которая вычисляется по дисперсионному соотношению для гравитационных волн (по T_a); H_S – высота значительного волнения.

Традиционно при описании волнения используются также следующие определения волнового периода T_p и крутизны волн δ_p:

$$T_p = 1/f_p \text{ и } \delta_p = H_S / L_p, \quad (4)$$

где L_p и f_p – доминантная длина волны в спектре и соответствующая ей частота.

Из формул видно, что всегда $T_p \geq T_a$ и, следовательно, $\delta_a \geq \delta_p$. Обычно волны зыби существенно длиннее ветровых волн, поэтому для смешанного волнения (ветровое + зыбь), различие между волновыми периодами будет больше, а для ветрового волнения – меньше.

Проведем факторный анализ данных, чтобы оценить взаимосвязь имеющихся в нашем распоряжении параметров: скорости ветра на высоте 10 м U_{10}, высоты значительного волнения H_S, волновых периодов и крутизн.

Факторный анализ – это процедура, с помощью которой большое число переменных, описывающих процесс, сводится к меньшему числу независимых величин, называемых факторами (Бююль, Цефель, 2005). Исходный элемент факторного анализа – корреляционная матрица. Для матрицы определяются собственные значения и собственные векторы. Собственные значения сортируются в порядке убывания, и отбирается столько факторов, сколько имеется собственных значений, превосходящих обычно 1. Собственные векторы, соответствующие этим значениям, образуют факторы.

В один фактор объединяются переменные, сильно коррелирующие между собой. Переменные из разных факторов между собой коррелируют слабо. Таким образом, целью факторного анализа является нахождение таких комплексных факторов, которые как можно более полно объясняют наблюдаемые связи между переменными, имеющимися в наличии.

В результате обработки были получены два фактора, которые приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что факторы можно условно назвать: 1) "ветровой" (скорость ветра U_{10}, крутизны δ_a и δ_p, высота значительного волнения H_S); 2) "волновой" (периоды T_p и T_a, высота волнения H_S). В совокупности они объясняют 87.2% наблюдаемых взаимосвязей.

Первый фактор назван ветровым, потому что в нем наиболее важными являются скорость ветра и крутизна δ_a, которая зависит от скорости ветра. Во втором факторе наиболее значимыми являются волновые периоды T_p и T_a, в формировании которых могут участвовать волны зыби.

С точки зрения классификации типов волнения первый фактор описывает ветровое волнение, когда доминируют ветровые волны, а второй – смешанное волнение, когда преобладают волны зыби. В оба фактора входит высота значительного волнения, которая зависит как от скорости ветра, так и от параметров зыби. Иллюстрация взаимосвязи ветрового фактора и скорости ветра приведена на рис. 1*а*. Из рис. 1*б* видно, что отсутствует связь волнового фактора и скорости ветра.

Задача классификации типов волнения является важной для повышения точности измерения скорости приповерхностного ветра, так как тип поверхностного волнения влияет на связь скорости ветра и сечения обратного рассеяния.

Сформированные таким образом факторы достаточно полно характеризуют волнение и с их помощью можно описать другие, связанные с волнением, процессы, например, процесс обратного рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона.

В качестве иллюстрации приведем пример использования факторов для оценки сечения обратного рассеяния (в дБ) с помощью множественной линейной регрессией (Бююль, Цефель, 2005)

$$\sigma_0 = 12.127 - 0.797F_1 + 0.0817F_2 \pm 0.665 \text{ дБ}, \quad (5)$$

где F_1 и F_2 – факторы, характеризующие волнение. Из рис. 1 видно, что пределы изменения факторов примерно равны, поэтому значение коэффициента в формуле определяет важность фактора.

Несмотря на такой простой вид зависимости, удается получить хороший результат в предсказании сечения обратного рассеяния, что видно из рис. 2.

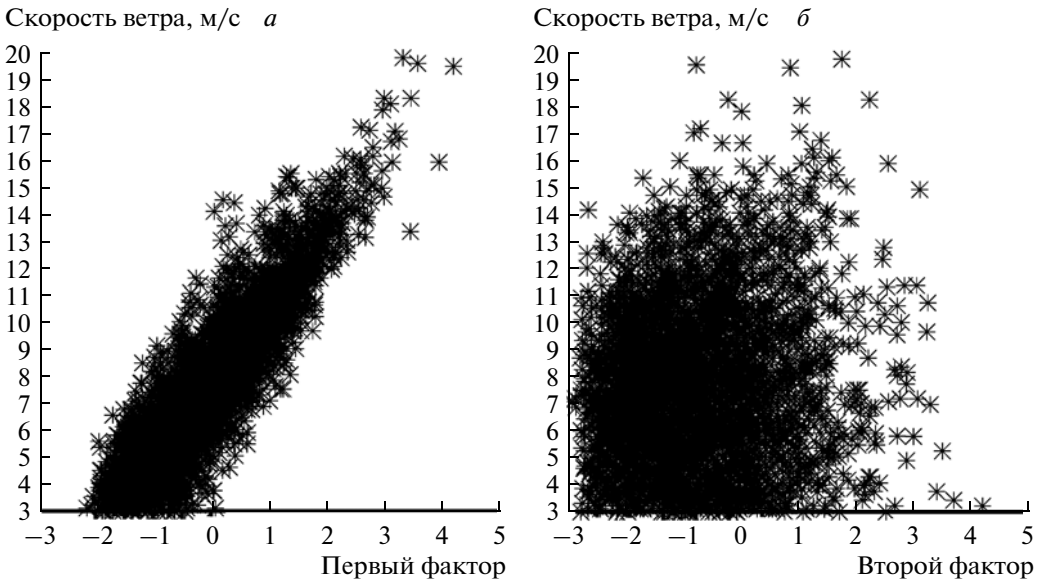


Рис. 1. Связь скорости ветра с ветровым (*а*) и с волновым (*б*) факторами.

Даже в рамках линейного приближения среднеквадратическое отклонение (СКО) не превосходит 0.67 дБ.

Несколько существенных отклонений на рис. 2 соответствуют низкой скорости ветра (U_{10} < < 4.5 м/с) и случаю $T_p \approx T_a$, что ставит вопрос о точности данных буев. Необходимо разработать критерии отсева некорректных данных буев, чтобы решить эту проблему.

Радиолокационные данные

Для анализа использовались данные PR-радиолокатора. Пример угловой зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов приведен на рис. 3. Наблюдаемые на рис. 3 флуктуации мощности отраженного сигнала достаточно сильные и, следовательно, будут оказывать существенное влияние на работу алгоритмов, используемых для обработки данных. Для уменьшения ошибок на стадии предварительной подготовки данных происходит удаление грубых промахов из исходных данных (Караев и др., 2012).

В работе (Chu et al., 2012) анализировалась взаимосвязь интегральных параметров волнения, скорости ветра и сечения обратного рассеяния. Было показано, что сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения наиболее сильно коррелирует с параметрами волнения и скоростью ветра, что делает случай нулевого угла падения наиболее привлекательным с точки зрения восстановления скорости приповерхностного ветра.

Приведем корреляционную матрицу, иллюстрирующую связь параметров волнения и сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения (табл. 2). Из табл. 2 видно, что скорость ветра можно искать в виде функции от крутизны волн, высоты значительного волнения и сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения. Коэффициенты корреляции скорости ветра с параметрами волнения получились достаточно высокими, так как были отсеяны слабые ветры (<3 м/с).

Измеряемая буем крутизна волны δ_a является в определенной степени аналогом дисперсии наклонов. Однако свойственная морским буям “отсечка” высокочастотной части спектра волнения

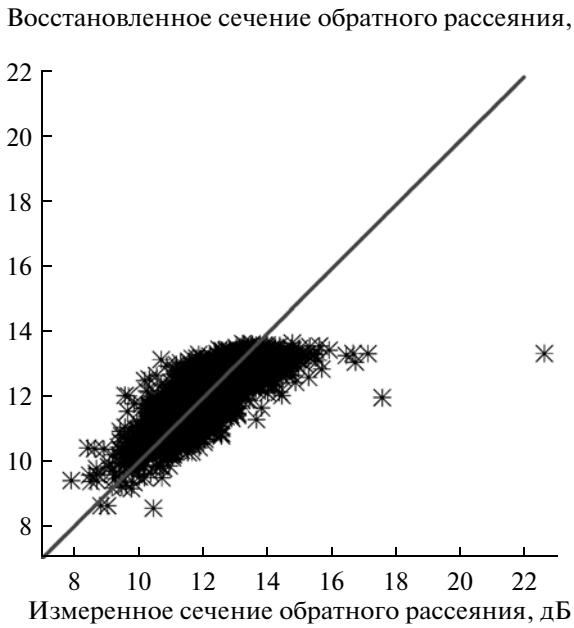


Рис. 2. Сравнение измеренного и восстановленного по формуле (5) сечения обратного рассеяния.

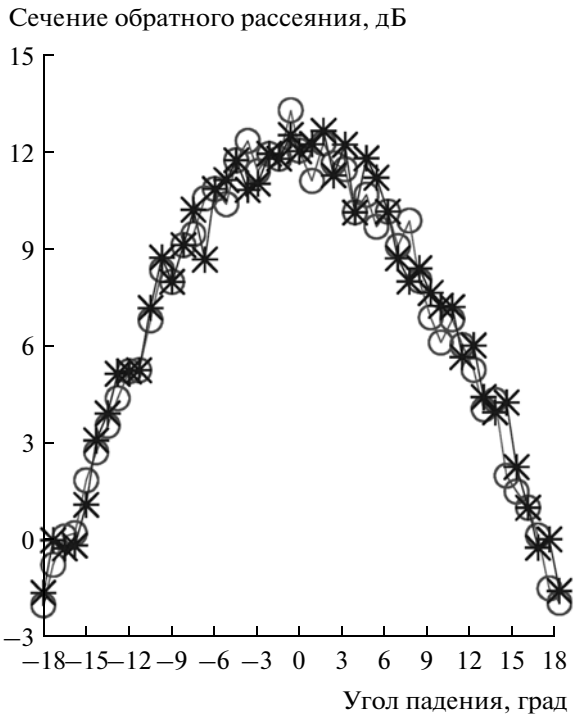


Рис. 3. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов (кружки и звездочки соответственно).

приводит к тому, что она существенно меньше дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в рамках двухмасштабной модели. Тем не менее, как и следует из формулы для сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения (Басс, Фукс, 1972), она демонстрирует высокую степень корреляции с сечением обратного рассеяния.

Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра приведена на рис. 4.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ВОЛНЕНИЯ

Как показали многочисленные исследования, тип волнения оказывает сильное влияние на сечение обратного рассеяния. Наблюдаемый на рис. 4 разброс сечений обратного рассеяния в значительной степени обусловлен влиянием крупномасштабного волнения.

Для определения возраста волнения предложено несколько подходов. Прежде всего, возраст волнения вводится из физических соображений. Волнение считается полностью развитым ветровым волнением, если фазовая скорость, соответствующая пику в спектре волнения, c_p соответствует скорости ветра

$$\beta = c_p/U_{10} = g/(\omega_p U_{10}). \quad (6)$$

В используемой модели волнения условием развивающегося волнения является неравенство $\beta < 1.25$. Однако одного параметра недостаточно для проведения классификации волнения.

Второй доступной из данных буев характеристикой крупномасштабного волнения является дисперсия высот, или высота значительного волнения. По аналогии введем возраст волнения через его высоту

$$\eta = H_S/H_m, \quad (7)$$

где H_m – высота значительного волнения для случая полностью развитого волнения; H_S – высота значительного волнения для исследуемого случая. Если $\eta < 1$, то можно предположить, что волнение является развивающимся.

Для используемой модели волнения связь скорости ветра и высоты значительного волнения в случае полностью развитого ветрового волнения можно аппроксимировать следующим выражением:

$$H_S = -0.0125 + 0.000926U_{10} + 0.02337U_{10}^2 + \\ + 0.000000U_{10}^3 + 0.028\exp[-U_{10}], \quad (8)$$

где U_{10} лежит в интервале от 3 м/с до 20 м/с.

В то же время применение для классификации даже двух переменных (β, η) не может полностью гарантировать, что определение типа волнения всегда является однозначным, так как преобладающим типом волнения является смешанное. Для более точной классификации необходимо использовать спектр волнения. Однако для первых оценок предложенной классификации будет до-

Таблица 2. Корреляционная матрица

Параметр	U_{10}	δ_p	δ_a	T_p	T_a	σ_0, дБ	H_S
U_{10}	1.0	**0.543**	**0.784**	–0.093	–0.050	**–0.754**	**0.548**
δ_p	**0.543**	1.0	**0.786**	**–0.704**	–0.374	**–0.504**	0.197
δ_a	**0.784**	**0.786**	1.0	–0.393	–0.317	**–0.717**	0.443
T_p	–0.093	**–0.704**	–0.393	1.0	**0.748**	0.116	0.394
T_a	–0.050	–0.374	–0.317	**0.748**	1.0	0.051	**0.654**
σ_0, дБ	**–0.754**	**–0.504**	**–0.717**	0.116	0.051	1.0	**–0.522**
H_S	**0.548**	0.197	0.443	0.394	**0.654**	**–0.522**	1.0

статочно, и на рис. 5 показано распределение типов волнения на “возрастной” плоскости (β, η).

В рамках рассматриваемой модели спектра волнения точка на плоскости (1.25; 1) соответствует случаю полностью развитого ветрового волнения. Пунктиром на рис. 5 показано разбиение плоскости на разные типы волнения, отрезок соответствует случаю развивающегося ветрового волнения.

Известно, что доминирующим типом морского волнения является смешанное, когда на поверхности присутствуют волны зыби и ветровое волнение. Чисто ветровое волнение возможно только в достаточно изолированных акваториях или внутренних водоемах, поэтому далее считаем морское волнение смешанным. В зависимости от соотношения интенсивности ветрового волнения и зыби, волнение можно классифицировать по типам. В простейшем случае на плоскости можно выделить четыре типа волнения.

На рис. 5 область I (23/3% данных) соответствует значениям $\beta < 1.25$ и $\eta < 1$ и доминирующим является развивающееся ветровое волнение. Для этой области характерны сильный ветер (среднее значение 1.6 м/с) и достаточно короткие волны (средний период $T_p = 6.4$ с и $T_a = 5$ с). Разброс значений связан с присутствием волн зыби слабой интенсивности и изменчивостью скорости ветра.

Случай $\beta < 1.25$ и $\eta > 1$ (область II, 2.9%) относится к тому же типу волнения, что и рассмотренный выше. Скорость ветра чуть ниже (8.9 м/с) при примерно таких же волновых периодах (средний период $T_p = 6.6$ с и $T_a = 5.4$ с). В спектре волнения доминирующим остается пик, соответствующий ветровому волнению (разница между волновыми периодами небольшая).

Волны зыби начинают доминировать в спектре при условии $\beta > 1.25$ и $\eta > 1$ (область III, 59.4%), т.е. высота смешанного волнения становиться больше высоты полностью развитого ветрового волнения, и чем возраст η больше, тем сильнее доминируют волны зыби. В данном случае средний ветер значительно ниже (6.4 м/с), и доминирующим является пик, соответствующий зыби (средний период $T_p = 10.2$ с и $T_a = 6.4$ с).

Высота смешанного волнения оказывается меньше высоты полностью развитого ветрового волнения для измеряемой скорости ветра, при условии $\eta < 1$ (область IV, 14.4%). Скорость ветра примерно равна скорости ветра во второй области (8.7 м/с). Однако ветровое волнение находится на ранней стадии развития в присутствии длинной пологой невысокой зыби (средний период $T_p = 9.9$ с и $T_a = 5.4$ с). Это приводит к хорошей корреляции скорости ветра с сечением обратного рассеяния, так как пологая зыбь практически не оказывает влияния на взаимодействие ветра и волн.

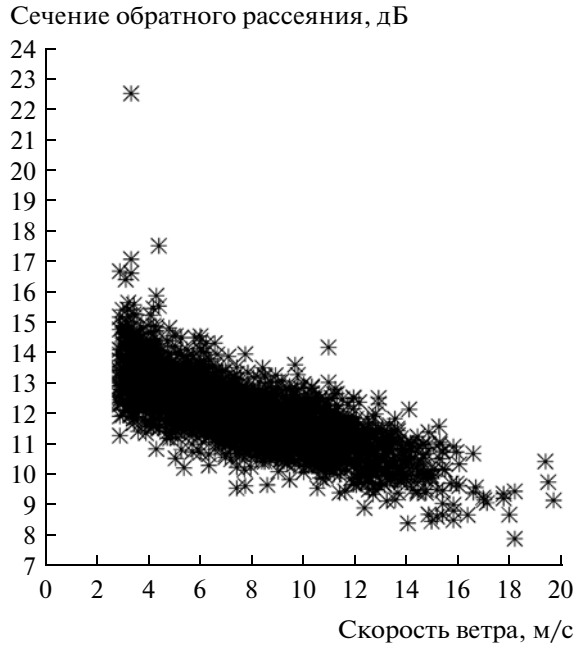


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра.

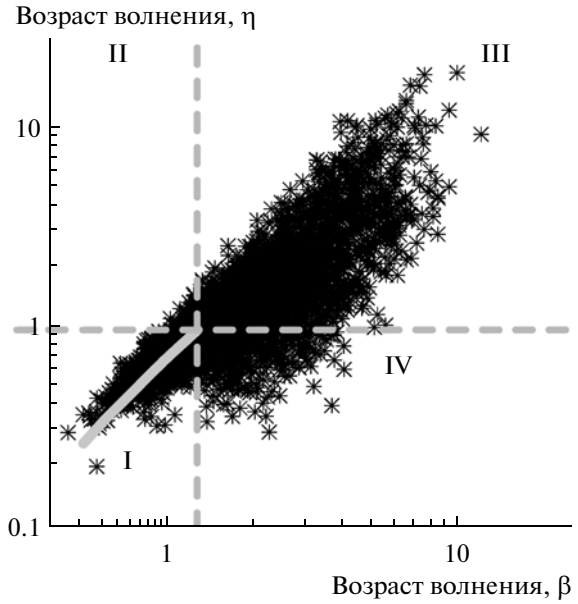


Рис. 5. Классификация типов волнения по данным морских буев.

В двух последних случаях минимальную высоту волн зыби можно оценить, предположив, что на поверхности присутствует полностью развитое или развивающееся ветровое волнение. Например, при $\eta = 2$ высота волн зыби больше или равна высоте ветрового волнения, а при $\eta = 5$ высота зыби превосходит высоту волн ветрового волнения более чем в 4 раза. Таблица 3 иллюстрирует корреляционные связи в каждой области.

Таблица 3. Корреляционная матрица

Параметр	U_{10} (I)	σ_0, дБ (I)	U_{10} (II)	σ_0, дБ (II)	U_{10} (III)	σ_0, дБ (III)	U_{10} (IV)	σ_0, дБ (IV)
U_{10}	1	**−0.700**	1	**−0.774**	1	**−0.692**	1	**−0.738**
δ_p	0.3	−0.297	0.239	−0.239	0.34	−0.403	0.189	−0.244
δ_a	**0.703**	**−0.588**	**0.815**	**−0.691**	**0.688**	**−0.662**	**0.717**	**−0.643**
T_p	**0.661**	**−0.511**	**0.974**	**−0.738**	0.122	−0.017	**0.579**	−0.375
T_a	**0.697**	**−0.564**	**0.949**	**−0.701**	0.124	−0.011	**0.723**	−0.460
σ_0, дБ	**−0.7**	1	**−0.774**	1	**−0.692**	1	**−0.738**	1
H_S	**0.826**	**−0.684**	**0.960**	**−0.771**	**0.631**	**−0.514**	**0.92**	−0.709
β	0.402	0.23	0.267	0.25	**0.613**	**0.523**	0.288	0.275
η	−0.329	0.047	−0.067	0.042	**0.547**	0.329	−0.153	0.032

Таблица 4. Структура факторов

Параметр	Первый/второй фактор I	Первый/второй фактор II	Первый/второй фактор III	Первый/второй фактор IV
Скорость ветра, U_{10}	**0.772**/0.506	**0.985**	**0.844**/0.208	**0.936**/0.235
Крутизна, δ_a	−0.416/**0.810**	**0.848**	**0.904**/−0.286	**0.580**/**0.661**
Крутизна, δ_p	−0.172/**0.931**	0.350	**0.709**/**−0.564**	−0.0025/**0.956**
Высота значительного волнения, H_S	**0.924**/0.324	**0.982**	**0.722**/**0.632**	**0.920**/0.344
Волновой период, T_a	**0.949**/0.0198	**0.953**	0.06/**0.911**	**0.855**/−0.097
Волновой период, T_p	**0.976**/−0.150	**0.965**	−0.136/**0.932**	**0.773**/**−0.564**

В области доминирования ветрового волнения связь скорости ветра и высоты значительного волнения самая сильная (область II). В области IV невысокая длинноволновая зыбь не оказывает серьезного влияния на генерацию ветровых волн, что также приводит к сильной корреляции скорости ветра и высоты волнения. В обеих областях наблюдается наиболее сильная корреляция скорости ветра и сечения обратного рассеяния.

Самая слабая корреляция скорости ветра и высоты значительного волнения наблюдается в области доминирования волн зыби (область III), поэтому в данной области коэффициенты корреляции возраста волнения с сечением обратного рассеяния и скоростью ветра достигают максимальных значений.

Повторим факторный анализ для каждой области и сравним точности решения прямой задачи, т.е. вычисление сечения обратного рассеяния по параметрам волнения. Результат представлен в табл. 4.

Снова воспользуемся линейной регрессией и найдем связь сечения обратного рассеяния и факторов.

Формулы для каждой области приведены ниже:

$$\sigma_0(\text{I}) = 11.405 - 0.517F_1 - 0.377F_2 \pm 0.591 \text{ дБ}, \quad (9)$$

$$\sigma_0(\text{II}) = 11.553 - 0.621F_1 \pm 0.509 \text{ дБ}, \quad (10)$$

$$\sigma_0(\text{III}) = 12.458 - 0.709F_1 - 0.0453F_2 \pm 0.688 \text{ дБ}, \quad (11)$$

$$\sigma_0(\text{IV}) = 12.049 - 0.591F_1 - 0.261F_2 \pm 0.595 \text{ дБ}. \quad (12)$$

Таким образом, в случае смешанного волнения ошибка вычисления сечения обратного рассеяния является максимальной, а во второй области погрешность меньше на 26%. Отметим, что абсолютная точность калибровки PR-радиолокатора составляет примерно 1 дБ.

По всему массиву (без классификации типов волнения) среднеквадратическое отклонение достигает 0.67, поэтому, если будет возможность классифицировать тип волнения, то точность алгоритмов восстановления скорости ветра возрастет.

На рис. 6*а* приведено сравнение измеренного и вычисленного сечения обратного рассеяния, а на рис. 6*б* показана связь сечения обратного рассеяния и скорости ветра в области II. По сравнению с общим случаем (без разделения по типам волнения – см. рис. 2 и рис. 4) наблюдается существенно меньший разброс.

Провести дистанционными методами классификацию типов волнения с помощью существующей РЛ-аппаратуры достаточно сложно, поэтому в первом приближении можно использовать известные океанографические данные о волнении в заданных регионах. Известно, например, что Мексиканский залив является достаточно закрытой акваторией, и развивающееся ветровое волнение является распространенным типом волнения. Вблизи Гавайских о-вов, расположенных на значительном удалении от материков, основным состоянием поверхности является смешанное волнение с доминированием волн зыби, так как волны зыби могут приходить с любых направлений, а скорость ветра вблизи остро-

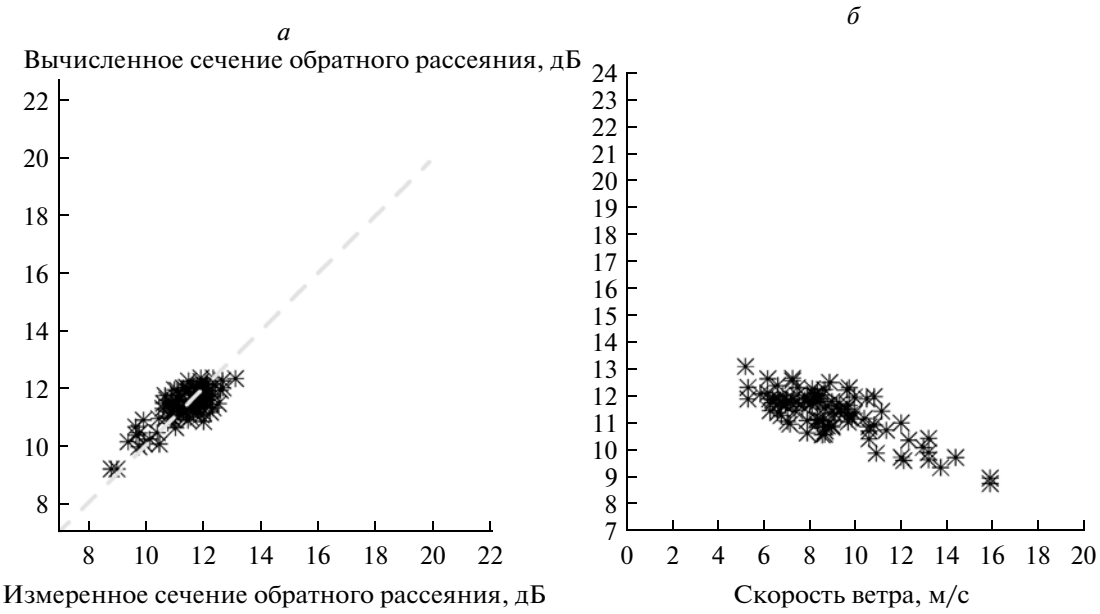


Рис. 6. Для области II: *а* – сравнение измеренного и восстановленного сечения обратного рассеяния; *б* – зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра.

вов обычно является невысокой. Использование в каждом из регионов своих зависимостей позволит повысить точность решения как прямой, так и обратной задачи.

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОПИСАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Спектральные и энергетические характеристики отраженного РЛ-сигнала содержат информацию о параметрах рассеивающей морской поверхности. Скорость ветра не может быть измерена радиолокатором непосредственно, а определяется в ходе дальнейшего анализа с использованием ряда предположений.

Если измеряется только сечение обратного рассеяния, то при разработке однопараметрических алгоритмов используют гипотезу о существовании однозначной связи сечения обратного рассеяния и скорости ветра. Зависимость находится с помощью регрессионного анализа РЛ-данных (сечения обратного рассеяния) и данных буев (скорость приповерхностного ветра). Однопараметрические алгоритмы применяются при обработке скаттерометрических данных.

Радиоальтиметр измеряет высоту значительного волнения, и наличие дополнительной информации о волнении позволило разработать более точный двухпараметрический алгоритм, где входными параметрами являются сечение обратного рассеяния и высота значительного волнения (Karaev et al., 2002; Gourrion et al., 2002). Однако высота волнения не оказывает непосредственного влияния на обратное рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона, а скорее позволяет классифицировать тип волнения.

Из табл. 2 видно, что крутизна волн, измеренная буями, оказывает существенное влияние на сечение обратного рассеяния. Однако это не та характеристика, которая входит в формулу для сечения обратного рассеяния.

Как отмечалось, при измерении морским буем спектра волнения происходит отсечка по частоте и теряется информация о коротких волнах, которые дают основной вклад в дисперсию наклонов крупномасштабного волнения. Измерить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения стало возможно с помощью PR-радиолокатора. В приближении метода Кирхгофа сечение обратного рассеяния при вертикальном зондировании вычисляется по следующей формуле:

$$\sigma_0 = \frac{|R_{eff}|^2}{2\sqrt{S_{xx}^2 S_{yy}^2}}, \qquad (13)$$

где S_{xx}^2 и S_{yy}^2 – дисперсии наклонов крупномасштабного волнения вдоль осей X и Y, R_{eff} – эффективный коэффициент отражения, который используется вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние мелкой ряби. Полная дисперсия наклонов S_0^2 находится как сумма

$$S_0^2 = S_{xx}^2 + S_{yy}^2. \qquad (14)$$

В ходе обработки данных PR-радиолокатора была восстановлена дисперсия наклонов крупномасштабного волнения (Караев и др., 2012). Воспользуемся этими данными, чтобы оценить связь

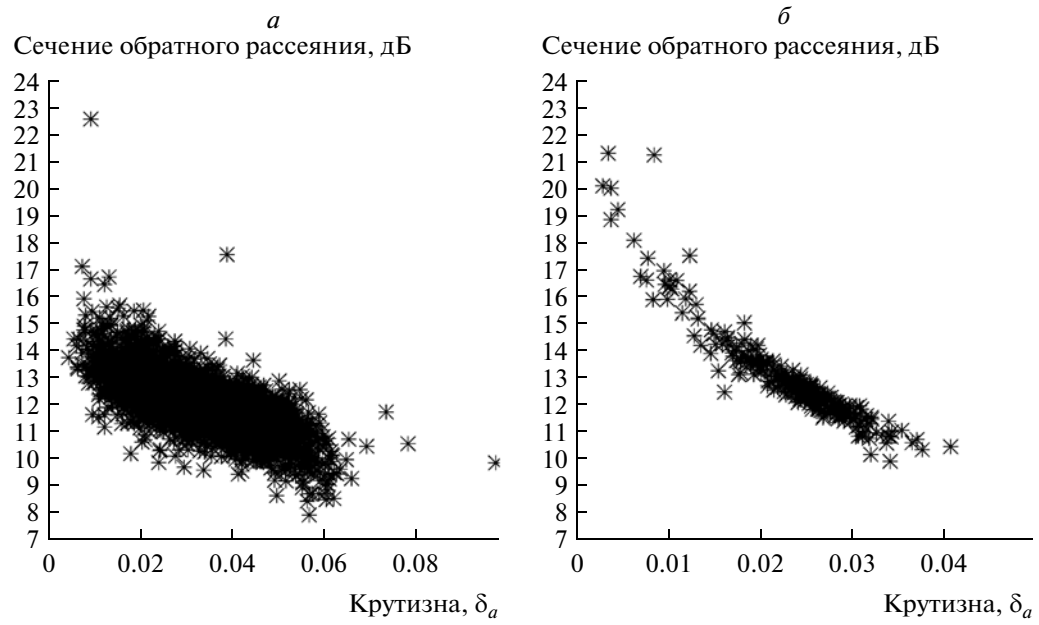


Рис. 7. Сравнение зависимости сечения обратного рассеяния: *а* – от крутизны δ_a (3601 точка); *б* – от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения S_0^2 (749 точек).

сечения обратного рассеяния и дисперсии наклонов крупномасштабного волнения.

На рис. 7 приведено сравнение зависимости сечения обратного рассеяния от крутизны δ_a (рис. 7*а*) и от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, восстановленного по данным PR-радиолокатора (рис. 7*б*).

Из рис. 7 видно, что сечение обратного рассеяния зависит от обоих параметров, однако корреляция между сечением обратного рассеяния и наклонами крупномасштабного волнения существенно выше. Для численной оценки этой зависимости приведем корреляционную матрицу (см. табл. 5).

При такой высокой корреляции для вычисления сечения обратного рассеяния будет достаточно дисперсии наклонов крупномасштабного волнения

$$\sigma_0 = 26.39 + 191.4S_0^2 - 117.571\sqrt{S_0^2} \pm 0.41 \text{ дБ}, \quad (15)$$

где S_0^2 лежит в интервале от 0.005 до 0.0045.

Если независимым образом измеряется параметр волнения, существенно влияющий на процесс обратного рассеяния, он сильно коррелирован с сечением обратного рассеяния. Погрешность вычисления сечения обратного рассеяния уменьшилась примерно на 39% по сравнению с общим случаем. Сравнение измеренного сечения обратного рассеяния и вычисленного по формуле (15) приведено на рис. 8.

Таблица 5. Корреляционная матрица

Параметр	U_{10}	S_0^2	σ_0, дБ	H_S
U_{10}	1.0	**0.766**	**−0.729**	0.283
S_0^2	**0.766**	1.0	**−0.937**	0.347
σ_0, дБ	**−0.729**	**−0.937**	1.0	0.308
H_S	0.283	0.347	0.308	1.0

Из рис. 8 видно, что вовлечение в анализ параметров волнения, непосредственно влияющих на процесс обратного рассеяния, позволяет с высокой степенью точности предсказывать сечение обратного рассеяния. Однако одного параметра недостаточно для идентификации типа волнения и для дальнейшего развития РЛ-описания волнения необходимо измерять радиолокатором и другие параметры волнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе поверхностного волнения была рассмотрена классификация типов волнения на основе принятых в океанографии определений его возраста. Было выделено четыре типа волнения, и факторный анализ показал, что использование всего двух факторов (“ветрового” и “волнового”) позволяет достаточно полно описать поверхностное волнение и предсказать с высокой точностью сечение обратного рассеяния.

Было показано, что благодаря такой классификации удается повысить точность решения прямой задачи – вычислить сечения обратного рассеяния по информации о скорости ветра и параметрах волнения (формулы (9)–(12)).

Как и ожидалось, наибольшая погрешность присутствует в области смешанного волнения.

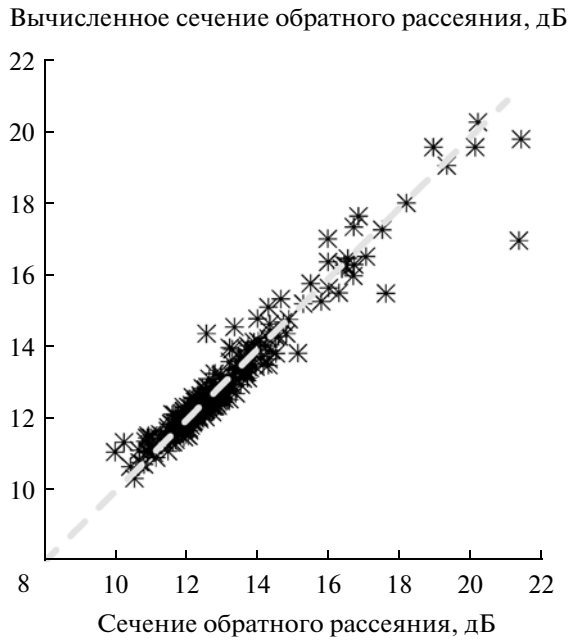


Рис. 8. Сравнение измеренного и восстановленного сечения обратного рассеяния (749 точек).

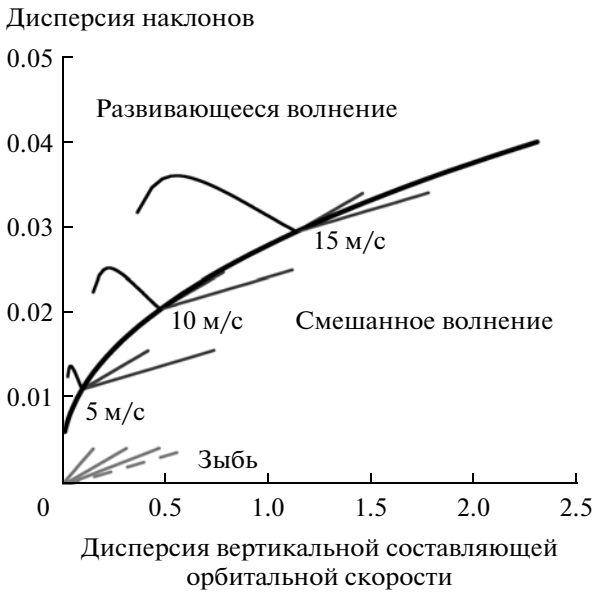


Рис. 9. Связь статистических моментов поверхностного волнения между собой (Караев и др., 2011).

Это связано с доминированием в поверхностном волнении волн зыби, параметры которой могут меняться в широких пределах, приводя к изменению сечения обратного рассеяния, не связанному с локальным ветром.

К сожалению, морские буи не могут измерить параметры волнения, которые непосредственно влияют на процесс обратного рассеяния электромагнитных волн сантиметрового диапазона. Это приводит к неоднозначной связи измеренных параметров волнения и отраженного РЛ-сигнала. Поэтому переход к классификации волнения с использованием других параметров является предпочтительным в задачах РЛ-зондирования морской поверхности.

Информация о волнении содержится в спектральных и энергетических характеристиках отраженного сигнала и ее можно восстановить. Дисперсию наклонов крупномасштабного волнения можно определить по данным PR-радиолокатора.

Исследование показало, что включение в анализ параметра волнения, который оказывает непосредственное влияние на процесс рассеяния, существенно повысило точность “предсказания” сечения обратного рассеяния (формула (15)). Однако одного параметра для идентификации типа волнения недостаточно.

В ходе проведенного ранее теоретического анализа были рассмотрены статистические моменты второго порядка поверхностного волнения для основных состояний: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение (Караев и др., 2011). В соответствии с известной двухмасштабной моделью спектр поверхностного волнения делился на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Численные оценки проводились для крупномасштабного волнения. Показано, что в пространстве статистических моментов происходит разделение различных состояний, что во многих случаях позволяет классифицировать тип волнения без измерения его спектра.

Пример деления по типам волнения при использовании РЛ-описания на плоскости “дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости–дисперсия наклонов” приведен на рис. 9. Это теоретические оценки получены по спектру волнения (Караев и др., 2011). Необходимо ее повторить уже на основе измеренных параметров крупномасштабного волнения.

Трех статистических моментов (дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициента корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости) достаточно для вычисления сечения обратного рассеяния и доплеровского спектра с последующей классификацией типов волнения на РЛ-плоскости.

Ключевым в проведении классификации является необходимость непосредственного измерения параметров крупномасштабного волнения. Надо учитывать, что их величина зависит от длины волны излучения.

Дисперсия наклонов крупномасштабного волнения была восстановлена по угловой зависимости сечения обратного рассеяния для длины волны 2.1 см. Для восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости необходимо измерить доплеровский спектр отраженного сигнала.

Оптимальным прибором для проведения необходимых измерений является подводный доплеровский акустический волнограф, макет которого был изготовлен. Первые эксперименты подтвердили его работоспособность.

Переход при описании поверхностного волнения от спектра волнения к статистическим моментам, которые влияют на процесс обратного рассеяния, позволит сделать описание универсальным и пригодным как для открытого океана, так и для внутренних водоемов.

Понимание взаимосвязи параметров волнения и отраженного РЛ-сигнала позволит повысить точность решения обратной задачи – глобального дистанционного мониторинга состояния приповерхностного слоя Мирового океана.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 13-05-00852а и № 13-05-97029-р-п-а), программы ОФН РАН "Радиофизика" и гранта Правительства Российской Федерации (договор № 11.G34.31.0048).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Бююль А., Цефель П. SPSS: искусство обработки информации. Анализ статистических данных и восстановление скрытых закономерностей. СПб.: ДиасофтЮп, 2005. 608 с.

Исакович М.А. Рассеяние волн от статистически шероховатой поверхности // ЖЭТФ. 1952. Т. 23. № 3 (9). С. 305–314.

Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М. Упрощенное описание морского волнения для задач радиолокационного дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 26–39.

Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.

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

Chu X., He Y., Karaev V., Chen G. Relationships between Ku-band radar backscatter and integrated wind and waves parameters at low incidence angles // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2012. V. 50. № 11. P. 4599–4609.

Donelan M.A., Pierson W.J. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № C5. P. 4971–5029.

Freilich M.H., Vanhoff B.A. The relation between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM Precipitation Radar measurements // J. Atm. Ocean. Technol. 2003. V. 20. № 4. P. 549–562.

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

Karaev V.Yu., Kanevsky M.B., Balandina G.N., Cotton P.D., Challenor P.G., Gommenginger C.P., Srokosz 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.

Li L., Im E., Connor L., Chang P.S. Retrieving ocean surface wind speed from the TRMM precipitation radar measurements // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2004. V. 42. № 6. P. 1271–1282.

Masuko H., Okamoto K., Shimada M., Niwa S. Measurement of microwave backscattering of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № C11. P. 13060–13083.

NASDA, TRMM Data Users Handbook / Ed. Earth Observation Center, National Space Development Agency of Japan. 2001.

Tran N., Chapron B., Vandemark D. Effects of long waves on Ku-band ocean radar backscatter at low incidence angles using TRMM and altimeter data // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. Lett. 2007. V. 4. № 4. P. 542-546.

Features of Sea Waves Classification as Applied to Remote Sensing

V. Yu. Karaev[1], E. M. Meshkov[1], X. Chu[2]

[1] *Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia*

[2] *South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China*

Classification of types of surface waves with respect to the problem of radar sensing of the sea surface is discussed. Combined array of radar data and buoy data was used to determine the type of sea waves using the oceanographic age of ocean waves. Four types of sea waves was determined and shown that the strongest correlation between the backscattered radar cross section and sea waves observed in the case of dominance of wind waves. In the framework of the development of radar description of sea waves the investigation of the dependence of the backscattered radar cross section on the variance of large-scale slopes, retrieved from the precipitation radar data, was carried out and it was shown that the use during classification the wave parameters that affect at the process of scattering of the radar signal, allows to more precisely calculate the backscattered radar cross section. For complete radar description of the sea waves the measurement of the variance of the vertical component of the orbital velocity and the correlation coefficient of the surface slopes with the vertical component of the orbital velocity is required.

Keywords: sea waves, radar cross section, wind speed, wave age, classification of sea waves, variance of large-scale slopesw

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 27–32

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЗОННОГО ХОДА МОРСКОГО УРОВНЯ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ОСНОВЕ АДАПТИВНОЙ МОДЕЛИ

© 2013 г. В. Н. Малинин*, О. И. Шевчук

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

**E-mail: malinin@rshu.ru*

Поступила в редакцию 19.11.2012 г.

Обсуждаются закономерности сезонных колебаний уровня Мирового океана, Атлантического океана и Мексиканского залива на основе спутниковых альтиметрических данных за период 1993–2011 гг. Предлагаются прогностические модели сезонных колебаний уровня на основе адаптивной модели линейного роста с аддитивной компонентой. Рассматриваются результаты тестирования и опытных прогнозов среднемесячных значений уровня на независимых данных за 2010–2013 гг. Показано, что в 2013 г. по сравнению с 2009 г. среднегодовой уровень Мирового океана, оцененный по альтиметрическим данным, может повыситься на 12.5 мм, Атлантического – на 10.8 мм, а Мексиканского залива – на 11.2 мм.

Ключевые слова: морской уровень, альтиметрия, тренды, адаптивная модель, прогноз

DOI: 10.7868/S020596141304009X

В 20 в. уровень Мирового океана (УМО) повышался в среднем со скоростью 1.7–1.9 мм/год (Малинин и др., 2007; Church,White, 2006; Jevrejeva et al., 2006), причем вначале этого столетия рост УМО ускорился, и по спутниковым (альтиметрическим) данным составляет 3.1–3.2 мм/год (Cazenave, Nerem, 2004; Nerem et al., 2003). По мнению Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК) (IPCC, 2007), основанным на результатах численного моделирования климата, рост уровня будет продолжаться далее ускоренными темпами (до 5 мм/год), и к концу столетия он может повыситься на 30–100 см. Естественно, такое развитие событий грозит катастрофическим ущербом для инфраструктуры прибрежных территорий, где проживает около миллиарда жителей Земли. Возможно подтопление крупнейших городов мира – Лондона, Нью-Йорка, Токио, Санкт-Петербурга и др. Поэтому, безусловно, проблема долговременного прогноза уровня океана относится к числу наиболее актуальных проблем современной гидрометеорологии.

Очевидно, в общем случае долговременные прогнозы УМО можно разделить на несколько видов: прогноз на перспективу (на 50–100 лет); на несколько десятилетий; на несколько лет. “Перспективные” прогнозы в настоящее время основываются почти исключительно на моделях климата, поскольку изменения УМО в современных условиях можно рассматривать как интегральный индикатор колебаний климата (Малинин, 2009; Фукс, 2005). Важнейшим параметром глобального климата является приповерхностная температура воздуха, изменения которой формируют режим накопления (расходования) массы горных ледников, морских льдов, в значительной степени покровных ледников и, следовательно, определяют поступление пресных вод ледников в океан. Кроме того, температура воздуха влияет на изменчивость испарения и осадков над океаном (Малинин, Шевчук, 2008), а через изменения температуры поверхности океана вызывает стерические колебания уровня. Основываясь на этом, в работе (Малинин, Шевчук, 2009) впервые предложена физико-статистическая модель прогноза УМО в зависимости от температуры воздуха над океаном в реперных точках с заблаговременностью два десятилетия. Установлено, что рост океана в ближайшие десятилетия должен составить 3.1 мм/год, что хорошо согласуется с результатами альтиметрических наблюдений за уровнем.

