

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

АЛГОРИТМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТИ ПРИВОДНОГО ВЕТРА  
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ МИКРОВОЛНОВОГО РАДИОМЕТРА AMSR-E  
СО СПУТНИКА AQUA

© 2011 г. Л. М. Митник, М. Л. Митник\*

Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт

им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН, Владивосток

\*E-mail: mitnik@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 07.02.2011 г.

Предложен и исследован оригинальный алгоритм оценки скорости ветра  $W$  по приращению яркостной температуры взволнованной поверхности океана на частоте  $\nu = 10.7$  ГГц на горизонтальной ( $\Gamma$ ) поляризации относительно ее значения при  $W = 0$  м/с,  $T_{\text{яок}}(11\Gamma, W = 0)$ . Суммарный вклад восходящего излучения атмосферы  $T_{\text{яатм}}^{\uparrow}$  и ее нисходящего излучения  $T_{\text{яатм}}^{\downarrow}$ , отраженного поверхностью океана и ослабленного атмосферой в яркостную температуру системы океан–атмосфера  $T_{\text{я}}(11\Gamma)$  определяется расчетным путем по значениям паросодержания атмосферы  $V$  и поглощения в облаках на частоте 10.7 ГГц  $\tau_{\text{обл}}(11)$ , которые находятся по измерениям  $T_{\text{я}}$  на  $\nu = 23.8$  и 36.5 ГГц на вертикальной ( $B$ ) поляризации. В алгоритме использованы экспериментальные данные о зависимости коэффициентов излучения океана от скорости ветра в широком диапазоне изменения  $W$ . Погрешность алгоритма определена по замкнутой схеме с использованием массива модельных значений яркостных температур  $T_{\text{я}}(11)$ ,  $T_{\text{я}}(24B)$  и  $T_{\text{я}}(36B)$ , рассчитанных по судовым радиозондовым измерениям в открытом океане с учетом шумов радиометра AMSR-E. Алгоритм применим при водозапасе облаков  $\leq 1$  кг/м<sup>2</sup> и отсутствии интенсивных осадков. Приведены примеры восстановления полей  $W$ ,  $V$ , поглощения в атмосфере и других параметров во внетропических циклонах над Тихим океаном. Ветер по данным AMSR-E хорошо согласуется с данными скаттерометра QuikSCAT при  $W < 20$  м/с, а при  $W \geq 20$  м/с, как правило, превышает их.

**Ключевые слова:** микроволновое зондирование, AMSR-E, алгоритмы восстановления параметров, приводный ветер, яркостная температура океана, коэффициент излучения морской поверхности, паросодержание атмосферы, поглощение в облаках, полное поглощение в атмосфере

## ВВЕДЕНИЕ

Приводный ветер – важнейший геофизический параметр. Вектор ветра используется для оценки напряжения ветра (передачи импульса) и необходим для определения агеострофической (экмановской) составляющей течений в океане. Он, следовательно, связан с атмосферным и океаническим апвеллингом и даунвеллингом, первичной продукцией, дрейфом льда, эволюцией перемешанного слоя и формированием глубинных вод, с крупномасштабными круговоротами и транспортом воды. Сведения о ветре необходимы для надежных расчетов потоков скрытого и явного тепла, потоков углекислого газа и водяного пара, для оценки бюджета энергии, влаги и углерода и для изучения подкисления океана.

Сведения о скорости ветра  $W$  важны для изучения волнения и штормовых нагонов, прогноза развития морских погодных систем, положения и структуры прикромочной ледовой зоны, уменьшения ущерба от опасных и особо опасных явлений.

Ветер у поверхности быстро меняется в пространстве и во времени. Спутниковые определения ветра характеризуются высокой плотностью и относительно хорошей точностью, что повышает их ценность, особенно в районах, где наземных измерений мало. Наиболее важны сведения о зонах штормовых ветров, о положении зон резких градиентов ветра и их изменении. Как правило, они связаны с тропическими циклонами, глубокими циклонами синоптического масштаба, с интенсивными мезомасштабными конвективными вихрями, вторжениями холодных воздушных масс. Пассивные (радиометрические) микроволновые и активные (радиолокационные (РЛ)) методы зондирования являются косвенными, так как фактически регистрируется не ветер, как таковой, а вызываемые им возмущения морской поверхности. К достоинствам микроволнового диапазона следует отнести то, что зондирование океана выполняется независимо от времени суток и при наличии облачности и осадков. Мощные об-

лака и осадки приводят, однако, к росту погрешности восстановления характеристик волнения (ветра), а при сильных осадках оценка  $W$  по измерениям приборов, установленных сегодня на спутниках, становится невозможной.

Основными РЛ-приборами для измерения скорости  $W$  и направления  $\varphi$  приводного ветра со спутников являются скаттерометры. К ним относятся скаттерометры на спутниках Европейского космического агентства (ЕКА) ERS-1 (1991–1995), ERS-2 (1995–май 2011) и MetOp (2006–по настоящее время) (ASCAT Wind Product Manual, 2010) и на американском спутнике QuikSCAT (1999–2009) (Liu, 2002; Hoffman, Leidner, 2005). Приложениям скаттерометрических измерений ветра (анализ морских погодных систем, статистические характеристики ветра над отдельными акваториями и над Мировым океаном в целом и др.) посвящена обширная литература (Quilfen et al., 2007; Sampe, 2007; Liu, Xie, 2006; Liu et al., 2008). Серьезными проблемами при этом являются ослабление РЛ-сигналов в сильных осадках и большая погрешность оценки  $W$  при высоких скоростях ветра. Последнее объясняется слабой зависимостью удельной эффективной площади рассеяния  $\sigma^\circ$  от ветра при  $W > 20$  м/с и трудностью прямых измерений  $W$  при шторме (Liu, Xie, 2006; Brown, 1998; Robinson, 2010). Эти сведения необходимы для настройки геофизической модельной функции  $\sigma^\circ = f(W, \varphi, \theta)$ , описывающей связь  $\sigma^\circ$  с направлением  $\varphi$  и скоростью ветра и углом зондирования  $\theta$  (Stoffelen, Andersen, 1997; Hersbach et al., 2007).