В данной работе рассматривается метод долгосрочного прогноза сезонного хода морского уровня на несколько лет. При этом источником информации о морском уровне послужили данные спутниковой альтиметрии, которые, в отличие от традиционных измерений на уровенных постах, позволяют получить оценки уровенной поверхности практически для всей акватории Мирового океана, а не только вдоль береговой черты, при-

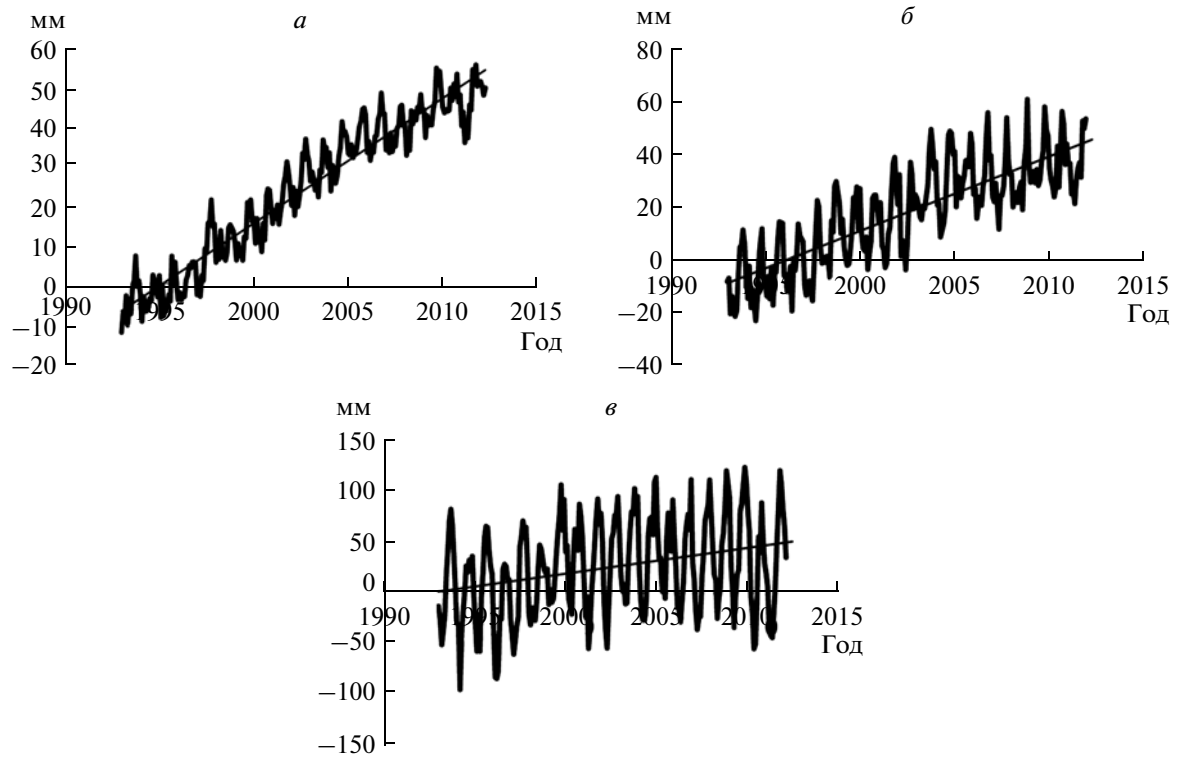


Рис. 1. Изменчивость среднемесячных значений аномалий морского уровня по альтиметрическим данным за период 1993–2011 гг.: *а* – Мировой океан; *б* – Атлантический океан; *в* – Мексиканский залив. Прямой линией обозначен тренд.

чем они не зависят от современных вертикальных движений земной коры. В настоящее время доступны альтиметрические измерения морского уровня с различных спутников, например Topex/Poseidon, Jason-1, 2, начиная с декабря 1992 г. Подробную информацию о доступных данных спутниковой альтиметрии можно найти в монографии (Лаврова и др., 2011).

В данной работе использованы альтиметрические измерения морского уровня, находящиеся в свободном доступе на сайте университета Колорадо, США (http://sealevel.colorado.edu), где в течение длительного времени проводится достаточно подробный мониторинг изменений среднего уровня отдельных океанов и некоторых избранных морей и заливов. Исходные данные покрывают океан от 66° с.ш. до 66° ю.ш., имеют пространственное разрешение 1/3° в меркаторской проекции, дискретность – 9.9 сут и точность расчета – 4.2 см. Методика обработки спутниковой информации приводится в статье (Leuliette et al., 2004). Естественно, при площадном осреднении и тем более для всей акватории Мирового океана точность многократно возрастает. В данной работе рассматриваются альтиметрические оценки уровня Мирового океана, Атлантического океана и Мексиканского залива за период 1993–2011 гг. по данным (http://sealevel.colorado.edu). С целью удобства их использования в практических расчетах предварительно было осуществлено среднемесячное осреднение.

На рис. 1 представлен межгодовой ход указанных временных рядов морского уровня за 1993–2011 гг. с учетом поправки обратного барометра. Как видно из рис. 1, главной закономерностью их колебаний является планомерный рост и отчетливо выраженный линейный тренд. Характеристики тренда (величина Tr и коэффициент детерминации R^2, показывающий вклад тренда в дисперсию исходного ряда) для зависимой выборки за период 1993–2009 гг. представлены в табл. 1. Из таблицы видно, что тренды для всех трех рассматриваемых объектов примерно одинаковы, а коэффициент детерминации уменьшается по мере уменьшения площади объекта вследствие возрастания роли случайных колебаний в дисперсию исходных значений ряда морского уровня.

Для прогноза сезонного хода УМО была реализована адаптивная модель Тейла–Вейджа, которая ранее в океанологии не использовалась. Ее отличительной чертой является возможность “подстраиваться” под изменения временного ряда, придавая больший вес (более высокую информационную ценность) тем наблюдениям, которые ближе к текущему моменту прогнозирования. Однако важнейшее достоинство адаптивных методов –

Таблица 1. Статистические характеристики тренда исходных среднемесячных значений морского уровня за период 1993–2009 гг. и вычисленных по адаптивной модели за период 2010–2013 гг.

Объект	Величина *Tr*, мм/год		Коэффициент детерминации, R^2	
	1993–2009 гг.	2010–2013 гг.	1993–2009 гг.	2010–2011 гг.
Мировой океан	3.36	3.68	0.92	0.61
Атлантический океан	3.07	4.15	0.65	0.21
Мексиканский залив	3.59	8.76	0.09	0.07

построение самокорректирующихся моделей, способных учитывать результат прогноза, сделанного на предыдущем шаге (Айвазян, Мхитарян, 1998; Дуброва, 2007; Лукашин, 2003). Такая адаптация осуществляется итеративно с получением каждой новой фактической точки ряда. Модель постоянно "впитывает" новую информацию, приспосабливается к ней и поэтому отражает тенденцию развития, существующую в данный момент.

Скорость реакции модели на изменения в динамике процесса характеризует так называемый параметр адаптации, который должен быть выбран таким образом, чтобы обеспечить адекватное отображение тенденции при одновременной фильтрации случайных отклонений.

Прародителем адаптивных методов прогнозирования принято считать метод экспоненциального сглаживания, предложенный Брауном (Brown, 1962). Для простоты представим временной ряд x_τ, $\tau = 1, 2, ..., t$ в виде (Айвазян, Мхитарян, 1998)

$$x_\tau = a_0 + \varepsilon_\tau, \qquad (1)$$

где a_0 – неизвестный параметр, не зависящий от времени; ε_τ – случайный остаток со средним значением, равным нулю и конечной дисперсией.

Как известно, экспоненциально взвешенная скользящая средняя ряда $\overline{x}_t(\lambda)$ с параметром сглаживания (параметром адаптации), где λ $(0 < \lambda < 1)$ определяется из формулы

$$\overline{x}_t(\lambda) = \frac{1-\lambda}{1-\lambda^t}\sum_{j=0}^{t-1}\lambda^j x_{t-j}, \qquad (2)$$

которая дает следующее решение задачи:

$$\overline{x}_t(\lambda) = \arg\min_a \sum_{j=0}^{t-1}\lambda^j\left(x_{t-j}-a\right)^2. \qquad (3)$$

Коэффициент сглаживания λ можно интерпретировать как меру обесценения наблюдения за единицу времени. Для рядов с "бесконечным прошлым" формула (2) сводится к виду

$$\overline{x}_t(\lambda) = (1-\lambda)\sum_{j=0}^{\infty}\lambda^j x_{t-j}. \qquad (4)$$

В соответствии с простейшим вариантом метода экспоненциального сглаживания прогноз $\hat{x}_t^1$ для неизвестного значения x_{t+1} по известной до момента времени t траектории ряда x_t строится по формуле

$$\hat{x}_t^1 = \overline{x}_t(\lambda), \qquad (5)$$

где значение $\overline{x}_t(\lambda)$ определено формулой (2) или (4) соответственно для короткого или длинного временного ряда.

Формула (5) удобна в частности тем, что при появлении следующего $(t+1)$-го наблюдения x_{t+1} пересчет прогнозирующей функции $\hat{x}_{t+1}^1 = \overline{x}_{t+1}(\lambda)$ производится с помощью простого соотношения

$$\hat{x}_t^1 = \lambda\overline{x}_t(\lambda) + (1-\lambda)\overline{x}_{t+1}.$$

Метод экспоненциального сглаживания можно обобщить на случай полиномиальной неслучайной составляющей анализируемого временного ряда, т.е. на ситуации, когда вместо (1) постулируется

$$x_{t+\tau} = a_0 + a_1\tau + \ldots + a_k\tau^k + \varepsilon_\tau, \qquad (6)$$

где $k \geq 1$. В соотношении (6) начальная точка отсчета времени сдвинута в текущий момент времени t, что облегчает дальнейшие вычисления. Соответственно в схеме простейшего варианта метода прогноз $\hat{x}_t^1$ значения x_{t+1} будет определяться соотношениями (6).

При $\tau = 1$

$$\hat{x}_t^1 = \hat{x}_{t+1} = \hat{a}_0^{(k)}(t,\lambda) + \hat{a}_1^{(k)}(t,\lambda) + \ldots + \hat{a}_k^{(k)}(t,\lambda), \qquad (7)$$

где оценки $\hat{a}_0^{(k)}(t,\lambda), j = 0, 1, ...k$ получаются как решение оптимизационной задачи

$$\sum_{j=0}^{\infty}\lambda^j\left(x_{t-j} - a_0 - a_1 j - \ldots - a_k j^k\right)^2 \to \min_{a_0,a_1,\ldots,a_k}. \qquad (8)$$

Решение задачи (8) не представляет принципиальных трудностей.

Существует еще несколько методов, использующих идеологию экспоненциального сглаживания, которые развивают метод Брауна в различных направлениях (9). Очевидно, что для модели-

рования и прогнозирования УМО лучше всего подходит модель сезонных явлений с линейным ростом, предложенная Г. Тейлом и С. Вейджем (Theil, Wage, 1964). В соответствии с данной моделью прогноз на l шагов вперед определяется выражением вида

$$\begin{aligned} x_\tau &= a_0(\tau) + \omega_\tau + \delta_\tau, \\ a_0(\tau) &= +a_0(\tau - 1) + a_1(\tau), \end{aligned} \qquad (9)$$

где $a_0(\tau)$ – уровень процесса после элиминирования сезонных колебаний; $a_1(\tau)$ – аддитивный коэффициент роста; ω_τ – аддитивный коэффициент сезонности; δ_τ – белый шум.

Прогноз, сделанный в момент t на l временных тактов вперед, подсчитывается по формуле

$$\tilde{x}_t^l = \tilde{a}_0(t) + l\tilde{a}_1(t) + \tilde{\omega}_{t-N+l}, \qquad (10)$$

где коэффициенты $\tilde{a}_0$, $\tilde{a}_1$ и $\tilde{\omega}$ вычисляются рекуррентным образом с помощью следующих формул обновления:

$$\begin{aligned} \tilde{a}_0(\tau) &= \tilde{a}_0(\tau - 1) + \tilde{a}_1(\tau - 1) + \lambda_1\left[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l\right], \\ \tilde{a}_1(\tau) &= \tilde{a}_1(\tau - 1) + \lambda_1\lambda_2\left[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l\right], \\ \tilde{\omega}_t &= \tilde{\omega}_{t-N} + (1 - \lambda_1)\lambda_3\left[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l\right]. \end{aligned} \qquad (11)$$

В этих соотношениях, как и прежде, N – число временных шагов, содержащихся в полном сезонном цикле, а λ_1, λ_2 и λ_3 – параметры адаптации. Прогнозные оценки на основе формулы (11) получаются экстраполяцией тенденции линейного роста на основе последних значений коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$, а также добавлением (в виде сомножителя или слагаемого) самой свежей оценки сезонного эффекта для этой фазы цикла ($\tilde{\omega}_{t-N+l}$).

Это справедливо для случая, когда заблаговременность удовлетворяет условию: $0 < l \le N$. Очевидно, что для $N < l \le 2N$ самой последней оценкой сезонного эффекта будут значения $\tilde{\omega}_{t-2N+l}$ и т. д.

Таким образом, в рассмотренной модели прогностические оценки являются функцией прошлых и текущих уровней временного ряда, параметров адаптации λ_1, λ_2 и λ_3, а также начальных значений как коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$, так и сезонного фактора для каждой фазы цикла.

В качестве начальных значений коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$ на практике берут оценки по методу наименьших квадратов (МНК-оценки) коэффициентов линейного тренда $\tilde{x}_t = a_0 + a_1 t$, определенные по исходному временному ряду или его части. Начальные значения сезонного фактора для аддитивной модели определяют усреднением отклонений фактических уровней от расчетных ($\tilde{y}_t$) для каждой фазы цикла (например, для одноименных месяцев, кварталов). Влияние начальных условий на прогностическую оценку зависит от величины весов и длины ряда.

Модель Тейла–Вейджа была нами реализована для прогноза сезонного хода морского уровня. Предварительно временные ряды морского уровня за 1993–2011 гг. были разделены на зависимую (1993–2009 гг.) и независимую (2010–2011 гг.) выборки. По зависимой выборке осуществлялось построение модели и ее верификация. По независимой выборке проводилась дополнительная проверка точности модели и ее корректировка. В расчетах применялся пакет STATISTICA, в котором не только реализована данная модель, но существует возможность автоматического подбора оптимальных коэффициентов адаптации. С этой целью выполняется многоуровневый расчет моделей с автоматическим перебором всех параметров адаптации в заданных пределах и с заданным шагом, что позволяет практически сразу определить наиболее приемлемые их значения. При этом выбор весов можно делать, опираясь на минимум средней ошибки, средней абсолютной ошибки, сумму квадратов ошибок, по среднему квадратов ошибки или же по процентному соотношению ошибок в каждой модели.

Для построения моделей прогноза сезонного хода морского уровня по зависимой выборке осуществлялся подбор значений первого параметра адаптации λ_1 в диапазоне $0.1 < \lambda_1 < 0.9$. Остальные два параметра λ_2 и λ_3 оказались близкими к нулю. Систематическая ошибка оказалась на два порядка меньше среднеквадратической. Следовательно, ею можно пренебречь и использовать оценки среднеквадратической ошибки, минимальные значения которой для Мирового океана отмечаются в диапазоне $\lambda_1 = 0.1$–0.2. Поэтому в качестве оптимальной оценки параметра адаптации была взята величина $\lambda_1 = 0.189$. Таким же методом подобраны коэффициенты адаптации для Атлантического океана и Мексиканского залива, которые составили соответственно $\lambda_1 = 0.149$ и $\lambda_1 = 0.485$.

С использованием указанных параметров адаптации был выполнен расчет сезонного хода уровней в исследуемых районах для зависимых выборок и определены различные статистические параметры моделей, которые представлены в табл. 2. Как видно из табл. 2, все модели почти полностью описывают дисперсию исходных рядов ($R^2 = 0.90$–0.97), а их стандартные ошибки невелики и меньше стандартного отклонения уровней по фактическим данным. Это является достаточно объективной предпосылкой для успешного прогноза уровня.

Рассмотрим теперь результаты прогноза сезонного хода морского уровня на четыре года (2010–2013 гг.), т.е. на 48 мес. (рис. 2). При этом для периода 2010–2011 гг. имеется возможность

Таблица 2. Статистические оценки параметров адаптивных моделей для зависимой (1993–2009 гг.) и независимой (2010–2013 гг.) выборок среднемесячных значений морского уровня

Объект	Коэффициент детерминации	Систематическая ошибка, мм		Стандартная ошибка модели, мм		Ст. ошибка/ст. откл.
	Зависимая	зависимая	независимая	зависимая	независимая	независимая
Мировой океан	0.97	–0.006	4.28	2.85	4.01	0.79
Атлантический океан	0.90	0.009	4.75	6.08	7.58	0.74
Мексиканский залив	0.96	–0.077	40.48	17.45	23.12	0.45

сравнения исходных данных с предвычисленными по модели. Как видно из рис. 2, хотя в целом между ними отмечается довольно хорошее соответствие, однако прогнозные оценки уровня имеют определенное систематическое завышение по сравнению с исходными значениями уровня. Если для Мирового и Атлантического океанов она сравнительно невелика и составляет 4.3–4.7 мм (табл. 2), то для Мексиканского залива систематическая ошибка значительно выше. Это очевидно связано с тем, что амплитуда сезонных колебаний уровня Мексиканского залива во много раз больше. Впрочем, систематическая ошибка может быть легко исключена и на результаты прогноза фактически не влияет.

Наиболее точным показателем эффективности прогнозов служит, как известно, отношение стандартной ошибки модели к стандартному отклонению исходных данных. Для долгосрочных прогнозов принимается, что оно должно быть меньше единицы. Из табл. 2 видно, что для всех трех объектов это отношение существенно ниже единицы. Следовательно, адаптивная модель полностью отвечает прогностическим требованиям. Оценки тренда для прогностических данных по уровню для Мирового и Атлантического океанов близки к тренду по зависимой выборке (табл. 1), в

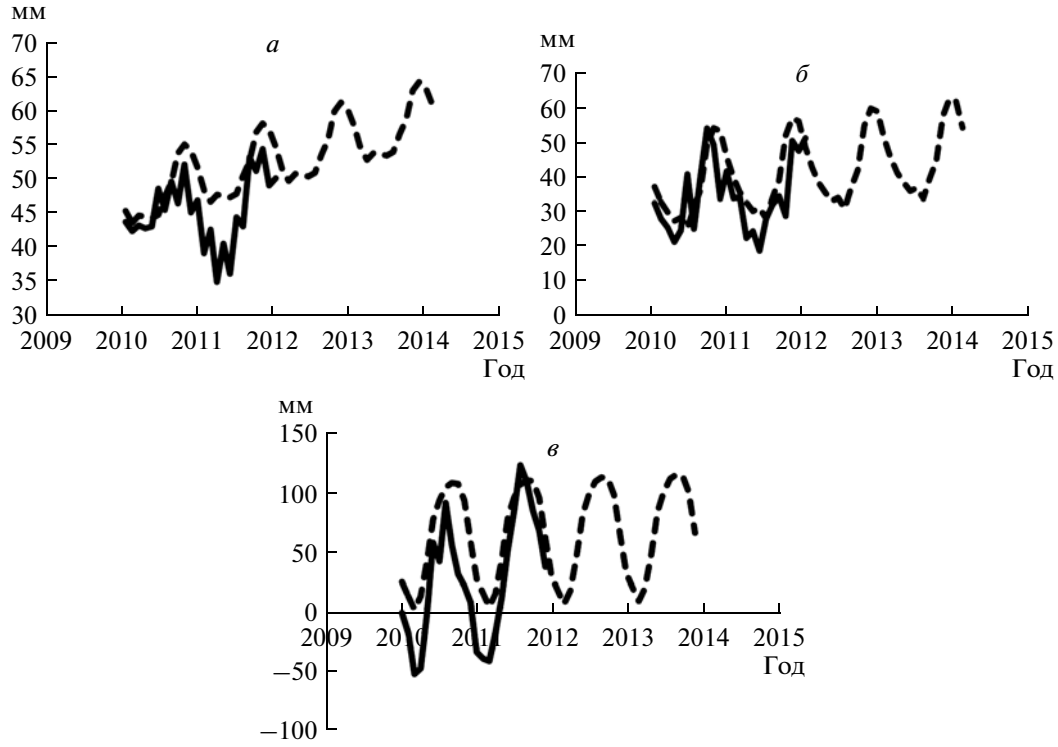


Рис. 2. Сопоставление фактических (сплошная линия) за 2010–2011 гг. и предвычисленных (пунктирная линия) по адаптивной модели среднемесячных значений морского уровня: *а* – Мировой океан; *б* – Атлантический океан; *в* – Мексиканский залив. С 2012 г. независимый прогноз морского уровня.

то время как для Мексиканского залива прогностический тренд оказался значительно выше. Очевидной причиной этого является то обстоятельство, что в 2010 г. средний уровень Мексиканского залива упал на 41.6 мм по сравнению с 2009 г. Естественно, при довольно малой длине выборки (48 значений) это существенно сказалось на оценке тренда. В 2013 г. по сравнению с 2009 г. среднегодовой УМО по альтиметрическим данным может повыситься на 12.5 мм, Атлантического – на 10.8 мм, а Мексиканского залива – на 11.2 мм.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Правительства РФ (Договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта П1223 от 07.06.2010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айвазян С.А., Мхитарян В.С. Прикладная статистика и основы эконометрики. М.: ЮНИТИ, 1998. 1022 с.

Дуброва Т.А. Прогнозирование социально-экономических процессов. М.: Маркет ДС, 2007. 192 с.

Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.

Лукашин Ю.П. Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов. М.: Финансы и статистика, 2003. 415 с.

Малинин В.Н. Изменчивость глобального водообмена в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2009. № 1. С. 1–14.

Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И. Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Уч. записки РГГМУ. 2007. Вып. 4. С. 125–132.

Малинин В.Н., Шевчук О.И. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО. 2008. Т. 140. Вып. 4. С. 20–30.

Малинин В.Н., Шевчук О.И. О возможных изменениях уровня Мирового океана в ближайшие десятилетия // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 2. С. 172–180.

Фукс В.Р. Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления // География и современность. СПб.: Изд. СПбГУ, 2005. Вып. 10. С. 73–93.

Brown R.G. Smoothing, forecasting and prediction of discrete time-series. Prentice-Hall, New Jersey, 1962.

Cazenave A., Nerem R.S. Present-day sea level change: Observations and causes // Rev. Geophys. 2004. V. 42. № 3. P. 1–20.

Church J.A., White N.J. A 20th century acceleration in global sea-level rise // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № 1. P. L01602.

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 / Eds. L. Bernstein et al. Cambridge; N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2007. 940 p.

Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C9. P. C09012.

Leuliette E.W, Nerem R.S., Mitchum G.T. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change // Marine Geodesy. 2004. V. 27. № 1–2. P. 79–94.

Nerem R.S., Chambers D.P., Leuliette E.W., Mitchum G.T. Satellite measurements of sea level change: Where have been and where are we going / ESA Portal. 2003. http://earth.esa.int/cgi-bin/confalt15y.pl?abstract=1092.

Sea Level Change. University of Colorado at Boulder. http://sealevel.colorado.edu.

Theil H., Wage S. Some observations on adaptive forecasting // Management Sci. 1964. V. 10. Mb 2.

Long-Term Forecast of Seasonal Variations the Global Sea Level on the Basis of the Adaptive Model Using Altimetry Data

V. N. Malinin, O. I. Shevchuk

Regularities of seasonal variations of the Global Sea Level (GSL), Atlantic Ocean and Gulf of Mexico based on satellite altimeter data for the years 1993–2011 are discussed. Prediction models of sea level seasonal variations based on an adaptive model of linear increase with additive component are offered. Results of the testing and experimental forecasts of the average monthly sea level based on independent data for the years 2010–2013 are discussed. It is shown that in 2013, compared with 2009, the annual GSL predicted with altimetry data may increase by 12.5 mm, Atlantic Ocean – by 10.8 mm and the Gulf of Mexico – by 11.2 mm.

Keywords: sea level, altimetry, trends, adaptive model, forecast

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 33–38

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРИРОДНЫХ РИСКОВ НА ОСНОВЕ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРНО-ТЕРМОКАРСТОВЫХ РАВНИН)

© 2013 г. А. С. Викторов*, В. Н. Капралова

Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва

**E-mail: dist@geoenv.ru*

Поступила в редакцию 01.02.2013 г.

Рассматривается новый подход к оценке риска воздействия термокарстовых процессов на инженерные сооружения, базирующийся на использовании материалов космической съемки и методах математической морфологии ландшафта. Получены выражения для оценки риска поражения линейных и площадных сооружений для процессов с пуассоновским распределением термокарстовых очагов произвольной формы. Опытные участки с развитием термокарстовых озер были оцифрованы, и на них были сопоставлены теоретические результаты и эмпирические данные на предмет их соответствия.

Ключевые слова: оценка риска, математическая морфология ландшафта, термокарстовые процессы

DOI: 10.7868/S0205961413040106

Одной из актуальных задач является оценка риска в условиях развития опасных экзогенных геологических процессов.

Задаче оценки риска посвящены многие исследования (Оценка и управление ..., 2003; Елкин 2004 и др.), однако до сих пор ее решение остается актуальным. Трудность состоит в том, что мало исследованы те особенности процессов, которые позволяют рассчитать вероятности и величины поражения. При статистическом подходе трудность состоит в необходимости получить большие объемы данных по статистике поражения сооружения, причем в каждом типе физико-географических условий, которые пересекает инженерное сооружение. Время, необходимое для получения таких данных, сопоставимо с временем функционирования инженерного сооружения, а оценка риска нужна уже на стадии проектирования сооружения. В силу изложенного такой подход не очень перспективен.

Цель выполненных исследований – показать возможность и пути решения задачи оценки риска на основе материалов аэро- или космических съемок.

Исследование проведено на примере озерно-термокарстовых равнин (рис. 1). Исследуемый тип территории представляет собой слабоволнистую субгоризонтальную поверхность с преобладанием тундровой растительности, в которую вкраплены термокарстовые озера, беспорядочно разбросанные по равнине. Исходно для возникающих очагов термокарстовых процессов (озер) характерна форма, близкая к кругу, однако в процессе развития для подобных территорий свойственно слияние очагов, и в силу этого форма очагов в общем случае может значительно отличаться от круговой (рис. 1). Именно этот последний фактор создает значительные сложности в решении задачи оценки рисков.

При выполнении исследования были использованы материалы космической съемки спутника Landsat-7\ETM+.

Предлагаемый путь решения задачи оценки природных рисков был основан на количественном анализе морфологической структуры озерно-термокарстовых равнин по материалам космических съемок с использованием методов математической морфологии ландшафта (Викторов, 1995, 2006). В основу решения задачи была положена базовая каноническая модель морфологической структуры озерно-термокарстовой равнины (Викторов, 1995, 2006; Victorov, 2005). Рассмотрим участок озерно-термокарстовой равнины, однородный по физико-географическим, прежде всего по геоморфологическим условиям. В процессе развития очаг термокарстовых процессов может находиться в следующих стадиях:

– появление первичного очага – главным фактором является, по-видимому, накопление в понижении достаточно мощного слоя воды (Perlstein et al., 2005);

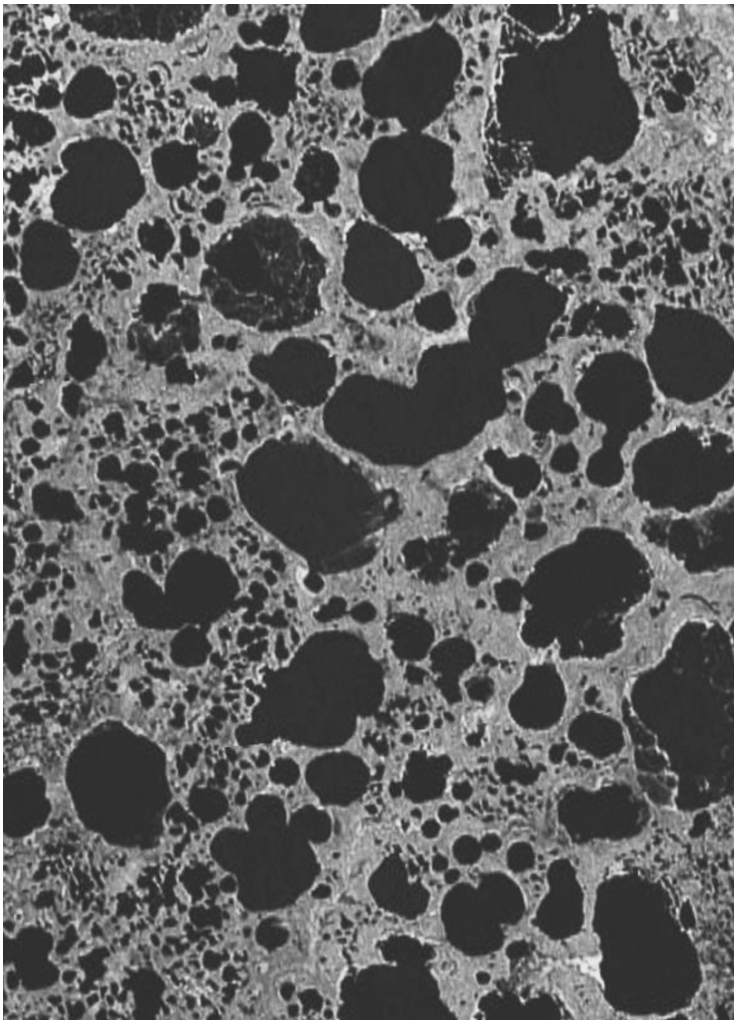


Рис. 1. Типичное изображение озерно-термокарстовой равнины на материалах космической съемки.

– расширение очага (термокарстового озера) за счет термоабразионного воздействия. Его скорость зависит от многих случайных факторов (средняя температура воздуха, льдистость многолетнемерзлых пород и состав грунта в окрестностях озера и т.д.). В процессе расширения возможно слияние с другими озерами, примыкающими к нему.

В основу модели могут быть положены следующие предположения:

1) процесс появления первичных понижений является вероятностным, и на непересекающихся площадках (Δs), а также в неперекрывающиеся отрезки времени (Δt), идет независимо, при этом и вероятность появления одного понижения много больше, чем вероятность возникновения нескольких понижений, т.е.

$$p_1(t) = \lambda(t)\Delta s\Delta t + o(\Delta s\Delta), \quad (1)$$

$$p_k(t) = o(\Delta s\Delta t) \quad k = 2,3\ldots, \quad (2)$$

где $\lambda(t)$ – плотность генерации понижений на единице площади в момент времени t;

2) рост размеров озер благодаря термоабразионному воздействию является случайным процессом и происходит независимо от других озер, в процессе развития озера могут сливаться.

Предположения представляются естественными, так как вытекают из однородности рассматриваемой территории и существующих представлений о механизме процесса. Подчеркнем, что интенсивность генерации термокарстовых очагов во времени может изменяться самым разным образом, и мы не делаем в отношении этого никаких специальных предположений.

Созданные основания модели позволяют на основе строгого математического анализа предположений получить закономерности строения термокарстовой равнины (Викторов, 1995; Victorov, 2005). В частности, распределение числа термо-

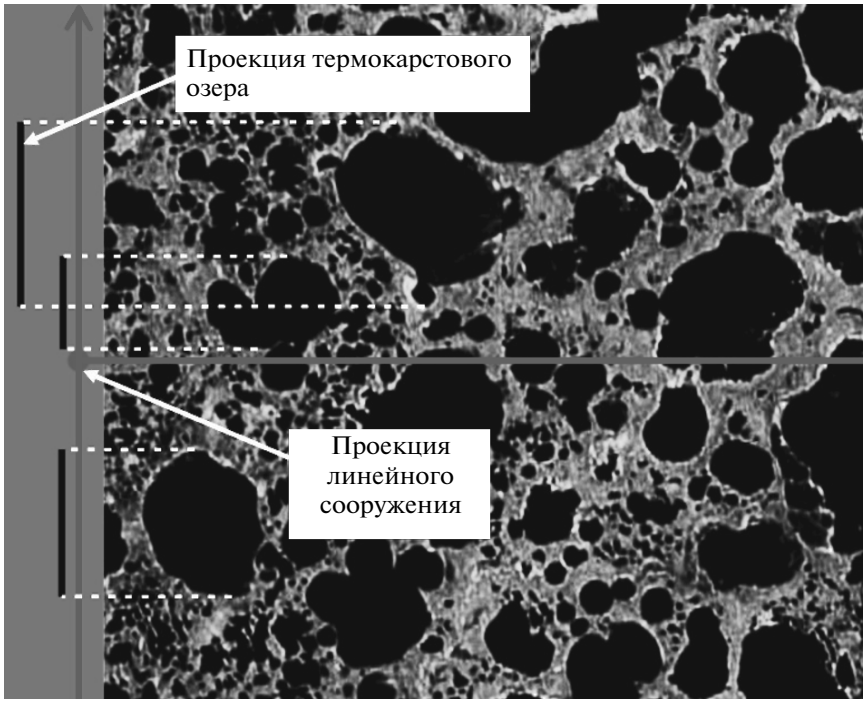


Рис. 2. Схема к определению вероятности поражения термокарстом линейного сооружения.

карстовых понижений (центров) на случайно выбранной площадке отвечает закону Пуассона, т.е.

$$P(k,t) = \frac{[\mu(t)s]^k}{k!} e^{-\mu(t)s}, \qquad (3)$$

где s – площадь пробной площадки; $\mu(t)$ – среднее число понижений на единицу площади в момент времени t. Плотность расположения понижений в общем случае зависит от времени, так как возможна генерация новых термокарстовых озер, и даже при отсутствии генерации новых озер – из-за их слияния.

Пуассоновский характер распределения озер подтверждается как нашими экспериментальными данными, так и публикациями других авторов (Викторов, 1995, 2006; Викторов, Капралова, 2011; Полищук и др., 2012).

Оценим вероятность поражения линейного сооружения заданной длины L. Для этого рассмотрим сначала полосу конечной ширины R (рис. 2), по оси которой расположен рассматриваемый линейный объект. Построим координатную ось, перпендикулярную линейному сооружению.

В проекции на эту ось сооружение изображается точкой, очаг термокарста – отрезком, длина которого отвечает проекции очага на ось. Поражение линейного сооружения отражается как пересечение отрезка и точки. Нетрудно показать, что пуассоновский характер распределения очагов на участке влечет пуассоновское распределение их проекций на ось и, следовательно, равную вероятность расположения центров проекций очагов на тех или иных участках оси и их независимость друг от друга. Вероятность (α) того, что один очаг процесса из числа названных заденет линейное сооружение (т.е. что точка, отвечающая проекции линейного сооружения, окажется внутри проекции очага), обусловливается в силу сказанного выше отношением длины проекции очага к ширине рассматриваемой полосы. Это с учетом вероятности различных величин проекций позволяет получить выражение

$$\alpha = \int_0^{2R} \frac{x}{2R} f_p(x,t)dx, \qquad (4)$$

где $f_p(x, t)$ – плотность распределения величины проекции очага в момент времени t. Вероятность того, что ни один из очагов процесса не заденет линейное сооружение при условии, что их на полосе – k штук, с учетом независимости очагов равна

$$P^0(k,R,t) = (1-\alpha)^k \frac{[2\mu(t)RL]^k}{k!} e^{-2\mu(t)RL}. \qquad (5)$$

Защищенность (вероятность непоражения) линейного сооружения при произвольном количестве очагов на полосе может быть получена суммированием по k и переходом к пределу при неограниченном расширении рассматриваемой полосы ($R \to +\infty$)

$$P_{nl}^{0}(R,t) = \sum_{k=0}^{+\infty}(1-\alpha)^{k}\frac{[2\mu(t)RL]^{k}}{k!}e^{-2\mu(t)RL} = e^{-2\mu(t)\alpha RL}. \quad (6)$$

Поскольку

$$\lim_{R\to+\infty} 2\alpha R = \int_{0}^{+\infty} xf_{p}(x,t)dx = \overline{pr}(t), \quad (7)$$

где $\overline{pr}(t)$ – математическое ожидание величины проекции очага в момент времени t, то после упрощения защищенность дается выражением

$$P_{nl}(L,t) = e^{-\mu(t)\overline{pr}(t)L}. \quad (8)$$

Отсюда нетрудно получить, что вероятность поражения линейного объекта длиной L хотя бы одним очагом равна

$$P_{dl}(L,t) = 1 - e^{-\mu(t)\overline{pr}(t)L}. \quad (9)$$

Оценим вероятность поражения инженерного сооружения круговой формы заданного радиуса l очагом термокарстового процесса. Поражение сооружения очагом процесса в момент времени t реализуется при реализации одного из двух событий:

– центр сооружения оказался в контуре очага;

– центр сооружения оказался вне контура, но на расстоянии меньше l от очага.

Последнее означает, что центр сооружения оказался в l-буфере очага. l-Буфером фигуры мы будем называть совокупность точек плоскости, не входящих в очаг, но отстоящих от него на расстояние не больше l. Таким образом, вероятность поражения площадного объекта равно произведению вероятностей двух названных выше событий.

Нетрудно получить, что вероятность центра сооружения оказаться в пределах какого-либо очага, с учетом независимости площади очага от его расположения и взаимного непересечения очагов, на данный момент составляет

$$P_{1}(t) = \mu(t)s(t), \quad (10)$$

где $\mu(t)$ – среднее число очагов на единицу площади в момент времени t; $s(t)$ – средняя площадь одного очага в момент времени t.

Для определения вероятности второго события рассмотрим сначала круговую область конечного радиуса R, в которой расположены центр сооружения и термокарстовые очаги. Вероятность того, что центр сооружения окажется в l-буфере очага (то есть очаг "заденет" второе озеро), определяется отношением площади l-буфера очага ко всей рассматриваемой площади круговой области и с учетом вероятностей формирования буферов очагов разной площади составляет

$$\alpha(l,t) = \int_{0}^{\pi R^{2}} \frac{x}{\pi R^{2}} f_{b}(x,l,t)dx, \quad (11)$$

где $f_b(x, l, t)$ – плотность распределения площади l-буфера очага в момент времени t. Далее, оценивая вероятность того, что ни один из очагов процесса не заденет рассматриваемый объект при условии, что их на полосе – k штук, переходя к произвольному количеству очагов и бесконечно расширяя рассматриваемую круговую область, получаем выражение

$$P_{2}(l,t) = e^{-\mu(t)s_{b}(l,t)}, \quad (12)$$

где $s_b(l, t)$ – средняя площадь l-буфера очага в момент времени t, задаваемая равенством

$$s_{b}(l,t) = \int_{0}^{+\infty} xf_{b}(x,l,t)dx. \quad (13)$$

Таким образом, общая вероятность поражения кругового сооружения радиуса l в рассматриваемой модели составляет

$$P(l,t) = 1 - [1 - \mu(t)s(t)]e^{-\mu(t)s_{b}(l,t)}. \quad (14)$$

Формула может быть существенно упрощена в случае, если очаги имеют выпуклую форму или выпукло-вогнутую форму, но с кривизной не менее $-\frac{1}{l}$; иначе говоря, если вогнутые участки очага имеют меньшую кривизну, чем граница сооружения. В этом случае, заменяя кривую ломаной и бесконечно увеличивая количество звеньев, получаем следующее выражение

$$s_{b}(l,t) = l\overline{p}(t) + \pi l^{2}, \quad (15)$$

где $\overline{p}(t)$ – средний периметр очага в момент времени t.

Соответственно вероятность поражения кругового сооружения радиуса l в этом случае составляет

$$P(l,t) = 1 - [1 - \mu(t)s(t)]e^{-\mu(t)[l\overline{p}(t)+\pi l^{2}]}. \quad (16)$$

Обобщение понятия буфера позволяет нам найти выражение и для площадного сооружения не круговой, а сложной формы. В подобном случае буфер – это область, окружающая контур очага, такая, что при нахождении в ней центра сооружения данных очертаний C и данной ориентировки очаг задевает контур сооружения. В этих условиях буфер – функция четырех факторов: контура очага, контура сооружения и угла между линией, соединяющей центры очага и сооружения, и диаметром очага и угла между линией, соединяющей центры очага и сооружения, и диаметром сооружения.

В целом, как показывает анализ, выражение для вероятности поражения площадного сооружения сохраняется

$$P(l,t) = 1 - [1 - \mu(t)s(t)]e^{-\mu(t)s_{b}(C,t)}, \quad (17)$$

где $s_b(C, t)$ – средняя площадь буфера очага в момент времени t по отношению к инженерному сооружению, имеющему заданные очертания C.

Таким образом, вероятность поражения площадного сооружения за заданное время зависит от средней плотности расположения очагов, средней площади очага и средней площади буфера, отвечающего сооружению данных очертаний. Этот набор параметров отличается от набора параметров, от которых зависит вероятность поражения линейного сооружения.

Решая последнюю задачу, мы фактически решили и задачу о вероятности слияния термокарстовых озер за отрезок времени $[0, t]$. Для этого достаточно заменить инженерное сооружение на второй очаг и считать, что его очертания имеют, как и у первого очага, некоторое вероятностное распределение. Нетрудно получить, что угол взаимной ориентировки очагов (угол между диаметрами) в связи с однородностью условий участка будет иметь равномерное распределение на отрезке $[0, 2\pi]$. В итоге вероятность слияния очагов на интервале $[0, t]$ составляет

$$P_i(t) = 1 - [1 - \mu(t)s(t)]e^{-\mu(t)s_{bi}(t)}, \qquad (18)$$

где $s_{bi}(t)$ – средняя площадь буфера термокарстового очага по отношению к другому очагу в момент времени t, задаваемая выражением

$$s_{bi}(t) = \int_0^{2\pi}\int_0^{+\infty} \frac{1}{2\pi} x f_{bi}(x, \alpha, t)dxd\alpha, \qquad (19)$$

а $f_{bi}(x, \alpha, t)$ – плотность распределения площади буфера термокарстового очага по отношению к другому очагу, при угле взаимной ориентировки α в момент времени t.

Исходя из полученной формулы, нетрудно, дифференцируя, получить вероятность слияния озера с каким-либо другим на заданном отрезке времени $[t, t + \Delta t]$

$$P_c(t, t + \Delta t) = \left[\frac{1}{1 - \mu(t)s(t)}\frac{d}{dt}\mu(t)s(t) + \frac{d}{dt}\mu(t)s_{bi}(t)\right]\Delta t + o(\Delta t). \qquad (20)$$

Полученные выражения для линейных сооружений прошли первичную проверку на эталонных участках (Западная Сибирь). В основу проверки выражения для оценки вероятности поражения линейного объекта была положена следующая логика. Предположим, что мы находимся на рассматриваемом участке перед началом термокарстового процесса. Так как участок однороден, у нас нет оснований предпочесть для размещения линейного объекта какое-либо место, и он с равной вероятностью мог быть размещен в любой точке участка. Развившиеся впоследствии очаги процесса, которые в настоящее время мы наблюдаем на снимке, могли бы поразить или не поразить линейное сооружение.

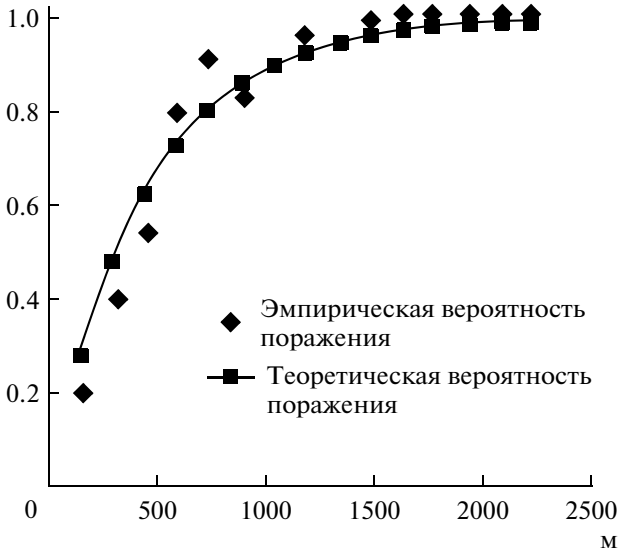


Рис. 3. Сопоставление теоретической и эмпирической вероятностей поражения линейного сооружения разной протяженности на экспериментальном участке (Среднеобская низменность; ось абсцисс – длина сооружения).

В силу сказанного реальное развитие событий было смоделировано следующим образом: программными средствами с помощью генератора случайных чисел мы размещаем случайным образом линейный объект (отрезок) в пределах выбранного участка (с уже существующими очагами), а затем по материалам космической съемки подсчитываем количество линий, пересекшихся с очагами процесса. Полученные значения числа линейных объектов, пораженных очагом процесса (в долях от общего количества бросаний), сравнивались с расчетными, определенными по приведенной формуле (9).

Процедура повторялась для линейных сооружений (отрезков) разной длины. Проверка дала положительные результаты (рис. 3).

Нетрудно видеть, что мы не использовали существенно механизм термокарстового процесса, а только то, что распределение очагов имеет пуассоновский характер, и они изменяются независимо друг от друга. Поэтому полученный результат может быть распространен на случай других процессов, где очаги возникают и развиваются независимо (например, заболачивание, просадочный процесс и др.).

Изложенная модель является основой для использования материалов дистанционных съемок при оценке риска. В свете изложенного процедура, например, по отношению к линейным сооружениям должна содержать следующие основные элементы:

– прогнозирование на основе повторных съемок на время функционирования сооружения математического ожидания проекции возникающих очагов на ось, перпендикулярную направлению линейного сооружения (линейная экстраполяция или линейная экстраполяция математического ожидания логарифма проекции);

– прогнозирование на основе повторных съемок на время функционирования сооружения математического ожидания плотности расположения возникающих термокарстовых очагов (линейная экстраполяция);

– определение вероятности поражения на основе полученных выражений.

Кроме того, необходим учет роста уже существующих очагов на основе логнормального распределения (Викторов, 2006); параметры определяются на основе повторных съемок.