При пассивном зондировании рост яркостной температуры  $T_{\text{я}}$  наблюдается и при  $W > 20$  м/с. На частотах  $\nu < 10$  ГГц высокая чувствительность  $T_{\text{я}}$  к вариациям ветра при  $W > 20$  м/с зарегистрирована при измерениях с самолета в условиях мощной облачности и осадков в центральных зонах нескольких тропических циклонов. Измерения выполнялись Stepped Frequency Microwave Radiometer (SFMR) – радиометром со ступенчатым изменением частоты (Uhlhorn, 2007) и Hurricane Imaging Radiometer (HIRAD) – радиометром для наблюдения ураганов (El-Nimri, 2010). На  $\nu > 10$  ГГц зависимость  $T_{\text{я}}$  от  $W$  также хорошо выражена (Rosenkranz, 1992; Aziz, 2005), но поглощение в осадках, облаках и в водяном паре ограничивает восстановление поля ветра (Goodberlet et al., 1985; Заболотских и др., 2000).

Ниже основное внимание уделено алгоритму оценки скорости приводного ветра по спутниковым измерениям яркостной температуры на  $\nu = 10.7$  ГГц на горизонтальной ( $\Gamma$ ) поляризации  $T_{\text{я}}(11\Gamma)$  и на  $\nu = 23.8$  и  $36.5$  ГГц на вертикальной ( $B$ ) поляризации –  $T_{\text{я}}(24B)$  и  $T_{\text{я}}(36B)$  соответственно. Измерения на этих или близких частотах ведутся радиометром TMI (TRMM Microwave

Imager) со спутника TRMM (Tropical Rain Measurement Mission) с 1996 г., поляризационным радиометром WindSat со спутника Coriolis с 2003 г. и усовершенствованным микроволновым сканирующим радиометром AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System – EOS) со спутника Aqua с 2002 г. по октябрь 2011 г. (Kawanishi et al., 2003). (С января по 24 октября 2003 г. измерения также осуществлялись радиометром AMSR со спутника ADEOS-II). AMSR и AMSR-E принимают излучение на частотах 6.9; 10.65; 18.7; 23.8; 36.5 и 89.0 ГГц (на AMSR также на  $\nu = 50.3$  и 52.8 ГГц). Сканирование осуществляется по конусу под углом к местной нормали  $55^\circ$ . Ширина полосы обзора равна 1600 км для AMSR и 1450 км для AMSR-E. Разрешение на местности каналов AMSR-E составляет  $43 \times 74$  км на 6.9 ГГц,  $30 \times 51$  км на 10.7 ГГц,  $18 \times 31$  км на 23.8 ГГц и  $8 \times 14$  км на 36.5 ГГц (Kawanishi et al., 2003).

## АЛГОРИТМ

Для восстановления приводного ветра и температуры поверхности океана (ТПО) наиболее пригодны измерения яркостной температуры на частотах  $\nu = 6.9$  и  $10.7$  ГГц, так как влияние атмосферы значительно меньше, чем на более высоких частотах, а изменчивость яркостной температуры океана на  $\Gamma$ -поляризации  $T_{\text{яок}}(\nu)$  при изменении ТПО мала.

Для оценки  $W$  по данным AMSR-E разработан ряд алгоритмов (Mitnik, Mitnik, 2003; Shibata, 2006; Wentz, Meissner, 2007; Zang, Wang, 2008; Yan, Weng, 2008), в которых для минимизации влияния атмосферы используются яркостные температуры на нескольких частотах на  $\Gamma$ - и  $B$ -поляризациях. В регрессионном алгоритме (Mitnik, Mitnik, 2003) ветер определяется по  $T_{\text{я}}$  на 6.9 ГГц на  $B$ - и  $\Gamma$ -поляризациях и на 10.7 ГГц на  $\Gamma$ -поляризации. В алгоритме (Shibata, 2006) для восстановления  $W$  в тропических циклонах задействованы  $T_{\text{я}}(7\Gamma)$  и  $T_{\text{я}}(11\Gamma)$ , а также использованы результаты анализа одновременных измерений радиометра AMSR и скаттерометра SeaWinds со спутника ADEOS-II, что, в частности, позволило определить зависимость  $T_{\text{яок}}(7\Gamma)$  от скорости ветра в отсутствие осадков. Погрешность восстановления скорости ветра с помощью нейронно-сетевого алгоритма, в котором в качестве входных данных были использованы  $T_{\text{я}}$  на частотах 6.9, 10.7 и 36.5 ГГц, в отсутствие мощной облачности и осадков составила 1.53 м/с (Zhang et al., 2008).

В данной работе оценка скорости ветра по измерениям AMSR-E выполняется по величине приращения  $T_{\text{яок}}(11\Gamma)$  относительно ее расчетного значения при  $W = 0$  м/с, а вклад атмосферных составляющих в  $T_{\text{я}}(11\Gamma)$  и  $\tau(11)$  и поглощение в атмосфере рассчитываются по значениям погло-

**Таблица 1.** Зависимости коэффициента излучения и яркостной температуры гладкой морской поверхности на частоте 10.7 ГГц на горизонтальной поляризации от температуры воды. Угол визирования 55°

Температура воды $t_0, ^\circ\text{C}$	Коэффициент излучения	Яркостная температура $T_{\text{Я}}, \text{K}$	Температура воды $t_0, ^\circ\text{C}$	Коэффициент излучения	Яркостная температура $T_{\text{Я}}, \text{K}$
-2	0.24779	67.19	16	0.23466	67.85
0	0.24539	67.03	18	0.23405	68.14
2	0.24238	66.94	20	0.23354	68.46
4	0.24145	66.92	22	0.23312	68.81
6	0.23985	66.95	24	0.23279	69.17
8	0.23847	67.04	26	0.23252	69.56
10	0.23728	67.19	28	0.23231	69.96
12	0.23626	67.37	30	0.23216	70.38
14	0.23539	67.59	32	0.23205	70.81

щения в облаках на  $\nu = 36.0$  ГГц  $\tau_{\text{обл}}$ (36) и паросодержания атмосферы  $V$ , которые в свою очередь находятся по  $T_{\text{Я}}(24\text{В})$  и  $T_{\text{Я}}(36\text{В})$ . Алгебраическая форма уравнения переноса радиации в системе океан–атмосфера (СОА) имеет вид (Митник, Митник, 2006)

$$T_{\text{Я}}^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) = \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) T_0 e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(\nu, \theta) + T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(\nu, \theta) \left[ 1 - \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) \right] \times e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + T_{\text{Якосм}} \left[ 1 - \chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) \right] e^{-2\tau(\nu)\sec\theta}, \quad (1)$$

где  $T_{\text{Я}}^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$  – яркостная температура СОА на В- и Г-поляризациях, регистрируемая под углом  $\theta$ ;  $\chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$  – коэффициент излучения морской поверхности;  $T_0 = t_0 + 273.16$ ,  $\tau(\nu)$  – полное поглощение в атмосфере, определяемое поглощением в молекулярном кислороде  $\tau_{\text{к}}(\nu)$ , в водяном паре  $\tau_{\text{вп}}(\nu)$ , в облаках  $\tau_{\text{обл}}(\nu)$  и в осадках  $\tau_{\text{осад}}(\nu)$ ;  $T_{\text{Я}}^{\uparrow}(\nu, \theta)$  и  $T_{\text{Я}}^{\downarrow}(\nu, \theta)$  – яркостные температуры восходящего и нисходящего излучения атмосферы соответственно;  $T_{\text{Якосм}} = 2.7 \text{ K}$  – яркостная температура реликтового космического излучения.

Первое слагаемое в формуле (1)  $\chi^{\text{В,Г}}(\nu, \theta, t_0, W) T_0 e^{-\tau(\nu)\sec\theta}$  представляет собой яркостную температуру океана на верхней границе атмосферы. Вариации именно этого слагаемого на частоте 10.7 ГГц на Г-поляризации и используются для восстановления скорости приводного ветра. Второе и третье слагаемые, обусловленные излучением атмосферы, и четвертое слагаемое – космическое излучение – являются помехой при определении ветра. Эти составляющие должны быть найдены и вычтены из измеряемой яркостной температуры  $T_{\text{Я}}(11\text{Г}, W)$ , а полученный результат умножен на  $e^{\tau(\nu)\sec\theta}$  для учета поглощения в атмосфере.

При штиле ( $W = 0$  м/с) яркостная температура океана  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  определяется произведением коэффициента излучения  $\chi(11\text{Г}, t_0)$  и температуры поверхности воды  $T_0$ . В табл. 1 приведены значения  $\chi(11\text{Г}, t_0)$  и  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  при  $\theta = 55^\circ$  и  $t_0 = (-2 \text{--} +32)^\circ\text{C}$ . Значения  $\chi(11\text{Г}, t_0)$  рассчитаны по формулам Френеля с использованием для диэлектрической проницаемости морской воды соотношений (Meissner, Wentz, 2004). Аппроксимационные формулы (2) и (3) позволяют рассчитать значения  $\chi(11\text{Г}, t_0)$  и  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  с высокой точностью:

$$\chi(11\text{Г}, t_0) = 0.2452 - 0.00093t_0 + 1.687 \times 10^{-5}t_0^2, \quad (2)$$

$$T_{\text{Яок}}(11\text{Г}) = 66.985 - 0.0198t_0 + 0.00450t_0^2. \quad (3)$$

При изменении  $t_0$  от  $-2$  до  $+32^\circ\text{C}$  значения  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  заключены в пределах  $67.2\text{--}70.8 \text{ K}$ . В умеренных и высоких широтах ( $-2 \leq t_0 \leq +12^\circ\text{C}$ ) вариации  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  не превышают  $0.6 \text{ K}$ , и формула для  $T_{\text{Яок}}$  имеет вид  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г}) = 67.03 - 0.0570t_0 + 0.0072t_0^2$  (Mitnik, Mitnik, 2010). В тропической зоне увеличение  $t_0$  от  $25^\circ\text{C}$  до  $32^\circ\text{C}$  сопровождается ростом  $T_{\text{Яок}}(11\text{Г})$  примерно на  $1.5 \text{ K}$ . (Для сравнения отметим, что в диапазоне  $t_0$  от  $-2$  до  $+32^\circ\text{C}$  значения  $T_{\text{Яок}}(7\text{Г})$  монотонно возрастают от  $63.2$  до  $69.2 \text{ K}$ , а значения  $T_{\text{Яок}}(19\text{Г})$  уменьшаются от  $76.1 \text{ K}$  при  $t_0 = -1.8^\circ\text{C}$  до  $72.8 \text{ K}$  при  $t_0 = +18^\circ\text{C}$ , а затем возрастают до  $73.9$  при  $t_0 = 32^\circ\text{C}$ ).

Яркостные температуры восходящего  $T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(11)$  и нисходящего  $T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(11)$  излучения атмосферы могут быть представлены в виде

$$T_{\text{Яатм}}^{\uparrow}(11) = \left[ T_{\text{атм}}(0) - \Delta T^{\uparrow}(11) \right] \left[ 1 - e^{-\tau(\nu)\sec55} \right], \quad (4)$$

$$T_{\text{Яатм}}^{\downarrow}(11) = \left[ T_{\text{атм}}(0) - \Delta T^{\downarrow}(11) \right] \left[ 1 - e^{-\tau(\nu)\sec55} \right],$$

где  $T_{\text{атм}}(0)$  – температура воздуха у поверхности,  $\Delta T^{\uparrow}(11)$  и  $\Delta T^{\downarrow}(11)$  – поправки на неизотермич-

ность атмосферы для восходящего и нисходящего излучения атмосферы соответственно (Митник, Митник, 2006).