ВЫВОДЫ

1. Получены выражения, которые могут быть использованы для оценки риска поражения линейных и площадных сооружений для процессов с пуассоновским распределением очагов произвольной формы (термокарст, просадки, карст, подтопление и др.).

2. Получена модель морфологической структуры развития озерно-термокарстовых равнин, учитывающая слияние термокарстовых озер.

3. Показано, что районирование по величине риска поражения сооружения для линейных и площадных сооружений в общем случае не совпадает, так как вероятности поражения зависят от разных параметров очагов опасных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викторов А.С. Математическая модель термокарстовых озерных равнин как одна из основ интерпретации материалов космических съемок // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 5. С. 42–50.

Викторов А.С. Основные проблемы математической морфологии ландшафта. М.: Наука, 2006. 252 с.

Викторов А.С. Капралова В.Н. Применение методов математической морфологии ландшафта для оценки риска поражения линейных инженерных сооружений опасными экзогенными процессами // Геоэкология. 2011. № 2. С. 165–174.

Елкин В.А. Региональная оценка карстовой опасности и риска (на примере Республики Татарстан): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЭ РАН, 2004. 24 с.

Оценка и управление природными рисками // Матер. Всерос. конф. “Риск-2003”. Т. 1. М.: РУДН, 2003. 412 с.

Полищук В.Ю. Математическое моделирование динамики термокарстовых процессов на территории многолетней мерзлоты Западной Сибири: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Барнаул, 2012. 21 с.

Victorov A.S. Mathematical models of thermokarst and fluvial erosion plains. GIS and spatial analysis // Proc. IAMG. Toronto, Canada, 2005. V. 1. P. 62–67.

Victorov A.S. Risk assessment based on the mathematical model of diffuse exogenous geological processes // Math. Geology. 2007. V. 39. № 8. P. 735–748.

Perlstein G.Z., Levashov A.V., Sergeev D.O. Analysis of thermokarst’s early stage with deterministic methods // Trans. 2nd European Permafrost Conf. Potsdam, 2005.

Quantitative Assessment of Natural Risks Based on Remote Sensing Data (Case Study of Thermokarst Plains)

A. S. Victorov, V. N. Kapralova

The paper deals with a new approach for risk assessment of impact of thermokarst processes on engineering constructions, based on remote sensing data and methods of the mathematical morphology of landscape. The equations of risk assessment for linear and areal constructions under processes with Poison distribution of free-form thermokarst sites. Testing plots with thermokarst lakes were digitized, where theoretical assumptions and empirical data were examined to prove their convergence.

Keywords: risk assessment, mathematical morphology of a landscape, thermokarst processes

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 39–49

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОБНАРУЖЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ПЕРЕМЕЖАЕМЫХ РЕЖИМАХ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЦ ALBERTO ПРИ ЕГО ЭВОЛЮЦИИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2013 г. Д. М. Ермаков[1, 2]*, Е. А. Шарков[2], И. В. Покровская[2], А. П. Чернушич[1]**

[1] Институт радиотехники и электроники РАН, Фрязинский филиал, Фрязино Московской обл.

[2] Институт космических исследований РАН, Москва

**E-mail: dima@ire.rssi.ru*

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

Поступила в редакцию 22.01.2013 г.

На основе программно-алгоритмического комплекса построения глобальных радиотепловых полей системы океан–атмосфера высокой пространственно-временной детальности по микроволновым спутниковым измерениям, разработанного ранее авторами и позволяющего получать глобальные анимированные радиотепловые поля с шагом по времени 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°, детально проанализированы траекторные особенности и эволюция интенсивности тропического циклона (ТЦ) Alberto в поле интегрального водяного пара. Основное внимание уделено проблеме выявления энергетических источников при последовательной трехкратной его интенсификации. На основе анализа спутниковых данных по авторской анимационной методике впервые показано, что такими источниками являются зоны водяного пара повышенного интегрального содержания (выше критического уровня), расположенные в различных географических областях, через которые прошла сложная траектория движения меняющего свою интенсивность ТЦ. Первая область находилась в экваториальной внутритропической зоне конвергенции, вторая – над акваторией течения Гольфстрима, и третья – в зоне действия Азорского максимума.

Ключевые слова: спутниковое микроволновое зондирование, интегральное паросодержание атмосферы, тропический циклогенез, интенсификация тропического циклона

DOI: 10.7868/S0205961413040039

ВВЕДЕНИЕ

Дистанционное изучение первичных форм тропических циклонов (ТЦ) и окружающей их геофизической среды занимает особое место в программах дистанционного мониторинга атмосферных катастроф (Шарков, 2010; Sharkov, 1998, 2012). В первую очередь надо отметить задачи прогнозирования резкой интенсификации первичных форм ТЦ, что само по себе сложно как в научном понимании проблемы, так и в административно-хозяйственном смысле. Достаточно планомерное (в течение нескольких десятилетий) изучение ТЦ в оптическом и ИК-диапазонах в глобальном и региональных масштабах с геостационарных ИСЗ с хорошим временным разрешением (от получаса до двух минут) позволили получить представление о временной эволюции ТЦ и окружающих его облачных масс. Однако они не дают информацию о внутренней структуре тропического циклона и водяном паре (скрытом тепле), содержащемся в окружающей его тропосфере и непосредственно в атмосфере ТЦ. Общая энергетическая картина эволюции ТЦ как внутри тела циклона, так и в окружающих его областях остается неизвестной. И прежде всего остаются неизвестными источники энергии, приводящие к чрезвычайно быстрой (и достаточно неожиданной для наблюдателей) интенсификации первичной формы ТЦ, как это произошло, например, в случае печально знаменитого ТЦ Katrina. Решить эти задачи только при помощи ИК- и оптических методов не представляется возможным в принципе в силу особенностей взаимодействия электромагнитных волн ИК- и оптического диапазонов с газовой и дисперсной средами земной тропосферы (см., например, (Sharkov, 2003)).

Принципиально новым шагом в изучении дистанционных критериев генезиса ТЦ следует считать результаты комплексных многочастотных оптических, ИК и микроволновых спутниковых исследований эволюции оптического образа ТЦ в поле интегрального водяного пара, при анализе

которых обнаружен фундаментальный вклад малоинерционного, с одной стороны, и, с другой стороны, мощного источника энергии, за счет которого происходит формирование зрелых форм тайфунов. Этим источником оказалось поле интенсивно мигрирующего интегрального водяного пара тропической зоны земной атмосферы. Горизонтальный перенос водяного пара осуществляется потоками глобальной циркуляции в западном направлении (в районе экватора), а джетовыми компонентами этого потока осуществляется поддержка функционирования зрелых форм ТЦ (Шарков, 2010; Шарков и др., 2008, 2011а, 2011б, 2011в; Ким и др., 2009). Полученный результат для проблемы генезиса ТЦ и формирования зрелых форм ТЦ, разумеется, имеет принципиальное значение.

Для полновесного экспериментального доказательства этого положения необходимо исследование эволюции множественного тропического циклогенеза в поле интенсивно мигрирующего интегрального водяного пара тропической зоны и зоны умеренных широт земной атмосферы. Сложность проблемы заключается в том, что необходимо провести синхронный анализ дистанционной спутниковой информации двух стохастических процессов, обладающих принципиально различными пространственно-временными масштабными и структурными характеристиками. Первый процесс – тропический циклогенез рассматривается как стохастический набор случайных событий (объектов), а именно, стохастический генезис тропических циклонов (Sharkov, 2000, 2012); второй – как пространственное глобальное поле интегрального водяного пара со значительной пространственно-временной вариабельностью. Анализ двух указанных процессов должен быть произведен на минимальном временном интервале (в данном случае, на суточном временном пикселе) и только в режиме анимационного видеоряда. Более того, в работах (Шарков и др., 2011, 2012) экспериментально показано, что существует критическое значение интегрального водяного пара (необходимое условие), при котором формируется зрелая форма тропического циклона с временем жизни, превышающем сутки.

В работе (Ермаков и др., 2011) авторами предложена методика построения анимированных карт поля интегрального паросодержания атмосферы (далее поля W). Развитие этой методики лежит в русле принятого авторами ранее анимационного подхода (Ермаков и др., 2007) к анализу спутниковых дистанционных данных. Подобный анимационный подход находит все более широкое применение при исследовании быстро развивающихся процессов в атмосфере (Wimmers, Velden, 2007, 2011). Суть его заключается в применении различных интерполяционных моделей для построения по спутниковым данным карт восстанавливаемых атмосферных параметров высокой дискретизации по пространству и времени.

Принципиальным отличием предложенной авторами методики от известных, цитированных выше, аналогов является замкнутость алгоритма относительно входных данных спутниковых измерений. В предложенной авторами методике для расчета эволюции поля W на коротких интервалах времени (порядка 1.5–3 ч) применена известная модель оценки и компенсации движения (Richardson, 2003), позволяющая избежать привлечения дополнительных спутниковых данных и модельных расчетов. Методика была успешно опробована на практике при анализе данных SSM/I формата GRID (данные на регулярной градусной сетке с шагом 0.5°), полученных за период наблюдений 23 августа–03 сентября 2005 г. (ТЦ Katrina) со спутников F13, F14, F15 серии DMSP. На основе разработанного программно-алгоритмического подхода была решена важная задача о нахождении “мгновенного” источника скрытой энергии при интенсификации ТЦ Katrina (2005) по данным микроволнового спутникового зондирования комплекса SSM/I миссии DMSP (NASA) (Ермаков и др., 2012а, 2012б). Аналогичный эффект образования высокоэнергетического купола в поле водяного пара в момент интенсификации ТЦ был обнаружен ранее (Шарков и др., 2011в) при анализе эволюции ТЦ Francisco (2001). Из анализа этой серии работ следует, что повышение пространственного разрешения опорных ежесуточных карт и уменьшение временной дискретизации при построении глобального поля водяного пара являются принципиальными моментами для выполнения комплексного анализа эволюции мигрирующих полей W и траекторной стохастики ТЦ на качественно более высоком уровне.

Одной из ключевых задач при использовании и дальнейшем развитии авторской методики является удовлетворение требования к качеству опорных (ежесуточных) карт W: при их построении необходимо минимизировать (в идеале – устранить) как области, не покрытые измерениями, так и артефакты, связанные с асинхронностью измерений приборами, размещенными на разных спутниках. В результате проведенных исследований (Ермаков и др., 2013) авторами создан алгоритм, позволяющий строить по две опорные карты полей W на каждые сутки измерений с пространственным разрешением 0.2° при полном покрытии поверхности Земли, с привлечением исключительно данных SSM/I нескольких спутников серии DMSP. Алгоритм отработан и проиллюстрирован на примере обработки периода измерений SSM/I за 28.07–26.08 2000 г. (ТЦ Alberto). Полученные опорные карты после дальнейшей временной интерполяции по авторской методике (Ермаков и др., 2011, 2012а, 2012б) позволили создать анимированную

карту поля W глобального покрытия с дискретизацией 0.2° и шагом по времени 1.5 ч, что сопоставимо с параметрами анимационных продуктов, развитых в алгоритмах локальной (Wimmers, Velden, 2007) и региональной (Wimmers, Velden, 2011) интерполяции.

Цель настоящей работы – изучение "быстрых" вариаций поля интегрального водяного пара как единственного энергоемкого источника в земной атмосфере. Наибольший интерес представляют атмосферные катастрофы со сложным характером эволюции, включающей периоды интенсификации и диссипации. Практически эволюция каждого ТЦ содержит указанные черты, но наиболее эффектно они выявились у ТЦ Alberto (2000) с длительным временем жизни (Покровская, Шарков, 2006, 2011; Шарков, 2010). Для исследования поля атмосферного водяного пара в моменты промежуточной интенсификации ТЦ Alberto использован ранее созданный авторами и описанный выше анимационный продукт (анимированная карта W в интервале 28.07–26.08.2000 г. с временной дискретностью 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°). Основная задача настоящего исследования заключается в экспериментальном доказательстве необходимого присутствия полей высокого паросодержания при интенсификации кинематического тела ТЦ как в тропической зоне, так в зоне умеренных широт.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Исследование проведено на основе информации двух баз данных (БД): БД GLOBAL-TC и GLOBAL-RT-FIELDS (ИКИ РАН). Первая представляет собой хранилище систематизированных дистанционных данных о глобальном тропическом циклогенезе, т.е. содержит информацию о физическом процессе, рассматриваемом на всех акваториях Мирового океана (Покровская, Шарков, 2006). Каждый вновь образующийся тропический циклон или тропическое возмущение, в дальнейшем не перешедшее в развитую форму ТЦ, составляет в базе данных отдельный файл информации.

База данных GLOBAL-RT-FIELDS содержит информацию о глобальных полях радиояркостных температур (Ермаков и др., 2007), полученных с помощью комплекса SSM/I – семиканального радиотеплового прибора, принимающего линейно поляризованное излучение на частотах 19.35; 22.235; 37.0; 85.5 ГГц. На всех частотах, кроме 22.235 ГГц, измеряется как вертикальное, так и горизонтальное поляризованное излучение. На частоте 22.235 ГГц – только вертикальное. Пространственное поле зрения измерений на поверхности Земли составляет 12.5 км для канала 85.5 ГГц и 25 км для других каналов. Для получения информации о содержании водяного пара необходимы данные о радиояркостных температурах на двух каналах 22.235 и 37.0 ГГц. По ним, в соответствии с формулой, приведенной в (Ruprecht, 1996), рассчитывается интегральное паросодержание атмосферы

$$W = 131.95 - 39.50\ln\left(280 - T^{22V}\right) + \\ + 12.49\ln\left(280 - T^{37V}\right), \quad (1)$$

где W – значение интегрального водяного пара в кг/м^2 (или в мм) в пространственном пикселе прибора SSM/I; T^{22V} и T^{37V} – значения радиояркостных температур в градусах Кельвина по каналам 22.235 и 37.0 ГГц (вертикальная поляризация) в пикселе SSM/I.

В основу обработки информации указанных БД положен последовательно развиваемый авторами (Ермаков и др., 2007, 2011; Шарков и др., 2011б, 2011в) анимационный подход, при котором глобальные дистанционные данные трактуются как протяженные ряды регулярных пространственно-временных наблюдений. Наиболее интересные результаты такого подхода следует ожидать при совместном анализе независимой разнотипной информации из нескольких источников (БД). Стадии обработки и конечные результаты наиболее естественно представлять в виде серий композитных изображений (кадров) или видеоклипов.

АЛГОРИТМ ОБРАБОТКИ

В работе использованы данные измерений SSM/I в формате SWATH, структурной единицей хранения которых в БД является полоса – совокупность измерений, полученных на пролете спутником половины орбиты (восходящем или нисходящем витке). Внутреннее представление данных в файлах соответствует стандарту HDF, для работы с которым можно использовать разнообразное программное обеспечение сторонних разработчиков, а также создавать собственные специализированные приложения, см., например (Ермаков и др., 2007). Так, в настоящей работе при организации потоковой обработки архивных данных SSM/I была использована консольная утилита hdp разработчиков HDFGroup (www.hdfgroup.org), которая позволяет избирательно экспортировать данные из файлов hdf в файлы других форматов.

На начальном этапе обработки из БД GLOBAL-RT-FIELDS извлекались поля радиояркостных температур в каналах T^{22V} (22 ГГц, вертикальная поляризация) и T^{37V} (37 ГГц, вертикальная поляризация) и восстанавливались поля интегрального паросодержания атмосферы (далее – поля W) по формуле (1). Поскольку для заданного интервала наблюдений (август 2000 г.) были доступны дан-

ные измерений SSM/I с нескольких спутников серии DMSP, все они (в различной степени) были привлечены к дальнейшему анализу.

Пространственно-временная интерполяция спутниковых данных

Для детального анализа эволюции полей W в период существования ТЦ Alberto (август 2000 г.) к данным SSM/I была применена интерполяционная методика, подробно описанная в (Ермаков и др., 2013), позволившая построить глобальную анимированную карту W с шагом по времени 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2° в интервале 28 июля–26 августа 2000 г. Интерполяция данных осуществлялась в два этапа. На первом этапе были построены опорные карты полей W, по две карты на каждые сутки. На втором этапе была выполнена их временная интерполяция и получен анимационный продукт с указанными выше характеристиками.

При построении опорных карт W применялись в первую очередь данные спутников F14 и F15 серии DMSP, так как было установлено, что для выбранного интервала наблюдений они наилучшим образом согласованы по времени – на композитных картах W, построенных при объединении этих данных, практически отсутствуют эффекты, связанные с асинхронностью измерений с разных спутников (Ермаков и др., 2013). Данные со спутника F13 привлекались эпизодически, при обнаружении существенных пропусков информации в данных со спутников F14 и F15.

Карты суточного покрытия формировались независимо для восходящих и нисходящих витков спутниковых орбит (с целью минимизировать влияние асинхронности измерений), что обеспечивало получение двух опорных карт в сутки (с шагом по времени около 12 ч). При этом в качестве начала суточных интервалов во всех случаях выбирали момент времени, соответствующий пролету спутников над Африкой и западной частью Евразии. Поскольку формально оцененные над континентами значения W не имели физического смысла и исключались из дальнейшего анализа, такой выбор “начала суток” позволил игнорировать проблему асинхронности измерений, возникающую на суточных картах в области соприкосновения первой (наиболее ранней) и последней (полученной примерно на 24 часа позднее) сканновых полос.

Отобранные из БД GLOBAL-RT-FIELDS данные SSM/I группировали по суточным интервалам с учетом отмеченных выше соображений и интерполировали на регулярную градусную сетку с шагом 0.2°. Однако объем имеющихся измерений SSM/I, как правило, недостаточен, чтобы обеспечить полное покрытие поверхности Земли, особенно при использовании только данных восходящих или нисходящих витков. Наиболее остро эта проблема возникает в экваториальной области вследствие расхождения спутниковых трасс. Хотя не покрытые измерениями области поверхности составляют малую долю от общей площади, они вносят в опорные карты W особенности (разрывы с резкими границами), которые препятствуют эффективному применению временной интерполяции (Ермаков и др., 2011, 2012б) и, как следствие, детальному анализу эволюции ТЦ в поле тропосферного водяного пара. В настоящей работе для обеспечения дальнейшей эффективной временной интерполяции авторы применили к опорным картам оригинальную методику сшивки лакун (Ермаков и др., 2013). Ее смысл заключается в гладком доопределении поля W в областях лакун с целью устранения резких границ и разрывов на опорных картах, вносящих возмущающие эффекты в дальнейшие расчеты по методике временной интерполяции. Подчеркнем, что основной целью процедуры сшивки лакун является обеспечение максимально полного использования имеющихся спутниковых данных, а не попытка оценки (прогнозирования) поля W в областях лакун с некоторой известной точностью.

В совокупности описанные выше методики интерполяции позволили построить по две опорные карты W с пространственным разрешением 0.2° за каждые сутки наблюдений при полном покрытии поверхности Земли. К ним была применена ранее предложенная методика временной интерполяции (Ермаков и др., 2011, 2012а, 2011б), позволившая построить глобальную анимированную карту W с указанным разрешением и шагом по времени 1.5 ч. Таким образом, была обеспечена возможность получить для каждого события в интервале 28 июля–26 августа 2000 г. квазисинхронный ему (с точностью около 1 ч) кадр построенного анимационного продукта, отражающий текущее состояние поля водяного пара над исследуемой акваторией. В качестве примера на рис. 1*а, в* (см. на цветн. вклейке) приведены фрагменты таких кадров для района Северной Атлантики. Кадры 1–6 на рис. 1*а* подобраны для следующих моментов времени: 1) 05.08.2000 11:00 UTC; 2) 07.08.2000 17:00 UTC; 3) 09.08.2000 14:00 UTC; 4) 11.08.2000 11:00 UTC; 5) 12.08.2000 21:00 UTC; 6) 14.08.2000 17:00 UTC. Кадры 7–11 на рис. 1*в* подобраны для следующих моментов времени: 7) 16.08.2000 06:00 UTC; 8) 19.08.2000 08:00 UTC; 9) 19.08.2000 21:00 UTC; 10) 22.08.2000 17:00 UTC; 11) 23.08.2000 03:00 UTC. Справа на кадрах приведена цветовая шкала значений W в мм. Черным цветом маскированы области суши, исключенные из анализа.

Использование независимой информации БД GLOBAL-TC

В качестве источника независимой актуальной информации об эволюции ТЦ Alberto была использована БД GLOBAL-TC (Покровская, Шарков, 2006). Содержащиеся в ней данные по каждому ТЦ позволяют изучить эволюцию циклона в нескольких аспектах. В частности, для анализа изменения траекторных особенностей ТЦ и его локализации в заданный момент времени могут быть использованы данные о текущих географических координатах глаза циклона. Траектория ТЦ Alberto за период времени с 03 по 23 августа 2000 г. приведена на рис. 1*в*, слайд 12 (таблица). Разные цвета траекторной линии соответствуют разным стадиям ТЦ по классификации, приведенной в работе (Покровская, Шарков, 2006). Более детальную информацию о развитии ТЦ обеспечивают данные о текущей максимальной скорости в стене глаза и давлении в центре глаза циклона. По этим данным для ТЦ Alberto были построены графики на рис. 1*б*, *г*. Синими стрелками на графиках отмечены моменты времени, представляющие наибольший интерес для анализа многократной интенсификации и диссипации ТЦ Alberto, который приведен ниже. Для этих же моментов времени подобраны квазисинхронные карты W, фрагменты которых приведены на рис. 1*а, в*.

Задача дальнейшего совместного анализа данных в настоящей работе – поиск и выявление связи между крупномасштабными особенностями поля W в окрестности действующего ТЦ Alberto и характером эволюции ТЦ (интенсификацией, диссипацией, стабильным функционированием).

ЭВОЛЮЦИЯ ТЦ ALBERTO И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЯ

Как мы уже отмечали, наиболее интересным при анализе поставленной задачи представляется ТЦ Alberto (03–23 августа 2000 г.), трижды менявший свою интенсивность в процессе следования по долгой, длинной и довольно сложной траектории (таблица). ТЦ “Alberto” № ATL 0001 (систематика ТЦ дается в соответствии с методологией, предложенной в работе (Покровская, Шарков, 2006)) пересек практически всю акваторию Атлантики и был третьим длиннопериодным тропическим циклоном в этой акватории, начиная с 1957 г.

На глобальных радиотепловых полях из электронной коллекции GLOBAL–Field (ИКИ РАН) и в поле интегрального водяного пара ТЦ Alberto можно наблюдать еще дольше – со 02 до 27 августа. Теряя и заново набирая силу, ТЦ Alberto трижды достигал стадии Т (тайфуна) с максимальными значениями скорости ветра в 41, 65 и 49 м/с соответственно, ослабляясь в промежутках до стадии TS (тропического шторма) (таблица). Его траектория включает большую пятидневную антициклоническую петлю и довольно длинную внетропическую траекторию (рис. 1*в*, слайд 12).

Первые признаки зарождения ТЦ Alberto были зафиксированы по спутниковым оптическим наблюдениям над африканским побережьем Гвинеи. Так, 30 июля 2000 г. облачная система мощных кучевых облаков была компактна и быстро смещалась в западном направлении. Давление на уровне моря составляло 1010 мбар, скорость ветра 5–7 м/с со скоростью перемещения всей системы около 10–15 узл (стадия TL). При пересечении береговой линии и выхода в открытый океан система резко активизировалась. За сутки (4 августа) тропическое возмущение прошло две стадии TD (тропическая депрессия) и TS (тропический шторм) и вечером этого дня (4 августа) перешло в стадию STS (сильный тропический шторм), давление быстро падало, скорость ветра возросла до 26 м/с. Физической причиной такой быстрой эволюции ТЦ может служить его “попадание” в область с резко повышенным содержанием водяного пара, расположенного к югу-западу от о-вов Зеленого мыса (рис. 1*а*, слайд 1). И к концу суток 5 августа ТЦ, смещаясь в западном-северо-западном направлении и усиливаясь под благоприятным оттоком в верхних слоях атмосферы в зоне повышенного содержания водяного пара, достиг стадии Т (тайфуна) с давлением 990 мбар и скоростью ветра 33 м/с в 425 милях к западу от о-вов Зеленого мыса. Смещаясь к западу-северо-западу 6 и 7 августа и находясь при этом в зоне повышенного влагосодержания (более 60 мм), ТЦ продолжал усиливаться. Скорость ветра возросла до 41 м/с и достигла своего первого максимума; давление упало до 979 мбар. Отметим, что при этом 6–7 августа образовался мощный грибовидный вброс области повышенного паросодержания из экваториальной (материнской) зоны, расположенной над Малыми Антильскими о-вами в направлении Бермудских о-вов, где и была сформирована обширная (порядка 1000 × 2000 км) зона повышенного содержания (60–65 мм) водяного пара, которая в последствии окажется второй зоной энергозапаса и энергопитания для ТЦ Alberto (рис. 1*а*, слайд 5).

Однако расположенный к востоку от траектории ТЦ среднеуровенный гребень атмосферы в Центральной Атлантике способствовал 8–9 августа повороту системы в своем движении к северо-западу и притоку большой области сухого (20–30 мм) воздуха из района Канарских о-вов (рис. 1*а*, слайд 3). Это вызвало оттеснение ТЦ Alberto от материнского поля, формирование джетовой перемычки с материнским полем, что привело в итоге к ослаблению интенсивности системы: скорость ветра упала до 33–36 м/с, давление выросло до 987 мбар. В течение 9 августа произо-

Эволюция ТЦ Alberto по (Покровская, Шарков, 2006)

№	Стадия развития возмущения	Дата, мм_дд	Время, UT, ч	Широта, град	Долгота, град	Давление, мбар	Скорость ветра в центре возмущения, м/с	Направление смещения возмущения, румбы	Скорость смещения, узлы*
1	TL	08_03	15	10.0	–17.0	1010	5	W	10
2	TL	08_03	21	11.0	–19.0	1010	5	WNW	15
3	TL	08_04	3	12.0	–21.0	1012	5	WNW	15
4	TD	08_04	9	12.2	–22.7	1007	15	W	16
5	TS	08_04	15	12.4	–25.0	1005	18	W	15
6	STS	08_04	21	12.9	–25.9	999	26	W	15
7	STS	08_05	3	13.4	–27.5	999	26	WNW	14
8	STS	08_05	9	13.7	–28.7	994	28	WNW	13
9	STS	08_05	15	14.4	–30.7	1000	26	WNW	13
10	T	08_05	21	14.7	–32.1	990	33	W	13
11	T	08_06	3	14.6	–34.1	994	33	W	15
12	T	08_06	9	14.4	–35.4	988	36	W	15
13	T	08_06	15	14.9	–36.0	987	36	W	11
14	T	08_06	21	15.4	–37.2	983	38	WNW	10
15	T	08_07	3	16.0	–38.8	983	38	WNW	12
16	T	08_07	9	16.2	–40.3	979	41	WNW	13
17	T	08_07	15	16.3	–41.7	979	41	W	13
18	T	08_07	21	16.6	–42.8	979	41	W	12
19	T	08_08	3	16.7	–44.0	981	38	W	11
20	T	08_08	9	17.1	–45.6	984	36	WNW	13
21	T	08_08	15	17.4	–45.9	984	36	WNW	11
22	T	08_08	21	17.8	–47.0	987	33	WNW	11
23	STS	08_09	3	20.0	–47.6	990	31	NW	12
24	STS	08_09	9	20.8	–48.7	990	31	NW	12
25	STS	08_09	15	22.4	–50.5	990	31	NW	15
26	T	08_09	21	24.0	–52.0	987	33	NW	9
27	T	08_10	3	25.7	–53.5	987	33	NW	19
28	T	08_10	9	26.9	–54.6	987	33	NW	18
29	T	08_10	15	28.1	–56.1	987	33	NW	18
30	T	08_10	21	29.5	–57.3	987	33	NW	18
31	T	08_11	3	30.6	–58.1	981	38	NNW	13
32	T	08_11	9	31.6	–58.7	981	38	NNW	16
33	T	08_11	15	32.7	–58.7	981	38	N	12
34	T	08_11	21	33.8	–58.3	970	46	N	12
35	T	08_12	3	35.2	–57.2	965	49	NNE	16
36	T	08_12	9	35.7	–56.0	960	51	NE	13
37	T	08_12	15	36.3	–54.4	950	57	NE	15
38	T	08_12	21	37.1	–53.0	950	65	ENE	15
39	T	08_13	3	37.8	–51.0	960	51	ENE	16
40	T	08_13	9	38.3	–49.3	970	46	ENE	16
41	T	08_13	15	38.7	–47.4	978	46	ENE	16
42	T	08_13	21	38.9	–45.8	979	38	E	15
43	T	08_14	3	39.1	–43.9	982	36	E	14

Таблица. Окончание

№	Стадия развития возмущения	Дата, мм_дд	Время, UT, ч	Широта, град	Долгота, град	Давление, мбар	Скорость ветра в центре возмущения, м/с	Направление смещения возмущения, румбы	Скорость смещения, узлы*
44	T	08_14	9	39.0	–41.2	988	33	E	20
45	STS	08_14	15	39.0	–40.0	990	31	E	18
46	STS	08_14	21	39.0	–38.7	997	26	E	14
47	TS	08_15	3	38.6	–38.5	998	23	S	6
48	TS	08_15	9	37.8	–38.4	998	23	S	7
49	TS	08_15	15	36.9	–38.6	998	23	S	9
50	TS	08_15	21	36.4	–39.2	1000	21	SW	8
51	TS	08_16	3	35.8	–39.6	1000	21	SW	7
52	TS	08_16	9	35.2	–40.6	1000	21	SW	8
53	TS	08_16	15	34.3	–41.9	1000	21	SW	11
54	TS	08_16	21	33.6	–43.2	1000	21	WSW	13
55	TS	08_17	3	33.2	–44.2	998	23	WSW	11
56	TS	08_17	9	32.9	–44.4	998	23	W	6
57	TS	08_17	15	32.9	–45.3	998	23	W	8
58	STS	08_17	21	33.1	–46.4	994	28	W	9
59	STS	08_18	3	33.4	–46.8	994	28	WNW	6
60	STS	08_18	9	33.7	–47.4	994	28	WNW	6
61	T	08_18	15	34.5	–47.8	989	33	NNW	7
62	T	08_18	21	35.1	–48.3	986	38	NNW	7
63	T	08_19	3	35.2	–48.3	986	36	NNW	5
64	T	08_19	9	35.6	–48.4	974	44	NNW	4
65	T	08_19	15	36.0	–48.3	970	46	N	6
66	T	08_19	21	36.5	–48.1	966	49	N	6
67	T	08_20	3	36.7	–48.1	970	46	N	4
68	T	08_20	9	37.0	–48.0	970	46	N	5
69	T	08_20	15	37.5	–47.9	975	44	N	6
70	T	08_20	21	37.9	–47.7	970	44	N	6
71	T	08_21	3	38.1	–47.4	975	44	NNE	5
72	T	08_21	9	38.8	–47.3	979	38	NNE	5
73	T	08_21	15	39.3	–47.1	975	38	NNE	5
74	T	08_21	21	406	–46.4	975	38	NNE	10
75	T	08_22	3	41.8	–45.7	981	38	NNE	12
76	T	08_22	9	43.3	–44.9	983	33	NNE	15
77	T	08_22	15	45.0	–43.4	985	33	NNE	17
78	L	08_22	21	47.2	–41.4	983	33	NNE	24
79	L	08_23	3	49.7	–37.8	986	31	NE	32
80	L	08_23	9	52.3	–34.7	986	26	NE	40
81	L	08_23	15	54.6	–34.1	994	23	NE	32

Примечание. * 1 узел = 0.51 м/с = 1.85 км/ч.

шло окончательное “отключение” присоединенной к телу ТЦ области водяного пара от материнского поля (разрыв джета), и ТЦ потерял значительную часть своей интенсивности – стадия STS со скоростью ветра 31 м/с и давлением 990 мбар.

Однако в течение двух последующих дней 10 и 11 августа ТЦ Alberto продолжал быстро двигаться в северо-западном направлении и вступил в контакт с обширной областью повышенного водяного пара при помощи двух спиральных джетов и широкой области в западном направлении (рис. 1*а*, слайд 4). Именно получение этого скрытого тепла от второго энергетического источника позволило с утра 10 августа вернуть ТЦ ураганную силу, чему способствовали массы влажного теплого воздуха, втянутые самим ТЦ из зоны повышенного влагосодержания над Гольфстримом и Бермудскими островами. Второго и наивысшего пика интенсивности (65 м/с) ураган достиг 12 августа. В это время в его структуре присутствовал широкий “глаз” диаметром более 90 км. Попав в западный зональный поток, ТЦ медленно двигался на северо-восток (13 и 14 августа) и при этом ослабевал.

На рис. 1*а*, слайд 5 хорошо видна обширная область очень сухого (около 10 мм) и холодного воздуха на севере, в районе Исландской депрессии, препятствующая продвижению ТЦ Alberto на северо-восток. Наконец, 15 августа область расширилась и тем самым практически “оторвала” его от второго энергетического источника и отбросила в южном направлении (рис. 1*а*, слайд 6) – ТЦ резко поменял направление движения с северо-восточного на юго-восточное. В ближайшие дни (от 15 по 17 августа) он двигался сначала на юг, затем на юго-запад, начав формировать антициклоническую петлю траектории.

Нетрудно видеть (рис. 1*в*, слайд 7), что такая сложная траекторная особенность (“возвратная антициклоническая траектория”) ТЦ Alberto сформировалась благодаря взаимодействию двух спиральных структур и центральной области ТЦ с резко различным содержанием водяного пара и, следовательно, с резко различными удельными плотностями. Отметим, что в отличие от общепринятой точки зрения, подобные “возвратные траектории” достаточно часто встречаются при циклогенезе как в циклогенерирующих акваториях Северного полушария, так и, особенно, Южного полушария (см. детальные данные по траекториям ТЦ в работах (Покровская, Шарков, 2006, 2011)). Однако выявление физических механизмов таких процессов до сих пор является нерешенной проблемой.

На слайде от 16 августа (рис. 1*в*, слайд 7) четко прослеживается тот факт, что сухой (около 20 мм) и холодный воздух из района Исландского минимума внедряется в структуру поля водяного пара ТЦ, отсекает его центральное ядро водяного пара от основного поля (питающего) водяного пара, значительно ослабляя “скрытую” энергетику и кинематические характеристики ТЦ. В эти дни (16–17 августа) ТЦ достиг второго минимума интенсивности – максимальная скорость ветра составила 21м/с, а давление – 1000 мбар (таблица). Практически ТЦ Alberto находился в режиме полной диссипации (окончание стадии TS). Удивительно то обстоятельство, что полной диссипации ТЦ Alberto, однако, не произошло, а произошла прямо противоположная ситуация. В течение 18 августа и начала суток 19 августа основному полю водяного пара “удалось” отбросить поле сухого и холодного воздуха от центральной зоны ТЦ Alberto, охватить и практически замкнуть кольцо влажного воздуха вокруг этой зоны и, более того, присоединив к себе эту центральную зону через сравнительно небольшой южный джет (рис. 1*в*, слайд 8), таким образом влить в центральную зону ТЦ значительную скрытую энергию, которая пошла на увеличение кинематических характеристик “умирающего” циклона. Это же поле пробило в поле сухого воздуха своего рода “коридор” влажного воздуха со средним значением интенсивности (около 40 мм) к северу от ТЦ. В конце суток 19 августа ТЦ перешел в стадию T со скоростью ветра 49м/с и давлением 966 мбар, которая явилась третьим пиком интенсивности ТЦ Alberto (таблица; рис. 1*в*, слайд 9; рис. 1*г*). Сложная кинематическая структура ТЦ Alberto к этому моменту уже прекратила существование, и соответственно закончились условия для формировании и удержания “возвратной” ветви траектории ТЦ. ТЦ медленно (со скоростью 5–6 узл) стал входить в глобальную циркуляцию северо-восточного направления внутри “пробитого коридора”. В это же самое время (19–20 августа) от основного поля водяного пара отделяется значительная часть водяного пара из основного поля в направлении о-вов Мадейра.

В течение 20–22 августа связь ТЦ с основным полем начинает ослабевать. Пробитый коридор поля средней влажности раздваивается: значительная часть скрытой энергии уходит в направлении Азорских о-вов на образование мощного циклона у берегов Испании (рис. 1*в*, слайды 10–11). Ввиду отсутствия внешних энергетических источников ТЦ Alberto 23 августа резко ослаб, перейдя в стадию L (область низкого приземного давления умеренных широт) и потеряв основные черты тропического циклона и запасенную собственную скрытую теплоту в виде присоединенного поля водяного пара. Официальные органы наблюдения за состоянием циклогенеза в Северной Атлантике сообщили о полной диссипации ТЦ Alberto 23 августа. Однако поля водяного пара, построенные по радиотепловым данным, говорят о том, что остатки ТЦ Alberto (внетропиче-

ский циклон), включая ослабленные присоединенные поля водяного пара, продолжали двигаться на север-северо-восток и прошли вблизи Исландии 24 августа, и ТЦ Alberto окончательно распался 26–27 августа в акватории Норвежского моря.

Важно отметить, что непосредственно в эти же временные сроки и в этой же акватории функционировали два ТЦ разной интенсивности: достаточно слабый ТЦ Chris № ATL 0003 (16.08–21.08.2000 г.), достигший стадии TS на период 6 ч и с координатами (16.7° с.ш., 55.5° з.д.), и достаточно сильный ТЦ Debby № ATL 0004 (16.08–25.08.2000 г.), достигший стадии T (тайфун) на период 22–23 августа с координатами (17.7° с.ш., 62.6° з.д) и (19.7° с.ш., 68.7° з.д) (Покровская, Шарков, 2006). Указанные тропические возмущения хорошо идентифицируются в цветовой гамме на рис. 1*в*, слайды 7–11. Интересно отметить, что, как и следовало ожидать, эти тропические системы и окружающее их пространство сыграли свою роль в исторической эволюции ТЦ Alberto, хотя, разумеется, и в разной степени. Так, ТЦ Chris произвел 19 августа заметное вливание интегрального водяного пара из ВЗК (материнское поле) в зону, питающую ТЦ Alberto на третьем этапе его интенсификации. Этот процесс вброса водяного пара существенно помог "отбить атаку" со стороны сухих и холодных областей исландского минимума на центральную область ТЦ Alberto. Также часть области с повышенным содержанием водяного пара¸ захваченная ТЦ Debby из внутропической зоны конвергенции (ВЗК), была вброшена в зону третьего этапа интенсификации. Вся эта сложная динамическая и быстро эволюционирующая картина хорошо прослеживается на рис. 1*в*, слайды 8–11. Это еще раз говорит о том, что удаленное влияние на состояние и эволюцию ТЦ может быть осуществлено через единственный материальный источник – быстро мигрирующие области повышенного паросодержания как в тропической зоне, так и в зоне умеренных широт.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Набор предложенных авторами и описанных выше алгоритмов был программно реализован и опробирован при обработке данных SSM/I спутников F13, F14 и F15, полученных за период наблюдений 28.07.2000–26.08.2000 (ТЦ Alberto).

Авторам впервые удалось получить глобальные анимированные радиотепловые поля с шагом по времени 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°, что позволило также впервые детально проанализировать траекторные особенности и эволюцию интенсивности ТЦ Alberto, рассматриваемого в поле интегрального водяного пара.

В работе полностью были подтверждены основные положения модели "верблюда" и модели "джетовой" подпитки (Шарков и др., 2008; 2011а, 2011б, 2011в) основной кинематической составляющей ТЦ из основного поля водяного пара, которое может быть, как выяснилось, не только экваториальным полем водяного пара во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК), как это считалось ранее (Шарков и др., 2008; Шарков и др., 2011а, 2011б, 2011в), но и может быть сформировано в умеренных широтах, от 25° до 50° широты (рис. 1*а*, слайд 5) за счет очень сложных перестроек глобальной циркуляции. При этом отметим, формирование поля подпитки ТЦ может осуществляться абсолютно различными способами. Это могут быть, как мы показали, выбросы полей водяного пара из зоны ВЗК; могут быть поля водяного пара, присоединенные к слабым и быстро затухающим тропическим возмущениям; могут быть сформированы в результате взаимодействия мезомасштабных полей сильно различающихся влажностей; это может быть результат формирования крупномасштабных циклонических систем в умеренных широтах. По-видимому, существуют и другие метеорологические процессы и способы формирования мезомасштабных полей повышенного паросодержания в средних и умеренных широтах.

Существование такого вида полей (как показано выше) может принципиально менять как структуру самого ТЦ, так и траекторию его движения. Отметим, однако, что в существующих математических моделях эволюции ТЦ и его траекторий подобные компоненты не рассматриваются, что, конечно, ставит результативность существующих моделей под сомнение.

Достигнутую авторами настоящей работы пространственно-временную дискретизацию радиотепловых полей (с шагом по времени 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°) на данном этапе исследований взаимодействий тропических возмущений с окружающей средой можно считать в известным смысле оптимальной. Что же касается изучения детальной пространственной структуры атмосферных катастроф, то полученную пространственную дискретизацию нельзя признать полностью удовлетворительной. Это также относится и к исследованию детальных профилей водяного пара (и температуры), поскольку именно отклонения экспериментальных профилей от стандартного (экспоненциального) профиля (по ряду теоретических представлений) может привести мезомасштабную систему к неустойчивому состоянию (Руткевич, Шарков, 2005).

Отметим также, что в связи с необходимостью повышения пространственного разрешения радиотепловых наблюдений и получением детальных данных о вертикальном распределении водя-

ного пара активно ведутся методические и расчетные работы по возможному созданию радиотепловых спутниковых комплексов нового поколения с использованием линий излучения 22, 183 и 325 ГГц (Кузьмин и др., 2005; Семин и др., 2012, 2013).

Важной особенностью представленного авторами компьютерного продукта является тот факт, что расчет анимированной карты производится для всей акватории Мирового океана, а не в локальном (ядро и спиральная система тропического циклона) или региональном (отдельная акватория) масштабе. Это дает возможность для исследования глобального тропического циклогенеза как единого процесса, с учетом влияния удаленных особенностей метеорологических полей на тропические возмущения.

Помимо самостоятельной ценности предлагаемого подхода, следует подчеркнуть необходимость развития различных "высокоскоростных" анимационных методик для дальнейшего сопоставления и контроля качества продуктов, полученных при применении каждой из них, и, потенциально, для комплексирования их результатов в задачах тематического анализа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе программно-алгоритмического комплекса построения глобальных радиотепловых полей системы океан–атмосфера высокой пространственно-временной детальности по микроволновым спутниковым измерениям, разработанного ранее авторами и позволяющего получать глобальные анимированные радиотепловые поля с шагом по времени 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°, детально проанализированы траекторные особенности и эволюция интенсивности ТЦ Alberto в поле интегрального водяного пара. Основное внимание уделено проблеме выявления энергетических источников при последовательной трехкратной его интенсификации. Впервые показано, что такими источниками являются зоны повышенного интегрального содержания водяного пара, расположенные в географических областях тропических и умеренных широт, через которые прошла сложная траектория движения меняющего свою интенсивность ТЦ. Первая область заключалась во внутритропической зоне конвергенции, вторая – над акваторией течения Гольфстрима, и третья – в зоне действия Азорского максимума. Анализ спутниковых данных на основе авторского анимационного подхода показал, что удаленное влияние на состояние и эволюцию ТЦ может быть осуществлено через единственный материальный источник – быстро мигрирующие области повышенного паросодержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ермаков Д.М., Раев М.Д., Суслов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан–атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н. Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан–атмосфера на базе программной платформы Stream Handler // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2011. Т. 8. № 3. С. 9–16.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Покровская И.В. Поиск источника энергии при интенсификации ТЦ Katrina по данным микроволнового спутникового зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2012а. № 4. С. 47–56.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Детализация фаз развития ТЦ Katrina по интерполированным глобальным полям водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2012б. Т. 9. № 2. С. 207–213.

Ким Г.А., Шарков Е.А., Покровская И.В. Эволюция и энергетическая структура тропического циклона Hondo по данным оптико-микроволнового спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2009. Вып. 6. Т. 2. С. 126–136.

Минина Л.С. Тропические циклоны: Руководство по использованию спутниковых данных в анализе и прогнозе погоды / Под ред. И.П. Ветлова, Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. С. 253–285.

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

Покровская И.В., Шарков Е.А. Тропические циклоны и тропические возмущения Мирового океана: хронология и эволюция (2006–2010). Версия 4.1. М.: КДУ, 2011. 212 с.

Ростовцева В.В., Гончаренко И.В. Временная и пространственная статистика температурно-влажностного критерия зарождения тропических циклонов по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 4. С. 32–40.

Семин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А. О возможности восстановления вертикального распределения водяного пара в атмосфере тропиков по измерениям в линии 183 ГГц из космоса // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 41–52.

Семин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А. Использование резонансных линий 22.2, 183 и 325 ГГц для восстановления детальных вертикальных профилей водяного пара в тропической атмосфере // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 1. С. 3–8.

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

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

Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Эволюция тропического циклона Hondo в поле экваториального водяного пара с использованием мультиспектрального подхода // Исслед. Земли из космоса. 2011а. № 1. С. 22–29.

Шарков Е.А., Ким Г.А., Покровская И.В. Энергетические особенности множественного тропического циклогенеза по мультиспектральным спутниковым наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 2011б. № 2. С. 18–25.

Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Особенности экваториального поля водяного пара при эволюции тропического циклона (ТЦ) на примере ТЦ Francisco (2001) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2011в. Т. 8. № 3. С. 310–316.

Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Критический параметр генезиса тропических циклонов в глобальном поле интегрального водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2011. Т. 8. № 1. С. 280–286.

Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Повышенное содержание водяного пара в атмосфере тропических широт как необходимое условие генезиса тропических циклонов // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 73–82.

Dvorak V.F. Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep. NESDIS 11. Washington, D.C.: NOAA/NESDIS, 1984. 47 p.

Richardson I.E.G. H.264 and MPEG-4 video compression. Chichester: John Wiley and Sons, 2003. 306 p.

Ruprecht E. Atmospheric water vapor and cloud water: an overview // Adv. Space Res. 1996. V. 18. № 7. P. 5–16.

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. B., Heidelberg, L., N.Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2000. 361 p.

Sharkov E.A. Global Tropical Cyclogenesis. The 2nd Edition. B., Heidelberg, L., N.Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2012. 650 p.

Velden Ch.S., Olander T.L., Zehr R.M. Development of an Objective to Estimate Tropical Cyclone Intensity from Digital Geostationary Infrared Imagery // Weather and Forecasting. 1998. V. 13. № 13. P. 172–186.

Wimmers A.J., Velden C.S. MIMIC: A new approach to visualizing satellite microwave imagery of tropical cyclones // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2007. V. 88. № 8. P. 1187–1196.

Wimmers A.J., Velden C.S. Seamless advective blending of total precipitable water retrievals from polar-orbiting satellites // J. Appl. Meteor. Climatol. 2011. V. 50. № 5 P. 1024–1036.

Detection of Energy Sources in the Intermittent Modes of TC Alberto's Intensity by Satellite Microwave Data

D. M. Ermakov[1, 2], E. A. Sharkov[2], I. V. Pokrovskaya[2], A. P. Chernushich[1]

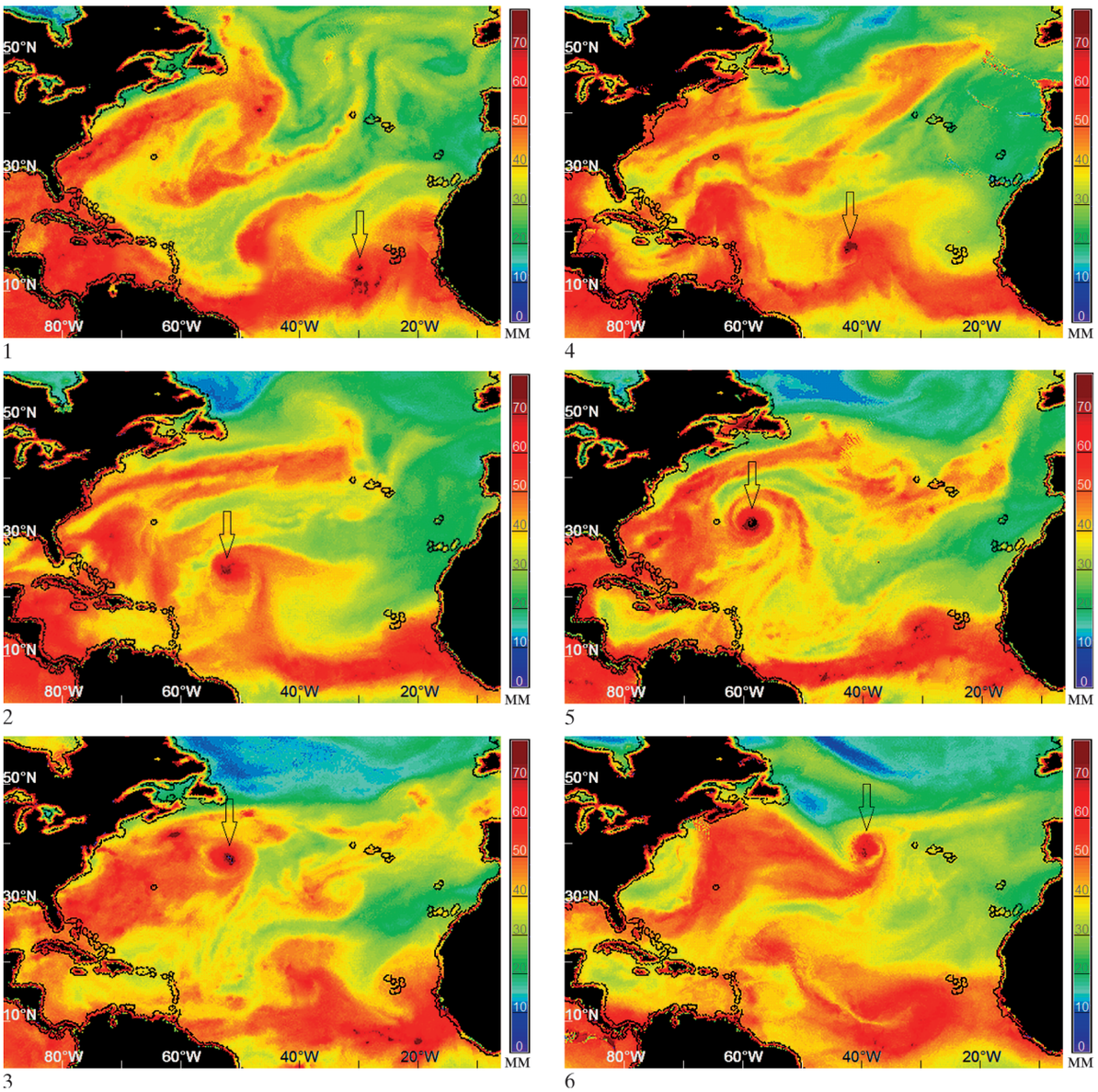
[1] *Institute of Radioengineering and Electronics, Russian Academy of Sciences, Fryazino, Moscow Region*

[2] *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Based on software package for constructing global radiothermal fields of the ocean-atmosphere system of high spatiotemporal detail by microwave remote data, earlier developed by the authors and allowing obtaining global animated radiothermal fields with a time step of 1.5 hours and a spatial resolution of 0.2°, a thorough analysis has been carried out of the trajectory features and evolution of intensity of the tropical cyclone Alberto in the field of atmospheric total precipitable water. Main attention was drawn to detecting energy sources for its sequential triple intensification. It was shown for the first time that such sources are zones of high integral water vapor content (above critical level) located in different geographical areas, which were passed by a complex trajectory of TC. The first area was within Intertropical Convergence Zone, the second one – over the Gulf Stream basin, and the third one – in the zone of Azores maximum.

Keywords: satellite microwave remote sensing, atmospheric total precipitable water, tropical cyclogenesis, hurricane intensification

а



б

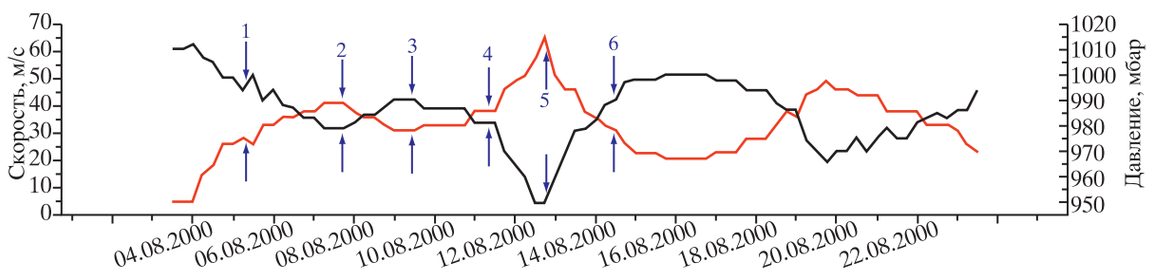
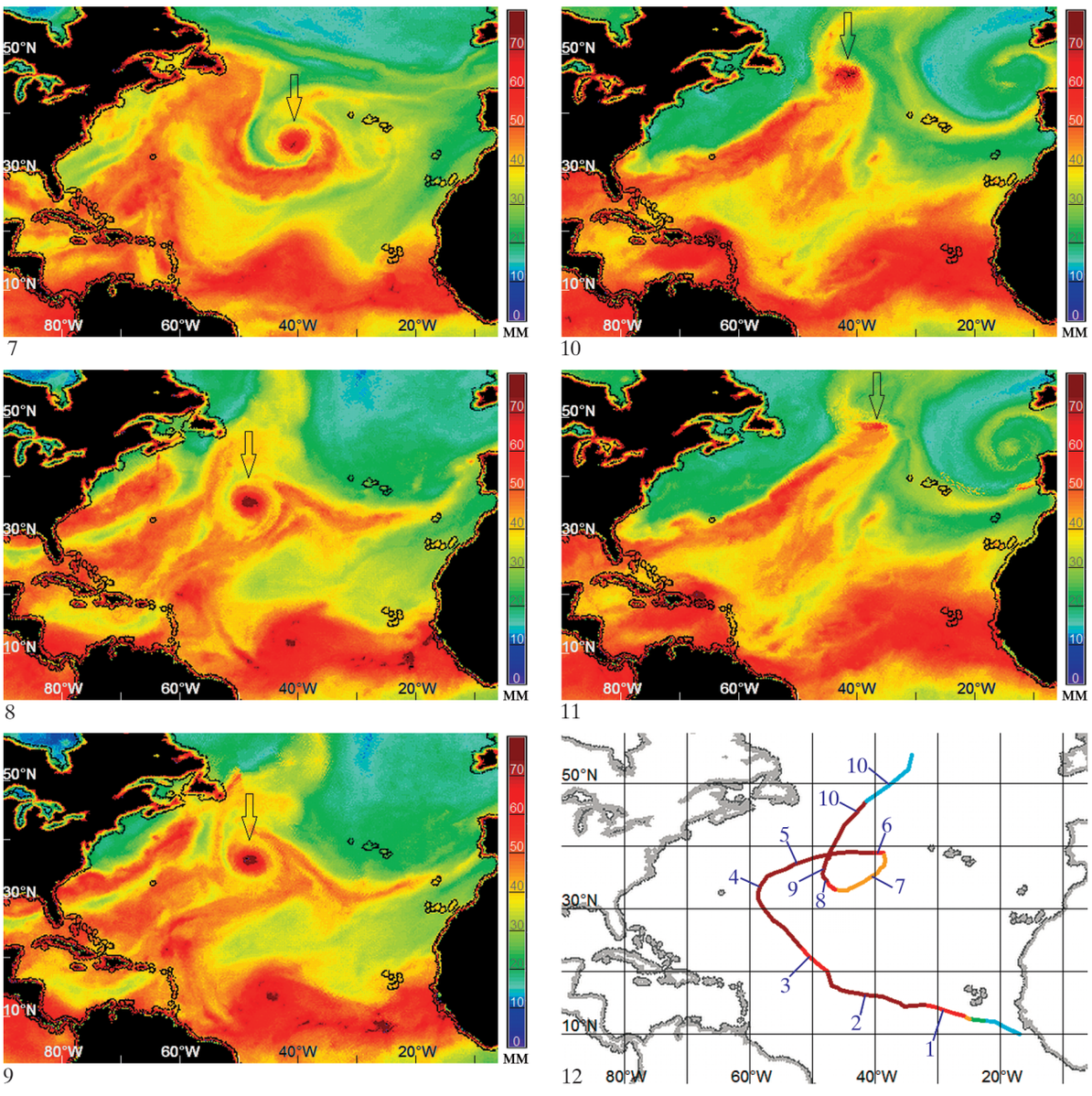


Рис. 1. *а* – После *W* (мм) над Атлантикой в моменты времени 1...6, отмеченные на рис. 1*б, г,* стрелка указывает положение ТЦ Alberto; *б* – максимальная скорость ветра *Vr* (красная линия) в стене глаза и минимальное давление *P* (черная линия) в центре глаза ТЦ Alberto. Стрелками показаны моменты времени, соответствующие полям *W* на рис. 1*а*.

ls.zem_4_2013.indd 1 7/10/13 8:22:32 AM

в



г

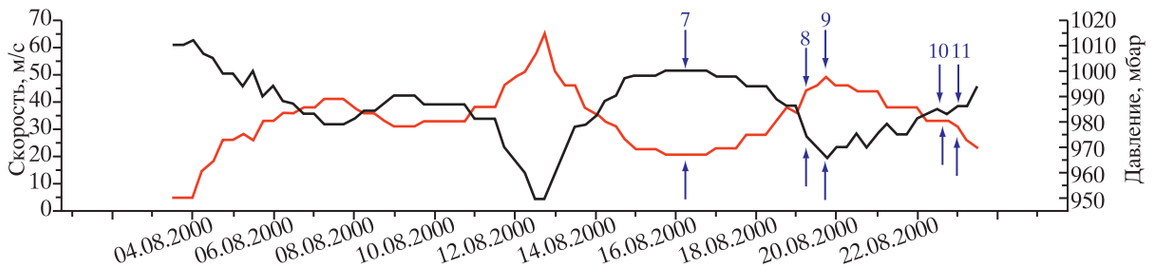


Рис. 1 (окончание). *в* – Поле *W* (мм) над Атлантикой в моменты времени 7...11, отмеченные на рис. 1*б, г*. 12 – эволюция ТЦ Alberto (см. таблицу), цветом обозначены стадии: TL и L – голубой, TD – зеленый, TS – оранжевый, STS – красный, T – темно-красный; *г* – максимальная скорость ветра *V* (красная линия) в стене глаза и минимальное давление *P* (черная линия) в центре глаза ТЦ Alberto. Стрелками показаны моменты временин, соответствующие полям *W* на рис. 1*в*.

ls.zem_4_2013.indd 2 7/10/13 8:22:35 AM

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 50–65

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АРКТИЧЕСКИЙ ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ СТАНОВИТСЯ СЕЗОННЫМ?

© 2013 г. В. В. Иванов[1, 2]*, В. А. Алексеев[2, 3], Т. А. Алексеева[1], Н. В. Колдунов[4], И. А. Репина[3, 5, 6], А. В. Смирнов[1]

[1] Арктический и антарктический научно исследовательский институт, С.-Петербург
[2] Международный Арктический научный центр, Университет Аляски, Фербенкс, США
[3] Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва
[4] Институт океанологии, Университет Гамбурга, Германия
[5] Институ космических исследований РАН, Москва
[6] Российский государственный гидрометеорологический университет, С.-Петербург
**E-mail: Vladimir.Ivanov@aari.ru*

Поступила в редакцию 22.01.2013 г.

Одной из глобальных проблем, стоящих сегодня перед человечеством, является меняющийся планетарный климат. Несмотря на то, что взгляды ученых на первопричины наблюдаемых изменений климата весьма различны, факт наличия самих изменений сомнений не вызывает. Представляют большой научный и практический интерес количественная оценка современного состояния параметров климатической системы Земли, а также обоснованный прогноз этих параметров на последующие десятилетия. В этой связи северная полярная область занимает особое место как индикатор происходящих изменений вследствие эффекта полярного усиления. Знаковым проявлением этих изменений является резкое увеличение свободной ото льда площади в Северном Ледовитом океане (СЛО) в летний сезон, произошедшее в начале 2000-х годов. В предлагаемой обзорной статье авторы показывают, что после 2007 г. ледяной покров на большей части СЛО стал сезонным, т.е. площадь, ежегодно очищающаяся ото льда, устойчиво превысила 50%. В статье обсуждаются возможные последствия произошедших изменений для других компонент климатической системы, а также качественно оценивается вероятность достижения полностью сезонно безледного СЛО в ближайшем будущем.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, морской лед, межсезонная и межгодовая изменчивость ледового покрова, климат Северного полушария

DOI: 10.7868/S0205961413040076

ВВЕДЕНИЕ

К середине лета 2007 г. стало очевидно, что площадь ледяного покрова в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана (СЛО) близка к достижению очередного рекордного минимума. Сам по себе этот факт не был чем-то неожиданным или из ряда вон выходящим. Устойчивый тренд на снижение летней площади ледяного покрова СЛО отмечался с начала 1970-х годов (Walsh, Chapman, 2001), а ансамблевые численные эксперименты на основе различных сценариев выброса парниковых газов предсказывали свободный ото льда СЛО в летний сезон к концу 21 в. (IPCC Report, 2007). Непредвиденное случилось осенью, когда выяснилось, что площадь ледяного покрова не просто побила очередной рекорд в сторону уменьшения, а это уменьшение достигло 38% от площади ледяного покрова на пике сезонного минимума, осредненной за период спутниковых наблюдений – с 1979 по 2000 гг. (Comiso et al., 2008). По сравнению с такой колоссальной потерей льда в течение нескольких летних месяцев два предыдущих рекордных минимума (15% в 2002 г. и 20% в 2005 г.) выглядели более чем скромно. Алармисты праздновали победу, а противники теории глобального потепления искали возможные объяснения столь резкого расхождения своих концепций с действительностью. По горячим следам появились публикации в научно-популярных изданиях, предрекающие безледный СЛО в ближайшие несколько лет, а интернет пестрел громкими заголовками о возможных климатических и политико-экономических последствиях потери арктического льда. После того, как первая волна восторгов и разочарований спала, на повестку дня встал вопрос о возможных причинах произошедшего. “Мгновенное”, по климатическим меркам, исчезновение льда более чем на половине площади покрытия в предыдущем году (2006), не было никем предсказано даже приблизительно. Оно не укладывалось и в долгосрочные климатические прогнозы, согласно ко-

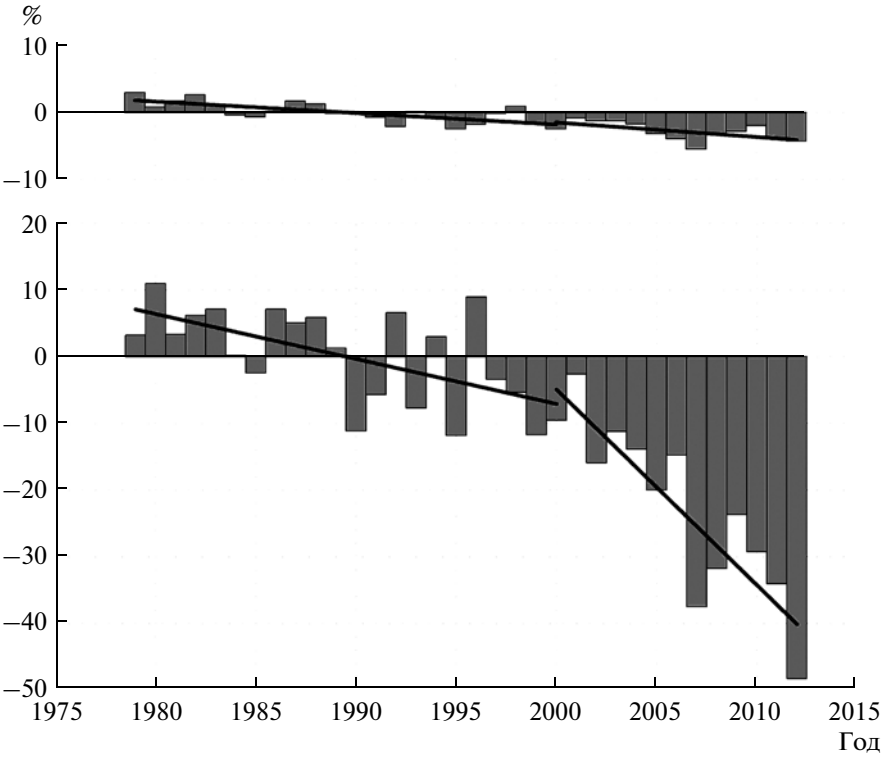


Рис. 1. Аномалия распространения льда (%) относительно среднего за период 1979–2000 гг. в марте (верхний рисунок) и в сентябре (нижний рисунок).

торым произошедшее в сентябре 2007 г. уменьшение площади ледяного покрова должно было случиться не раньше 2040–2060 гг. (Serreze et al., 2007). В течение зимы и лета 2008 г. главной "климатической интригой" был вопрос: продолжится ли дальнейшее снижение площади арктического морского льда? Когда в сентябре 2008 г. очередной минимум не дотянул до прошлогоднего около 6% (рис. 1), а в следующем году минимальная площадь ледяного покрова почти восстановилась до наблюдавшейся в 2005 г. (23%), страсти постепенно утихли. Событие 2007 г. было объявлено аномальным, и для его объяснения была даже предложена теория так называемого "идеального шторма". Согласно этой теории, причиной "идеального шторма" стало длительное сохранение аномально высокого для летнего сезона атмосферного давления над Арктическим бассейном. Устойчивый арктический антициклон обеспечил ясную безоблачную погоду (способствующую повышенному поступлению коротковолновой солнечной радиации к поверхности океана), интенсивные затоки теплого воздуха с континентов и устойчивый вынос льда из Арктического бассейна (Stroeve et al., 2011 и ссылки в этой публикации). При этом термодинамический вклад локального таяния оценивался как менее значимый по сравнению с динамическим – выносом льда (Wang et al., 2009). Повторяемость синоптической ситуации, благоприятствующей "идеальному шторму", оценивалась как 1 раз в 10–20 лет (Kay et al., 2008). Однако частичное восстановление площади ледяного покрова оказалось непродолжительным, и после локального максимума в сентябре 2009 г. три последующих года летняя площадь арктического ледяного покрова непрерывно уменьшалась, достигнув в сентябре 2012 г. абсолютного минимума – 48% от среднемноголетнего сентябрьского минимума 1979–2000 гг. Так что же на самом деле произошло в сентябре 2007 г.: случайный выброс, вызванный редким стечением обстоятельств, или "мгновенное" исчезновение льда года стало закономерным результатом накопления изменений, охвативших СЛО в 1990-х и 2000-х годах? И чего ожидать в ближайшем будущем: действительно ли событие 2007 г. обозначило рубеж, за которым изменения, охватившие арктический ледяной покров, перешли на качественно новый уровень и начали заметно влиять на другие компоненты арктической климатической системы – атмосферу и океан? В предлагаемой статье мы проводим обзор опубликованных данных, свидетельствующих об изменении параметров арктического ледяного покрова, уделяя особое внимание периоду его резкого сокращения в начале 2000-х годов, и обсуждаем возможные последствия этих изменений для океана и атмосферы.

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ АРКТИЧЕСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В доспутниковую эру основным источником информации о состоянии ледяного покрова СЛО были визуальные набюдения с судов, береговых станций и летательных аппаратов (самолетов и вертолетов). Очевидными недостатками данных, полученных таким способом, являются субъективный фактор (индивидуальный опыт наблюдателя) и ограниченная зона обзора. Среди определяемых визуально параметров наиболее достоверным является площадь покрытия льдом. Количественно этот параметр выражается сплоченностью льда, которая определяется отношением площади, покрытой льдом, к общей площади наблюдаемой поверхности океана. Границу между покрытой льдом поверхностью и открытой водой принято отождествлять с изолинией сплоченности, равной 0.15. Площадь океана, покрытая льдом со сплоченностью, равной или превышающей 0.15, определяется термином "распространение льда". Объединение доступных исторических наблюдений о сплоченности позволило воссоздать эволюцию распространения морского арктического льда в течение 20 в. в пределах всего Северного полушария (Walsh, Chapman, 2001), в отдельных районах СЛО – Северо-Европейском бассейне (Vinije, 2001) и в российском секторе Арктики (Mahoney et al., 2008). Несмотря на некоторые расхождения во временных рядах, рассчитанных на основе указанных массивов, выделяется ряд общих закономерностей. К ним в первую очередь следует отнести ярко выраженную сезонность временной изменчивости. Амплитуда межгодовых колебаний летней площади ледяного покрова примерно на порядок меньше, чем соответствующая зимняя амплитуда. До 1970 г. величина амплитуды летних колебаний не превышает 7–8% от среднего значения, а в зимних рядах межгодовая мода изменчивости вообще не выделяется. В последнюю треть 20 в. наблюдалось устойчивое уменьшение распространения льда в Северном полушарии: на 9–11% летом и 2–3% зимой – количественная оценка рассчитана авторами на основании данных, опубликованных в (Walsh, Chapman, 2001).

С 1978 г. непрерывная регистрация состояния ледяного покрова СЛО осуществляется с помощью приборов, устанавливаемых на искусственных спутниках Земли (ИСЗ), что дало возможность охватить синхронными наблюдениями всю Арктику, за исключением "теневой" приполюсной зоны. Одним из первых спутников, производивших съемку ледяного покрова морей одновременно разными приборами в нескольких диапазонах спектра, стал отечественный ИСЗ "Океан". Спутники этой серии функционировали в 1983–2000 гг. и оснащались сканером видимого диапазона, радаром бокового обзора и СВЧ-радиометром. Такая комплектация позволяла распознавать границы распространения однолетних и многолетних льдов, открытую воду в крупных разводьях и полыньях, а также положение кромки льдов при взволнованной открытой водной поверхности (Смирнов, 2010). В настоящее время непрерывный спутниковый мониторинг состояния поверхности СЛО ведется в рамках американских и европейских долгосрочных научных программ. Среди ныне действующих программ наиболее продолжительной является миссия, финансируемая Министерством обороны США, начатая на спутнике Nimbus-7 (1978–1987 гг., прибор SSMR) и продолжающаяся по настоящее время на спутниках серии DMSP (Defence Ministry Satellite Program F8, F11, F13, F15, F17, приборы SSM/I и SSMIS). Применяемые в рамках этой программы сканирующие многоканальные микроволновые радиометры позволяют эффективно распознавать покрытую льдом поверхность и открытую воду с пространственным разрешением 25 км. Важным преимуществом использования микроволнового диапазона в Арктике (по сравнению с видимым и ИК) является возможность получения информации при различной освещенности и облачности. Непрерывно пополняемый набор данных, получаемых в рамках программы DMSP, является общедоступным, что наряду с беспрецендентной продолжительностью наблюдений делает его выжнейшим источником фактической информации о современных тенденциях в состоянии арктического ледяного покрова.

Распространение ледяного покрова в СЛО в 1979–2012 гг.

Представленные на рис. 1 временные ряды зимнего (март) и летнего (сентябрь) распространения ледяного покрова, построены по данным SSMR-SSM/I (Meier et al., 2006; Cavalieri, 1996; http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html). Сплоченность льда восстановлена с использованием алгоритма NASA Team, который был разработан сотрудниками Лаборатории гидросферных процессов в Центре космических полетов им. Годдарда (США). Обращают на себя внимание следующие характерные особенности. Во временных сериях выделяются три интервала, отличающиеся по знаку и величине аномалий. С 1979 по 1989 гг. преобладают положительные аномалии, не превышающие 10% от среднего значения. С 1990 по 1996 гг. амплитуда аномалий возрастает одновременно с чередованием их знака. С 1997 г. (сентябрь) и с 1999 г. (март) года наблюдаются только отрицательные аномалии. Величина летних аномалий устойчиво возрастает, достигая абсолютного максимума (48%) в сентябре 2012 г. Максимальные зимние аномалии не превышают 6% от среднего значения. Помимо значительной разницы в абсолютных величинах уменьшения распро-

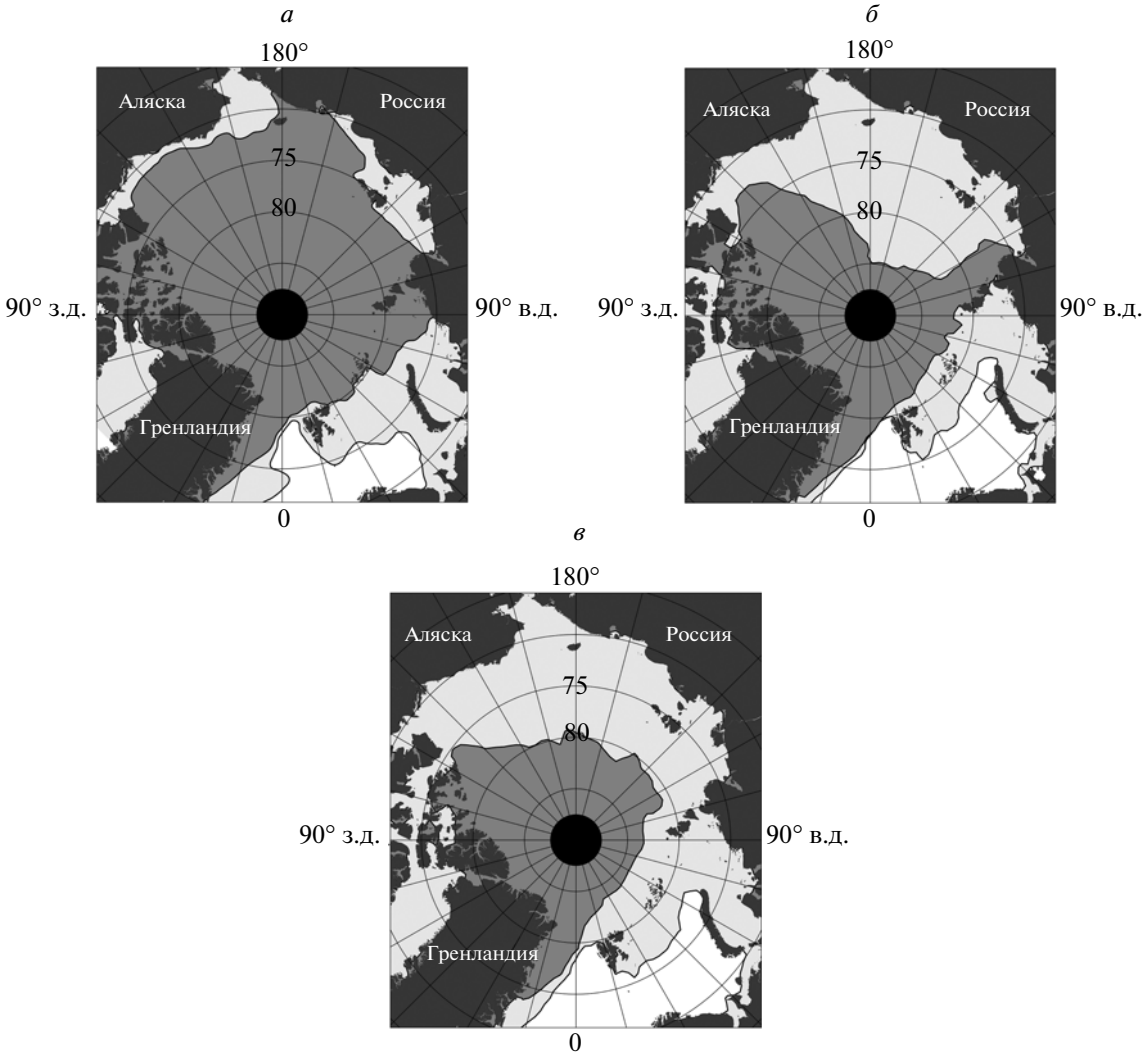


Рис. 3. Максимальное (светло-серый) и минимальное (темно-серый) летнее распространение льда в СЛО: *а* – осредненные за период 1979–2000 гг.; *б* – в 2007 г.; *в* – 2012 г.

странения льда в летний и зимний сезоны, бросается в глаза следующее принципиальное отличие. Зимние линейные тренды на интервалах 1979–2000 и 2000–2012 гг. почти одинаковы: –0.17 и –0.21%/год, тогда как летние тренды в этих же временных границах составляют –0.67 и –2.93%/год. Это означает, что в первое десятилетие 21 в. средняя скорость сокращения летнего ледяного покрова возросла почти в 4.5 раза! Аналогичная оценка для интервалов 1979–1998 и 1999–2010 гг. дала возрастание в 4.8 раза (Stroeve et al., 2011). Сравнительный анализ летней изменчивости ледяного покрова в широтных зонах 60°–75° с.ш. и 75°–90° с.ш. позволяет утверждать, что ускоренное отступление летней ледовой кромки в 2000-е годы связано с интенсивным освобождением ото льда приполюсной зоны, тогда как в субполярном широтном поясе радикальных изменений по сравнению с предшествующим годами не произошло (рис. 2 на цветн.вклейке).

Резкое возрастание сезонности арктического ледяного покрова, наблюдаемое в последние пять лет, проиллюстрировано на рис. 3, где приведены максимальное зимнее и минимальное летнее распространение льда, осредненое за 1979–2000 гг. и в годы достижения рекордных минимумов (2007 и 2012). Как следует из приведенных карт, летнее отступление льда в среднем направлено от морей сибирского и аляскинского шельфов к Гренландии и о-вам Канадского Арктического архипелага. Эта закономерность объясняется динамическими причинами – существованием устойчивой крупномасштабной циркуляционной структуры в поверхностном слое Арктического бассейна. Основными элементами этой структуры являются вынос льда из морей сибирского шельфа в генеральном направлении полюса и пролива Фрама (так называемый Трансдрифт) и антициклонический круговорот Боффорта в Канадской котловине (Никифоров, Шпайхер, 1980). Скорость и на-

правление переноса в системе Трансдрифт–круговорот Боффорта меняются в зависимости от преобладающего типа атмосферной циркуляции (Proshutinsky, Johnson, 1997), однако общая тенденция остается неизменной. Благодаря этому в районе к северу от Гренландии и о-вов Канадского Арктического архипелага накапливается старый лед, и летний ледяной покров способен сохраняться дольше, чем в других частях Арктического бассейна, что подтверждается результатами оценочных расчетов при помощи метода нейронных сетей (Belchansky et al., 2008) и прогнозов глобальных климатических моделей (IPCC Report, 2007).

Толщина льда и его возраст

Ключевым параметром, определяющим сезонность морского льда, является его толщина. Тонкий лед легче ломается, мобильнее и обладает более высокой пропускной способностью для коротковолновой радиации, что обеспечивает его ускоренное таяние по сравнению с толстым льдом при одинаковом поступлении тепла. Согласно историческим данным, полученным в 20 в., в Арктическом бассейне, вдали от берегов, нарастающий в течение одного зимнего сезона лед достигал толщины около 2 м (Romanov, 1995). Лед с толщиной более 3 м, как правило, являлся многолетним (Доронин и Хейсин, 1975). В 2000-х годах эти цифры, по всей видимости, значительно изменились. Maslanik et al. (2007) провели сравнение возраста льда, полученного при помощи анализа ежедневных полей его перемещения, и толщины, полученной при помощи лазерного альтиметра, установленного на спутнике IceSat. Анализ проводился для данных за февраль и март 2003–2006 гг. Оценочная толщина однолетнего льда составила около 1.5 м, двухлетнего – около 2 м, а трехметровой толщины достигал только лед возрастом 6–7 лет.

Постоянный ледяной покров в СЛО, наблюдавшийся в 20 в., характеризовался преобладанием многолетнего льда (Comiso, 2002). В 1999 г. почти одновременно появились сообщения о значительном утоньшении льда в Арктическом бассейне (Rothrock et al., 1999) и сокращении площади, занятой многолетним льдом (Jonahnessen et al., 1999). Вывод об уменьшении средней толщины льда в глубоководной части Арктического бассейна с 3.1 м (в 1958–1978 гг.) до 1.8 м (в 1993–1997 гг.) был обоснован результатами измерений толщины подводной части льда с американских и английских подводных лодок. Сокращение площади, занятой многолетним льдом между 1978 и 1998 гг., со скоростью 14% за десять лет было оценено по результатам обработки спутниковых снимков, полученных в рамках упоминавшейся выше программы DMSP. Belchansky et al. (2005) на основе анализа данных SSMR-SSM/I методом нейронных сетей пришли к выводу о значительном сокращении площади многолетнего льда в канадском и сибирском секторах СЛО в период с 1979 по 2004 гг. Nghiem et al. (2007) рассчитывали дрейф льда для определения его возраста, но вместо спутниковых продуктов использовали информацию о дрейфе буув, доступную с 1950-х годов. Полученные таким образом оценки площади многолетнего льда показывают, что она уменьшается с начала 1970-х годов, но с 2000 г. отрицательный тренд значительно усилился. Независимость методов получения указанных оценок и согласованность выявленных тенденций дополнительно свидетельствуют в пользу их достоверности. Исследования толщины и возраста морского льда, выполненные в начале 2000-х годов с применением новейших методов обработки спутниковой информации и привлечением подспутниковых измерений с дрейфующих буев (Fowler et al., 2004; Rigor, Wallace, 2004), а также прямые измерения с ледоколов (Фролов и др., 2009) подтвердили значительное уменьшение средней толщины льда по всему Арктическому бассейну (Giles et al., 2008; Kwok et al., 2009). Несмотря на имеющиеся различия в числовых оценках, содержащихся в различных публикациях, общая тенденция прослеживается весьма отчетливо: уменьшение средней толщины льда в Арктическом бассейне в 2000-е годы по сравнению с 1970-ми годами составило 20–40%. Большинство авторов связывают произошедшее утончение морского льда с уменьшением доли многолетнего льда, тогда как толщина однолетнего льда в конце зимнего сезона изменилась незначительно (Kwok et al., 2009; Фролов и др., 2009). В пользу последнего утверждения наглядно свидетельствуют приведенные на рис. 4 (см. на цветн. вклейке) распределения доли многолетнего льда в Арктическом бассейне, рассчитанные по данным спутниковых альтиметрических измерений превышения льда над поверхностью океана с помощью лидара в рамках 6-летней программы IceSat (Kwok, Cunningham, 2008; http://rkwok.jpl.nasa.gov/icesat/download.html). Количественные оценки возрастного состава льда после 2007 г. указывают на соотношение между однолетним и многолетним льдом в конце зимнего сезона примерно 2 : 1 (Kwok et al., 2009), тогда как до начала 2000-х годов это соотношение было обратным (Stroeve et al., 2011). Устойчивый переход относительной доли однолетнего льда через 50%-ную отметку означает преобладание сезонного ледяного покрова, что произошло после аномальной потери льда летом 2007 г.

Обобщая изложенные в данном разделе факты, сформулируем основные положения об изменении параметров арктического ледяного покрова в 20 в. и первой декаде 21 в. Так, с 1900 г. до 1970-х годов значимых трендов в распространении льда в Северном полушарии не зарегистрировано. С 1970

по 2012 гг. наблюдалось устойчивое сокращение площади, занятой льдом, причем средняя скорость сокращения в летний сезон (-0.09×10^6 км^2/год) в 4.5 раза превысила соответствующую скорость в зимний сезон (-0.02×10^6 км^2/год). Одновременно с общим уменьшением площади менялся и возрастной состав льда в сторону сокращения доли многолетнего льда. Средняя толщина льда в Арктическом бассейне уменьшилась с 3 м в 1970-е годы до 1.8–2.4 м в начале 2000-х годов. Совокупным результатом произошедших изменений стало то, что на значительной части СЛО ледовый покров стал сезонным. Временной отметкой устойчивого перехода к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО можно считать 2007 г., после которого доля однолетнего льда в Арктическом бассейне превысила 50%.

ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Наиболее распространенное мнение состоит в том, что основной причиной происходящего сокращения арктического ледяного покрова является глобальное потепление климата, обусловленное повышением содержания парниковых газов в атмосфере (IPCC report, 2007). Эта точка зрения, по сути, содержит два утверждения – о глобальном повышении приземной температуры воздуха и о его причинах. Помимо теории о глобальном потеплении вследствие человеческой деятельности, существует целый ряд теорий (гипотез), объясняющих современные климатические изменения долгопериодной изменчивостью процессов в атмосфере, океане и земной толще, параметров Земли, как небесного тела, процессах на Солнце и др. Ни в коей мере не желая принизить приверженцев более экзотических версий, в настоящем разделе авторы ограничатся лишь рассмотрением тех процессов, которые, с их точки зрения, являются наиболее значимыми для объяснения быстрых (в течение 5–20 лет) изменений параметров арктического морского льда – процессов в атмосфере и в океане.

Роль атмосферы

Применительно к северной полярной области более интенсивное (по сравнению с умеренными широтами) повышение приземной температуры воздуха (рис. 5 на цветн. вклейке) объясняют так называемым полярным усилением, формирующимся вследствие положительных обратных связей между процессами, обеспечивающими возрастание приземной температуры воздуха в Арктике. Полярное усиление объясняется как локальными факторами (альбедный механизм), так и влиянием “удаленных связей” вследствие атмосферных и океанических переносов (Alexeev et al., 2005; Langen, Alexeev, 2007; Alexeev, Jackson, 2012). Считается, что в наиболее позднем потеплении в Арктике альбедные механизмы играли определяющую роль (Alexeev et al., 2012). Справедливости ради следует отметить, что наибольший рост средней приземной температуры воздуха наблюдался с 1980 по 2000 гг., после чего он фактически остановился, хотя повышенный фон температуры сохраняется (IPCC Report, 2007). Раздельный анализ зимних и летних тенденций указывает на смену знака зимнего тренда на отрицательный над северной Сибирью, начиная примерно с 1990 г. (Cohen et al., 2012a, 2012b). Тем не менее тезис о значительном повышении приземной температуры воздуха в Арктике в конце 20–начале 21 вв. сомнений не вызывает (Алексеев и др., 2009). Что касается второго утверждения, – что причиной этого повышения является парниковый эффект, – то на этот счет мнения ученых разделяются. В данной статье авторы не ставили своей целью доказательство или опровержение объяснения потепления климата антропогенным фактором и не касаются в дальнейшем этой дискуссионной темы.

Помимо возрастания приземной температуры воздуха, роль атмосферы в сокращении площади ледяного покрова обычно связывают с динамическим фактором – изменением циркуляционного режима, приводящего к перераспределению плавучего льда в Арктическом бассейне и формированию устойчивого выноса льда за его пределы (Makshtas et al., 2003). В частности, действию именно этого фактора рядом авторов отводилась основная роль в событии 2007 г., когда произошло наиболее сильное сокращение площади арктического льда (рис. 1) по сравнению с предшествующим годом (L’Heureux et al., 2008; Ogi et al., 2008). Авторы указанных публикаций сходятся во мнении, что в 2007 г. аномальная синоптическая ситуация над Арктическим бассейном сформировалась в начале июля и сохранялась до сентября. В современной литературе наблюдавшуюся в поле приземного давления аномальную структуру обозначают термином летний Арктический Диполь. Он характеризуется зоной повышенного давления над морем Боффорта и Канадской котловиной и зоной пониженного давления над восточной Сибирью (Wu et al., 2006; Overland et al., 2008; Wang et al., 2009). Под действием Арктического Диполя над Восточно-Сибирским и Чукотским морями преобладают ветры южной четверти, приносящие теплый воздух с континента (что усиливает таяние льда) и ускоряющие вынос льда в направлении полюса и прол. Фрама (Wang et al., 2009). Другая важная особенность диполя состоит в том, что он также обеспечивает сохранение безоблачной погоды в море Бофорта. Это связано с повышенным давлением в регионе. Дополнительная солнечная радиация, несомненно, способствует таянию некоторого количества льда, а

более тонкий лед переносится гораздо более эффективно.

Следует заметить, что выделение указанной структуры не является чем-то принципиально новым, и ее упоминание под другими названиями, например, Баренцевоморская осцилляция, встречалось и ранее (Skeie, 2000; Tremblay 2001). По сути это структура в поле атмосферного давления, поддерживающая уже упоминавшийся выше Трансдрифт – перенос льда в направлении геострофического ветра. Она характеризуется положительной аномалией давления над американской частью Арктики и отрицательной – над Сибирью. Считается, что Трансдрифт был изначально открыт Ф.Нансеном (1906) во время его исторической экспедиции 1893–1896 гг. и позднее был подробно описан российскими/советскими учеными (Визе, 1944; Гудкович, 1961). Выделение Арктическог Диполя в поле приземного давления восходит к трудам классиков советской полярной метеорологии А.Ф. Вангенгейма и А.А. Гирса (Гирс, 1974). Важность Арктического Диполя и Трансдрифта активно обсуждалась в литературе (например (Никифоров, Шпайхер, 1980)). Общепринятое мнение подтверждает значимость устойчивых трендов в состоянии Трансдрифта для достижения наблюдаемых минимумов в последней декаде. Причины изменения в поведении Трансдрифта и диполя пока не нашли однозначного объяснения. На рис. 6 (на цветн. вклейке) приведено распределение аномалий приземного давления, соответствующих моде, обеспечивающей усиление Трансдрифта (рис. 6*а*), и временной ряд коэффициента Фурье этой моды с 1900 г. (рис. 6*б*). Анализ был проведен по всем 140 годам реанализа 20 в. (Compo et al., 2011) для всех августов и сентябрей. Хорошо заметно, что, начиная примерно с 2000 г., коэффициент Фурье сохраняет положительные значения.

Общее уменьшение сплоченности льда в Арктическом бассейне гипотетически связывают с возможным увеличением скорости дрейфа, поскольку тонкий разреженный лед должен гораздо сильнее реагировать на ветровое воздействие. Hakkinen et al. (2008) обнаружили, что с 1950-х годов увеличение скорости дрейфа льда связано с увеличением напряжения трения ветра. Но для периода наиболее заметного сокращения ледяного покрова (1989–2009) Vihma et al. (2012) показали, что положительные тренды в скорости дрейфа льда не могут быть объяснены изменениями в поле ветра. Spreen et al. (2011) также обнаружили, что тренды скорости дрейфа гораздо больше, чем тренды скорости ветра.