В отсутствие осадков полное поглощение в атмосфере складывается из поглощений в молекулярном кислороде  $\tau_k(v)$ , в водяном паре  $\tau_{вп}(v)$  и в облаках  $\tau_{обл}(v)$

$$\tau(11) = \tau_k(11) + a(11)V + \tau_{обл}(11). \quad (5)$$

В диапазоне 5–12 ГГц поглощение  $\tau_k$  не превышает 0.01, и изменчивостью этого параметра, определяемой вариациями температуры и давления атмосферы, вполне можно пренебречь. Поглощение  $\tau_{вп}(v)$  пропорционально паросодержанию атмосферы  $V$ . Из результатов моделирования следует, что увеличение  $V$  от 2 до 15 кг/м<sup>2</sup> приводит к росту  $T_{я}(7Г)$  меньше, чем на 0.8 К, а  $T_{я}(11Г)$  – меньше, чем на 2 К. В тропических широтах вариации существеннее. Изменение  $V$  от 30 до 67 кг/м<sup>2</sup> сопровождается возрастанием  $T_{я}(7Г)$  примерно на 2.0 К, а  $T_{я}(11Г)$  – примерно на 5.4 К.

Обратимся к облачной компоненте. При расчетах поглощения в облаках на частотах AMSR-E использовалась аппроксимация Релея

$$\gamma_{обл} = 0.06\pi v \epsilon_2(v) / \{[\epsilon_1(v) + 2]^2 + [\epsilon_2(v)]^2\} \omega, \quad (6)$$

где  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  – действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости пресной воды соответственно (Meissner and Wentz, 2004), а  $\omega$  – водность облака в г/м<sup>3</sup>. Полное поглощение пропорционально водозапасу облака  $Q$  и зависит от распределения по высоте  $\omega$  и температуры облачных капель  $t_{обл}$ . В табл. 2 приведены значения поглощения в облаке с  $Q = 1$  кг/м<sup>2</sup> при изменении температуры капелек от  $-20.0$  до  $+20.0^\circ\text{C}$ . Появление облачности с  $Q = 0.1$  кг/м<sup>2</sup> приводит к росту  $T_{я}(7Г)$  на 0.45–0.7 К, а  $T_{я}(11Г)$  – примерно на 1–1.5 К в зависимости от  $t_{обл}$ . Приращение  $\Delta T_{я}(v)$  растут примерно пропорционально  $Q$ . Понижение  $t_{обл}$  сопровождается ростом поглощения и ростом  $\Delta T_{я}(v)$ , несмотря на уменьшение температуры атмосферы.

Для оценки полного поглощения в атмосфере, необходимого также для расчета вклада атмосферы в  $T_{я}$ , алгоритм (Mitnik, Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006) был модифицирован с тем, чтобы по  $T_{я}(24В)$  и  $T_{я}(36В)$  определять  $V$  и  $\tau_{обл}(11) = \tau_{обл}(36)R(t_{обл})$ , где  $R(t_{обл}) = \tau_{обл}(11)/\tau_{обл}(36)$  – известная монотонно убывающая функция температуры  $t_{обл}$ . Так, при  $t_{обл} = 20^\circ\text{C}$   $R = 0.1227$ , при  $t_{обл} = +10^\circ\text{C}$   $R = 0.1037$ , а при  $t_{обл} = -10^\circ\text{C}$   $R = 0.0908$ . В алгоритме температура облака “привязана” к ТПО:  $t_{обл} = t_o - A$ . Для многих форм облачности  $A = 10–15^\circ\text{C}$ . Значения  $R$  для  $-15 \leq t_o \leq +20^\circ\text{C}$  могут быть найдены по аппроксимационной формуле

**Таблица 2.** Полное поглощение в облаке с водозапасом  $Q = 1$  кг/м<sup>2</sup>

Температура облака, $t_{обл}$ , $^\circ\text{C}$	Частота, ГГц				
	6.90	10.65	18.7	23.8	36.5
–20.0	0.0231	0.0535	0.1512	0.2279	0.4365
–10.0	0.0147	0.0347	0.1025	0.1600	0.3345
0.0	0.0102	0.0242	0.0728	0.1156	0.2542
10.0	0.0075	0.0177	0.0539	0.0862	0.1950
20.0	0.0057	0.0135	0.0414	0.0666	0.1529

$$R = 0.09469 - 0.000574t_{обл} + 2.78117 \cdot 10^{-5}t_{обл}^2 - 7.0384 \cdot 10^{-7}t_{обл}^3. \quad (7)$$

Таким образом, полное поглощение в атмосфере  $\tau(11)$  можно определить по формуле (5) по значениям  $V$  и  $\tau_{обл}(11)$  в предположении, что поглощение в кислороде  $\tau_k$  известно.  $T_{я}$  восходящего и нисходящего излучения атмосферы рассчитываем по формулам (4), полагая, что  $T_{атм}(0) = t_o$  и значения ТПО известны (соответствуют, например, карте ТПО за предшествующие сутки). Подставляя в формулу (2) значение  $t_o$ , находим  $\chi^{B,\Gamma}(t_o)$  и вклад в  $T_{я}(11Г)$  нисходящего излучения атмосферы, равный  $T_{яатм}^\downarrow(11)[1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10)]e^{-\tau(11)\sec\theta}$ .

Яркостную температуру поверхности океана  $T_{яок}(11Г)$  вычисляем по соотношению

$$T_{яок}(11Г) = \left\{ T_{я}(11Г) - T_{яатм}^\uparrow(11) - T_{яатм}^\downarrow(11) \times \left[ 1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10) \right] e^{-\tau(11)\sec\theta} - T_{якосм} \left[ 1 - \chi^\Gamma(t_o, W = 10) \right] e^{-2\tau(11)\sec\theta} \right\} e^{-\tau(11)\sec\theta}. \quad (7)$$

Космическую составляющую ввиду ее малости можно считать равной 1.8 К и постоянной. Действительно: при  $T_{якосм} = 2.7$  К (реликтовое излучение),  $\chi \approx 0.23–0.24$ ,  $\tau(11) \approx 0.02–0.05$  и  $\theta = 55^\circ$  (угол визирования AMSR-E) имеем примерно 1.8 К.

По формуле (3) и приближенному (!) значению ТПО находим  $T_{я}$  океана при штиле, а затем и обусловленное ветром приращение  $\Delta T_{яок}(11Г) = T_{яок}(11Г) - T_{яок}(11Г, W = 0)$ . По  $\Delta T_{яок}(11Г)$  и зависимости  $d_w(11Г) = \Delta T_{яок}(11Г)/\Delta W = f(W)$  оцениваем скорость ветра.

Производная яркостной температуры по ветру  $d_w(v) = \partial T_{яок}(v)/\partial W$  зависит от частоты, поляризации и угла визирования, от устойчивости пограничного слоя атмосферы, возраста волнения, ТПО, скорости ветра и его мезомасштабной изменчивости и ряда других причин, что приводит к разбросу экспериментальных данных, полученных в различных условиях. Так, согласно (Sasaki et al., 1987),  $d_w(7Г) = 0.55–0.65$  К/(м/с), а  $d_w(11Г) =$

$= 0.65–0.75$  К/(м/с). В то же время в экспериментах по зондированию морской поверхности с дрейфующей платформы в диапазоне изменения  $W$  от 5 до 16 м/с и угле визирования  $53^\circ$  получено:  $d_w(11Г) = 0.87$  К/(м/с) (Aziz et al., 2005). Из обработки данных AMSR-E (Shibata, 2006, рис. 1), следует, что среднее значение крутизны при  $W \leq 20$  м/с составляет 1 К/(м/с), а отношение крутизн  $d_w(7Г)/d_w(11Г) = 0.9$  (Shibata, 2006). В модели коэффициента излучения океана (Meissner, Wentz, 2006)  $d_w(v) \approx 1$  К/(м/с). При этом подчеркивается, что насыщения  $T_{я}(11Г)$  с увеличением ветра не отмечается, как минимум, до 35 м/с. WindSat над ураганами Атлантики, для восстановления  $W$  в условиях сильных осадков (Boukabara, Weng, 2008; Brown et al., 2006; Meissner, Wentz, 2009). Измерения с самолета над центральными зонами ураганов ориентированным в надири радиометром SFMR со ступенчатым изменением частоты в диапазоне 4.5–7.2 ГГц показали, что зависимость  $d_w(v) = f(W)$  нелинейна, а при  $W > 33.2$  м/с  $d_w(v) = 1$  К/(м/с) (Uhlhorn et al., 2007).

Поскольку шум каналов радиометра AMSR-E составляет 0.3–0.5 К (Kawanishi, 2003), то обусловленные ветром приращения  $T_{яок}(v)$  на частотах 6.9 и 10.7 ГГц могут быть надежно зарегистрированы, а значения  $W$  определены по изложенному алгоритму.

### ПОГРЕШНОСТЬ ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ВЕТРА

Погрешность разработанного алгоритма оценивалась по данным замкнутого численного эксперимента. Исходная база состояла из 6285 наборов данных (точек). Каждый набор включал в себя яркостные температуры  $T_{я}(11Г)$ ,  $T_{я}(24В)$ , и  $T_{я}(36В)$ , температуру поверхности воды  $t_o$ , скорость ветра  $W_o$ , паросодержание атмосферы  $V_o$  и водозапас облаков  $Q_o$ . Значения  $T_{я}$  рассчитывались по данным радиозондов, собранных в различных физико-географических районах океана, путем численного интегрирования уравнения переноса микроволнового излучения (Mitnik and Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006). Зависимость приращения коэффициентов излучения от  $W$  была принята линейной в соответствии с экспериментальными данными (Aziz et al., 2005; Shibata, 2006; Wentz, Meissner, 2006, 2009). Очевидно, однако, что изложенная методика может быть применена и для нелинейной зависимости  $\Delta\chi = f(W)$ , полученной, например, в (El-Nimri, 2010; Uhlhorn et al., 2007).

На значения  $T_{я}$  и  $t_o$  были наброшены шумы, распределенные по нормальному закону со стандартным отклонением  $\sigma T_{я} = 0.5$  К для каждого канала радиометра  $T_{я}$  и  $\sigma t_o = 2^\circ\text{C}$  для  $t_o$ , полученные

с помощью генератора случайных чисел. Максимальная амплитуда шумов была ограничена  $\pm 1$  К для  $T_{я}$  и  $\pm 4^\circ\text{C}$  для  $t_o$ . Значения скорости ветра  $W$ , восстановленные по алгоритму, были сопоставлены с исходными  $W_o$ . Были определены коэффициенты  $a_0$  и  $a_1$  в уравнении линейной регрессии  $W = a_0 + a_1 W_o$  и среднее квадратичное отклонение  $\sigma_w$ .

Погрешности оценки ветра  $\sigma_w$  для различных сочетаний  $\sigma T_{я}$  и  $\sigma t_o$  приведены в табл. 3. Расчеты были выполнены для безоблачных и облачных условий. В вариантах 1–4 максимальный водозапас облаков  $Q_{\text{макс}}$  не превышал 1 кг/м<sup>2</sup> (5935 точек), а в вариантах 5 и 6 –  $Q_{\text{макс}} \leq 0.5$  кг/м<sup>2</sup> (5571 точка). Максимальные отличия  $\Delta W = W - W_o$  восстановленных значений  $W$  от истинных при  $Q_{\text{макс}} \leq 0.5$  кг/м<sup>2</sup> не превышали 4 м/с (для 5545 точек).

При  $t_o < 12^\circ\text{C}$  неопределенность в  $\pm 2^\circ\text{C}$  практически не влияет на погрешность оценки скорости ветра  $\sigma_w$ , а при  $t_o > 25^\circ\text{C}$  ошибки не превышают примерно  $\pm 0.3$  м/с. Поэтому для расчета  $\chi(11Г, t_o)$  и  $T_{яок}(11Г, t_o)$  могут быть использованы спутниковые определения ТПО в сроки, близкие к измерениям AMSR-E. Вполне допустимо и использование климатических данных о ТПО. Вклад шумов радиометра более заметен: погрешность восстановления  $W$  по  $T_{я}(v)$ , измеренным реальным радиометром с  $\sigma T_{я} = 0.5$  К, примерно на 12–13% больше по сравнению с измерениями идеального радиометра ( $\sigma T_{я} = 0$  К). Включение в базу данных случаев с водозапасом от 0.5 до 1.0 кг/м<sup>2</sup> (390 точек) приводит к росту  $\sigma_w$  примерно на 30%, причем отличие восстановленных значений  $W$  от исходных могло составлять 5–10 м/с.

### ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМА

16 ноября 2009 г. в 12:00 Гр. на волне полярного фронта в районе о-вов Рюкю сформировался циклон, который в последующие сутки перемещался в район Берингова моря со скоростью 70–80 км/ч. За сутки 17–18 ноября давление в его центре понизилось на 14 мб, а за последующие сутки – на 36 мб. В Берингово море циклон вышел 19 ноября в 12:00 Гр., когда давление в его центре, по данным Японского метеорологического агентства (ЯМА), составляло 954 мб. Штормовая обстановка, опасные и особо опасные явления погоды наблюдались над Беринговым морем, частью Алеутских о-вов и Камчаткой. 19–20 ноября на Камчатке отмечались снегопады при штормовом ветре. Высота волн в Беринговом море достигала 9–10 м. Зона ветров с  $W = 15–28$  м/с распространялась на 1300–1500 км от центра.

19 ноября циклон дважды находился в пределах полосы обзора радиометра AMSR-E: в 01:35 Гр. и в 14:55 Гр., – когда он достиг максимальной стадии развития и полностью окклюдовался. На

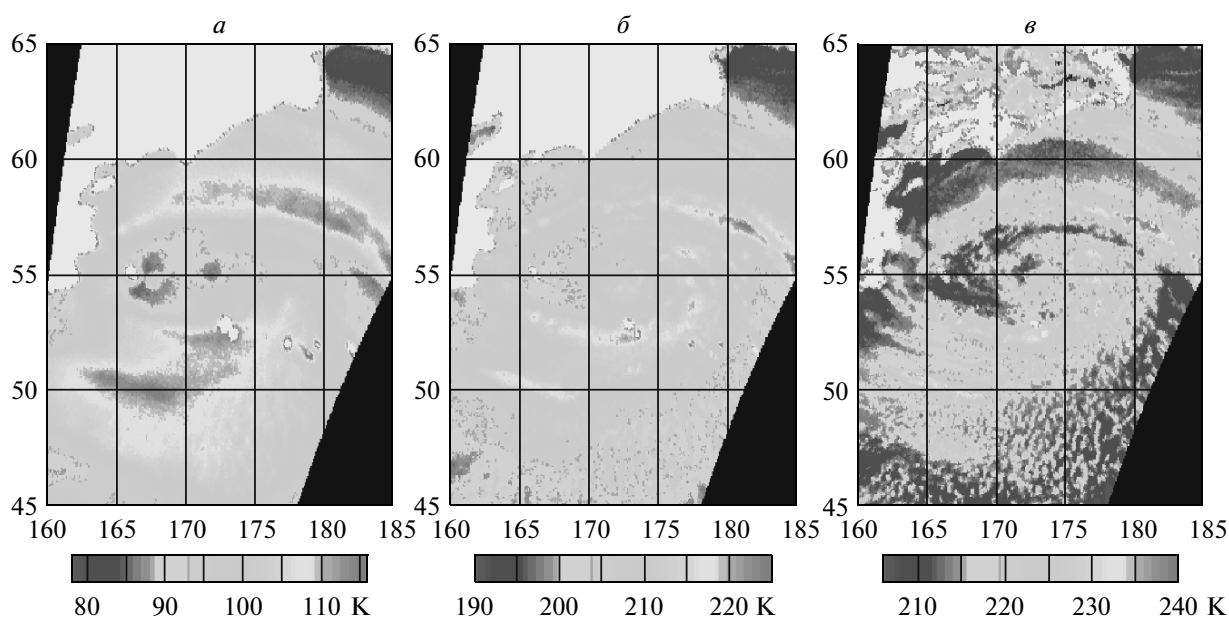
**Таблица 3.** Погрешность восстановления скорости ветра  $\sigma_w$ , коэффициенты линейной регрессии  $a_0$  и  $a_1$  и коэффициент корреляции  $R^2$  при двух значениях максимального водозапаса облаков  $Q_{\text{макс}}$  и различных сочетаниях шумов радиометра  $\sigma_{T_j}$  и погрешности в значениях температуры поверхности океана  $\sigma_{t_o}$

Выборка	$Q_{\text{макс}}$ , кг/м <sup>2</sup>	$N$	$\sigma_{T_j}$ , К	$\sigma_{t_o}$ , °С	$\sigma_w$ , м/с	$a_0$	$a_1$	$R^2$
1	1.0	5935	0.0	0	1.01	-0.827	0.965	0.94
2	То же		То же	2	1.03	-0.840	0.964	0.93
3	»		0.5	0	1.13	-0.817	То же	То же
4	»		То же	2	1.15	-0.823	0.963	0.95
5	0.5	5545	0.0	0	0.71	-0.848	0.963	0.97
6	То же		0.5	2	0.89	-0.832	0.961	0.96