Роль океана

Роль океана в наблюдаемом сокращении арктического морского льда, как правило, считается менее значимой. Такая точка зрения основана на следующих общепринятых постулатах. Сезон таяния в Арктическом бассейне ограничен двумя–тремя летними месяцами. Несмотря на летнее таяние, на большей части Арктического бассейна сохраняется многолетний лед, отражающий значительную часть приходящей коротковолновой солнечной радиации и соответственно препятствующий заметной аккумуляции тепла в верхнем слое океана. В результате накопленный за летние месяцы теплозапас в верхнем перемешанном слое быстро отдается в атмосферу с началом осени и не оказывает сколь-нибудь значимого влияния на параметры морского льда. Основным адвективным источником тепла для Арктического бассейна являются теплые воды, поступающие из Северной Атлантики (атлантические воды (АВ)) и из Берингова моря (тихоокеанские воды (ТВ)) (Никифоров, Шпайхер, 1980). Однако на большей части Арктического бассейна эти водные массы отделены от верхнего перемешанного слоя резким пикноклином (слоем быстрого возрастания плотности воды) и в силу этого не могут эффективно отдавать накопленное тепло ледяному покрову. Описанная ситуация была характерна для океанографических условий в СЛО в 20 в. Но не исключено, что изменения, произошедшие с начала 1990-х годов в структуре вод Северо-Европейского и Арктического бассейнов, существенно ее изменили. В чем суть призошедших изменений? В начале 1990-х годов произошло событие, не связанное напрямую с верхним слоем океана и ледяным покровом в Арктике – в центральной части Гренландского моря исчез так называемый “купол” донных вод, постоянно регистрировавшийся еще со времен первых океанографических наблюдений в Гренландском море в начале 20 в. (Helland-Hansen, Nansen, 1909). “Купол” представлял собой крупномасштабный конусообразный изгиб изопики над Гренландской котловиной, обеспечивавший необходимые предпосылки для развития глубокой конвекции (Marshall, Schott, 1999). В динамическом аспекте существование такой структуры обеспечивало эффективную бароклинную рециркуляцию потока АВ, поступающей в Северо-Европейский бассейн из Северной Атлантики, с Норвежским течением. Благодаря этой рециркуляции объем АВ, достигавших прол. Фрама, составлял около 20% от суммарного объема, поступающего через Фареро-Шетландский прол. (Никифоров, Шпайхер, 1980). Оставшиеся 80% рециркулировали в Северо-Европейский бассейн и выносились обратно в Северную Атлантику через Датский пролив (Hansen, Osterhus, 2000). Исчезновение “купола”, очевидно, привело к ослаблению рециркуляции атлантических вод в Северо-Европейский бассейн и возрастанию объема этих вод, поступающих в Арктический бассейн (Rudels et al., 2000). В пользу этого заключения свидетельствуют долговременные серии прямых измерений течений в

проливе Фрама (Schauer et al., 2008). Одновременно с усилением расхода АВ в проливе Фрама заметно повысилась их температура (Алексеев и др., 1999; Polyakov et al., 2005).

Проникновение больших объемов АВ с повышенной температурой в Арктический бассейн способно нарушить тепловой баланс на нижней поверхности ледяного покрова вследствие усиления теплового потока снизу. Согласно оценкам в (Rothrock et al., 1999), возрастание среднего по площади Арктического бассейна вертикального потока тепла с традиционно принятых 2 Вт/м^2 (Untersteiner, 1961) до 4 Вт/м^2 вполне достаточно, чтобы обеспечить наблюдаемое утоньшение морского льда. Поскольку распределение верхней границы АВ в Арктическом бассейне весьма неравномерно (EWG, 1997, 1998), средняя величина вертикального потока тепла сильно меняется в зависимости от района. Максимальный поток тепла наблюдается вдоль траектории теплого ядра АВ между проливом Фрама и архипелагом Северная Земля, где атлантические воды находятся близко к поверхности океана (Ivanov et al., 2012). Последовательные гидрологические съемки вдоль континентального шельфа Евразии, выполненные в период Международного Полярного года (2007–2008 гг.), документально подтвердили перенос тепла от ядра АВ в вышележащий слой (Polyakov et al., 2010). В этой же статье был сделан вывод о том, что тепловой вклад океана в уменьшение толщины льда за счет повышения теплосодержания АВ в 2000-е годы сопоставим с вкладом атмосферы. Анализ данных совместной модели океана, льда и атмосферы также показывает, что во время эпизодов усиления притока тепла с АВ в северную часть моря Лаптевых есть вероятность влияния этого тепла на характеристики ледового покрова (Koldunov et al., 2010).

Свидетельство о прямом тепловом воздействии атлантических вод на ледяной покров содержится в статьях (Ivanov et al., 2012; Alexeev et al., 2013). Сопоставление временной изменчивости сплоченности льда в западной части котловины Нансена за период 1979–2011 гг., данных о зимней толщине льда в этом же районе в период 2004–2008 гг., материалов гидрологических съемок и доступной метеорологической информации позволило сформулировать базовое утверждение о значительном тепловом воздействии АВ на морской лед в западной части котловины Нансена в 2000-е годы. Для количественной оценки уменьшения толщины льда вдоль траектории АВ в каждой точке области 15°–60° в.д., 80°–85° с.ш. были рассчитаны отклонения от средней толщины однолетнего льда, нарастающего за один зимний сезон (200 ± 20 см). Результаты расчета показали, что для средней толщины однолетнего льда его дополнительный объем, который сформировался бы при отсутствии теплового влияния АВ, составил в 2006–2008 гг. 150–200 км^3/год. Это эквивалентно 20% от общего уменьшения объема льда в Арктическом бассейне с 2004 по 2008 гг., равного 900 км^3/год (Kwok et al., 2009).

В тихоокеанском секторе аналогичную роль источника тепла снизу способны играть летние ТВ (Shimada et al., 2006). Глубина залегания сравнительно теплого ядра этих вод составляет около 50 м, и в отличие от глубины залегания АВ незначительно меняется по пространству (Никифоров, Шпайхер, 1980). Летнее сокращение льда в 2007 г. в наибольшей степени проявилось именно в тихоокеанском секторе. С 2001 по 2007 гг. адвекция тепла в Арктический бассейн за счет ТВ, поступающих через Берингов пролив, увеличилась вдвое, и в 2007 г. адвективный приток тепла в Чукотское море был сопоставим с поступлением коротковолновой радиации (Woodgate et al., 2010). Это косвенно указывает на возможный вклад тепла ТВ в уменьшение ледяного покрова в Канадском секторе Арктического бассейна летом 2007 г. По некоторым оценкам (Махотин, Дмитренко, 2011), теплосодержание, объем и площадь летних ТВ достигли в 2009 г. максимума за весь период наблюдений. В то же время следует заметить, что механизм контактного теплообмена, через который возможна передача тепла АВ ко льду в районе, прилегающем к прол. Фрама, не работает для ТВ. Они нигде не выклиниваются на поверхность и всегда отделены ото льда задерживающими слоями с высокими градиентами плотности.

С сокращением летнего ледяного покрова возросла также роль океана как аккумулятора тепла, поступающего из атмосферы. Согласно данным измерений с дрейфующих массобалансовых буев, определяющий вклад в интенсивное таяние льда в море Боффорта летом 2007 г. внесло таяние снизу благодаря теплу, абсорбированному верхним слоем океана (Perovich et al., 2008). Вследствие положительной обратной связи через альбедный механизм, подробно рассмотренный в следующем разделе, возрастание площади открытой воды летом 2007 г. в 5 раз(!) увеличило количество тепла, поглощенное верхним слоем океана, что, по мнению (Perovich et al., 2008), в значительной степени способствовало аномальному очищению ото льда канадско-тихоокеанского сектора Арктического бассейна.

ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОЦЕССОВ В ОКЕАНЕ И АТМОСФЕРЕ В СЕЗОННО БЕЗЛЕДНОМ СЛО

Из общефизических соображений можно ожидать, что следствием перехода к сезонному ледяному покрову может стать кардинальная перестройка процессов в атмосфере и океане, связанная со значительным изменением свойств подстилающей поверхности. В данном дискусси-

онном параграфе мы анализируем наблюдаемые в настоящее время изменения и рассматриваем гипотетические возможности осуществления того или иного дальнейшего сценария при условии сохранения наблюдаемых тенденций в параметрах арктического морского льда. Ключом к пониманию возможных будущих изменений являются обратные связи, которые формируются в системе "атмосфера–морской лед–океан". Обратная связь в самом широком смысле означает отклик (ответную реакцию) на какое-либо действие или событие. В случае отрицательной обратной связи реакция системы приводит к такому сдвигу вызвавшего ее параметра, который противодействует первоначальному изменению. При положительной обратной связи, наоборот, реакция системы способствует дальнейшему отклонению вызвавшего это изменение параметра от исходного значения.

Применительно к системе "атмосфера–морской лед–океан" из теории и наблюдений известны примеры как положительных, так и отрицательных обратных связей на различных пространственно-временных масштабах. Классическим примером отрицательной обратной связи на планетарном масштабе является теория автоколебаний в системе "СЛО–Северная Атлантика", предложенная В.В. Шулейкиным (1953). Согласно этой теории, усиление выноса льда из СЛО через Датский пролив приводит к распреснению и охлаждению субполярного круговорота, следствием чего является охлаждение Северо-Атлантического течения и уменьшение меридионального потока тепла из умеренных широт в полярные. В результате этого циркуляция в СЛО замедляется, что приводит к ослаблению адвекции льда из СЛО – потеплению в субполярном круговороте и интенсификации меридионального переноса тепла, после чего цикл повторяется. Шулейкин оценивал период этих автоколебаний в 10–12 лет. Справедливости ради следует отметить, что несмотря на формальную непротиворечивость и изящность этой теории, она не нашла неопровержимых подтверждений в данных наблюдений. Аномальный сброс льда и пресной воды в Северную Атлантику в конце 1960-х годов, породивший так называемую Великую солеността ную аномалию в субполярном круговороте, не привел к ярко выраженным автоколебаниям в системе (Dickson et al., 1988), а согласованное с наблюдениями объяснение цикличности поверхностной циркуляции в Арктическом бассейне на декадном временном масштабе было предложено в конце 1990-х годов А. Прошутинским и М. Джонсоном (Proshutinsky, Johnson, 1997) на основе перемежаемости глобальных атмосферных процессов, не связанных напрямую с состоянием и динамикой арктического морского льда. В то же время необходимо подчеркнуть, что роль обратных связей на планетарном масштабе на сегодняшний день можно скорее отнести к дискуссионным, а не к изученным научным вопросам. Так, теория Прошутинского–Джонсона, неплохо работавшая до начала 1990-х годов, в последние 20 лет дает явные сбои, т.е. ожидавшейся в начале 2000-х годов устойчивой смены атмосферного циркуляционного режима не произошло. В результате к 2008 г. в море Бофорта сформировалась беспрецедентная по объему аномалия пресной воды (McPhee et al., 2009), которая грозит катастрофическими последствиями для глобальной термохалинной циркуляции (Broecker, Wallace, 1999) в случае резкого сброса этой избыточной пресной воды в Северную Атлантику (Mauritzen, 2012). Необходимо отметить, что по вопросу о возможных последствиях перехода к сезонному ледяному покрову для глобальной термохалинной циркуляции существуют и альтернативные точки зрения. Например, в статье (Иванов, 2011) показано, что в условиях пониженной ледовитости СЛО возможно усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном. Это может привести к смещению основного района образования плотной воды в Северном полушарии из Северо-Европейского бассейна в Арктический бассейн. Поскольку более плотная вода, формирующаяся в высоких широтах, обеспечивает стабильность глобальной термохалинной циркуляции, возрастание роли Арктического бассейна как источника более плотной воды для Мирового океана способно уменьшить отрицательный эффект блокирования меридионального переноса тепла вследствие таяния льдов и связанного с этим распреснения верхнего слоя океана в высоких широтах. Недавние модельные расчеты, выполненные в университете Гамбурга (A. Kohl, персональная информация) дают основания предполагать, что объем выносимой из Арктики пресной воды определяется в гораздо большей степени не ее количеством в Арктическом бассейне, а силой течений, которые выносят эту воду через прол. Фрама и прол. Канадского Арктического архипелага. Это означает, что наличие сильной аномалии пресной воды в море Бофорта не обязательно приведет к катастрофическим последствиям для глобальной термохалинной циркуляции.

К числу крупномасштабных обратных связей, вызываемых исчезновением летнего ледяного покрова в Арктике, можно также отнести изменение температурных режимов в средних (и даже низких!) широтах в результате значительных изменений атмосферной циркуляции. Так, например, похолодания в Сибири последних лет, по крайней мере частично, были вызваны аномально низкими покровами льда в отдельные годы (Cohen et al., 2012a; Overland et al., 2010). Холодные зимы в Европе также связывают с уменьшением ледяного покрова как во всем СЛО (Jaiser et al., 2012), так и локально в Баренцевом и Карском морях (Petoukhov, Semenov, 2010). Механизм, объясняющий

передачу сигнала из Арктики в средние и низкие широты, связан с ослаблением циркуляции ячеек Ферреля и Гадлея и сопутствующими значительными изменениями в зональной и меридиональной циркуляции. Тот же механизм используется для объяснения нескольких аномально холодных и снежных зим на территории США (Liu, 2012), а также снежных бурь в Китае (Na, 2012).

На сезонном временном масштабе из наблюдений хорошо известна закономерность, называемая "историчностью" или "инерционностью" процессов и используемая в физико-статистических ледовых прогнозах (Кудрявая и др., 1974). В случае аномально низкой сплоченности льда летом высока вероятность того, что появление льда и полное замерзание в последующий зимний сезон произойдут в более поздние сроки. Интуитивно эта закономерность представляется вполне очевидной, однако в силу неопределенности влияния других факторов (например, атмосферного форсинга), она справедлива лишь в статистическом смысле. Из общефизических законов указанная закономерность объясняется тем, что при наличии большей площади открытой воды в летний сезон происходит более эффективный прогрев воды, следствием чего является повышенный теплозапас верхнего квазиоднородного слоя. В случае, если атмосферное выхолаживание в последующий осенне-зимний сезон близко к норме, для удаления аномального теплозапаса потребуется больше времени, что и обусловливает запаздывание в появлении льда. О положительной обратной связи при этом речи не идет, поскольку длительный зимний сезон в значительной степени стирает "память" об отклонениях в развитии процессов прошлого лета. События последнего десятилетия заставляют пересмотреть эту точку зрения. Как было показано выше, принципиально важным изменением, произошедшим после 2007 г., стало преобладание сезонного морского льда. Благодаря тому, что площадь открытой воды в конце летнего сезона существенно возросла, к концу зимнего сезона преобладающая часть Арктического бассейна оказывается покрытой более тонким, чем в предшествующий год, льдом. Этот более тонкий лед быстрее вытаивает и /или выносится течениями в сопредельные бассейны следующим летом (Lindsay et al., 2009). Здесь налицо типичный пример положительной обратной связи на годовом временном масштабе, причем связи устойчивой, поскольку для ее нарушения необходим аномально сильный и продолжительный атмосферный импульс, способный затормозить летнее таяние и/или усилить зимнее ледообразование, чтобы вернуть систему к исходному состоянию.

На масштабах времени меньше сезона наиболее значимую роль в формировании положительных обратных связей в системе атмосфера–морской лед играет уже упоминавшийся альбедный механизм. Альбедо характеризует отражательную способность поверхности и меняется в диапазоне от 1 (при полном отражении) до 0 (при полном поглощении приходящей солнечной радиации). Специфической особенностью Арктического бассейна является то, что отражательная способность подстилающей поверхности очень резко меняется на ограниченном пространственном масштабе: альбедо льда, покрытого вновь выпавшим снегом, составляет 0.9, а альбедо открытой воды равно 0.05. Соответственно соотношение площадей, покрытых льдом, и открытой воды в значительной степени определяет тепловой баланс поверхности Арктического бассейна (Макштас, 1984). Суть положительной обратной связи, формируемой альбедным механизмом, состоит в том, что возрастание площади открытой воды в летний сезон приводит к возрастанию объема поглощенной коротковолновой солнечной радиации, что способствует дальнейшему расширению свободной ото льда поверхности. По мнению ряда авторов (напр.: Perovich et al., 2008), именно альбедный механизм сыграл ключевую роль в аномальном событии 2007 г. При этом значительный вклад в физический механизм таяния, возможно, внесло боковое таяние – тема, требующая дальнейшего серьезного анализа.

Положительная обратная связь за счет альбедного механизма имеет термодинамическую природу. Можно ожидать, что при значительном расширении зон открытой воды в летний сезон значимую роль также начнет играть положительная обратная связь динамической природы. Ее суть можно кратко описать следующим образом. Расширение свободных ото льда зон усиливает динамическое воздействие атмосферы на лед и поверхностный слой океана: увеличивается высота волн, скорость дрейфовых течений и интенсивность турбулентного перемешивания. К примеру, в сентябре 2009 г. в море Бофорта было зафиксировано проникновение волн зыби на 250 км внутрь области, покрытой многолетним льдом, что вызвало почти мгновенное раскалывание километровых ледовых полей на куски диаметром всего в 100–150 м (Asplin et al., 2012). Кроме этого возрастает скорость приливных течений, что было продемонстрировано в недавнем анализе данных подробных измерений течений в море Лаптевых (Pnyushkov et al., 2011). В современных условиях пониженной сплоченности льда в центральной части моря Лаптевых амплитуда течений волны $M2$ возросла более, чем в 4 раза! Очевидно, что все указанные процессы способствуют дальнейшему освобождению ото льда, что ведет к их дальнейшему усилению.

До сих пор при описании возможных обратных связей мы ограничивались активной ролью ледяного покрова в предположении, что реакция атмосферы и океана на изменения параметров морского льда остается в пределах, типичных для

некоторого средне-климатического состояния. Такое допущение справедливо до тех пор, пока сокращение площади летнего ледяного покрова не перешло границу, за которой условия энерогообмена на границе океан–атмосфера меняются до такой степени, что начинают существенно влиять на характеристики этих двух сред. Как уже указывалось, основным внешним источником тепла для Арктического бассейна является адвективное поступление тепла с северо-атлантическими водами. При значительном уменьшении летнего ледяного покрова АВ, поступающие через прол. Фрама и через Баренцево море, будут медленнее терять свое тепло в силу того, что теплопотери на таяние льда заметно уменьшатся. В результате АВ как поверхностная водная масса с положительной температурой сможет проникнуть в Арктический бассейн на значительно большее расстояние, чем наблюдавшееся в среднем в 20 в. (EWG, 1997, 1998). Более интенсивный летний прогрев верхнего квазиодородного слоя за счет пониженной ледовитости (см. выше) может на каком-то этапе привести к ситуации, когда поступающие с юга АВ сольются с прогретым верхним квазиоднородным слоем (т.е. сезонный термоклин заметно ослабнет или даже сменит знак). Следствием этого может стать резкое (на порядок величины) возрастание глубины зимнего конвективного перемешивания вдоль траектории распространения АВ, в результате чего возможна ситуация, наблюдавшаяся в климатических условиях 20 в. в Норвежском море и в западной части Баренцева моря и наблюдаемая сейчас во всем Баренцевом море (http://www.iup. uni-bremen.de:8084/ssmis/index.html): круглогодично безледный режим, поддерживаемый интенсивной теплоотдачей из океана в атмосферу. При сохранении существующих тенденций в параметрах морского льда аналогичные условия можно в ближайшие несколько лет ожидать в котловине Нансена от прол. Фрама до Земли Франца-Иосифа, а возможно и до архипелага Северная Земля. Если кому-то такой сценарий покажется слишком фантастическим, то уместно напомнить, что не далее, как 10–15 лет назад, любые рассуждения о возможности сезонно безледного Арктического бассейна воспринимались не более, как научная фантастика, следующая из не слишком достоверных климатических моделей. Сходное развитие событий можно также ожидать в канадско-тихоокеанском секторе Арктического бассейна благодаря отепляющему влиянию летних тихоокеанских вод.

Вопросу о возможных изменениях в атмосфере в сезонно безледном СЛО был посвящен ряд недавних исследований. Удаление ледяного покрова существенно меняет свойства подстилающей поверхности, что не может не отразиться на интенсивности энеогообмена между океаном и атмосферой. Принципиально важным при этом является то, насколько сильно изменится термодинамика и динамика арктической тропосферы при значительном изменении энергообмена на ее нижней границе. Согласно результатам модельных исследований (Deser et al., 2010), сезонное отсутствие морского льда в СЛО приводит к усилению теплопоотдачи из океана в атмосферу вследствие возрастания потоков явного и скрытого тепла из океана. При этом наибольшее возрастание потоков происходит не в условиях летнего отсутствия льда, а в зимние месяцы (с максимумом в феврале), когда разница температуры между подстилающей поверхностью и приземным слоем атмосферы достигает максимальных значений. Следствием этого являются положительные зимние аномалии температуры воздуха над прилегающими континентами и увеличение количества осадков. Это объясняется интенсивной горизонтальной адвекцией сравнительно более теплого воздуха с акватории СЛО на континенты, что может приводить к отрицательной обратной связи – охлаждению атмосферы над океаном (Alexander et al., 2004). К иному выводу пришли авторы статьи (Petoukhov, Semenov, 2010). Согласно выполненным ими модельным расчетам, уменьшение площади зимнего ледяного покрова на акватории Баренцева и Карского морей может являться причиной аномально холодных зим в Европе и северной Азии. В качестве примера такой аномально холодной зимы авторы приводят 2005/2006 г., когда индексы Североатлантического колебания и Эль-Ниньо – Южное колебание были близки к норме. Избыточный нагрев нижней тропосферы над регионом Баренцева и Карского морей уменьшает меридиональный градиент температуры воздуха в суб-Арктике, что влечет ослабление зонального переноса в умеренных широтах, а это формирует отрицательные температурные аномалии над северной Евразией.

Гипотетически изменение площади ледяного покрова должно влиять на интенсивность циклонической активности в СЛО и соответственно на траекторию перемещения циклонов, формирующихся в умеренных широтах. Проверка этой гипотезы была предпринята в рамках идеализированных модельных исследований, обсуждаемых в обзоре (Bader et al., 2011). При исследовании реакции атмосферы на изменения ледяного покрова традиционно используется идеализация, предполагающая пассивную роль ледяного покрова, – т.е. обратным воздействием атмосферы на морской лед пренебрегается. Результаты указанных исследований весьма неоднозначны. На их основе можно лишь в целом говорить о том, что наличие/отсутствие ледяного покрова в СЛО оказывает воздействие на циклоническую активность в северной полярной области и сопредельных регионах. Со значительной долей вероятности можно также сделать вывод о некотором смещении пояса максимальной циклоничности к северу в Северном полушарии в условиях уменьшенной ледовито-

сти. Однако пространственные закономерности этого смещения заметно различаются в разных моделях: от смещения к северу (Kvamstø et al., 2004) до противоположного (Alexander et al., 2004) в атлантическом секторе. В тихоокеанском секторе в расчетах, как правило, получается смещение трактории циклонов к северу. Согласно модельным экспериментам, интенсивность циклонической активности в СЛО в условиях безледного океана уменьшается. Это объясняется уменьшением меридионального градиента температуры в нижней тропосфере.

А есть ли какие-то внутренние ограничения на описанные положительные обратные связи, общий вектор которых направлен на дальнейшее уменьшение летнего ледяного покрова в Арктике? Уменьшение сплоченности и расширение свободных ото льда зон летом, очевидно, благоприятствует более интенсивному ледообразованию в последующий зимний сезон. Способно ли интенсивное ледообразование на освободившихся ото льда площадях Арктического бассейна обеспечить механизм отрицательной обратной связи, который в конечном итоге вернет систему к состоянию, наблюдавшемуся в 1979–2000 гг.? Однозначного ответа на этот вопрос у авторов нет. Если исходить из реалий последнего десятилетия, эффект положительной обратной связи, обусловленный рассмотренным выше фактором уменьшения средней толщины льда к концу сезона ледообразования, пока пересиливает отрицательную обратную связь, вызванную интенсификацией зимнего ледообразования. Нарушение сложившегося на сегодняшний день баланса факторов может произойти в случае, например, резкого похолодания в тропосфере или устойчивого изменения атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном, которые приведут к сохранению значительного объема льда в летний сезон. Однако указанные изменения (если и произойдут в ближайшее время) будут связаны с внешними по отношению к СЛО воздействиями. Система же обратных связей, сформировавшаяся в первой декаде 21 в., обеспечивает устойчивое сохранение существующего тренда к сезонно безледному СЛО.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Во введении к статье было поставлено два основных вопроса: что представляет событие 2007 г. – случайный выброс или закономерный результат, и что ожидать в ближайшем будущем – возвращения к среднему состоянию или дальнейшее движение к сезонно безледному СЛО с соответствующими последствиями для арктического океана и атмосферы? С нашей точки зрения, проведенный анализ позволяет утверждать, что ответ на первый вопрос вполне однозначен и заключается в том, что резкое сокращение льда в Арктическом бассейне летом 2007 г. стало закономерным результатом накопления изменений в параметрах морского льда, происходивших в течение последней трети 20 в. Толчком для “мгновенного” очищения значительной части Арктического бассейна стало благоприятное стечение обстоятельств (так называемый “идеальный шторм”), столь радикальный результат которого, однако, был бы невозможен без длительной предыстории, проявившейся также в параметрах арктической атмосферы и океана. Основным результатом произошедших изменений стало то, что ледяной покров на большей части СЛО после 2007 г. стал сезонным, т.е. площадь однолетнего льда стала устойчиво превышать площадь многолетнего. Именно с этим фактом мы связываем возможный ответ на второй вопрос, поставленный во введении, хотя должны подчеркнуть высокую степень неопределенности, которая при этом имеется.

Среди основных факторов, влияющих на изменение параметров морского льда в обозримом будущем, представляющим наибольшую ценность для практических приложений (1–10 лет), мы выделяем внутреннюю изменчивость, реализующуюся через механизмы обратных связей в системе атмосфера–морской лед–океан и внешние воздействия, природа которых может быть совершенно различной, например антропогенный фактор (Notz, Marotzke, 2012), долгопериодная изменчивость процессов на Солнце (Абдусаматов, 2009) и солнечно-земных связей (Фролов и др., 2010), изменение меридиональной термохалинной циркуляции (Broecker, Wallace, 1999) и др. Принципиальным, с нашей точки зрения, является то, что приверженцы теорий “внешних” воздействий по умолчанию предполагают линейную реакцию системы на внешний импульс, недооценивая значимость, или не всегда адекватно воспроизводя в совместных климатических моделях нелинейные обратные связи, которые в состоянии существенно усложнить развитие специфических процессов в системе атмосфера–морской лед–океан. В данной статье мы, в частности, обосновываем, что при переходе к сезонному ледяному покрову дальнейшее очищение ото льда существенно ускоряется благодаря устойчивым положительным обратным связям между отдельными процессами в системе.

Абсолютный минимум распространения морского льда в сентябре 2012 г. подтверждает такую точку зрения. Согласно оценкам ведущих специалистов в области полярной метеорологии и океанографии, опубликованным на сайте http://skepticalscience.com/2012-arctic-storm.html, в отличие от ситуации летом 2007 г., летом 2012 г. термические и динамические условия в атмосфере северной полярной области не были аномальны-

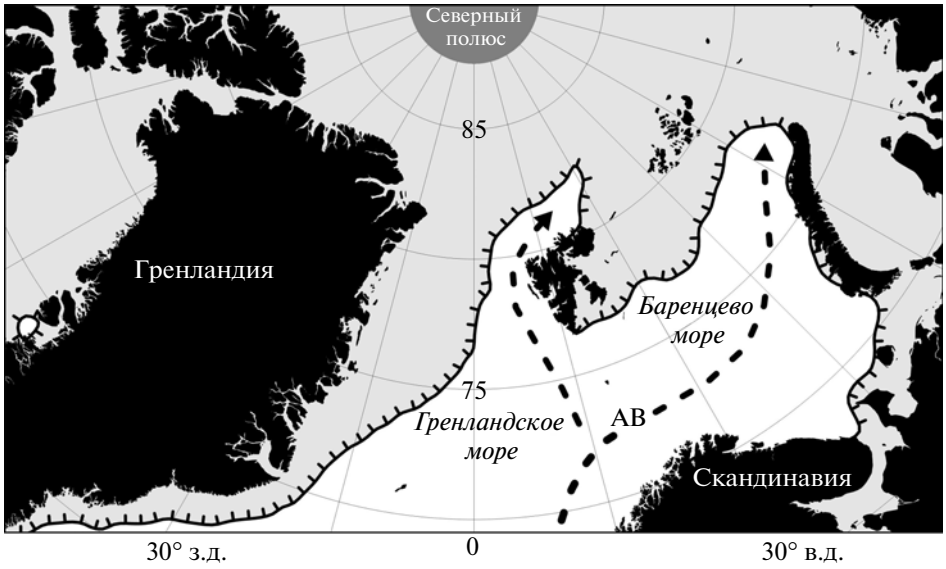


Рис.7. Граница ледовой кромки в приатлантической Арктике в третьей декаде января 2013 г. (http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html). Стрелками показаны генеральные траектории распространения атлантических вод.

ми. Кратковременное усиления выноса льда из Арктического бассейна наблюдалось в начале августа, когда и так уже было ясно, что уменьшение ледяного покрова происходит по рекордной траектории, опережая график 2007 г. Осенне-зимнее наступление ледовой кромки в 2012 г. также показало, что локально накопленное в океане тепло и адвекция атлантических вод играют все более значимую роль в приатлантической Арктике (рис. 7). Чтобы в этом удостоверится, достаточно сравнить ежедневные положения ледовой кромки в Баренцевом море и котловине Нансена в ноябре 2012–феврале 2013 гг. с соответствующими положениями в период 1978–2000 гг. (http://nsi-dc.org/arcticseaicenews/).

Завершая статью, хотелось бы отметить следующее. Людям (и ученые в этом смысле не исключение – достаточно сравнить публикации в научной литературе на тему изменений ледяного покрова СЛО в 1990-х и 2000-х годах) свойственно быстро менять точку зрения на определенные события от “этого не может быть, потому что не может быть никогда” до “это же очевидный факт”. Поэтому переход к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО, что случилось после “идеального шторма” 2007 г., а в нынешнем году стало непреложным фактом, уже больше интересует политиков и бизнесменов, которые строят свои ближайшие планы на новых климатических реалиях. Авторы же данной статьи придерживаются точки зрения, что в настоящее время арктический ледяной покров пребывает в неустойчивом состоянии, и, несмотря на то, что объективно в ближайшие несколько лет вероятность усиления сезонности ледяного покрова в Арктическом бассейне сохраняется весьма высокой, хотели бы предостеречь от чрезмерной эйфории, поскольку в более отдаленном будущем его эволюция может склониться в любую сторону.

Данное исследование было подготовлено при поддержке грантов РФФИ 11-05-12019-офи-м, 11-05-0679 и 11-05-01143, грантов европейской рамочной программы EU FP7.ACCESS и MONARCH-A (Space-2009-1 Contract no. 242446), гранта ONR-Global 62909-12-1-7013, гранта NSF ARC 0909525 и Японского агентства JAMSTEC, в рамках гранта Правительства РФ (Договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта Министерства науки и образования (соглашение № 8833).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Логос, 2009. 198 с.

Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 401–403.

Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Изменение площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.

Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. ААНИИ. 1944. Т. 190. 274 с.

Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 488 с.

Гудкович З.М. Связь дрейфа льда в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях // Тр. Океанографической Комиссии 11. 1961. С. 14–21.

Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 317 с.

Иванов В.В. Усиление водообмена между шельфом и Арктическим бассейном в условиях снижения ледовитости // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 1–5.

Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И. Морские гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 272 с.

Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 67 с.

Махотин М.С., Дмитренко И.А. Межгодовая изменчивость летних Тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 409–411.

Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л: Гидрометеоиздат, 1980. 270 с.

Смирнов В.Н. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. Л: ААНИИ, 1911. 288 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 2. № 85. С. 52–61.

Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.

Шулейкин В.В. Физика моря. М.: АН СССР, 1953. 989 с.

Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E., Timlyn M.S., Miller J.S., Scott J.D. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM // J. Clim. 2004. V. 17. P. 890–905.

Alexeev V.A, Esau I.N., Polyakov I.V., Byam S.J., Sorokina S. Vertical structure of recent Arctic warming from observed data and reanalysis products // Clim. Change. 2011. V. 111. P. 215–239. doi: 10.1007/s10584-011-0192-8.

Alexeev V.A., Ivanov V.V., Kwok R., Smedsrud L.H. North Atlantic warming and declining volume of arctic sea ice // Cryosphere. 2013. (in press).

Alexeev V.A., Jackson C.H. Polar amplification: is atmospheric heat transport important? // Clim. Dyn. 2012. doi: 10.1007/s00382-012-1601-z. (in press).

Alexeev V.A, Langen P.L., Bates J.R. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in ghost forcing experiments without sea ice feedbacks // Clim. Dyn. 2005. V. 24. P. 655–666.

Asplin M.G., Galley R., Barber D.G., Prinsenberg S. Fracture of summer perennial sea ice by ocean swell as a result of Arctic storms // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № C06025. doi: 10.1029/2011JC007221.

Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Østerhus S., Miles M. Atlantic Oscillation: Observations and projected changes // Atmosph. Res. 2011. V. 101. P. 809–834.

Belchansky G. I., Douglas D. C., Eremeev V. A., Platonov N. G. Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: A neural network analysis of SMMR-SSM/I data, 1979–2004 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L09605. doi: 10.1029/2005GL022395.

Belchansky G.I., Douglas D.C., Platonov N.G. Fluctuating Arctic sea ice thickness changes estimated by an in situ learned and empirically forced neural network model // J. Clim. 2008. V. 21. № 4. P. 716–729.

Broecker W.S., Wallace S. What if the conveyor were to shut down? Reflections on a possible outcome of the Great Global Experiment // GSA Today. 1999. V. 9. № 1. P. 1–4.

Cohen J.L, Furtado J.C., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E. Arctic warming, increasing fall snow cover and widespread boreal winter cooling // Environ. Res. Lett. 2012a. V. 7. 014007. doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014007.

Cohen J.L, Furtado J.C., Barlow M.A., Alexeev V.A., Cherry J.E. Asymmetric seasonal temperature trends // Geophys. Res. Lett. 2012б. V. 39. doi: 10.1029/2011GL050582.

Comiso J.C. A rapidly declining Arctic perennial ice cover // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. doi: 10.1029/2002GL015650.

Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L01703. doi: 10.1029/2007GL031972.

Comiso J.C., Josefino C. Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover // J. Clim. 2012. V. 25. P. 1176–1193. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00113.1.

Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D. et al. The twentieth century reanalysis project // Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 1–28. doi: 10.1002/qj.776.

Deser C., Tomas R., Alexander M., Lawrence D. The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century // J. Clim. V. 23. P. 333 – 351.

Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J. The "Great Salinity Anomaly" in the northern Noth Atlantic 1968–1982 // Prog. Oceanogr. 1988. V. 20. P. 103–151.

Environmental Working Group (EWG): Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean (CD-ROM) National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA, 1997, 1998. http://www.aari.nw.ru/index_en.html

Helland-Hansen B., Nansen F. The Norwegian-Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian Sea researches 1900–1904 // Rep. Norw. Fish. Mar. Invest. 1909. V. 2. P. 390.

Fowler C., Emery W.J., Maslanik J. Satellite-derived evolution of Arctic sea ice age: October 1978 to March 2003 // IEEE Geos. Rem. Sens. Soc. Lett. 2004. V. 1. № 2. P. 71–74.

Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J. Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data, 1979–2010. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. 1996. Digital media.

Giles K.A., Laxon S.W., Ridout A.L. Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L22502. doi: 10.1029/2008GL035710.

IPCC Forth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4): http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_reports.htm

Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I.A., Koldunov N.V., Smirnov A.V. Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard // Advances in Meteorol. 2012. V. 2012. Article ID 201818. P. 11. doi: 10.1155/2012/201818.

Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmo-

spheric winter circulation // Tellus. Ser. A. 2012. V. 64. 11595. doi:10.3402/tellusa.v64i0.1159.

Johannessen O.M., Shalina E.V., Miles M.W. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation // Science. 1999. V. 286. P. 1936–1938.

Kay J.E., Stroeve J., L'Ecuyer T., O'Dell C., Sereze M. Lessons learned from the 2007 Arctic sea ice loss // Eos Trans. AGU // Fall Meet. Suppl. 2008. V. 89. № 53.

Koldunov N.V., Stammer D., Marotzke J. Present-day Arctic sea ice variability in the coupled ECHAM5/MPI-OM model // J. Clim. 2010. V. 23. № 10.

Kvamstø N.G., Skeie P., Stephenson D.B. Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic Oscillation // Int. J. Climatol. 2004. V. 24. P. 603–612.

Kwok R., Cunningham G. F. ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № C08010. doi: 10.1029/2008JC004753.

Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.

Langen P.L., Alexeev V.A. Polar amplification as a preferred response in an idealized aquaplanet GCM // Clim. Dyn. 2007. V. 29. P. 305–317.

L'Heureux M.L., Kumar A., Bell G.D., Halpert M.S., Higgins R.W. Role of the Pacific-North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea ice decline // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L20701. doi: 10.1029/2008GL035205.

Lindsay R.W., Zhang J. The thinning of Arctic sea ice, 1988–2003: have we passed a tipping point? // J. Clim. 2005. V. 18. P. 4879–4894.

Liu J., Curry J.A., Wang H., Song M., Horton R.M. Impact of declining arctic sea ice on winter snowfall // Proc. Nat. Acad. Sci. 2012. V. 109. № 11. P. 4074–4079.

McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J. H., Steele M., Alkire M.B. Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. № L10602. doi: 10.1029/2009GL037525.

Mahoney A.R., Barry R.G., Smolyanitsky V., Fetterer F. Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006 // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № C11005. doi: 10.1029/2008JC004830.

Makshtas A.P., Shoutilin S.V., Andreas E.L. Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic Basin // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C7. doi: 10.1029/2001JC000878.

Marshall J., Schott F. Open-ocean convection observations, theory and models // Rev. Geophys. 1999. V. 37. № 1. P. 1–64.

Maslanik J.A., Fowler C., Stroeve J., Drobot S., Zwally J., Yi D., Emery W.A. Younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № L24501. doi: 10.1029/2007GL032043.

Mauritzen C. Arctic freshwater // Nature Geosci. 2012. V. 5. P. 162–164.

Meier W., Fetterer F., Knowles K., Savoie M., Brodzik M.J. Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS passive microwave data. Boulder, Colorado USA. National Snow and Ice Data Center. 2006. Digital Media. Updated quarterly.

Na L., Jiping L., Zhanhai Z., Hongxia C., Mirong S. Is extreme Arctic sea ice anomaly in 2007 a key contributor to severe January 2008 snowstorm in China? // Int. J. Climatol. 2012. V. 32. № 13. P. 2081–2087.

Nghiem S.V., Rigor I.G., Perovich D.K., Clemente-Colón P., Weatherly J.W., Neumann G. Rapid reduction of Arctic perennial sea ice // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № L19504. doi: 10.1029/2007GL031138.

Notz D., Marotzke J. Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. № L08502. doi: 10.1029/2012GL051094.

Ogi M., Rigor I.G., McPhee M.G., Wallace J.M. Summer retreat of Arctic sea ice: role of summer winds // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L24701. doi: 10.1029/2008GL035672.

Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. 2010. V. 62A. P. 1–9. doi: 10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.

Overland J.E, Wang M., Salo S. The recent Arctic warm period // Tellus. 2008. V. 60A. P. 589–597.

Perovich D.K., Richter-Menge J.A, Jones K.F, Light B. Sunlight, water and ice: extreme Arctic sea icemelt during the summer of 2007 // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L11501. doi: 10.1029/2008GL034007.

Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. № D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.

Pnyushkov A.V., Polyakov I.V. Observations of Tidally Induced Currents over the Continental Slope of the Laptev Sea, Arctic Ocean // J. Phys.Oceanogr. 2011. V. 42. P. 78–94.

Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap // Journ. Phys. Oceanogr. 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.

Polyakov I., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth Ø., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E. One more step towards a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L17605. P. 1–4. doi: 10.1029/2005GL023740.

Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 12493–12514.

Rigor I.G, Wallace J.M. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № L09401. doi: 10.1029/2004GL019492.

Romanov I.P. Atlas of ice and snow of the Arctic Basin and Siberian Shelf Seas. 2nd ed. Backbone Publishing Company, 1995. 277 p.

Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 3469–3472.

Rudels B., Meyer R., Farhbach E., Ivanov V., Osterhus S., Quadfasel D., Schauer U., Tveberg V., Woodgate R.A. Water mass distribution in Fram Strait and over Yermak Plateau in summer 1997 // Annal. Geophys. 2000. V. 18. P. 687–705.

Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E. Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006 / Eds. R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines // Arctic-Subarctic

ocean fluxes: Defining the role of the Northern Seas in climate. 2008. P. 65–85.

Schweiger A.J., Zhang J., Lindsay R.W., Steele M. Did unusually sunny skies help drive the record sea ice minimum of 2007? // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № L10503. doi: 10.1029/2008GL033463.

Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J. Perspectives on the arctic's shrinking Sea-Ice cover // Science. 2007. V. 315. № 5818. P. 1533-1536. doi: 10.1126/science.1139426.

Shimada K., Kamoshida T., Itoh M., Nishino S., Carmack E., McLaughlin F., Zimmerman S., Proshutinsky A. Pacific Ocean inflow: influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № L08605. doi: 10.1029/2005GL025624.

Skeie P. Meridional flow variability over the Nordic seas in the Arctic Oscillation framework // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 87. P. 5845–5852.

Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C02S03. doi: 10.1029/2005JC003384.

Spreen G., Kwok R., Menemenlis D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. № 19. doi: 10.1029/2011GL048970.

Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // Clim. Change. 2011. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.

Toole J.M., Timmermans M.-L., Perovich D.K., Krishfield R.A., Proshutinsky A., Richter-Menge J.A. Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada basin // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. № C10018. doi: 10.1029/2009JC005660.

Tremblay B. Can we consider the Arctic Oscillation independently from the Barents Oscillation? // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. P. 4227–4230.

Untersteiner N. On the mass and heat balance of Arctic sea ice // Arch. Met. Geophys. Biokl. 1961. V. 12. P. 151–182.

Vihma T., Tisler P., Uotila P. Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989–2009 // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. № L02501. doi: 10.1029/2011GL050118.

Vinije T. Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // J. Clim. 2001. V. 14. P. 255–267.

Walsh J.E., Chapman W.L. 20th-century sea-ice variations from observational data // Annales Glaciol. 2001. V. 33. P. 444–448.

Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. № L05706. doi: 10.1029/2008GL036706.

Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea ice retreat // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.

Wu B.Y., Overland J.E., D'Arrigo R. Anomalous Arctic surface wind patterns and their impacts on September sea ice minima and trend // Tellus. 2012. V. 64A. № 18590. doi: http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18590.

Wu B.Y., Wang J., Walsh J.E. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // J. Clim. 2006. V. 19. № 2. P. 210–225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.

Zhang X.D., Ikeda M., Walsh J.E. Arctic sea ice and freshwater changes driven by the atmospheric leading mode in a coupled sea ice-ocean model // J. Clim. 2003. V. 16. P. 2159–2177. doi: 10.1175/2758.

Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal?

V. V. Ivanov[1, 2], V. A. Alexeev[2, 3], T. A. Alexeeva[1], N. V. Koldunov[4], I. A. Repina[3, 5, 6], A. V. Smirnov[1]

[1] *Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

[2] *International Arctic Research Center University of Alaska, Fairbanks, USA*

[3] *Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[4] *Institute of Oceanography, University of Hamburg, Hamburg, Germany*

[5] *Institute of Space Research Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[6] *Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia*

Changing Erath climate is one of the greatest challenges for the mankind. Despite different opinions on the origins of the present climate change, the fact that these changes actually take place is generally acknowledged. Hence, the quantitative estimations of the current state of major climate parameters and prediction of this state in future is extremely timely and practical. In the climate change context the North Polar area is particularly important due to the well-known polar amplification effect. Remarkable indication of ongoing changes is rapid increase of the ice free area in the Arctic Ocean in summer, which accelerated in 2000s. In this review paper we demonstrate that after 2007 the ice cover on the dominant part of the Arctic Ocean became seasonal. This means that the ice free area in the end of summer steadily stays over 50%. In the discussion section we consider possible consequences of these changes with ice cover for other components of the Arctic climate system: ocean and atmosphere. In conclusions we give tentative prediction of the probability of totally ice free Arctic Ocean in summer season in the foreseen future.

Keyword: Arctic Ocean, sea ice, ice cover seasonal and interyear variability, Northern hemisphere climate

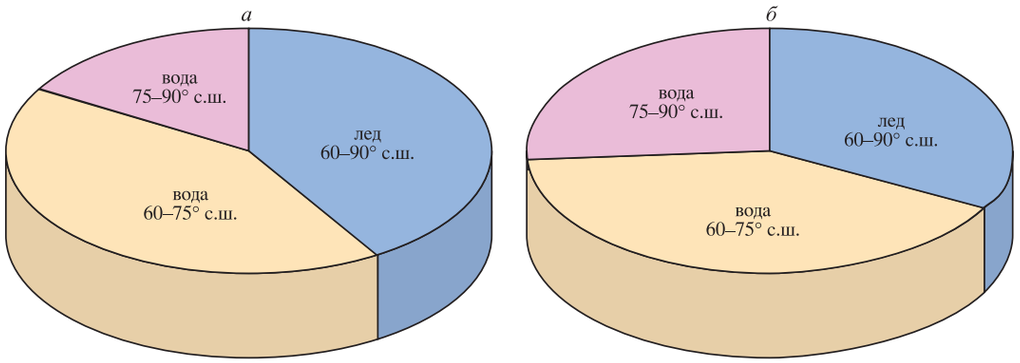


Рис. 2. Относительные доли площади открытой воды и льда (%) в различных широтных зонах в сентябре 1979–2000 гг. (*а*) и 2007–2012 гг. (*б*).