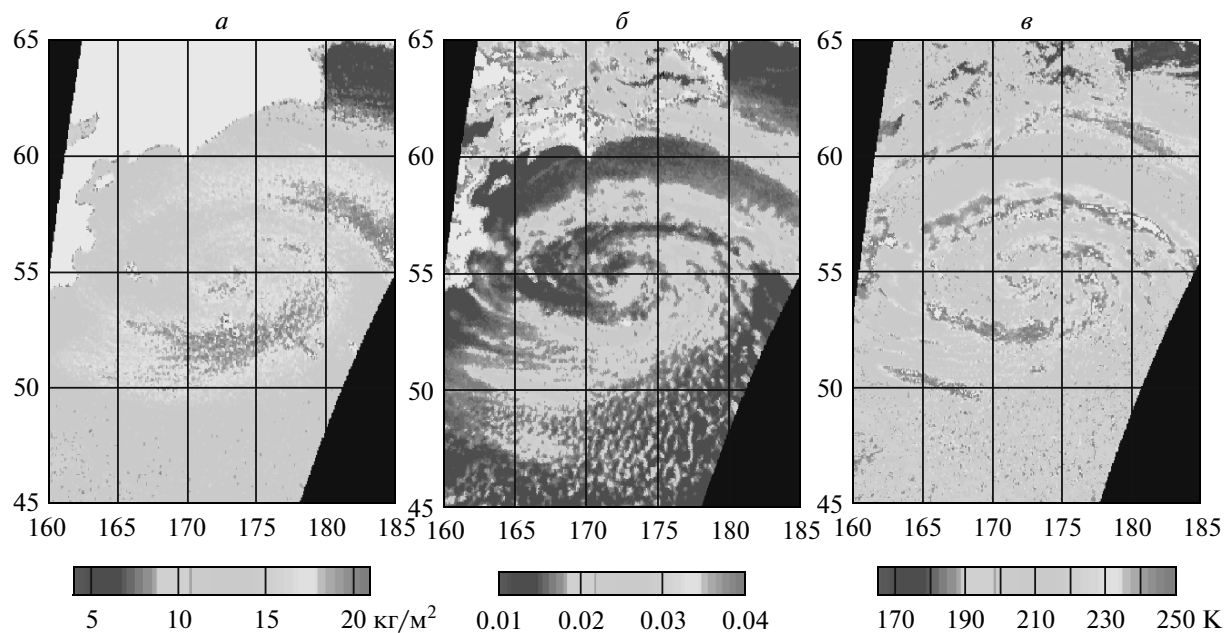
рис. 1а, б, в приведены поля яркостных температур  $T_j(11Г)$ ,  $T_j(24В)$  и  $T_j(36В)$ . По этим полям были найдены поля паросодержания атмосферы  $V$  (рис. 2а) и поглощения в атмосфере на частоте 10.7 ГГц  $\tau(11)$  (рис. 2б), которые в свою очередь были использованы для вычисления восходящего  $T_{\text{яатм}}^{\uparrow}$  (11) и нисходящего  $T_{\text{яатм}}^{\downarrow}$  (11) излучения атмосферы и космического излучения. Поля  $V$  и  $\tau(11)$  (или водозапаса облаков  $Q$ ) позволяют выделить вероятные зоны выпадения осадков, применяя простые пороговые критерии, такие как  $\tau(11) > 0.03$ ,  $Q > 0.5-0.8$  кг/м<sup>2</sup> или  $\Delta T_j(36) = T_j(36В) - T_j(36Н) < 20$  К (Заболотских и др., 2000; Goodberlet et al., 1989). Эти зоны, где погрешность оценки  $W$  возрастает, четко видны на изображениях  $Q$  и  $T_j(36В)$ , что важно для визуального ана-

лиза развития процесса. Водозапас облаков можно найти или по значениям  $\tau_{\text{обл}}(36)$ , которые вычисляются в алгоритме, и коэффициентам  $\gamma_{\text{обл}}(36, t_{\text{обл}})$  из табл. 2, или по алгоритму (Mitnik, Mitnik, 2003; Митник, Митник, 2006). В 14:55 Гр. осадки могли выпадать там, где  $\tau(36) > 0.26-0.28$  (рис. 2б), а значения  $T_j(89Г)$  достигали максимума (рис. 2в).

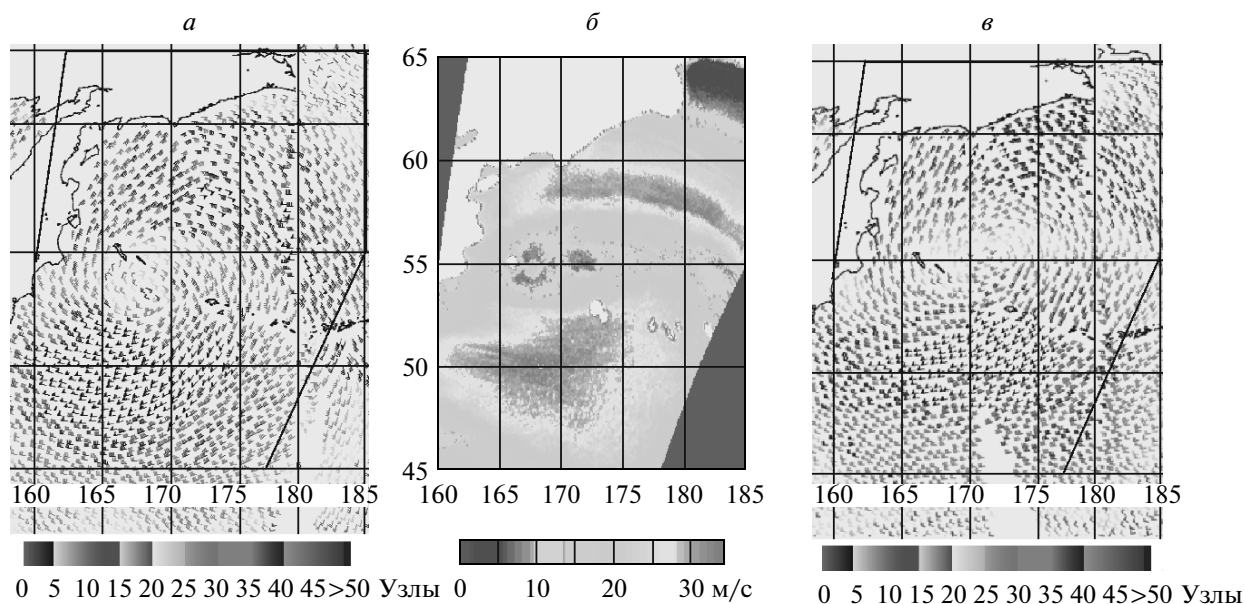
Поле приводного ветра приведено на рис. 3б (яркостная температура океана при штиле была взята равной 67 К – см. табл. 1). Хорошо выделяется центральная зона циклона восточнее о-вов Беринга, где  $W$  уменьшается до 5–7 м/с. Скорость ветра возрастает до 25–30 м/с к северу от центра в середине циклонически изогнутой полосы шириной примерно 200 км. С юга и с севера к этой полосе примыкают области, где  $W = 15-20$  м/с. Ши-



**Рис. 1.** Поля яркостных температур в области внетропического циклона 19 ноября 2009 г. в 14:55 Гр. по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Аква на частотах: а – 10.7 ГГц на горизонтальной поляризации, б – 23.8 ГГц, и в – 36.5 ГГц на вертикальной поляризации.