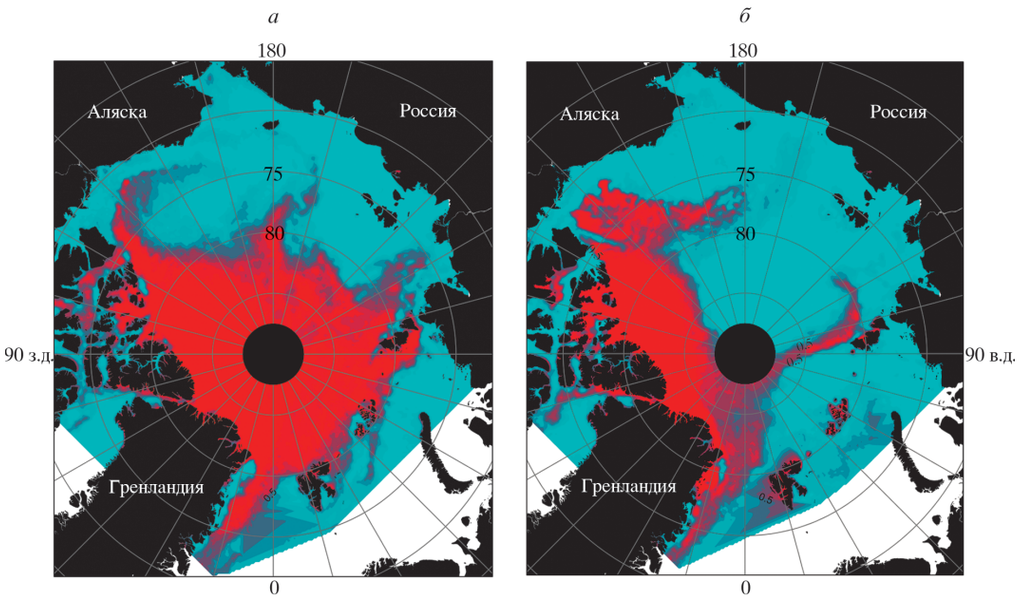


Рис. 4. Доля многолетнего льда в СЛО в феврале–марте 2004 г. (*а*) и 2008 г. (*б*). Данные представлены Р. Квоком.

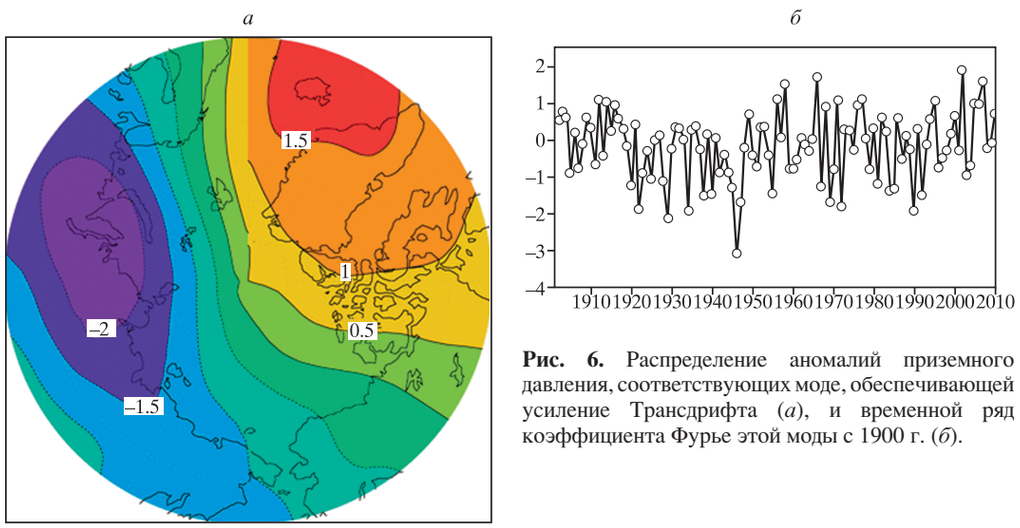


Рис. 6. Распределение аномалий приземного давления, соответствующих моде, обеспечивающей усиление Трансдрифта (*а*), и временной ряд коэффициента Фурье этой моды с 1900 г. (*б*).

ls.zem_4_2013.indd 3 7/10/13 8:22:36 AM

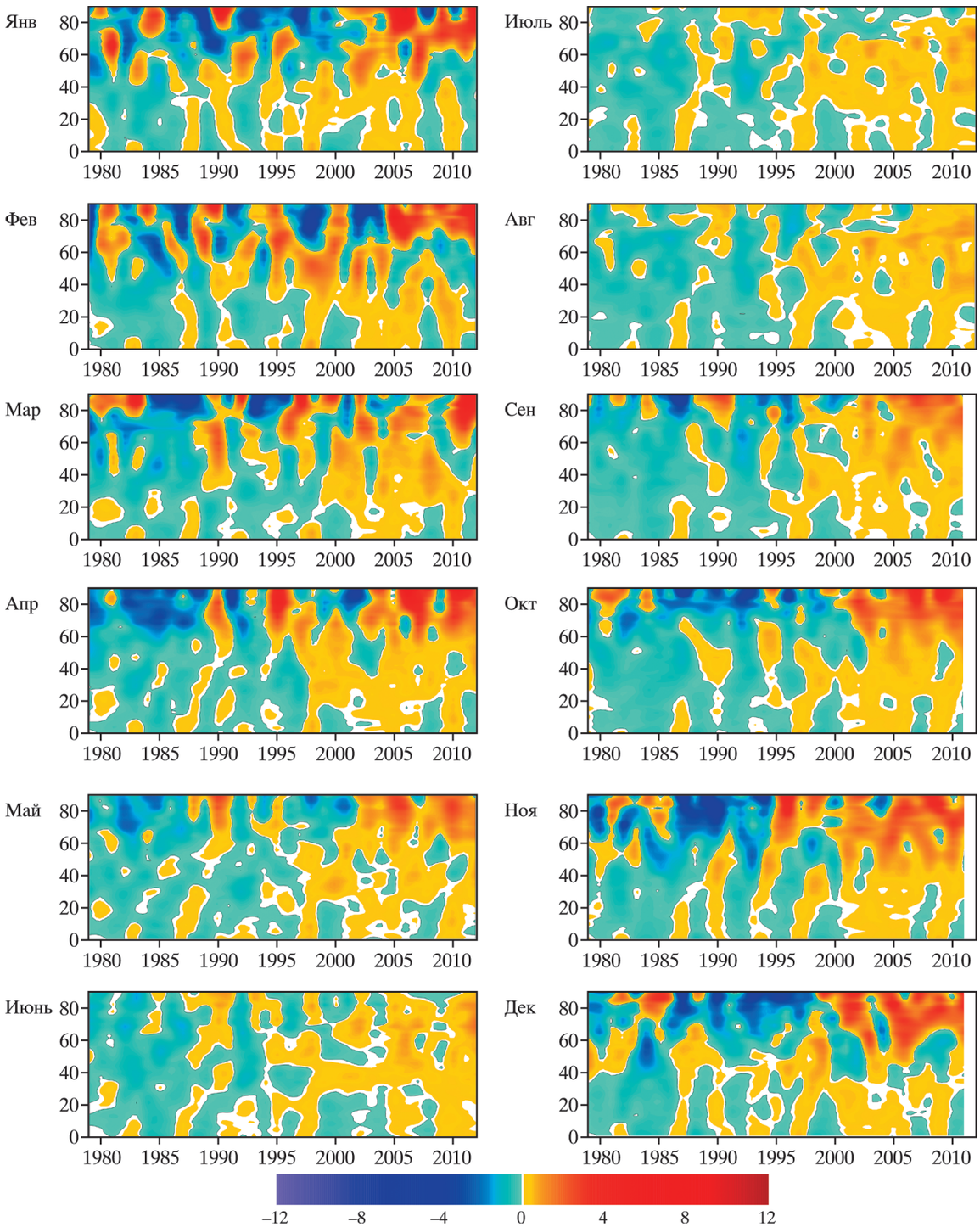


Рис. 5. Временное распределение аномалий приземной температуры воздуха (ºС), осредненных вдоль широтных кругов Северного полушария.

ls.zem_4_2013.indd 4 7/10/13 8:22:37 AM

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 66–71

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА СВЯЗИ АРКТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ (АО) И ОСАДКОВ ХОЛОДНОГО СЕЗОНА НА ТЕРРИТОРИИ БОЛЬШОГО ВАСЮГАНСКОГО БОЛОТА (БВБ)

© 2013 г. Н. Н. Безуглова[1]*, Ю. А. Суковатов[2], К. Ю. Суковатов[1]

[1] Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул

[2] Алтайский государственный университет, Барнаул

**E-mail: bezuglovan@gmail.com*

Поступила в редакцию 23.01.2013 г.

Работа посвящена использованию методов спектрального анализа (метода Уэлча) и вейвлет-преобразований для обработки временных рядов геофизических параметров, полученных с помощью данных спутниковых и наземных наблюдений (архивы Monthly Willmott and Matsuura Global Precipitation и данные Global Precipitation Climatology Project). Установлено, что периодическая составляющая ряда осадков холодного сезона на территории Большого Васюганского болота в значительной степени зависит от колебаний индекса Арктической осцилляции. Определены общие периоды колебаний в исследуемых рядах – 2–3 года, 8, 12 лет, а также фазовые соотношения.

Ключевые слова: данные GPCP, Арктическое колебание (АО), спектральный анализ (метод Уэлча), вейвлет-преобразования, Большое Васюганское болото (БВБ).

DOI: 10.7868/S0205961413040015

ВВЕДЕНИЕ

В рамках программы исследования глобального климата (WCRP) был инициирован проект Global Precipitation Climatology Project (GPCP) для количественной оценки распределения осадков по земному шару за большие промежутки времени. На основе спутниковых измерений при участии международной группы экспертов созданы комбинированные ряды месячных, пентадных и ежедневных осадков. Определение атмосферных осадков с помощью дистанционного зондирования (ДЗ) основано на поглощении излучения на определенных длинах волн в микроволновом (МКВ) диапазоне электромагнитного спектра. Дискретность наблюдений при использовании дистанционных методов, как правило, составляет один раз в сутки. Спутниковые данные по осадкам в ИК-диапазоне были получены с помощью космических аппаратов (КА) серий GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite, США), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, США), GMS (Geostationary Meteorological Satellite, Япония).

Анализ данных об изменении климата опирается на результаты непосредственных приземных наблюдений за метеорологическими величинами. Поэтому в современных условиях, с развитием научных и прикладных исследований в области формирования и изменения климата, большое значение приобретают надежность и достоверность временных климатологических рядов, в частности, рядов количества атмосферных осадков. Для восстановления климатологической однородности временных рядов осадков необходимо исключить влияние систематических погрешностей осадкомерных приборов, изменения методик выполнения измерений, числа сроков наблюдений в сутки, а также изменение во времени условий местоположения приборов.

Эта задача была выполнена в рамках GPCP путем объединения массивов спутниковых данных об атмосферных осадках, полученных в ИК- и МКВ-диапазонах с массивами данных наземных наблюдений от более чем 6000 метеорологических станций. Выбранный разработчиками проекта подход обеспечил доступность больших массивов данных для любого региона планеты и однородность форматов данных, что отвечает современным требованиям практического использования данных. Полученные в рамках GCPC данные были использованы для валидации моделей общей циркуляции атмосферы, на которых основаны системы реанализа NCEP/NCAR и ECMWF. Наборы данных GCPC на настоящий момент представляют собой наиболее полные массивы данных, которые могут использоваться для изучения изменений пространственно-временного распределения атмосферных осадков как в региональном, так и в глобальном масштабах.

Макроциркуляционные процессы являются одним из основных факторов, влияющих на формирование климата на планете в целом и отдельных ее регионов в частности. Атмосферная циркуляция в значительной степени определяет режим увлажнения определенной территории (Бардин, Полонский, 2005; Нестеров, 2003; Кабанов, 2000, 2008; Ипполитов и др., 2005). Одним из основных параметров, характеризующих изменения климата в Северном полушарии, является индекс Арктического колебания (АО). Он отражает массообмен атмосферного воздуха между Арктикой и средними широтами, характеризует преобладание влияния на внутриконтинентальные территории широтного или меридионального переноса воздушных масс.

В работах (Jevrejeva et al., 2004; Grinsted et al., 2004) установлена связь АО и ледовых условий арктических морей и Балтийского моря. В ряде работ показано влияние АО и связанного с ним Северо-Атлантического колебания (NAO) на климатические изменения Западной Сибири (Frey, Smith, 2003; Кабанов, 2008; Безуглова и др., 2009).

В настоящей работе выполнен анализ связи Арктического колебания и осадков холодного сезона на территории Большого Васюганского болота (БВБ), фазовых соотношений их временных рядов для установления возможных связей. БВБ – одно из самых больших болот в мире, расположенное в Западной Сибири, в междуречье Оби и Иртыша, на территории Васюганской равнины. БВБ – это природный феномен, не имеющий аналогов в мире. Рассматриваемая территория находится внутри континента и подвержена как влиянию воздушных масс, перемещающихся из Атлантики (при преобладании широтного переноса), так и влиянию арктических воздушных масс (при преобладании меридиональных атмосферных процессов).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Авторами выполнен анализ временных рядов индекса АО и количества осадков зимнего сезона, полученных с помощью наземных (архив Monthly Willmott and Matsuura Global Precipitation) и спутниковых данных (Global Precipitation Climatology Project) для территории БВБ, ограниченной координатами 57°–60° с.ш., 76°–82° в.д. Были использованы данные о месячных суммах осадков за период 1950–2008 гг. (www.disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Среднемесячные значения индексов циркуляции можно найти на сайтах (http://www.cpc.ncep. noaa. gov; http://jisao.washington.edu/pdo/).

МЕТОДЫ

Анализ рядов количества осадков и индекса АО выполнялся с помощью методов корреляционного и спектрального анализа – непараметрического метода Уэлча (основанного на преобразовании Фурье) и вейвлет-преобразования.

Метод Уэлча – один из методов оценки спектра мощности временных рядов с помощью преобразования Фурье, в котором применяются весовые функции и производится разбиение сигнала на перекрывающиеся фрагменты. Применение весовой функции позволяет ослабить растекание спектра и уменьшить смещение получаемой оценки спектра мощности ценой незначительного ухудшения разрешающей способности. Благодаря перекрытию в методе Уэлча используется больше сегментов, поэтому дисперсия оценки спектра мощности оказывается меньше, чем у ранее используемых методов (Марпл-мл., 1990).

Метод Фурье позволяет определить периодические составляющие временного ряда, однако не может показать эволюцию этих составляющих со временем. В отличие от традиционно применяемого для анализа сигналов преобразования Фурье, вейвлет-преобразование обеспечивает двумерную развертку исследуемого одномерного сигнала, при этом масштабы и время рассматриваются как независимые переменные. В результате появляется возможность анализировать свойства сигнала одновременно по времени и в частотном пространстве. Доверительные пределы для вейвлет-спектра были получены (Torrence, Compo, 1998), доверительные пределы для вейвлет-когерентности – в работе (Grinsted et al., 2004).

Вейвлет-преобразование позволяет выявить колебания с большими значениями амплитуд на определенных временных отрезках. Кросс-вейвлет и вейвлет-когерентность позволяют анализировать два физических явления, изменения в которых должны быть связаны с точки зрения климатической системы. Кросс-вейвлет позволяет выявить области с большими значениями величины $\left|W_n^{XY}(s)\right|$ и характеризует степень взаимосвязи двух временных рядов (Torrence, Compo, 1998)

$$\left|W_n^{XY}(s)\right| = \left|W_n^{X}(s)\,W_n^{Y*}(s)\right|, \qquad (1)$$

где $\left|W_n^{XY}(s)\right|$ – кросс-вейвлет мощность; $W_n^{X}(s)$, $W_n^{Y}(s)$ – вейвлет-преобразования двух рядов; $W_n^{Y*}(s)$ – комплексно-сопряженная величина $W_n^{Y}(s)$. Вейвлет-когерентность показывает наличие когерентных колебаний исследуемых процессов, причем амплитуды их могут быть невелики. Таким образом, эти методы могут быть использованы для установления возможных физических механизмов связи между исследуемыми явлениями.

В работе используется вейвлет Морле (2) с параметром $\omega_0 = 6$, для которого оптимальны разре-

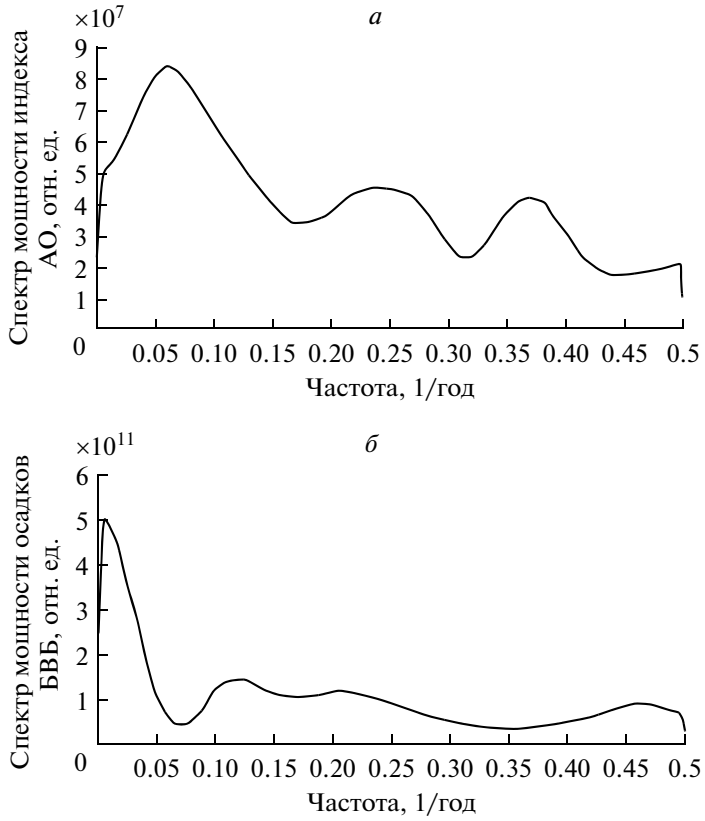


Рис. 1. Спектральные плотности мощности: *а* – индекса АО; *б* – осадков на территорий ББВ для холодного сезона.

шения по временным масштабам и по времени (временному сдвигу)

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-1/2\eta^2}, \qquad (2)$$

где ω_0 – безразмерная частота, η – безразмерное время.

Кроме этого, при использовании данного вейвлета, периоды совпадают с масштабами вейвлет-преобразования, что очень удобно. На рис. 2–4 по вертикальной оси отложены периоды в годах, по горизонтальной – сдвиг по времени в годах. Для расчетов вейвлет-преобразования использовались программы, которые находятся в свободном доступе в сети (Grinsted et al., 2004). Толстыми линиями на рис. 2–4 обозначен 95%-доверительный предел по мощности сигнала, в предположении, что фоновым сигналом является красный шум, т.е. с вероятностью 95% наблюдаемый максимум не принадлежит шуму, значит, представляет собой детерминированные колебания. В отличие от белого шума, мощность которого постоянна на разных частотах, мощность красного шума возрастает на низких частотах. Красный шум может быть получен из белого шума с помощью авторегрессии порядка 1. Многие геофизические временные ряды могут быть смоделированы с помощью белого или красного шума (Torrence, Compo, 1998). Есть основания полагать, что оценки доверительных пределов, определяемые при обычной методике расчета вейвлет-преобразования (Torrence, Compo, 1998; Grinsted et al., 2004), являются завышенными, но этот вопрос заслуживает отдельного рассмотрения. Для тестирования метода (Grinsted et al., 2004) задавался сигнал в виде синусоиды с заданными периодами с добавлением белого шума. Построенное вейвлет-преобразование тестового сигнала показало хорошую точность этого метода.

Вейвлет-когерентность двух временных рядов определяется следующим образом (Torrence, Webster, 1999):

$$R_n^2(s) = \left|S\left(s^{-1}W_n^{XY}(s)\right)\right|^2 \Big/ S\left(s^{-1}\left|W_n^X(s)\right|^2\right) S\left(s^{-1}\left|W_n^Y(s)\right|^2\right).$$

Здесь в числителе стоит кросс-вейвлет-спектр сигналов, в знаменателе – произведение вейвлет-спектров мощности каждого из них, S – усредняющий оператор (Grinsted et al., 2004). Это выражение напоминает обычный коэффициент корреляции двух сигналов, поэтому полезно представлять вейвлет-когерентность как локализованный коэффициент корреляции в частотно-временном пространстве. Для тестирования метода вычисления вейвлет-когерентности задавались синусоидаль-

ные сигналы с различными взаимными сдвигами по фазе от 0 до 2π. Тестирование показало хорошую точность программы.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Корреляционный анализ исследуемых рядов для холодного (ноябрь–март) сезона показал наличие значимой корреляции между исследуемыми рядами ($R = 0.39$, уровень значимости $p < 0.05$).

Для выявления скрытых периодичностей в рядах осадков и индексов атмосферной циркуляции были рассчитаны спектральные мощности плотности указанных рядов с использованием непараметрического метода Уэлча.

На рис. 1*а*,*б* представлены спектральные плотности мощности индекса АО и осадков на территорий БВБ для холодного сезона. Из графиков видно, что в холодный сезон периоды колебаний индекса АО составляют 12–20 и 2–5 лет, а осадков на территории БВБ – 8–12 и 2–5 лет.

В качестве примера двух физических явлений, изменения в которых должны быть связаны с точки зрения климатической системы, рассматриваем средние за зимний сезон значения индекса циркуляции АО, а также количество осадков на территории БВБ с использованием вейвлет-преобразования, кросс-вейвлет и вейвлет-когерентности.

На рис. 2 приведены непрерывные вейвлет-преобразования временных рядов АО и осадков на территории БВБ за зимний сезон. Тонкой линией отмечен конус доверия, за пределами которого краевые эффекты искажают картину преобразования. Краевой эффект появляется за счет конечной длины вейвлетов, поэтому на больших масштабах конус доверия вейвлет-преобразования существенно уменьшается. На графике АО видны сильные колебания с периодами в два–три года на временном интервале 1995–2005 гг. Кроме того, отмечаются усиление колебания с периодами около четырех лет, примерно с 1965 по 1975 гг., хотя их мощность не превышает 95%-доверительный предел. Наблюдаются также усиление колебания с периодами около восьми лет, происходившие с 1970 по 1995 гг., их мощность также не превышает доверительный предел. Нижняя часть вейвлет-спектра показывает, что, возможно, существуют колебания с периодами более 16 лет, для их определения недостаточно имеющейся длины ряда. Указанные периоды колебаний соответствуют рассчитанным с помощью метода Уэлча. На графике осадков на территории БВБ максимум с периодом около четырех лет располагается на интервале примерно с 1977 по 1983 гг. Максимум два–три года наблюдается с 2000 по 2008 гг. на границе конуса доверия. Слабый максимум около восьми лет наблюдается примерно с

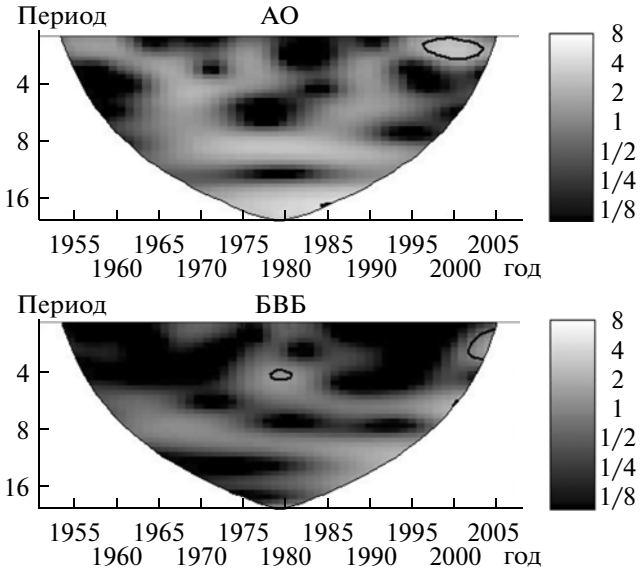


Рис. 2. Вейвлет-преобразования рядов АО и осадков ББВ для холодного сезона.

1965 по 1995 гг. Максимумы, аналогичные максимумам АО, на графике присутствуют, но они отличаются по мощности и сдвинуты по времени.

Для уточнения картины связи процессов полезно рассчитать их кросс-вейвлет-спектр и вейвлет-когерентность (Grinsted et al., 2004). На рис. 3 представлены графики вейвлет-когерентности исследуемых временных рядов. Толстой линией обозначены области, где коэффициент когерентности превышает 95%-доверительный предел.

В интервале 1987–1994 гг. наблюдается статистически значимая область когерентных изменений сигналов с периодами два–три года. Сигналы находятся скорее в фазе (направление стрелок), точнее, ББВ отстает по фазе от АО на π/4. По времени отставание колебаний осадков на ББВ от колебаний АО составляет около трех месяцев. Более слабая область когерентного изменения сигналов с периодом около трех лет находится в интервале 1975–1982 гг. Здесь значение коэффициента когерентности не достигает 5%-ного уровня значимости. В области периодов около 10–12 лет видна большая статистически значимая область когерентного изменения сигналов в интервале 1965-1990 гг. На временном отрезке 1965–1980 гг. изменения осадков на ББВ опережают колебания АО на π/4, т.е. на 1.5 года. После 1980 г. наблюдается когерентное изменение сигналов. Отличия в фазовых соотношениях одних и тех же сигналов для периодов два–три года и 12 лет на временном отрезке 1965–1980 гг. предположительно вызваны разными механизмами распространения сигнала от полярных широт к умеренным.

На рис. 4 приведен график кросс-вейвлет-преобразования рассматриваемых сигналов. Из гра-

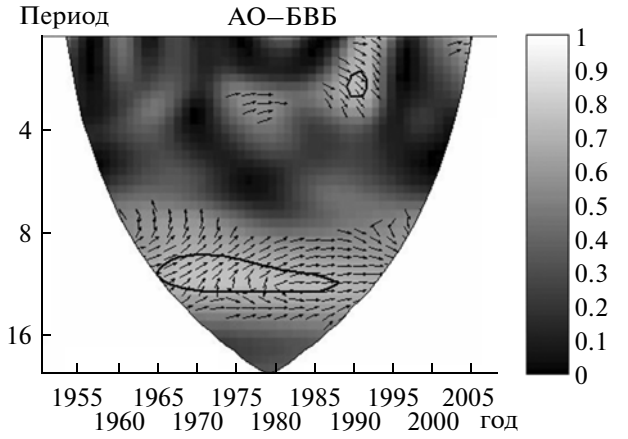


Рис. 3. Вейвлет-когерентности временных рядов индекса АО и осадков БВБ для холодного сезона.

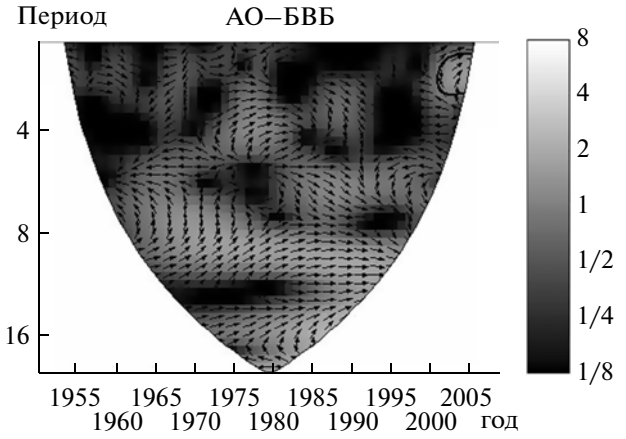


Рис. 4. Кросс-вейвлет рядов индекса АО и осадков БВБ для холодного сезона.

фика видно, что в максимум кросс-вейвлет спектра соответствует периодам 8–12 лет, процессы в этой области находятся скорее в фазе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование комбинированных массивов данных, состоящих из спутниковых данных, полученных в ИК- и МКВ-диапазонах, а также данных широкой сети станций наземных наблюдений позволяет исследовать связи между характеристиками климатической системы в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Применение методов спектрального, кросс-вейвлет анализа и анализа вейвлет-когерентности позволило установить, что периодическая составляющая ряда осадков холодного сезона на территории БВБ в значительной степени зависит от колебаний индекса АО. В интервале 1987–1994 гг. наблюдается статистически значимая область когерентных изменений сигналов с периодами два–три года, причем отставание колебаний зимних осадков на БВБ от колебаний АО составляет около трех месяцев. В области периодов около 12 лет видна большая статистически значимая область когерентного изменения сигналов в интервале 1965–1990 гг. На временном отрезке 1965–1980 гг. изменения осадков на БВБ опережают колебания АО на $\pi/4$, т.е. на полтора года. После 1980 г. наблюдается когерентное изменение сигналов. Отличия в фазовых соотношениях одних и тех же сигналов для периодов два-три года и 12 лет на временном отрезке 1965–1980 гг. предположительно вызваны разными механизмами распространения сигнала от полярных широт к умеренным. Возможно, подтверждается предположение, сделанное в работе (Jevreeva et al., 2004), что атмосферные колебания с периодами 2.2, 3.5, 5.7 года, которые проявляются в Арктике, тремя месяцами ранее генерируются в тропической части Тихого океана и распространяются на восток (индекс циркуляции SOI). Колебания с периодами более 12 лет генерируются в западной части Тихого океана, их влияние на Арктику проявляется через 1.8–2.1 года за счет более сложных условий распространения.

Работа выполнена в рамках Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 69 “Интегрированные исследования климатических, гидрологических и экосистемных процессов на территории болот Западной Сибири”.

Работа одного из авторов (Суковатова Ю.А.) выполнена при частичной поддержке Программы стратегического развития Алтайского государственного университета (НОК-2, подпроект 2.1.2.1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С. 3–13.

Безуглова Н.Н., Зинченко Г.С., Суковатов Ю.А. Периодичность многолетних рядов приземных температур и некоторых индексов циркуляции атмосферы на юге Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 1. С. 22–24.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.

Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Логинов С.В. Закономерности современных природно-климатических изменений в Сибири: периодичность приземных температур, давления и некоторых геофизических индексов // География и природные ресурсы. 2005. № 3. С. 13–20.

Кабанов М.В. Природно-климатические изменения. Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4 / Под ред. М.В. Кабанова. Томск: МГП РАСКО, 2000. 270 с.

Кабанов М.В. Некоторые закономерности климатических и экосистемных изменений в Сибири // Журн. СФУ. Биология. 2008. Т. 1. № 4. P. 312–322.

Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990. 265 с.

Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 64–74.

Frey K.E., Smith L.C. Recent temperature and precipitation increase in West Siberia and their association with Arctic Oscillation // Polar Res. 2003. V. 22. № 2. P. 287–300.

Grinsted A., Moore J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series // Nonlin. Proc. Geophys. 2004. V. 11. P. 561–566.

Jevrejeva S., Moore J.C., Grinsted A. Oceanic and atmospheric transport of multiyear El Nino–Southern Oscillation (ENSO) signatures to the polar regions // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № L24210. doi: 10.1029/2004GL020871.

Schweiger A.J. Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. P. 2207.

Steele M., Ermold W. Salinity trends on the East Siberian shelves // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L24308. doi: 10.1029/2004GL021302.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. № 9. P. 1297–1300. doi: 10.1029/98GL00950.

Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. P. 61–78.

Torrence C., Webste P. Interdecadal changes in the ESNO-Monsoon System // J. Clim. 1999. V. 12. P. 2679–2690.

Analysis of Arctic Oscillation (AO) and the Cold Season Precipitation at the Territory of the Bolshoe Vasuganskoe Boloto (BVB) Using Satellite data

N. N. Bezuglova[1], Yu. A. Sukovatov[2], K. Yu. Sukovatov[1]

[1] *Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul*

[2] *Altai State University, Barnaul*

The work is devoted to the methods of spectral analysis (Welch's method) and wavelet transforms for processing time series of geophysical parameters derived using data from satellite (GPCP Project) and ground-based observations (Monthly Willmott and Matsuura Global Precipitation Files). It is found that the periodic component of cold season precipitation in the BVB is largely dependent on the oscillations of the index AO. The common oscillation periods in the test series (2–3, 8, 12 years), and phase relationships are determined.

Keywords: GPCP data, Arctic oscillation (AO), spectral analysis (Welch's method), wavelet transforms, Bolshoe Vasuganskoe boloto

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 72–82

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ РАДИОТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ СИСТЕМЫ ОКЕАН–АТМОСФЕРА ВЫСОКОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИСКРЕТИЗАЦИИ ПО СПУТНИКОВЫМ МИКРОВОЛНОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

© 2013 г. Д. М. Ермаков[1, 2]*, М. Д. Раев[2], А. П. Чернушич[1], Е. А. Шарков[2]**

[1] Институт радиотехники и электроники РАН, Фрязинский филиал, Фрязино Московской обл.

[2] Институт космических исследований РАН, Москва

**E-mail: dima@ire.rssi.ru*

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

Поступила в редакцию 30.12.2012 г.

В работе обсужден алгоритм построения глобальных радиотепловых полей системы океан–атмосфера высокой пространственно-временной детальности по спутниковым измерениям. Основное внимание уделено проблеме построения опорных ежесуточных изображений высокого пространственного разрешения. Построение таких опорных карт является важным подготовительным шагом для дальнейшего применения предложенной и реализованной авторами ранее методики пространственно-временной интерполяции. Разработанный программный комплекс, реализующий описанные алгоритмы, позволяет получить глобальные анимированные радиотепловые поля с временным шагом 1.5 ч и пространственным разрешением 0.2°. Достигнутые параметры принципиально важны для анализа сложных, быстро протекающих и энергоемких процессов в системе океан–атмосфера, связанных, в частности, с формированием и эволюцией тропических циклонов.

Ключевые слова: спутниковое микроволновое зондирование, интегральное паросодержание атмосферы, пространственно-временная интерполяция

DOI: 10.7868/S0205961413040027

ВВЕДЕНИЕ

Задачи исследования быстрых энергоемких процессов в системе атмосфера–океан, такие как прогнозирование возникновения первичных форм тропического возмущения, детальное изучение его структурных, динамических и термодинамических особенностей и характеристик окружающей среды в момент резкой интенсификации возмущения и перехода в развитую форму тропического циклона (ТЦ), занимают важное место в программах дистанционного мониторинга атмосферных катастроф (Шарков, 2010; Sharkov, 1998, 2012). В виду недостаточного пространственно-временного разрешения спутниковой информации в микроволновом диапазоне подобные исследования проводятся путем накопления данных на значительных временных интервалах и/или по большим площадям. В результате выявленные связи и построенные критерии эволюции ТЦ, (Ростовцева, Гончаренко, 2010) носят статистический смысл, характеризуя вероятность интенсификации ТЦ в пространственно-временном сегменте, определяемом масштабами осреднения. Поиск детерминированного критерия индивидуального циклогенеза по микроволновым данным требует принципиально иного подхода.

В работе (Ермаков и др., 2011) авторами предложена методика построения анимированных карт поля интегрального паросодержания атмосферы (далее поля *И*). Развитие этой методики лежит в русле принятого авторами анимационного подхода (Ермаков и др., 2007) к анализу спутниковых дистанционных данных. Подобный анимационный подход находит все более широкое применение при исследовании быстро развивающихся процессов в атмосфере (Wimmers, Velden, 2007; 2011). Суть его заключается в применении различных интерполяционных моделей для построения по спутниковым данным карт восстанавливаемых атмосферных параметров высокой дискретизации по пространству и времени. Принципиальным отличием предложенной авторами методики от известных, цитированных выше, аналогов является замкнутость алгоритма относительно входных данных спутниковых измерений. Так, в (Wimmers, Velden, 2011) помимо радиотепловых данных к расчетам привлекались данные о полях ветра, полученные из независи-

мых оценок по циркуляционным моделям и/или по оперативным спутниковым измерениям. При этом параметры связи между полями ветра на разных горизонтах и кинематикой поля W в указанной работе были частично подобраны эмпирически методом проб и ошибок.

В предложенной авторами методике для расчета эволюции поля W на коротких интервалах времени (порядка 1.5–3 ч) применена известная модель оценки и компенсации движения (Richardson, 2003), позволяющая избежать привлечения дополнительных спутниковых данных и модельных расчетов. Методика была успешно опробована на практике при анализе данных SSM/I формата GRID (данные на регулярной градусной сетке с шагом 0.5°), полученных за период наблюдений 23 августа–03 сентября 2005 г. (ТЦ Katrina) со спутников F13, F14, F15 серии DMSP (NASA). На основе разработанного программно-алгоритмического подхода решена важная задача о нахождении "мгновенного" источника скрытой энергии при интенсификации ТЦ Katrina по данным микроволнового спутникового зондирования комплекса SSM/I (Ермаков и др., 2012а, 2012б). Аналогичный эффект образования высокоэнергетического купола в поле водяного пара в момент интенсификации ТЦ был обнаружен ранее (Шарков и др., 2011) при анализе эволюции ТЦ Francisco (2001). Из анализа этой серии работ следует, что повышение пространственного разрешения опорных ежесуточных карт и уменьшение временной дискретизации при построении глобального поля водяного пара являются принципиальными моментами для выполнения комплексного анализа эволюции мигрирующих полей W и эволюции траекторий ТЦ на качественно более высоком уровне.

Одной из ключевых задач при использовании и дальнейшем развитии авторской методики является удовлетворение требования к качеству опорных (ежесуточных) карт W: при их построении необходимо минимизировать (в идеале – устранить) как области, не покрытые измерениями, так и артефакты, связанные с асинхронностью измерений приборами, размещенными на разных спутниках. В настоящей работе подробно описан разработанный авторами алгоритм, позволяющий строить по две опорные карты полей W на каждые сутки измерений с пространственным разрешением 0.2° при полном покрытии поверхности Земли, привлекая исключительно данные SSM/I нескольких спутников серии DMSP. Алгоритм отработан и проиллюстрирован на примере обработки периода измерений SSM/I за 28 июля–26 августа 2000 г. (ТЦ Alberto). Полученные опорные карты после дальнейшей временной интерполяции по авторской методике (Ермаков и др., 2011), позволили создать анимированную карту поля W глобального покрытия с дискретизацией 0.2° и шагом по времени 1.5 ч, что сопоставимо с параметрами анимационных продуктов, развитых в алгоритмах локальной (Wimmers, Velden, 2007) и региональной (Wimmers, Velden, 2011) интерполяции.

Материал настоящей работы изложен следующим образом. В разделе 1 дана характеристика входной спутниковой информации, описаны наборы данных, используемые в алгоритме интерполяции, и базовые процедуры предварительной подготовки данных. В разделе 2 объяснена система принятых в работе обозначений, даны определения некоторых часто используемых вспомогательных величин и описан способ интерполяции измерений на регулярную градусную сетку с шагом 0.2°.

Раздел 3 посвящен важной проблеме сшивки лакун. Лакунами в работе названы области отсутствия спутниковых данных из-за расхождения сканового полос на низких и средних широтах. Лакуны вносят неустойчивость в результаты расчетов по модели оценки и компенсации движения вследствие краевых эффектов на границах. Процедура сшивки лакун направлена на минимизацию этих возмущений и максимально полное использование наличной спутниковой информации для анализа эволюции поля W.

Разделы 4 и 5 посвящены решению проблем суточного перехода и потери данных в результате сбоев (пауз) в работе приборов. Под суточным переходом понимается лакуна на суточной карте W, по две стороны которой располагаются данные, отстоящие друг от друга по времени измерений примерно на 24 ч. Применение процедуры сшивки лакун для суточного перехода некорректно, поэтому проблема решена переносом суточного перехода в область, не информативную в контексте решаемой задачи (в данном случае – в область над Африкой). Потери данных в результате сбоев одного из приборов могут быть компенсированы привлечением дополнительных спутниковых данных либо применением процедуры сшивки лакун. Обсуждены обе возможности, и приведен пример комплексного подхода, заключающегося в последовательном использовании каждой из них.

В разделе 6 представлены результаты обработки данных SSM/I по описанным выше методикам: детальные опорные карты поля W и полученная на их основе анимированная карта W с пространственным разрешением 0.2° и шагом по времени 1.5 ч. В заключении обсуждены итоги и перспективы работы в свете активно развивающегося и находящего все большее применение в мировой практике анимационного подхода.

1. ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Данные спутниковых измерений SSM/I в формате SWATH поставляются в файлах двух типов:

собственно радиояркостных температур в семи каналах SSM/I и сопутствующей информации (географической привязки, времени измерений, типа подстилающей поверхности, признаков качества данных и т.д.). В отличие от формата GRID (измерения, накопленные за сутки и приведенные к регулярной градусной сетке), в формате SWATH структурной единицей хранения данных является полоса – совокупность измерений, полученных на пролете спутником половины орбиты (на восходящем или нисходящем витке). Всего за сутки получается около 29 таких витков и соответственно столько же наборов файлов радиояркостных температур и сопутствующей информации. Внутреннее представление данных в файлах соответствует стандарту HDF. Поскольку стандарт поддержан набором полнофункциональных библиотек, для работы с файлами hdf можно использовать разнообразное программное обеспечение сторонних разработчиков, а также создавать собственные специализированные приложения (Ермаков и др., 2007). Кроме того, группа разработчиков HDFGroup (www.hdfgroup.org), занимающаяся в настоящее время поддержкой и развитием стандарта HDF, предлагает собственные свободно распространяемые программные продукты. Так, в настоящей работе при организации потоковой обработки архивных данных SSM/I была использована консольная утилита hdp, которая позволяет избирательно экспортировать данные из файлов hdf в файлы других форматов.

Без потери общности можно считать, что после извлечения из файлов hdf использованные в работе данные представляют собой набор одномерных массивов, индексированных порядковым номером измерения i во всем рассматриваемом интервале наблюдений. В этот набор входят массивы радиояркостных температур T_i^c, где верхний индекс c соответствует одному из семи измерительных каналов, а также массивы широт lat_i и долгот lon_i точек измерений и др. На начальном этапе обработки по радиояркостным температурам в каналах T^{22V} (22 ГГц, вертикальная поляризация) и T^{37V} (37 ГГц, вертикальная поляризация) восстанавливались поля интегрального паросодержания атмосферы по формуле, предложенной в (Ruprecht, 1996)

$$W_i = 131.95 - 39.50\ln(280 - T_i^{22V}) + \\ + 12.49\ln(280 - T_i^{37V}). \qquad (1)$$

Следует отметить, что расчет W по формуле (1) не является требованием описываемой далее методики. Вместо этого возможно использование других алгоритмов восстановления интегрального паросодержания (или других геофизических характеристик) по радиотепловым сигналам, а также, в принципе, непосредственно полей радиояркостных температур.

Необходимым условием является удовлетворение более общего предположения, а именно - справедливости применяемой известной модели оценки и компенсации движения (Richardson, 2003). В контексте решаемых задач физический смысл этого условия заключается в том, что изменения поля восстанавливаемой величины во времени объясняются в основном адвективными потоками в системе атмосфера–подстилающая поверхность, а все прочие процессы (конвективный перенос, фазовые переходы и т.д.) на большинстве рассматриваемых пространственно-временных масштабов вносят поправки следующего порядка малости. С учетом (1) далее в работе все методики интерполяции рассматриваются применительно к полю восстановленного по данным SSM/I интегрального паросодержания атмосферы (далее полю W). Считается, что i-му измерению, выполненному над точкой с широтой lat_i и долготой lon_i, соответствует значение W_i (1). Кроме массивов указанных величин используется массив q_i признаков качества данных и типа подстилающей поверхности, которые наряду с географическими координатами извлекаются из архивных файлов сопутствующей информации.

Следует иметь в виду, что для заданного интервала наблюдений могут быть доступны данные измерений SSM/I с нескольких спутников серии DMSP. Чтобы различать массивы данных, относящихся к измерениям с разных спутников, а также данные, полученные на восходящих и нисходящих витках каждого спутника, будем использовать верхний индекс, например W_i^s, где s может принимать значения 13A (восходящие витки спутника F13), 13D (нисходящие витки F13), 14A и т.д.

2. ИНТЕРПОЛЯЦИЯ НА РЕГУЛЯРНУЮ СЕТКУ

Предложенная авторами методика построения анимированных карт интегрального паросодержания атмосферы, опирающаяся на известный алгоритм оценки и компенсации движения, предполагает вычисления на регулярной градусной сетке при необходимом условии отсутствия пропусков в данных (незаполненных узлов сетки). Ранее это условие удовлетворялось путем комплексирования данных SSM/I в формате GRID, полученных с нескольких спутников серии DMSP (Ермаков и др., 2011). При этом было отмечено, что данные формата GRID (пространственное разрешение 0.5°) не способны обеспечить требуемую в ряде задач детальность карт поля W. Для повышения детальности было предложено перейти к обработке данных в формате SWATH, которые следует пред-

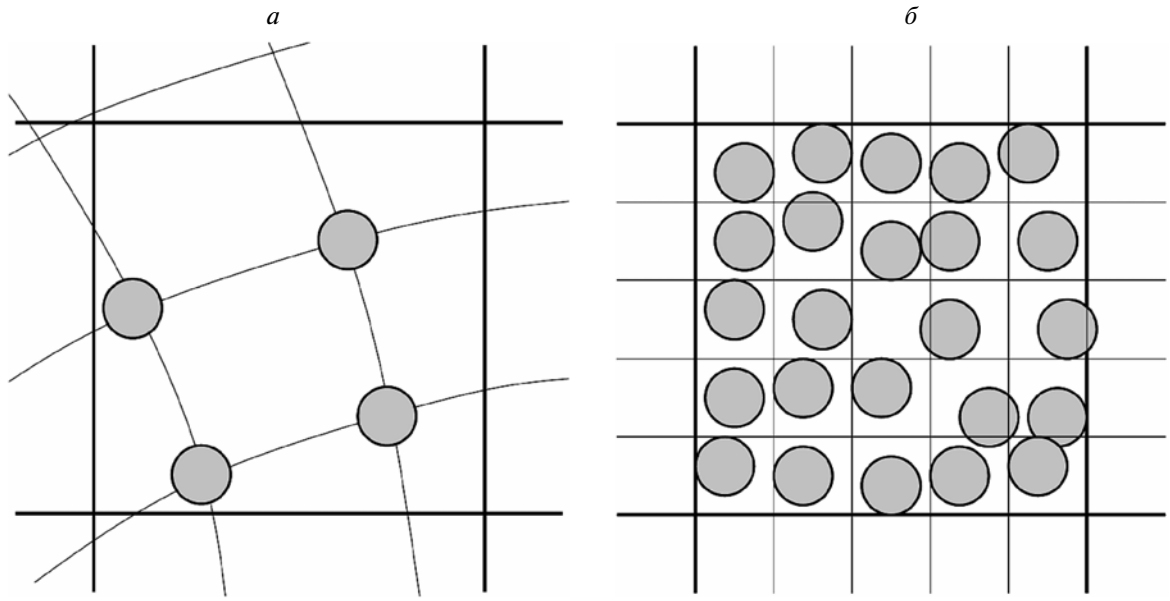


Рис. 1. Интерполяция данных SSM/I в формате SWATH на регулярную сетку. Тонкие линии на: *а* – линии сканирования SSM/I; *б* – ячейки сетки 0.1°. Толстые линии – ячейка сетки GRID (0.5°). Кружки – точки измерений SSM/I.

варительно интерполировать на регулярную сетку с меньшим шагом. При однократном пролете спутника над экваториальной областью в каждую ячейку сетки GRID попадает в среднем около четырех измерений прибора SSM/I (рис. 1*а*). Накопление в суточном интервале измерений с трех спутников на восходящих и нисходящих витках практически обеспечивает полное покрытие узлов регулярной сетки с шагом 0.1° (рис. 1*б*). При этом, однако, для ряда приложений становится критичной асинхронность накопленных измерений. В настоящей работе шаг сетки был выбран равным $d = 0.2°$. Он близок к шагу измерений SSM/I и размеру пятна разрешения низкочастотных каналов на экваторе, а, с другой стороны, обеспечивает детальность карт поля W, сопоставимую с детальностью аналогичных анимационных продуктов, активно развивающихся и находящих применение в мировой практике (Wimmers, Velden, 2011).

Учитывая диапазон допустимых значений широт (от –90° на юге до +90° на севере) и долгот (от –180° на западе до +180° на востоке), а также заданный шаг в 0.2°, удобно выбрать размеры сетки, равные $L = 360°/0.2° = 1800$ точек по ширине и $H = 180°/0.2 = 900$ точек по высоте, а узлы сетки обозначать с помощью пары индексов: $x = 1..L$ – порядкового номера узла в строке и $y = 1..H$ – порядкового номера строки. При этом считается, что верхняя строка ($y = 1$) соответствует +90° широты (северный полюс), левый столбец ($x = 1$) – 180° долготы. Для i-го наблюдения, выполненного над точкой с географическими координатами lat_i и lon_i, ближайший узел регулярной сетки (x_i, y_i) находится по формуле

$$\begin{aligned} x_i &= \left[(lon_i + 180°)/0.2° + 0.5\right], \\ y_i &= \left[(-lat_i + 90°)/0.2° + 0.5\right], \end{aligned} \qquad (2)$$

где квадратные скобки обозначают операцию округления до целого.

Величину W, интерполированную на регулярную сетку, будем отличать по наличию у нее двух нижних индексов $W_{x,y}$, соответствующих координатам узла сетки. Дополнительно введем вспомогательную величину $n_{x,y}$, характеризующую заполнение узлов сетки интерполируемыми значениями W.

Интерполяция проводится для данных, полученных на суточном интервале измерений. Данные, относящиеся к измерениям в разные сутки, интерполируются независимо. Для простоты рассмотрим один суточный интервал измерений. Фактически это означает, что пределы изменения нижнего индекса величины W_i^s, $i_{\min}^s \le i \le i_{\max}^s$ выбираются таким образом, чтобы времена измерений каждым из спутников попадали в один суточный интервал времени (верхний индекс s подчеркивает тот факт, что диапазоны порядковых номеров измерений для разных спутников могут различаться).

Интерполяция суточных данных осуществляется в два этапа. На первом этапе инициализируются значения $n_{x,y}$: $n_{x,y} = 0$, $x = 1..L$, $y = 1...H$. Затем значения W_i^s “смещаются” в ближайшие узлы

сетки, а значения $n_{x,y}$ для этих узлов приравниваются 1. С этой целью сначала выбирается набор массивов данных (т.е. последовательность индексов s, определяющих номера спутников и типы витков), которые будут интерполированы совместно. Затем для каждого индекса s из этой последовательности индекс i пробегает весь диапазон своих допустимых значений, при этом для каждого измерения W_i^s рассчитывается по (2) ближайший узел сетки (x, y) и происходит пересчет значений $W_{x,y}$ и $n_{x,y}$ по правилу

$$W_{x,y} := \begin{cases} W_i^s, \text{ при } n_{x,y} = 0, \\ W_{x,y}, \text{ при } n_{x,y} = 1. \end{cases}$$
$$n_{x,y} := 1, \qquad (3)$$
$$i = i_{\min}^s .. i_{\max}^s.$$

Символ ":=" обозначает здесь и далее операцию присваивания переменной нового значения. Как видно из (3), изменение значения $W_{x,y}$ происходит только в том случае, если соответствующий узел сетки не был ранее заполнен ($n_{x,y} = 0$). После заполнения узла значение $n_{x,y}$ устанавливается равным 1, что исключает повторный пересчет $W_{x,y}$ в (3).

По завершении первого этапа интерполяции существенная доля узлов сетки остается незаполненной. Это происходит по одной из трех причин. Случаи, относящиеся к двум первым причинам, расхождению спутниковых витков вблизи экватора (см. раздел 3) и пропусков данных из-за отдельных сбоев в работе приборов (см. раздел 5), рассмотрены ниже. Третья причина состоит в том, что (3) не учитывает реальных размеров пятна разрешения прибора на поверхности и осуществляет интерполяцию простым "сдвигом" значений к ближайшим узлам сетки. При этом, как правило, возникает ситуация чередования заполненных и незаполненных узлов сетки в пределах полосы сканирования. Для заполнения таких пропущенных узлов (с учетом гладкости изменения поля W – на масштабах шага сетки d) осуществляется второй этап интерполяции W по ближайшим соседям. При этом принимается правило, что интерполяция в заданном незаполненном узле осуществляется только в том случае, если хотя бы два его соседних узла заполнены – этому узлу присваивается значение, равное среднему арифметическому значению во всех заполненных соседних узлах. При поиске заполненных соседних узлов учитывается циклический переход меридиана 180°, т.е. крайний левый и крайний правый узлы каждой строки также считаются соседними.

Второй этап интерполяции выполняется однократно, заполненные на этом этапе узлы сетки не учитываются при заполнении оставшихся узлов.

Важным вопросом является выбор последовательности индексов s, используемых на этапе интерполяции по формуле (3). Привлечение данных большого числа спутников или объединение на одной сетке данных восходящих и нисходящих витков приводит к возникновению характерных артефактов, связанных с асинхронностью измерений: фантомное удвоение наблюдаемых объектов, возникновение резких границ и сдвиговых искажений, скачки значений восстанавливаемых параметров, связанные с суточным ходом радиояркостных температур. Их проявления иллюстрирует пример на рис. 2*а* (см. на цветн. вклейке), на котором представлен интерполированный фрагмент карты W, полученный по измерениям на восходящих витках спутников F13, F14 и F15 серии DMSP за 12.08.2000 г. Видно "раздвоившееся" тело циклона, зарегистрированного с трехчасовой разницей сначала со спутника F13, а затем со спутников F14 и F15, а также границы, вызванные эволюцией поля W в этот интервал времени, и характерную "зашумленность" вследствие суточного хода температур. Исключение данных F13 практически полностью устраняют отмеченные артефакты (рис. 2*б*). Тщательный анализ результатов объединения информации с разных спутников для выбранного интервала времени (июль/август 2000 г.) показал, что наилучшую согласованность по времени обеспечивает комплексирование измерений со спутников F14 и F15 (рис. 2*б*), отдельно на восходящих и нисходящих витках, с эпизодическими включениями измерений со спутника F13 (см. раздел 5).

3. СШИВКА ЛАКУН

При использовании только данных спутников F14 и F15 на суточных картах W образуются лакуны – области, не охваченные измерениями вследствие расхождения сканов полос (рис. 3*а* на цветн. вклейке). Их относительная площадь может составлять менее 1%, но их присутствие существенно затрудняет применение алгоритма пространственно-временной интерполяции (Ермаков и др., 2011) для исследования динамики атмосферного паросодержания в связи с краевыми эффектами на границах лакун. Ниже описана предложенная авторами методика, названная "сшивкой лакун". Ее смысл состоит в том, чтобы доопределить поле W в области лакун таким образом, чтобы замаскировать лакуны для более эффективной работы алгоритма пространственно-временной интерполяции, т.е. чтобы расчетные поля адвективных смещений испытывали минимальные возмущения на границах лакун. С этой целью в окрестности лакун производится расчет векторов направлений наименьших локальных изменений поля W по методике, аналогичной применяемой в алгоритме оценки движения (Richard-

son, 2003). Затем производится экстраполяция поля W в область лакун вдоль рассчитанных ранее векторов (по аналогии с алгоритмом компенсации движения). Эту процедуру можно интерпретировать как продолжение основных адвективных потоков, наблюдаемых в поле W, в область лакун. Такой прием не гарантирует восстановление значений W в лакунах с некоторой наперед заданной точностью, но направлен на минимизацию возмущений в решении, получаемом при дальнейшей пространственно-временной интерполяции, и дает возможность максимально использовать все имеющиеся спутниковые данные.

Далее рассмотрим более подробно два основных шага процедуры сшивки лакун: расчет векторов направления экстраполяции и собственно экстраполяции по заданному вектору. Введем массив весовых коэффициентов $w_{x,\,y}$, определенных на всей сетке. В области лакун весовые коэффициенты сначала имеют нулевое значение и могут увеличиваться на дробную величину в процессе сшивки. В областях, заполненных данными после процедуры интерполяции (см. раздел 2), положим $w_{x,\,y} = -1$.

Кроме того, сформулируем правило для вычисления узла (x^j, y^k), удаленного от заданного узла (x, y) на j позиций по горизонтали ($j < 0$ соответствует движению влево, на запад) и k позиций по вертикали ($k < 0$ соответствует движению вверх, на север). При этом учтем циклический переход через меридиан 180° (возврат в крайнюю левую точку строки по достижении ее правого края при движении с запада на восток и наоборот)

$$x^j = (x + L + j - 1)\%L + 1, \quad y^k = y + k. \tag{4}$$

Символ % обозначает операцию взятия остатка от целочисленного деления. Предполагается, что операция (4) никогда не выводит значение y^k за пределы допустимого диапазона $1..H$, так как окрестности полюсов не охвачены измерениями SSM/I и не участвуют в расчетах.

Опишем процедуру расчета вектора направления экстраполяции (рис. 3*а*), относящегося к заданному граничному узлу лакуны (x, y). Пусть узел лежит на западной границе лакуны (серый кружок на рис. 3*а*)

$$w_{x,y} = -1, \quad w_{x^{+1},y} \geq 0, \tag{5}$$

где величина x^{+1} рассчитывается по правилу (4). Сначала необходимо вычислить ширину лакуны l на заданной широте в соответствии со следующим определением:

$$w_{x^l,y} = -1, \quad w_{x^j,y} \geq 0, \quad j = 1..l-1. \tag{6}$$

Ширина лакуны l определяет характерный пространственный масштаб d для поиска вектора направления экстраполяции

$$d = [l/2 - 0.5] \times 2 + 5. \tag{7}$$

Как и ранее, квадратные скобки означают операцию округления до целого, которая применяется для того, чтобы величина d, выраженная в числе узлов сетки, всегда была нечетной. Таким образом, минимальное значение, принимаемое d равно $d_{\min} = 5$ узлам сетки, что соответствует 1° долготы. Ограничение снизу необходимо для обеспечения минимальной статистики при поиске адвективных потоков в поле W. Замечено, однако, что при слишком больших значениях d на этапе экстраполяции происходит потеря особенностей малого масштаба, поэтому дополнительно вводится ограничение сверху

$$d := \begin{cases} d, \text{ при } d < d_{\max}, \\ d_{\max}, \text{ при } d \geq d_{\max}. \end{cases} \tag{8}$$

Значение $d_{\max}$ выбрано равным 19, что соответствует 3.8° долготы. Если ширина лакуны превышает значение $d_{\max}$, процедуру сшивки можно повторять неоднократно, как это пояснено ниже. Граничные значения установлены из общих соображений относительно структуры поля W на масштабах наблюдений и из опыта обработки большого массива данных SSM/I. Нужно отметить, что выбор фиксированных граничных величин не является необходимым требованием представленной методики и может быть изменен оператором при обработке данных.

Определив характерный пространственный масштаб экстраполяции d, алгоритм расчета направления экстраполяции строит к западу от граничного узла (x, y), см. (5), базовое квадратное окно (белый квадрат на рис. 3*а*) со стороной d и верхним левым узлом $B = (x_B, y_B)$, индексы которого определяются по правилу (4)

$$x_B = x^{-d}, \quad y_B = y^{-[d/2-0.5]}. \tag{9}$$

В алгоритме поиска направления экстраполяции используется базовая идея критерия SAD (Sum of Absolute Differences) – сумма абсолютных разностей (Richardson, 2003). SAD использует понятие суммы абсолютных разностей, которая для двух квадратных окон со сторонами d и левыми верхними углами $B(x_B, y_B)$ и $N(x_N, y_N)$ соответственно может быть вычислена следующим образом:

$$S(B,N) = \sum_{j=0}^{d-1}\sum_{i=0}^{d-1} |s_{i,j}|,$$
$$s_{i,j} = \begin{cases} W_{x_B^i,y_B^j} - W_{x_N^i,y_N^j}, \text{ при } w_{x_B^i,y_B^j} = -1,\ w_{x_N^i,y_N^j} = -1, \\ 0, \text{ при } w_{x_B^i,y_B^j} \geq 0 \text{ или } w_{x_N^i,y_N^j} \geq 0. \end{cases} \tag{10}$$

Здесь прямые скобки означают вычисление модуля выражения. Величина $s_{i,j}$ введена для того, чтобы критерий SAD учитывал только значения поля W, вычисленные до этапа сшивки лакун. В обозначении $s_{i,j}$ указания на зависимость от выбора узлов B и N для компактности опущены.

Рассматриваются все фрагменты поля W, отстоящие от фрагмента W в базовом окне (рис. 3*а*) на $d/2$ к западу и удаленные не более чем на $d/2$ к югу и северу (расстояния измеряются по их верхним левым узлам N и B соответственно). Для каждого из возможных N вычисляется сумма S (10). Согласно оригинальному критерию SAD верхний левый узел N^* фрагмента поля W, наименее отличающегося от фрагмента W в базовом окне (серый квадрат на рис. 3*а*), следует искать по минимуму этой суммы.

Однако на величину $S(B, N)$ оказывает влияние число $c(B, N)$ включенных в расчет пар заполненных узлов сетки (10), которое в свою очередь может быть переменным, так как зависит от формы лакуны в окрестности базового окна и других факторов. С учетом этого в качестве N^* брали взвешенное положение всех верхних левых узлов N, с весами, зависящими от соответствующих значений $S(B, N)$

$$N^* = \left(x^{-[3d/2-0.5]}, y_S\right),$$
$$p_{B,N_j} = \exp\left(-S\left(B,N_j\right)\Big/\left(c\left(B,N_j\right)d^2\right)\right),$$
$$y_S = \sum_{j=0}^{d-1} y^{-j} p_{B,N_j} \Bigg/ \sum_{j=0}^{d-1} p_{B,N_j}, \quad N_j = \left(x^{-[3d/2-0.5]}, y^{-j}\right). \tag{11}$$

Здесь $S(B, N_j)$ определено как в (10), $c(B,N)$ – число включенных в расчет по (10) пар заполненных узлов сетки. Весовая функция p подобрана экспериментально таким образом, чтобы отдавать предпочтение фрагментам поля W, наименее отличающимся от фрагмента в базовом окне по критерию SAD с учетом числа узлов, участвовавших в вычислении критерия. Теперь вектор направления экстраполяции для данного узла (x, y) можно вычислить как вектор, соединяющий узел N^* с узлом B, или, разделив для удобства дальнейших вычислений на $d/2$, следующим образом:

$$\mathbf{v} = \left(v_x; v_y\right) = \left(1; 2\left(y_B - y_S\right)/d\right). \tag{12}$$

Полученный вектор (рис. 3*а*) задает направление экстраполяции поля W при заполнении лакуны слева (с запада). Для краткости здесь не будут приведены аналогичные формулы для вычисления направления экстраполяции справа (с востока). Их вывод осуществлялся на основе тех же рассуждений, а отличия от приведенных выше выражений (5)–(12) сводятся к зеркальной замене направления всех вычислений по горизонтали, т.е. практически к замене знака всех переменных горизонтальных индексов и пределов их изменений на противоположные. Ниже описан второй этап сшивки лакун, т.е. собственно процедура экстраполяции поля W в область лакуны по заданному направлению (12).

Процедура экстраполяции состоит в “распространении” значений W, лежащих внутри базового окна (см. выше), в область лакуны в направлении, указанном вектором (12). Значение W в каждом из узлов базового окна может дать вклад в несколько значений в узлах лакуны с весовыми коэффициентами, зависящими от расстояния “распространения”. Максимальное расстояние распространения по горизонтали, D, пропорционально характерному масштабу экстраполяции d

$$D = fd. \tag{13}$$

Как правило, коэффициент f выбирался равным 1, однако по усмотрению оператора может быть задано другое значение, меньшее 1, например, 0.5 или 0.33. Такой вариант экстраполяции может быть полезен для сглаживания слишком изрезанных границ лакуны и/или уменьшения ее ширины до окончательного заполнения. В этом случае лакуна заполняется после повторной процедуры сшивки с новым значением f.

Процедура распространения значения $W_J = W_{x^i,j^j}$ из каждого заполненного узла $J = (x^i, y^j)$, $w_{x^i,y^j} = -1$ базового окна вправо (на восток) состоит в обновлении значений W и весовых коэффициентов w в узлах сетки (x^{i+m}, y^{j+n}), через которые проходит в направлении (12) вектор, начинающийся в узле J и имеющий длину горизонтальной компоненты, равную (13). Обновление W осуществляется прибавлением слагаемого, пропорционального стартовому значению W_J и “коэффициенту затухания”, определяемому текущим расстоянием распространения

$$W_{x^{i+m},y^{j+n}} := \begin{cases} W_{x^{i+m},y^{j+n}} + W_J \exp\left(-2m/d\right), \\ \text{при } w_{x^{i+m},y^{j+n}} \geq 0, \\ W_{x^{i+m},y^{j+n}}, \text{ при } w_{x^{i+m},y^{j+n}} = -1. \end{cases}$$
$$w_{x^{i+m},y^{j+n}} := \begin{cases} w_{x^{i+m},y^{j+n}} + \exp\left(-2m/d\right), \\ \text{при } w_{x^{i+m},y^{j+n}} \geq 0, \\ -1, \text{ при } w_{x^{i+m},y^{j+n}} = -1 \end{cases} \tag{14}$$
$$n = [mv_y], \quad m = 1..D.$$

Как видно из (14), пересчету не подлежат те значения W в узлах сетки отрицательными весами, т.е. рассчитанные до текущей процедуры сшивки, например, на этапе интерполяции (раздел 2). Индексы m и n изменяются согласованно, чтобы направление распространения значения из исходного узла соответствовало вектору (12). Огра-

ничение на максимальное распространение задается предельным значением m (горизонтального сдвига), равным D. Процедура (14) выполняется при всех допустимых значениях m для каждого из заполненных узлов J в пределах базового окна. Аналогичные выражения для распространения значений W на запад из восточной окрестности лакуны из соображений краткости приведены не будут.

Алгоритм выполняет поиск узлов, принадлежащих западным (5) и восточным границам лакун, последовательно проходя все узлы сетки, и для каждого найденного граничного узла рассчитывает вектор экстраполяции (12) и проводит процедуру распространения значений W. Только после того, как для всех граничных узлов выполнены эти процедуры, происходит нормировка значений $W_{x,\,y}$ в лакунах с учетом накопленных весов $w_{x,y}$

$$W_{x,y} := \begin{cases} W_{x,y}/w_{x,y}, \text{ при } w_{x,y} > 0, \\ W_{x,y}, \text{ при } w_{x,y} \le 0. \end{cases} \qquad (15)$$

Результат сшивки для фрагмента поля W, приведенного на рис. 3*а*, показан на рис. 3*б*. Если после однократной сшивки некоторые лакуны остаются не до конца заполненными, процедуру можно повторить. Для этого достаточно заново инициализировать массив весовых коэффициентов $w_{x,\,y}$, приравняв их -1 во всех узлах, где они имеют ненулевые значения. Смысл инициализации заключается в том, чтобы установить все вычисленные к этому моменту значения W (интерполированные и экстраполированные) в качестве исходных (неизменяемых) для следующей процедуры сшивки.

4. СМЕЩЕНИЕ СУТОЧНОГО ПЕРЕХОДА

При построении карт W по данным, накопленным за суточный интервал измерений, неизбежно возникает ситуация, когда измерения двух соседних сканировых полос (соответствующие самому раннему и самому позднему пролетам спутника за сутки) разделяют около 24 ч. Условную линию, проходящую через лакуну, разделяющую эти полосы, будем называть суточной границей, или суточным переходом. Суточный переход часто приходится на критически важные области, например, акваторию Атлантического океана в момент прохождения там тропического циклона. Ясно, что применение процедуры сшивки лакун к окрестности суточного перехода некорректно в связи с быстрой эволюцией поля W.

Решением проблемы суточного разрыва стало его смещение в область, не представляющую интереса в контексте задачи исследования. В настоящей работе все суточные лакуны были смещены в область над Африкой. С этой целью начала суточных интервалов $i^s_{\min}$ (см. раздел 2) для формирования карт W выбирались так, чтобы первая сканировая полоса проходила по западному побережью Африки или чуть восточнее вглубь континента. Соответственно концы суточных интервалов $i^s_{\max}$ обеспечивали прохождение последней сканировой полосы над восточной Африкой.

К посуточно сгруппированным таким образом данным SSM/I применялась сначала процедура интерполяции на регулярную сетку (раздел 2), а затем процедура сшивки лакун (раздел 3). При этом лакуна, соответствующая суточному переходу, приходилась на область над Африкой. Поскольку формально рассчитанные над континентами значения поля W не имели физического смысла и в дальнейшем исключались из анализа, сшивка лакуны суточного перехода над Африкой не влияла на качество получаемых глобальных карт и осуществлялась одновременно со сшивкой других лакун из соображений алгоритмической простоты.

5. ЗАПОЛНЕНИЕ ПРОПУСКОВ ДАННЫХ

В ряде случаев из-за сбоев, технических пауз в работе приборов и т.п. на суточных картах W образуются области “разрывов” сканировых полос, не заполненные данными измерений (рис. 4*а* на цветн. вклейке). Можно предложить два подхода к восполнению данных в этих областях с использованием описанных в разделах 2, 3 методик интерполяции и экстраполяции: привлечение дополнительной спутниковой информации и/или сшивка лакун.

Привлечение дополнительных спутниковых данных алгоритмически тривиально: оно соответствует расширению набора индексов s массивов данных W^s_i. Однако на практике такое расширение не всегда полезно как из-за возможного отсутствия данных в нужной области, так и вследствие указанной выше проблемы асинхронности измерений (рис. 2*а*).

С другой стороны, поскольку ширина незаполненной области, как правило, равна ширине сканировой полосы и значительно превышает среднюю ширину лакуны, то ее заполнение экстраполяцией данных может потребовать многократного применения процедуры сшивки, либо сшивки с большим коэффициентом f (13). При этом могут образовываться характерные для методик экстраполяции артефакты: резкие “стыки”, сдвиговые искажения, накопление ошибок и т.д.

Сравнительно малое число случаев существенных пропусков данных в измерениях SSM/I не позволило к настоящему моменту выработать универсальный подход к решению проблемы разрыва сканировой полосы. На практике в каждом подобном случае был проведен специальный анализ результатов применения каждого из подходов, и оптимальное решение вырабатывалось методом

проб и ошибок. На рис. 4*а* показано, что в заданной области наблюдения в эти сутки измерения со спутника F13 имеют приемлемую синхронизацию с измерениями с F14 и F15. Конфигурацию сковых полос спутников иллюстрирует рис. 4*б*. Таким образом, данные со спутника F13 были использованы для восстановления информации в большей части незаполненной области. К оставшейся части незаполненной области применили процедуру сшивки лакун. Карта *W*, полученная в результате такого комплексного подхода, содержит заметные артефакты обработки (рис. 4*в*), однако в отличие от исходной вполне пригодна для использования в алгоритме пространственно-временной интерполяции.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Набор описанных выше алгоритмов был программно реализован и опробирован при обработке данных SSM/I спутников F13, F14 и F15, полученных за период наблюдений 28.07.2000–26.08.2000 гг. (включающий ТЦ Alberto). С его использованием были построены опорные спутниковые карты интегрального паросодержания атмосферы *W* с пространственным разрешением 0.2°. Для каждых суток наблюдений удалось построить по две такие карты (разделенные интервалом времени около 12 ч): по отдельности на восходящих и нисходящих витках спутников. При этом в основном были использованы данные спутников F14 и F15 вследствие лучшей согласованности по времени их измерений (их ближайшие витки пересекали экватор с разницей во времени меньше минуты). В некоторых случаях требовалось привлечение данных спутника F13. В терминах раздела 1 для верхнего индекса *s* были выбраны в качестве оптимальных следующие последовательности: $s = \{\text{F14A, F15A}\}$ на интервалах наблюдений 28.07.2000–11.08.2000, 14.08.2000–16.08.2000, 23.08.2000–24.08.2000 и $s = \{\text{F14A, F15A, F13A}\}$ на интервалах 12.08.2000–13.08.2000, 17.08.2000–22.08.2000 и 25.08.2000–26.08.2000, а также $s = \{\text{F14D, F15D}\}$ на интервалах 28.07.2000–12.08.2000, 25.08.2000 и $s = \{\text{F14D, F15D, F13D}\}$ на интервалах 13.08.2000–24.08.2000, 16.08.2000. При построении суточных карт *W* с использованием информации спутника F13 привлекались, как правило, данные с одного, реже – двух витков для компенсации наиболее существенных разрывов сковых полос.

К полученным опорным картам *W* (шаг по времени 12 ч) была применена пространственно-временная интерполяция по методике (Ермаков и др., 2011). В результате получили анимационный продукт, составленный из последовательности карт поля *W* с дискретизацией по времени 1.5 ч при полном покрытии поверхности Земли с пространственным разрешением 0.2°. Фрагмент последовательности полученных карт приведен на рис. 5 (на цветн. вклейке). Это 16 кадров, отражающих эволюцию поля *W* по измерениям за 11.08.2000 с шагом по времени 1.5 ч. Для экономии места показан только широтный пояс в диапазоне от 70° с.ш. до 40° ю.ш. Кадры пронумерованы в хронологическом порядке.

На полученных картах *W* достигнута гораздо более высокая детализация пространственных особенностей и кинематики поля *W*, чем при использовании данных SSM/I в формате GRID в качестве опорных карт (Ермаков и др., 2012б). Предварительное сравнение с результатами обработки спутниковых микроволновых данных по альтернативным методикам (Wimmers, Velden, 2011) показывает, что достигнутые параметры дискретизации обеспечивают получение анимационного продукта аналогичного уровня качества (несколько уступающего по временной дискретизации, но превосходящего по пространственному разрешению). Более глубокое изучение альтернативных продуктов, открытых для свободного использования (см., например, ftp://ftp.ssec.wisc.edu/pub/incoming/nadine.mp4), позволяет даже предположить, что проблема рассогласованности измерений во времени, порождающая характерные “нестыковки” фрагментов карт, аналогичные представленным на рис. 2*а*, проявляется в этих продуктах значительно чаще, чем это имеет место в продукте, сгенерированном по представленному выше алгоритму. Выбор в качестве фокуса исследования периода июль–август 2000 г., связанный с исследованием сложной эволюции ТЦ Alberto, не позволил провести прямого сопоставления с анимационным продуктом, построенным по методике (Wimmers, Velden, 2011). Авторы планируют в дальнейшем обработку больших объемов доступных данных SSM/I, в том числе для перекрестного сравнения получаемых результатов с альтернативными анимационными продуктами.

Важной особенностью представленного авторами продукта является тот факт, что расчет анимированной карты производится для всей акватории Мирового океана, а не в локальном (ядро циклона) или региональном (отдельная акватория) масштабе. Это дает принципиальную возможность для исследования глобального тропического циклогенеза как единого процесса.

Еще одной существенной особенностью предложенной анимационной методики является минимум модельных предположений, сведенных к общей кинематической модели оценки и компенсации движения. Отсутствие прописанной в модели в явном виде связи между законами, действующими в системе океан–атмосфера, и принятыми правилами интерполяции может рассматриваться как недостаток интерполяционной схемы. Однако цитированные выше работы свидетельствуют, что

корректный учет таких законов даже при принятых ограничениях на детальность карт W в настоящее время невозможен: частично приходится прибегать к подгонке параметров эмпирических связей, и даже это не снимает полностью проблем рассогласованности отдельных фрагментов получаемых карт по времени. В то же время отсутствие в расчетной схеме "произвольно навязанных" правил интерполяции позволяет, по мнению авторов настоящей работы, с большей эффективностью оценивать результаты моделирования и отделять артефакты обработки от реально наблюдаемых эффектов. Здесь следует отметить также важное достоинство предложенного алгоритма, заключающееся в замкнутости расчетной схемы относительно входных интерполируемых данных. Качество конечного продукта целиком определяется объемом и качеством спутниковых микроволновых данных и не зависит от наличия и доступности данных иных спутниковых измерений или результатов сторонних модельных расчетов.

Отметим также, что в связи с необходимостью повышения пространственного разрешения и получением данных о вертикальном распределении водяного пара ведутся методические и расчетные работы по возможному созданию радиотепловых систем нового поколения с использованием линий излучения 22, 183 и 325 ГГц (Семин и др., 2012; 2013) и, таким образом, с получением одновременных данных по интегральному содержанию водяного пара и по его высотному профилю, что обеспечит в будущем пространственно-временную информацию как о скрытом энергозапасе, так и о степени близости атмосферной системы к критическим состояниям. Поскольку моделирование приобретает в этом случае многомерный характер, то дальнейшая модернизация и оптимизация настоящего алгоритма становится насущной задачей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлен алгоритм построения пар (по одной на восходящих и нисходящих витках) глобальных ежесуточных спутниковых карт поля интегрального паросодержания атмосферы W с пространственным разрешением 0.2°. В комплексе с предложенной авторами ранее методикой пространственно-временной интерполяции он дает возможность построения анимированной карты W с шагом по времени 1.5 ч при указанном пространственном разрешении и полном покрытии поверхности Земли. Развиваемый анимационный подход успешно применяется при решении тематических задач дистанционного зондирования Земли, в частности, при анализе эволюции тропических циклонов.

Помимо самостоятельной ценности предлагаемого подхода, авторы считают важным подчеркнуть необходимость развития различных анимационных методик для дальнейшего сопоставления и контроля качества продуктов, полученных при применении каждой из них, и, потенциально, для комплексирования их результатов в задачах исследования быстрых энергоемких процессов системы океан–атмосфера, в частности, процессов зарождения, интенсификации и диссипации ТЦ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ермаков Д.М., Раев М.Д., Суслов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан–атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н. Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан–атмосфера на базе программной платформы Stream Handler // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2011. Т. 8. № 3. С. 9–16.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Покровская И.В. Поиск источника энергии при интенсификации ТЦ Katrina по данным микроволнового спутникового зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2012а. № 4. С. 47–56.

Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А. Детализация фаз развития ТЦ Katrina по интерполированным глобальным полям водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2012б. Т. 9. № 2. С. 207–213.

Ростовцева В.В., Гончаренко И.В. Временная и пространственная статистика температурно-влажностного критерия зарождения тропических циклонов по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 4. С. 32–40.

Семин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А. О возможности восстановления вертикального распределения водяного пара в атмосфере тропиков по измерениям в линии 183 ГГц из космоса // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 41–52.

Семин А.Г., Кузьмин А.В., Хапин Ю.Б., Шарков Е.А. Использование резонансных линий 22.2, 183 и 325 ГГц для восстановления детальных вертикальных профилей водяного пара в тропической атмосфере // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 1. С. 3–8.

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

Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Особенности экваториального поля водяного пара при эволюции тропического циклона (ТЦ) на примере ТЦ Francisco (2001) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружаю-

щей среды, потенциально опасных явлений и объектов. 2011. Т. 8. № 3. С. 310–316.

Richardson I.E.G. H.264 and MPEG-4 video compression. Chichester: John Wiley and Sons, 2003. 306 p.

Ruprecht E. Atmospheric water vapor and cloud water: an overview // Adv. Space Res. 1996. V. 18. № 7. P. 5–16.

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. The 2nd Edition. B., Heidelberg, L., N.Y. etc.: Springer/PRAXIS, 2012. 650 p.

Wimmers A.J., Velden C.S. MIMIC: A new approach to visualizing satellite microwave imagery of tropical cyclones // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2007. V. 88. № 8. P. 1187–1196.

Wimmers A.J., Velden C.S. Seamless advective blending of total precipitable water retrievals from polar-orbiting satellites // J. Appl. Meteor. Climatol. 2011. V. 50. № 5. P. 1024–1036.

An Algorithm for Construction of Global Ocean-Atmosphere Radiothermal Fields with High Spatiotemporal Sampling Based on Satellite Microwave Measurements

D. M. Ermakov[1, 2], M. D. Raev[2], A. P. Chernushich[1], E. A. Sharkov[2]

[1] *Institute of Radioengineering and Electronics, Russian Academy of Sciences, Fryazino, Moscow Region*

[2] *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

In the paper an algorithm is presented for constructing global ocean-atmosphere radiothermal fields with high spatiotemporal sampling by satellite microwave measurements. Attention is focused on the construction of the daily reference images of high spatial resolution. The construction of such reference maps is an important preparatory step for the further application of the earlier proposed and implemented authors' technique of spatiotemporal interpolation. The software developed, which implements the described algorithm, allows obtaining global animated radiothermal field with time step of 1.5 hours and spatial resolution of 0.2°. The achieved parameters are essential for the analysis of complex, fast and energy-intensive processes occurring in the ocean-atmosphere system, like, in particular, the formation and evolution of tropical cyclones.

Keywords: satellite microwave radiometry, total precipitable water global fields, spatiotemporal interpolation

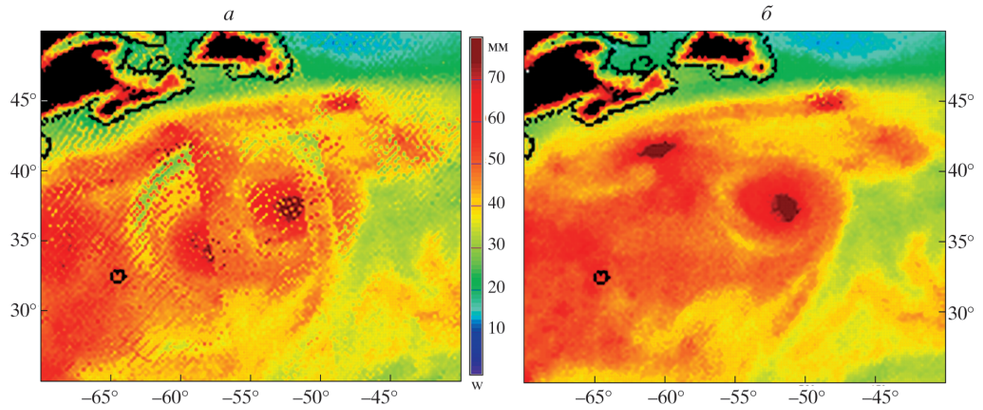


Рис. 2. Влияние асинхронности изменений при совместной интерполяции: *а* – данных спутников F13, F14, F15; *б* – данных спутников F14, F15 (см. пояснения в тексте).

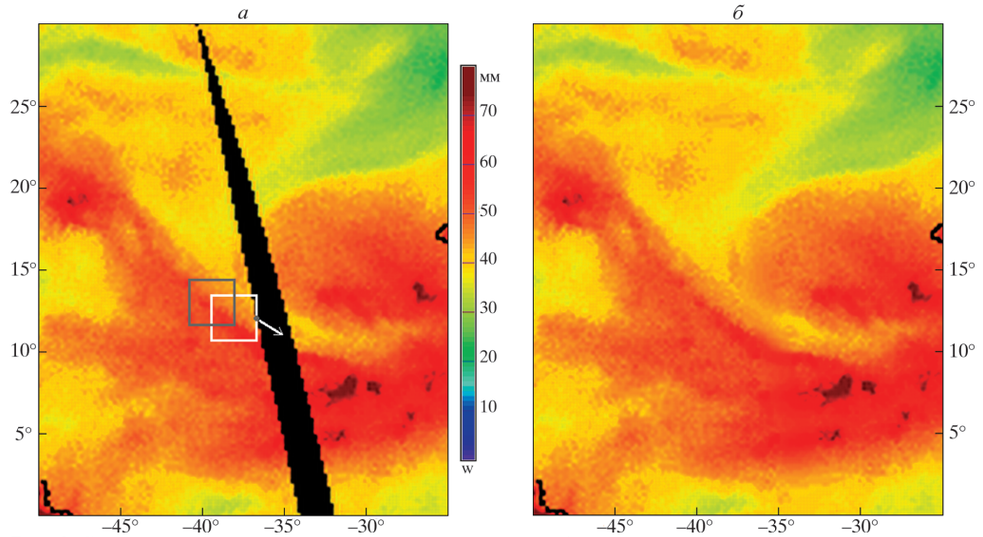


Рис. 3. Сшивка лакун: *а* – расчет вектора экстраполяции; *б* – результат экстраполяции (см. пояснения в тексте).

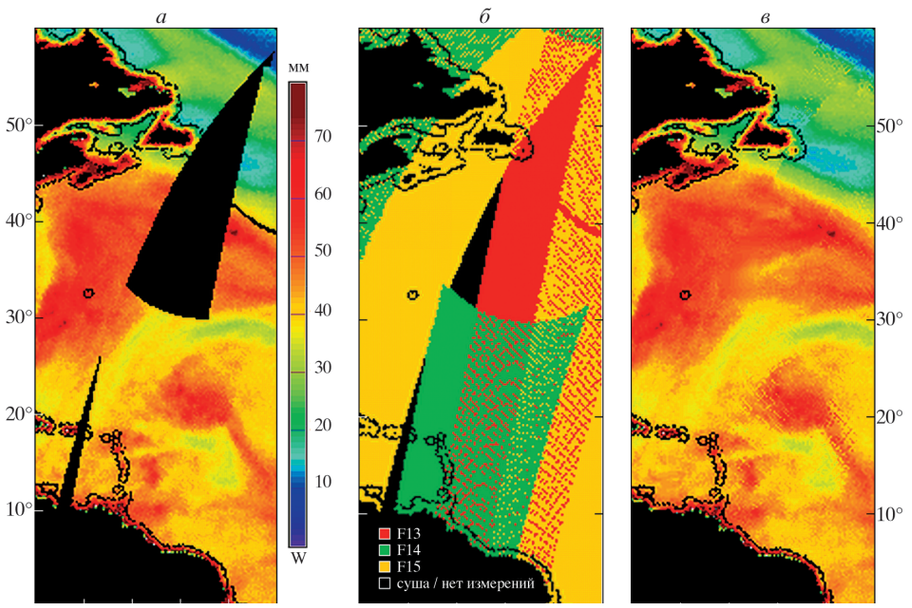


Рис. 4. Восполнение пропусков данных: *а* – разрыв сканової полосы спутника F14; *б* – конфигурация полос спутников F13, F14, F15; *в* – дополнение карты на рис. 4*а* данными спутника F13 (см. пояснения в тексте).

ls.zem_4_2013.indd 5 7/10/13 8:22:37 AM

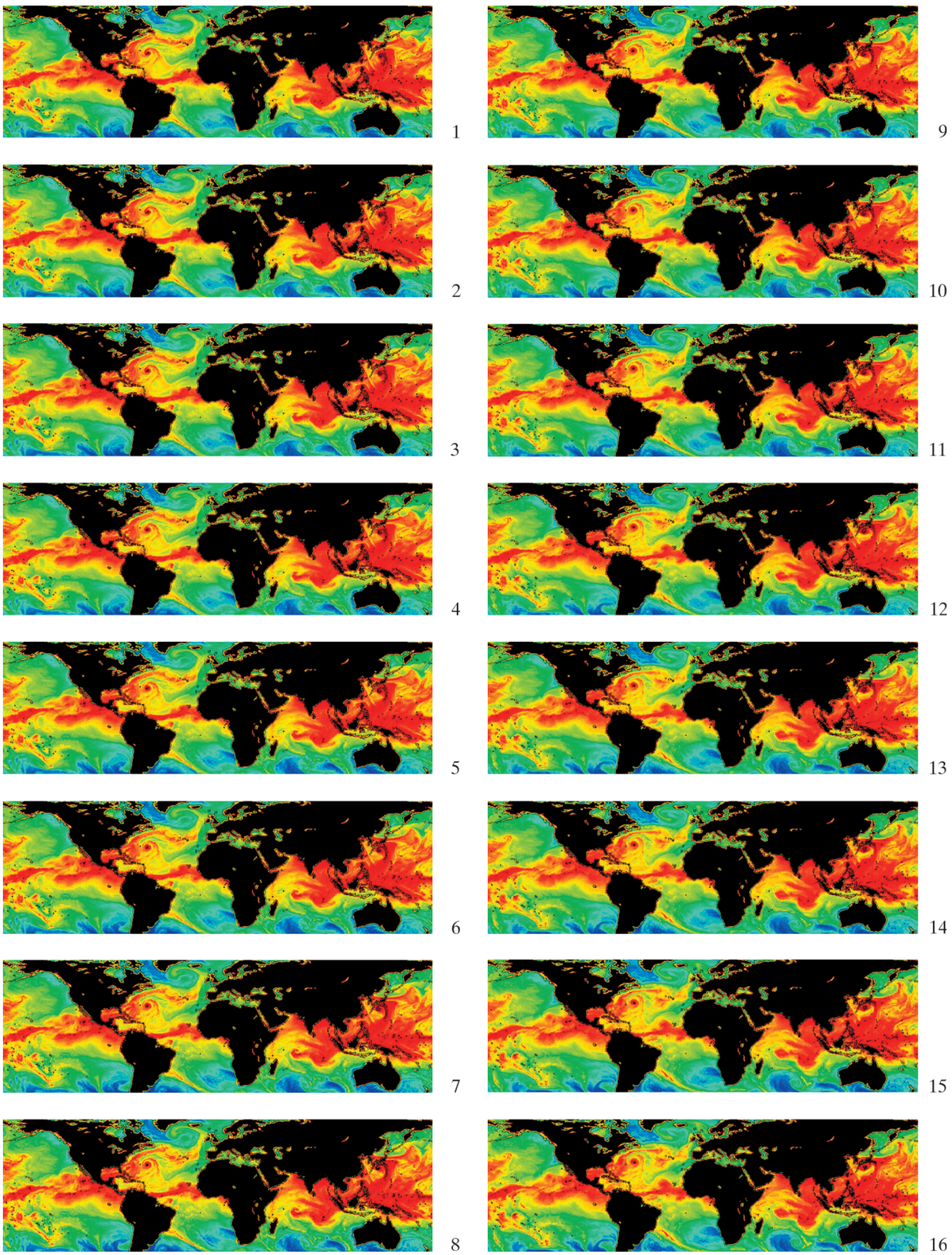


Рис. 5. Кадры (1–16) анимированной карты *W* за 11.08.2000 (фрагменты в широтном поясе от 70º с.ш. до 40º ю.ш.). Шаг по времени 1.5 ч. Цветочная шкала – как на рис. 2–4.

ls.zem_4_2013.indd 6 7/10/13 8:22:38 AM

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2013, № 4, с. 83–91

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

СРАВНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ И НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА

© 2013 г. Я. А. Виролайнен*, Ю. М. Тимофеев, А. В. Поберовский

Физический факультет Санкт-Петербургского государственного университета

** E-mail: Yana.Virolainen@JV14952.spb.edu*

Поступила в редакцию 10.09.2012 г.

В работе проанализированы измерения общего содержания озона (ОСО), выполненные в 2009–2012 гг. в окрестностях Санкт-Петербурга с помощью ИК-Фурье-спектрометра (ИКФС) (Петергоф, СПбГУ), фильтрового озонометра М-124 и спектрофотометра Добсона (станция ГГО в п. Воейково), а также спектрометром OMI (на борту спутника AURA). Проведено сопоставление ансамблей наземных измерений между собой, а также их сопоставление со спутниковыми данными. Показано, что среднеквадратичное (СК) отклонение от среднего рассогласования для всех приборов составляет 2.5–4.5%, при этом приборы ИКФС и Добсон, измеряющие по прямому Солнцу, лучше согласуются с OMI, чем М-124, измеряющий также и рассеянное в зенит солнечное излучение. При сопоставлении измерений ОСО прибором М-124 и прибором OMI (850 дней измерений) обнаружен сезонный ход рассогласований между двумя сериями измерений с амплитудой 1.5%. Осенью и зимой наземный прибор занижает данные по ОСО по сравнению со спутниковым прибором; весной и летом, наоборот, завышает. Также обнаружено, что прибор ИКФС систематически завышает данные по ОСО по сравнению с результатами измерений другими приборами от 1.4% (Добсон) до 3.4% (OMI). Учитывая пространственно-временное рассогласование независимых ансамблей измерений, анализ СК-расхождений между наземными и спутниковыми данными, прибор ИКФС (СПбГУ), может быть рекомендован для валидации спутниковых измерений ОСО.

Ключевые слова: общее содержание озона, дистанционные методы исследования атмосферы, Фурье-спектрометрия, валидация спутниковых измерений

DOI: 10.7868/S0205961413030056

ВВЕДЕНИЕ

Исследования изменений содержания радиационно-активных и озоноразрушающих атмосферных газов в земной атмосфере и их влияние на погоду и климат планеты являются одной из центральных проблем современных физики и химии атмосферы. Поэтому постоянный мониторинг их содержания очень важен для понимания процессов формирования климата Земли и прогнозов его изменений. Важную роль в формирование климата Земли играет атмосферный озон. Он определяет термическую структуру стратосферы, УФ-освещенность поверхности, является парниковым и токсичным газом в тропосфере.

В период 1997–2001 гг. общее глобальное содержание озона было на 3% меньше его общего содержания до 80-х годов прошлого столетия (WMO, 2003). Снижение общего содержания озона (ОСО) зависит от широты – нет его заметного снижения в тропиках, но наблюдается его снижение на широтах 30°–60° на 3–6% в зависимости от полушария. Снижение ОСО обусловлено, по современным представлениям, увеличением содержания соединений хлора и брома (за счет антропогенного влияния), рост которых был зафиксирован локальными и дистанционными (наземными и спутниковыми) измерениями. Проблема предотвращения разрушения озонного слоя стимулировала создание и совершенствование комплексной глобальной системы мониторинга ОСО, являющегося наиболее доступной для измерений и информативной характеристикой состояния озонного слоя (Перов, Хргиан, 1989).

Эта система в настоящее время включает подсистемы наземных и спутниковых измерений ОСО. Наземная сеть измерений использует, в основном, приборы Добсона, Брюера и М-124. Спутниковые измерения ОСО осуществляются различными методами – с помощью интерпретации измерений отраженного и рассеянного солнечного излучения и уходящего теплового излучения в различных областях спектра (Тимофеев, 2010).

Важной проблемой является взаимокалибровка различных систем измерений или валидация спутниковых измерений ОСО на основе сопо-

ставления со стандартизованными наземными измерениями.

НАЗЕМНЫЕ И СПУТНИКОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОСО

С начала исследований озонного слоя атмосферы было предложено много различных вариантов наземной аппаратуры для измерений ОСО. Измерения ОСО с помощью спектрофотометров Добсона (Dobson, 1957) еще в 30-х годах прошлого столетия положили начало регулярным наблюдениям за ОСО. И в настоящее время эти приборы являются наиболее точными инструментами для измерений ОСО. В 1960-х годах были начаты наблюдения с помощью фильтровых озонометров М-83, а позже их сменили озонометры М-124 (Гущин, Соколенко, 1987). С середины 1970-х годов появились автоматизированные спектрофотометры Брюера (Brewer, 1973). Всемирная метеорологическая организация (ВМО) объединила большинство станций наблюдений ОСО в мировую озонную сеть, а приборы трех указанных выше типов стали ее инструментальной основой.

В настоящей работе анализируются наземные измерения ОСО с помощью двух приборов Главной геофизической обсерватории (ГГО) в п. Воейково (59.95° с.ш., 30.70° в.д.) – спектрофотометра Добсона и фильтрового озонометра М-124, а также измерения спектров прямого солнечного излучения Фурье-спектрометром Bruker 125HR (ИКФС) Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ), которые проводятся в Петергофе (59.88° с.ш., 29.82° в.д.).

Спектрофотометр Добсона № 108 (ГГО) служит эталонным прибором озонометрической сети Росгидромета и регулярно (один раз в четыре года) проверяется в международных сравнениях с эталонным прибором ВМО. За период с 1984 по 2009 гг. расхождения с результатами измерений на эталонном приборе ВМО не превышали 1%. Наблюдения в основном выполняются по прямому Солнцу, погрешность единичного измерения ОСО при этом не превышает 2%.

В фильтровых озонометрах М-124 используются УФ-светофильтры, выделяющие два спектральных диапазона шириной около 20 нм с максимумами на длинах волн 302 и 326 нм (Шаламянский, 1993). Многолетние измерения с помощью озонометра М-124 показали, что их погрешность единичного измерения ОСО не превышает 5–8%, а погрешность определения среднего за день значения ОСО составляет 3–4%. Наблюдения ОСО с помощью озонометра М-124 № 403, который является рабочим прибором на озонометрической станции Воейково, проводятся ежедневно (восемь сеансов в день). В ясные дни проводятся параллельные наблюдения на спектрофотометре Добсона, и максимальные расхождения с этим прибором, как правило, не превышают 10 е.Д.

Особенности Фурье-спектрометра Bruker 125HR, используемого для измерений спектров прямого солнечного ИК-излучения с высоким разрешением в СПбГУ, подробно описаны в работе (Поберовский, 2010). Сам ИК-метод получения данных по ОСО из измеряемых спектров исследован в работе (Виролайнен и др., 2011), там же приведены потенциальные погрешности метода. Измерения в стабильных атмосферных условиях дают погрешность единичного измерения ОСО порядка 2–3%.

Спутниковый прибор OMI Ozone Monitoring Experiment (Levelt et al, 2006) продолжает серию сканирующих в горизонтальном направлении спектрометров для надирных измерений уходящего (отраженного и рассеянного) излучения в различных диапазонах спектра, таких как TOMS, GOME и SCIAMACHY. Прибор OMI работает на борту американского спутника AURA, запущенного в 2004 г. на околополярную солнечно-синхронную орбиту. На приборе выполняются измерения спектров уходящего излучения в области 270–500 нм с разрешением ~0.4 нм. Схема сканирования прибора OMI позволяет выполнять ежедневное глобальное картирование поля ОСО с пространственным разрешением в надире $\sim 13 \times 24$ км^2. Чтобы продлить ряд многолетних измерений с помощью спутниковой аппаратуры TOMS (начатых в 1978 г.), для интерпретации данных измерений OMI используется алгоритм TOMS версии 8. Заявленная погрешность измерений ОСО с использованием этого алгоритма составляет менее 2% (Bhartia, 2002).

АНАЛИЗ НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОСО

Для интерпретации ИК-измерений в настоящей работе использовался программный комплекс PROFFIT (Haze et al., 2004), разработанный в университете Карлсруэ (Германия) и использующийся на ряде станций международной измерительной сети NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Для каждого дня спектрометрических измерений задавалась метеорологическая информация (профили давления и температуры), полученная с помощью системы автоматической электронной почты NASA Goddard Space Center (http://www.nasa.gov/centers/goddard/missions/index.html), а также априорная информация о профилях атмосферных параметров по данным численной модели WACCM (The Whole Atmosphere Community Climate Model) (http://www.cesm.ucar.edu/working_groups/WACCM/).

В табл. 1 представлены общие данные по ИКФС, а также по характеристикам измерений и особенностям решения обратной задачи определения ОСО (спектральные каналы, разрешение,

Таблица 1. Характеристики измерений ИКФС и особенности их интерпретации

Параметр	Характеристика
Спектроскопия	HITRAN 2008
Профили температуры $T(p)$	Дневные профили NCEP
Программа интерпретации	PROFFIT 9.6
Используемые спектральные окна, $см^{-1}$	991.25-993.80 1001.47-1003.04 1005.00-1006.90 1007.35-1009.00 1011.15-1013.55
Используемая климатология (априорные профили)	WACCM (одна для всех сезонов)
Влияющие газы	H_2O, CO_2, C_2H_4, O_3 (668), O_3 (686)
Прибор	Фурье-спектрометр Bruker 125HR
Спектральное разрешение, $см^{-1}$	~0.005
Место измерений	Петергоф–Санкт-Петербург (59.88° с.ш., 29.82° в.д.)
Период измерений	04.2009–03.2012 (189 дн.)

Таблица 2. Сравнение наземных измерений с помощью приборов Добсона, ИКФС и М-124

Сопоставляемые приборы	Число сопоставлений	СК-расхождение, е.Д. (%)	Среднее расхождение, е.Д. (%)	СКО от среднего, е.Д. (%)	Коэффициент корреляции
Добсон–М124	78	8.8 (2.6)	1.9 (0.6)	8.7 (2.5)	0.97 ± 0.01
ИКФС–Добсон	74	12.8 (3.7)	5.0 (1.4)	11.9 (3.4)	0.95 ± 0.01
ИКФС–М124	186	16.6 (4.8)	9.8 (2.8)	13.5 (3.9)	0.96 ± 0.01

учитываемые газы, входные параметры). По всем имеющимся в наличии спектральным измерениям солнечного излучения в полосе поглощения озона 9.6 мкм (1190 спектров) нами были получены данные по ОСО в районе Санкт-Петербурга для 189 дней за период с апреля 2009 г. по март 2012 г. включительно. Для каждого из дней данные по отдельным измерениям суммировались и осреднялись. Число спектров, измеренных в различные дни, варьируется от 1 до 18.

Результаты сопоставлений измерений ОСО с помощью всех трех наземных методов приведены в табл. 2. Необходимо отметить, что число сопоставлений различается для отдельных пар методов из-за разного числа попарных измерений. Сопоставления проводились на уровне среднедневных значений и расчетах следующих трех характеристик рассогласований:

– среднеквадратическое рассогласование: $S = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - y_i)^2}$;

– среднее рассогласование:

$$M = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - y_i); \quad (1)$$

– стандартное отклонение от среднего рассогласования: $\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(x_i - y_i - M)^2}$.

При расчете рассогласований в % абсолютные значения в е.Д., приведенные в табл. 2, отнесены к средним по ансамблю измерениям ОСО первым из пары перечисленных в столбце 1 приборов. Анализируя табл. 2, можно видеть, что наилучшее согласие наблюдается между измерениями Добсона и М-124. Систематические отличия составляют только 1.9 е.Д., или 0.6%, СК – 8.8 е.Д., или 2.6%, СКО от среднего – 8.7 е.Д., или 2.5%. Такие малые отличия объясняются тем, что оба прибора измеряют ОСО в одном месте, и прибор М-124 калибруется с помощью измерений спектрофотометра Добсона. Сравнение измерений ОСО приборами ИКФС и Добсона показало наличие средних рассогласований в 5.0 е.Д. (1.4%), СК – 12.8 е.Д. (3.7%) и СК от среднего – 11.9 е.Д. (3.4%). При этом ИКФС дает более высокие значения ОСО по сравнению с Добсоном. Частично рассогласования можно объяснить отличиями в местах измерений (около 50 км). При сравнении измерений ИКФС и М-124 видно, что систематическое рассогласование увеличилось до 9.8 е.Д. (2.8%), СК – до 16.6 е.Д. (4.8%), СК от среднего – до 13.5 е.Д. (3.9%). Увеличение рассогласований

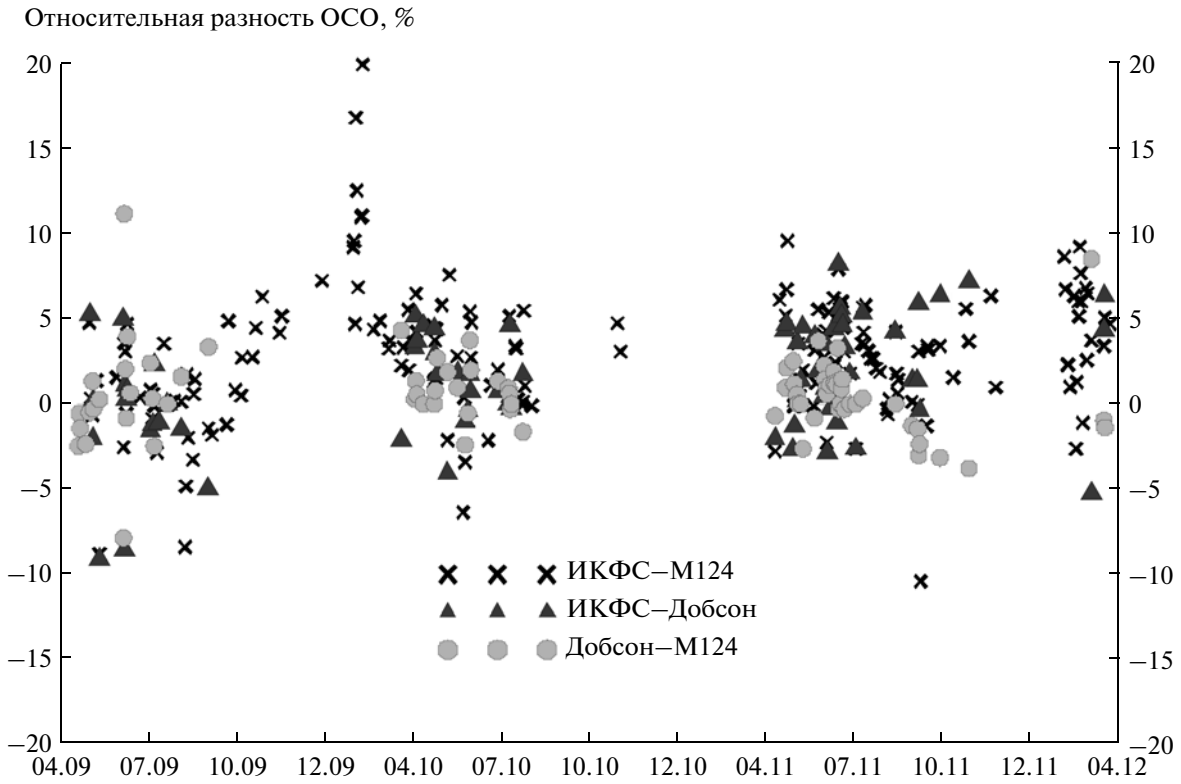


Рис. 1. Сезонный ход рассогласования данных по ОСО, полученных с помощью различных наземных приборов.

связано как с различиями в локализации мест измерений, так и с более низкой точностью измерений М-124. При этом для всех трех приборов наблюдаются высокие корреляции между попарными измерениями (коэффициент корреляции – 0.95–0.97).

Из таблицы хорошо видно, что измерения ИКФС завышают значения ОС по сравнению с данными измерений других наземных приборов. Подобный эффект обнаруживался и ранее при сравнениях УФ-измерений приборами Добсона и Брюера с измерениями ИКФС (Viatte et al., 2011) и объясняется несогласованностью количественных характеристиках молекулярного поглощения озона в УФ- и ИК-областях спектра.

Приведенные выше статистические характеристики относятся ко всему периоду наблюдений. Представляет интерес рассмотреть особенности временного хода результатов сравнения. На рис. 1 показан сезонный ход относительного рассогласования данных по ОСО, полученных с помощью различных наземных приборов. Данные приведены для тех дней, когда имелись в наличии попарные измерения разных приборов. Из табл. 2 видно, что для пары ИКФС–М-124 это 186 дней, для пары ИКФС–Добсон – 74 дня и для пары Добсон–М-124 – 78 дней. Из рисунка видно, что основные дни для сравнений приходятся на летний период, так как измерения и Добсоном и ИКФС проводятся в солнечные безоблачные дни.

Анализируя рис. 1, можно отметить, что за весь период измерений (три года) систематическое рассогласование между измерениями Добсона и М-124 не меняется, измерения ОСО по Добсону превышают измерения М-124 примерно на 0.6% (см. табл. 2). В то же время наблюдается рост среднего рассогласования между измерениями ИКФС и другими приборами. Если в 2009 г. разность ИКФС – другие приборы составляла для Добсона около нуля, для М-124 около 2%, то к 2012 г. эта разность возросла до 3.5% (в среднем 1.4% и 2.8% соответственно – см. табл. 2). Этот рост систематической разности может быть связан как с изменением режима работы прибора ИКФС, так и с особенностями выборки для сравнения. Так, в выборке практически отсутствуют совместные измерения различных приборов за период осень 2010–весна 2011 и зима 2011/2012 гг. Выбросы в разности ИКФС – М-124 на рис. 1, превышающие 10% в январе 2010 г., связаны, по всей видимости, с особенностями измерения прибора М-124 в это время, поскольку, как будет показано далее, аналогичные рассогласования наблюдаются в этот период и при сравнении данных М-124 с данными спутникового прибора OMI.

На рис. 2 приведены корреляции между значениями ОСО, полученными с помощью различных

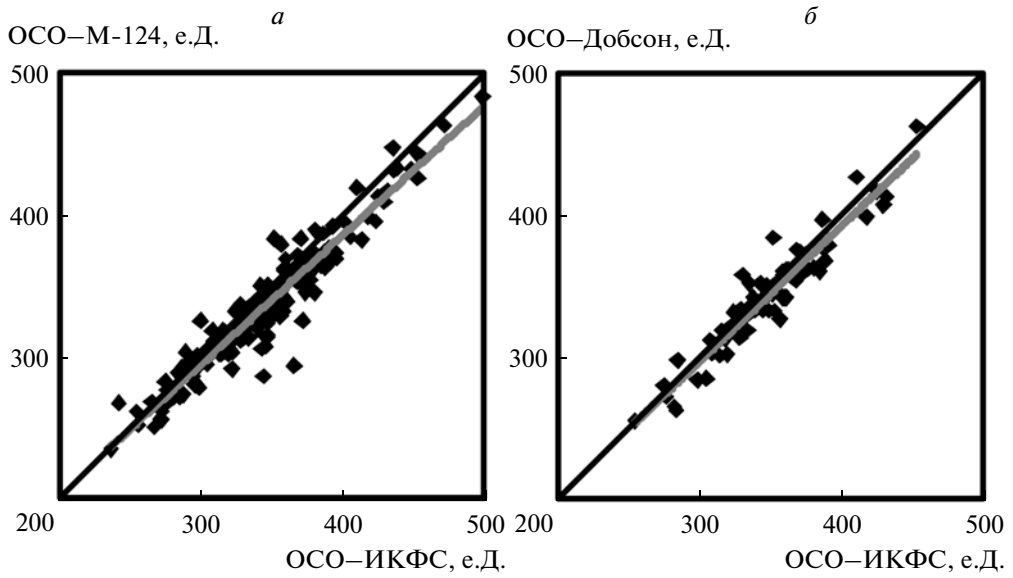


Рис. 2. Корреляции значений ОСО, полученных в 2009–2012 гг. с помощью: *а* – приборов ИКФС и М-124; *б* – ИКФС и спектрофотометра Добсона.

наземных приборов за весь период сопоставлений. Слева – корреляции между ИКФС и М-124, справа – между ИКФС и Добсоном. Также на каждом из рисунков проведена прямая – линейное приближение результатов сопоставлений. Наклон этой прямой для пары ИКФС–Добсон составляет 0.96, для пары ИКФС–М-124 – 0.91. Видно, что при сравнении результатов измерений приборами ИКФС и М-124 систематическое превышение данных ИКФС, обнаруженное ранее, наблюдается, как правило, для высоких значений ОСО. Несколько отдельных выбросов для средних значений величины ОСО могут иметь случайный характер. Для пары ИКФС–Добсон такой явной картины не наблюдается. Таким образом, систематическое рассогласование в измерениях ИКФС и М-124 может иметь место вследствие менее точных измерений ОСО прибором М-124.

В целом по результатам сравнения данных измерений ОСО ИКФС (Петергоф, СПбГУ) с данными независимых наземных измерений в Воейково можно сделать вывод о том, что интерферометрические измерения лучше согласуются с прибором Добсона, чем с М-124. Учитывая полученные оценки согласования двух приборов и тот факт, что Добсон является эталонным прибором для измерения ОСО, можно в дальнейшем рекомендовать использовать ИКФС для валидации спутниковых измерений.

СРАВНЕНИЕ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОСО

Первые результаты обширных сравнений наземных измерений ОСО приборами Добсона и Брюера и данными спутникового прибора OMI приведены в работе (Balis et al., 2007). Они показали хорошее согласие наземных и спутниковых измерений (в пределах 1%) при использовании алгоритмов TOMS в сравнениях с 18 приборами, измерявшими ОСО в Европе, Канаде, Японии, США и Антарктиде. В работе (McPeters et al., 2008) проведено сравнение измерений OMI с 76 наземными станциями измерений ОСО приборами Добсона и Брюера, функционировавшими в Северном полушарии. Эти сопоставления показали, что в среднем спутниковые измерения дают значения выше наземных измерений на 0.4%. В работе (Buchard et al., 2008) проведенные сопоставления OMI с результатами наземных измерений на двух французских наземных станциях показали отличия в пределах 5%. В работе (Ialongo et al., 2008) проведено сравнение данных измерений ОСО OMI с наземными измерениями в Риме и обнаружено хорошее согласие для разнообразных условий измерений с систематическими отличиями в 1.8%. Сравнения данных OMI с наземными измерениями прибором Брюера на пяти испанских станциях показали в целом очень хорошее согласие, но наблюдалось превышение спутниковых значений ОСО примерно на 2%. Максимальные значения расхождений достигали 5% с заметным сезонным ходом (Anton et al., 2009).

В настоящей работе наземные измерения ОСО приборами ИКФС (Петергоф), М-124 и Добсона (станция ГГО в п. Воейково) были сопоставлены с данными спутниковых измерений с помощью прибора OMI. Как уже упоминалось выше, для интерпретации данных измерений OMI используется алгоритм TOMS версии 8. В этом алгоритме используются данные измерений уходящего излучения в нескольких спектральных каналах УФ-об-

Таблица 3. Сравнение наземных измерений ОСО с данными спутникового прибора OMI

Сопоставляемые приборы	Число сопоставлений	СК-расхождение, е.Д. (%)	Среднее расхождение, е.Д. (%)	СКО от среднего, е.Д. (%)	Коэффициент корреляции
Добсон–OMI	75	11.5 (3.3)	5.5 (1.6)	10.1 (2.9)	0.96 ± 0.01
М-124–OMI	850	14.8 (4.5)	–0.47 (–0.14)	14.8 (4.5)	0.96 ± 0.01
ИКФС–OMI	178	15.5 (4.5)	11.8 (3.4)	10.0 (2.9)	0.98 ± 0.01

ласти (~310–360 нм) с разрешением ~1 нм. Методика основана на регрессионном подходе: с помощью радиационной модели поле уходящего излучения рассчитывается заранее для различных значений содержания озона при разных условиях наблюдений и различных параметрах атмосферы и подстилающей поверхности. Затем по результатам измерений определяется соответствующая этому излучению величина ОСО (McPeters et al., 1998). Данные по измерениям OMI были взяты из открытого доступа с сайта http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=1593048672&id=28 для станции Санкт-Петербург.

Сопоставление наземных и спутниковых данных проводилось нами за 2009–2012 гг. – период функционирования прибора ИКФС в Петергофе. При отборе спутниковых измерений осреднялись данные, полученные в радиусе 500 км от места наземных измерений. В табл. 3 приведены статистические характеристики ансамблей измерений ОСО наземными приборами и спутниковым прибором OMI – среднее расхождение, СК-расхождение, СК-отклонение от среднего (1). Ансамбли отличаются по величине выборки, так как сравниваются данные имеющихся в наличии попарных измерений различных. Здесь, как и ранее, при расчете рассогласований в % абсолютные значения в е.Д. отнесены к средним по ансамблю измерениям ОСО первым из пары перечисленных в столбце 1 приборов.

Анализируя среднее расхождение, можно видеть, что Добсон систематически завышает значения ОСО по сравнению с OMI на величину порядка 5.5 е.Д. (1.6%), ИКФС – на величину порядка 11.8 е.Д. (3.4%). М-124 систематического рассогласования со спутниковыми данными не имеет, однако сравнение результатов измерений ОСО этими двумя приборами проводилось в течение всех сезонов (850 дней за три года), в то время как остальные наземные приборы измеряли в

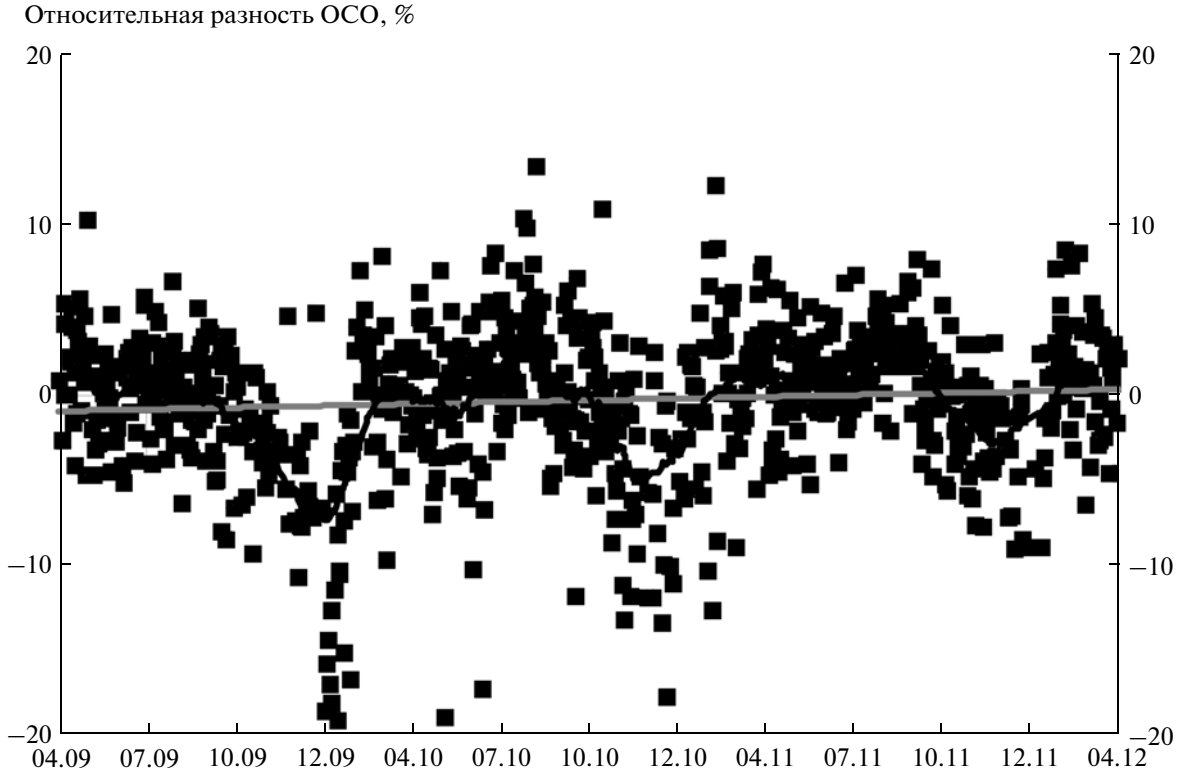


Рис. 3. Сезонный ход рассогласования данных по ОСО–(М-124)–OMI.

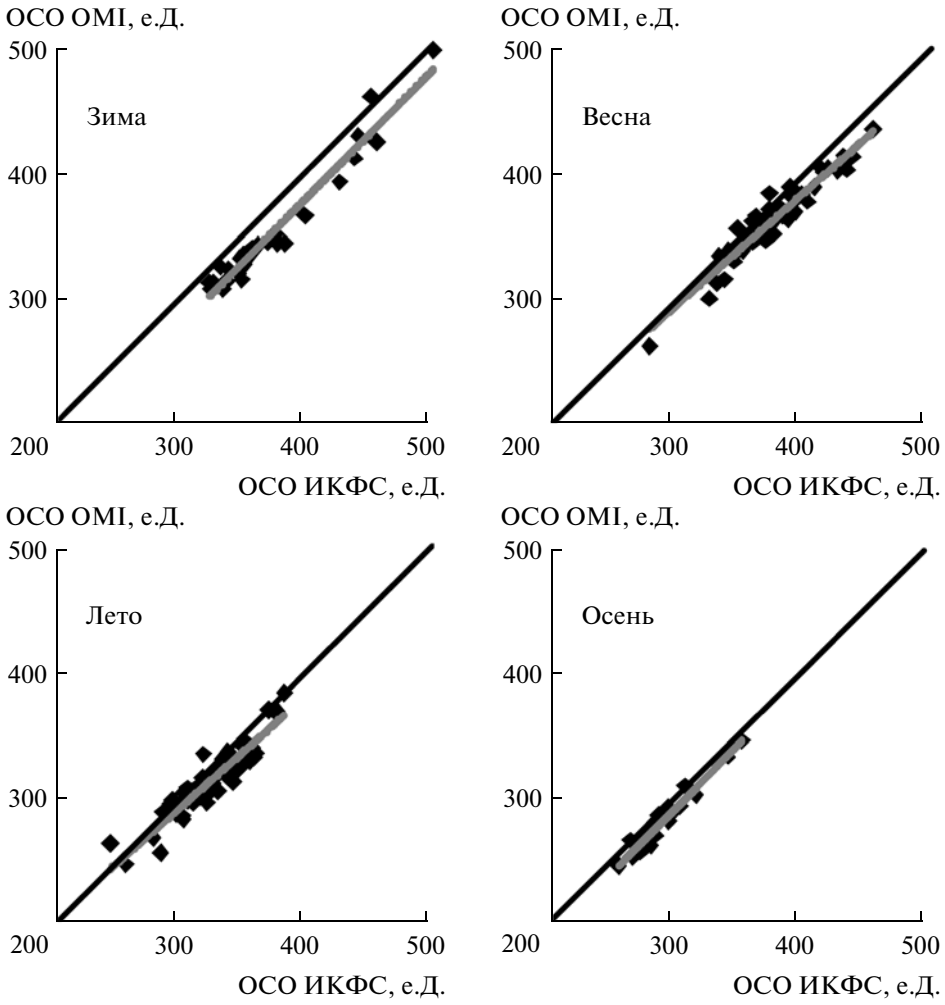


Рис. 4. Корреляции значений ОСО, полученных с помощью приборов ИКФС и OMI для различных сезонов 2009–2012 гг.

основном в весенне-летний период. При этом интересно отметить, что СК-отклонение от среднего, частично характеризующее погрешность измерения приборов, для Добсона и ИКФС в сравнении с OMI одинакова и равна 10 е.Д. (2.9%). Для М-124 СК-отклонение от среднего составляет 14.8 е.Д. (4.5%), что говорит о большей величине погрешности измерения этого наземного прибора. Коэффициент корреляции наземных и спутниковых измерений ОСО для всех ансамблей равен 0.96 (М-124 и Добсон) и 0.98 (ИКФС).

Чтобы понять особенности систематического рассогласования спутниковых и наземных измерений, проанализируем сезонный ход относительного расхождения данных М-124 и OMI, приведенный на рис. 3. Данные приведены за период апрель 2009 г.–апрель 2012 г. На рисунке, кроме того, дополнительно приведена прямая – линейная интерполяция результатов, демонстрирующая тренд в рассогласованиях за исследуемый период, и кривая – скользящее среднее, которая позволяет отследить сезонный ход расхождений. Систематических отличий данный за весь период практически не наблюдается (среднее меняется от –0.9% в 2009 до 0.2% в 2012 г.). В то же время наблюдается ярко выраженный сезонный ход рассогласований. В зимний период наземные данные систематически меньше спутниковых данных по ОСО, в летний период, наоборот, данные М-124 завышены по сравнению со спутниковыми данными (в июле–сентябре – до 5%). В целом наблюдается уменьшение рассогласований в зимний период с течением времени. Так, зимой 2009/2010 средние расхождения достигали 7%, зимой 2010/2011 – 5%, 2011/2012 – 3%. Это может быть связано как с разным характером зим, так и с повышением точности измерений приборов.

Нами была также проанализирована статистика не только за весь период измерений, но и отдельно по сезонам. Так, для осени и зимы среднее расхождение М-124 и OMI (1) равно –3.8 и –4.6 е.Д. соответственно. Для весны и лета – 2.2 и 4.9 е.Д. соот-

ветственно. Все эти средние лежат в пределах ±1.5%. СК-отклонение от среднего для этих двух приборов максимален в зимний период – до 6.6% (22.4 е.Д.). В остальные сезоны оно равно 3.7–4.2% (11–13 е.Д.). Можно сделать вывод о том, что зимой точность измерения ОСО ниже всего, что связано, вероятно, с использованием М-124 в зимний период в режиме рассеяния и низкими углами Солнца, из-за чего возрастает погрешность измерений.

Анализируя те же данные для пары ИКФС–OMI, можно отметить, что зимой максимально среднее расхождение, данные по ОСО ИКФС превышают в среднем данные OMI на 5.5% (20 е.Д.). В то же время не наблюдается изменений СК-отклонения от среднего, оно составляет 2–3% для всех сезонов. Это говорит о стабильной работе прибора ИКФС в течение всего года. Систематические различия со спутниками зимой могут быть частично связаны с тем, что во время измерений при низком Солнце измерения ОСО происходит в различных воздушных массах для спутниковых и наземных приборов. Отметим, что корреляции между ансамблями для всех сезонов меняются незначительно, составляя 0.93–0.97.

В заключение сравнения ансамблей ИКФС и OMI по сезонам приведем рис. 4, на котором представлены корреляции измерений ОСО для различных сезонов в 2009–2012 гг. Из рисунка хорошо видно систематическое расхождение в зимний период, весной и летом некоторый рост систематики наблюдается при более высоких значениях ОСО, осенью – систематическое и СК-рассогласования между данными двух приборов минимальны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе были проанализированы ансамбли измерений ОСО в районе Санкт-Петербурга, выполненные с помощью наземных приборов ИКФС (Петергоф, СПбГУ), М-124 и Добсона (станция ГГО в п. Воейково), а также с помощью спутникового прибора OMI за период апрель 2009–апрель 2012 гг. На основании проведенного исследования по сопоставлению ансамблей по ОСО были получены следующие результаты и сделаны следующие выводы:

1) данные измерения ОСО наземным прибором ИКФС лучше согласуются с данными эталонного прибора – спектрофотометра Добсона (среднее расхождение 1.4%, СК-отклонение от среднего – 3.4%), чем с данными М-124 (среднее расхождение – 2.8%, СК от среднего – 3.9%);

2) при сопоставлении наземных измерений ОСО прибором М-124 и спутниковых измерений прибором OMI (850 дней измерений) обнаружен сезонный ход рассогласований между двумя сериями измерений. Осенью и зимой наземный прибор занижает данные по ОСО по сравнению со спутниковым прибором в среднем на 1.5%; весной и летом, наоборот, завышает на те же 1.5%. СК-отклонения от среднего максимальны зимой – до 6.6%, в остальное время – 3.5–4%. Рост расхождений зимой, вероятно, связан с увеличение погрешностей измерений приборами в зимнее время;

3) сопоставление данных ИКФС и OMI (178 дней измерений) продемонстрировало систематическое завышение данных наземных измерений по сравнению со спутниковыми, которое максимально для зимнего периода – 5.5% (для остальных сезонов – около 3%). СК-отклонение от среднего для всех сезонов стабильно и составляет 2–3%;

4) учитывая пространственно-временное рассогласование независимых ансамблей измерений, анализ СК-расхождений между наземными и спутниковыми данными, прибор ИКФС, функционирующий в СПбГУ, может быть рекомендован для валидации спутниковых измерений ОСО в районе Санкт-Петербурга.

Работа выполнена при поддержке ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” (госконтракты № П969 от 27.05.2010 и № 16.740.11.0048 от 31.08.2010), НИР СПбГУ № 11.31.547.2010 и 11.37.28.2011, грантов РФФИ 12-05-00596 и 12-05-00445-а.

Авторы благодарят А.М. Шаламянского за предоставленные данные измерений ОСО со станции ГГО пос. Воейково.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Ионов Д.В., Поберовский А.В., Шаламянский А.М. Наземные измерения общего содержания озона ИК-методом // Изв. РАН. ФАО. 2011. Т. 47. № 4. С. 521–532.

Гущин Г.П., Соколенко С.А. Новый малогабаритный озонометр М-124, предназначенный для измерения суммарного озона // Атмосферный озон. Тр. VI Всес. симп. 15–17 мая 1985 г. Ленинград. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 49–56.

Перов С.П., Хргиан А.Х. Современные проблемы атмосферного озона. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 287 с.

Поберовский А.В. Наземные измерения ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением // Оптика атм. и океана. 2010. Т. 23. № 1. С. 58–64.

Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. Учебное пособие. СПб: Изд-во СПбГУ, 2010. 129 с.

Шаламянский А.М. Озонометрическая сеть СНГ // Метеорол. и гидрол. 1993. № 9. С. 100–104.

Anton M., Lopez M., Vilaplana J.M., Kroon M., McPeters R., Bañón M., Serrano A. Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № D14307. doi:10.1029/2009JD012003.

Balis D., Lambert J.-C., Van Roozendael M., Spurr R., Loyola D., Livschitz Y., Valks P., Amiridis V., Gerard P.,

Granville J., Zehner C. Ten years of GOME/ERS2 total ozone data – The new GOME data processor (GDP) version 4: 2. Ground-based validation and comparisons with TOMS V7/V8 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. № D07307. doi:10.1029/2005JD006376.

Bhartia P.K. OMI Ozone Products. Vol. 2. OMI Algorithm Theoretical Basis Document // NASA Techn. Publ. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA, 2002. Rep. № ATBD-OMI-02. 91 p.

Brewer A.W. A replacement for the Dobson spectrophotometer // Pure Appl. Geophys. 1973. V. 106. № 1. P. 919–927.

Buchard V., Brogniez C., Auriol F., Bonnel B., Lenoble J., Tanskanen A., Bojkov B., Veefkind P. Comparison of OMI ozone and UV irradiance data with ground-based measurements at two French sites // Atmos. Chem. Phys. 2008. № 8. P. 4517–4528. http://www.atmos-chem-phys.net/8/4517/2008/.

Dobson G.M.B. Observers' handbook for the ozone spectrophotometer // Ann. IGY. Pt 1. Pergamon Press, 1957. P. 46–89.

Hase F., Hannigan J.W., Coffey M.T., Goldman A., Hopfner M., Jones N.B., Rinsland C.P., Wood S.W. Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements // J. Quant. Spectrosc. Rad. Transf. 2004. № 87. P. 25–52.

Ialongo I., Casale G.R., Siani A.M. Comparison of total ozone and erythemal UV data from OMI with ground-based measurements at Rome station // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2008. № 8. P. 2381–2401. www.atmos-chem-phys-discuss.net/8/2381/2008/

Levelt P., Hilsenrath E., Leppelmeier G., van den Oord G.H., Bhartia P., Tamminen J., Haan J.F., Veefkind J.P. Science objectives of the Ozone Monitoring Instrument // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2006. V. 44. № 5. IGRSD2. P. 1199–1208.

McPeters R.D., Bhartia P.K., Krueger A.J., Herman J.R., Wellemeyer C.G., Seftor G.J., Jaross G., Torres O., Moy L., Labow G., Byerly W., Taylor S.L., Swissler T., Cebula R.P. Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user's guide // NASA Techn. Publ. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA, 1998. Rep. № 1998–206895. 69 p.

McPeters R.D., Kroon M., Labow G., Brinksma E.J., Balis D., Petropavlovskikh I., Veefkind J.P., Bhartia P.K., Levelt P.F. Validation of the Aura Ozone Monitoring Instrument Total Column Ozone Product // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D15S14. doi:10.1029/2007JD008802.

Viatte C., Schneider M., Redondas A., Hase F., Eremenko M., Chelin P., Flaud J.-M., Blumenstock T., Orphal J. Comparison of ground-based FTIR and Brewer O3 total column with data from two different IASI algorithms and from OMI and GOME-2 satellite instruments // Atmos. Meas. Tech. 2011. № 4. P. 535–546. doi:10.5194/amt-4-535-2011. www.atmos-meas-tech.net/4/535/2011/

WMO: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 // Global Ozone Research and Monitoring Project–Report № 47. Geneva, 2003.

Inter-Comparison of Satellite and Ground-Based Ozone Total Column Measurements

Ya. A. Virolainen, Yu. M. Timofeyev, A. V. Poberovsky

The Faculty of Physics, St. Petersburg State University

The series of ozone total column (OTC) measurements made in 2009–2012 near St. Petersburg by ground-based IR Fourier spectrometer (FTIR) (Peterhof, SPbSU), filter ozonometer M-124 and Dobson spectrophotometer (Voeykovo, MGO) and OMI (AURA satellite) have been analyzed and compared. It has been shown that standard deviation between series of measurements for all devices totals 2.5–4.5%. FTIR and Dobson which measure the direct sun are in better agreement with OMI than M-124 which measure the scattered solar radiation as well. The seasonal cycle in discrepancy between M-124 and OMI measurements (for 850 days) with 1.5% amplitude has been detected. In autumn and winter ground-based measurements give lower OTC values than satellite, in spring and summer – vice versa. Also, it has been shown that FTIR measurements systematically give higher values of OTC than other devices from 1.4% (for Dobson) up to 3.4% (for OMI). Taking into account the spatial and temporal discrepancy of measurements, standard deviation between series of satellite and ground-based measurements, FTIR spectrometer of SPbSU can be recommended for ozone satellite data validation.

Keywords: total ozone column, atmospheric remote sensing methods, Fourier-spectroscopy, satellite measurements validation

ИНФОРМАЦИЯ

ИНФОРМАЦИЯ

DOI: 10.7868/S0205961413040064

Редакция журнала "ИЗК" предлагает читателям информацию о новой монографии ОАО "Российская корпорация ракетно-космического приборостроения и информационных систем", опубликованной в 2012 г.

Космические информационные системы и приборы оптического диапазона для дистанционного зондирования Земли / Под ред. д.т.н., засл. деятеля науки РФ, проф. Ю.М. Урличича. М.: "ИД Медиа Паблишер", 2012. 122 с.

В монографии представлены работы, выполняемые в течение длительного времени в ОАО "Российская корпорация ракетно-космического приборостроения и информационных систем" (ОАО "Российские космические системы") в области создания и эксплуатации информационных систем и спектрозональных сканирующих приборов оптического диапазона малого и среднего пространственного разрешения для дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), используемых в интересах исследования природных ресурсов, гидрометеорологического и экологического мониторинга и наук о Земле. Рассмотрены научно-технические аспекты разработки и практического применения систем и приборов первых поколений: "Метеор-Природа", "Ресурс-О", "Океан-О" – и современных систем на базе низкоорбитальных космических аппаратов (КА) "Метеор-М, -3М" и геостационарного КА "Электро-Л". Представлены наземные средства приема и общей обработки космических снимков.

Монография предназначена для научно-технических работников космической отрасли, аспирантов, преподавателей, а также широкого круга потребителей информации ДЗЗ, содержит большое количество снимков, иллюстрирующих качество работы описанных систем и опыт их использования.

Рецензент – д.т.н., профессор А.А. Романов. Предисловие написано главным редактором журнала "Исследование Земли из космоса" академиком РАН В.Г. Бондуром.

ISBN 978_5_903650_25_4

© ОАО "Российская корпорация ракетно-космического приборостроения и информационных систем", 2012

АВТОРЫ: д.т.н., проф. Ю.М. Урличич, д.т.н., проф. А.С. Селиванов, к.т.н. Ю.М. Гектин, Н.П. Акимов, А.Н. Ершов, С.А. Калинина, В.И. Колесников, Г.С. Мальцев, И.А. Морозов, к.т.н. М.К. Нараева, к.т.н. М.В. Новиков, С.Г. Оводкова, К.В. Селиванов, И.Ф. Синельникова, М.Б. Смелянский, В.А. Смирнов, А.М. Соловьев, Л.М. Степахина, Н.И. Сулиманов, В.А. Тимохин, Ю.М. Тучин, В.В. Финогенов, к.т.н. А.Г. Фролов, Г.В. Шишкин, Г.В. Эджумян.