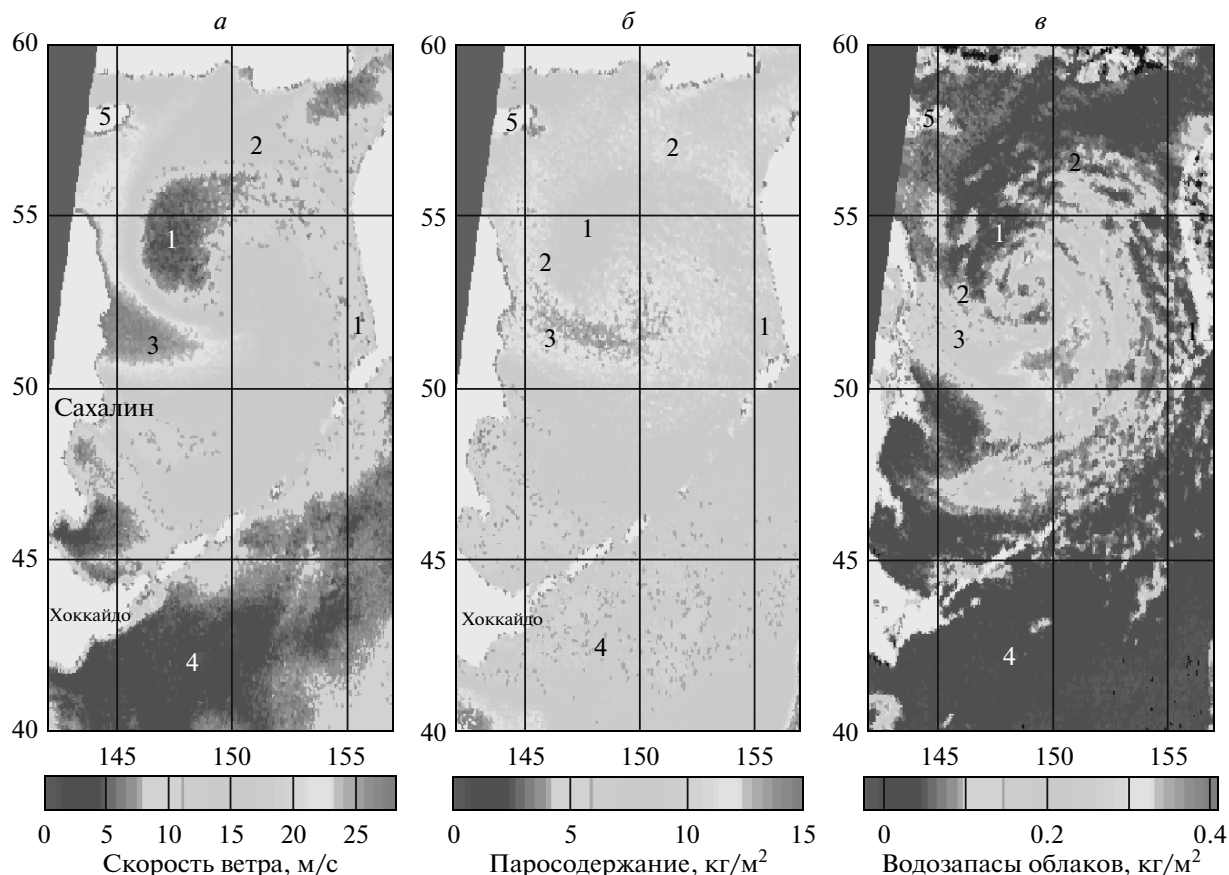
**Рис. 2.** Поля паросодержания атмосферы (*а*) и полного поглощения атмосферы (*б*), восстановленные по яркостным температурам, показанным на рис. 1, и поле яркостной температуры на частоте 89.0 ГГц на горизонтальной поляризации (*в*) по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Aqua 19 ноября 2009 г. в 14:55 Гр.



**Рис. 3.** Поля приводного ветра в области внетропического циклона 19 ноября 2009 г. по данным скаттерометра QuikSCAT (*а*) в 07:29 Гр. и (*в*) в 17:14 Гр. и (*б*) восстановленные по измерениям радиометра AMSR-E в 14:55 Гр.

рина области в южном направлении — 100–150 км и меньше, а в северном доходит до 300 км. Еще далее к северу между 62° и 65° с.ш. ветер спадает до 2–5 м/с. В южном секторе циклона штормовой ветер отмечается в обширной зоне треугольной формы. В центральной ее части скорость ветра достигает 30–34 м/с. Поля ветра по данным скатте-

рометра QuikSCAT, полученным в 07:29 Гр. за 7.5 ч до и в 17:14 Гр. через 2 ч 20 мин после AMSR-E, приведены на рис. 3*а, б* (<http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/quikscat/>). Структура полей и скорость ветра, восстановленная по измерениям пассивного (AMSR-E) и активного (QuikSCAT) микроволновых приборов, хорошо соответствуют друг другу



**Рис. 4.** Поля приводного ветра (*а*), паросодержания атмосферы (*б*) и водозапаса облаков (*в*) в циклоне над Охотским морем, восстановленные по измерениям радиометра AMSR-E со спутника Aqua 21 декабря 2010 г. в 02:30 Гр. Цифрой 5 обозначен лед.

при  $W < 20\text{--}25$  м/с. По данным AMSR-E зарегистрированы и более высокие значения ветра. Отсутствие таких значений по данным QuikSCAT можно объяснить снижением чувствительности удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) к ветру при  $W > 20\text{--}25$  м/с, а не двукратным ослаблением сигналов скаттерометра в атмосфере, так как интенсивность осадков и водозапас облаков в рассматриваемом циклоне, а также в других зимних внетропических циклонах существенно меньше, чем в тропических.

Циклоническая активность над азиатскими окраинными морями в зимний период усиливается. В циклонах синоптического масштаба над Беринговым, Охотским и Японским морями интенсивность осадков, как правило, ниже, чем в более южных морях, что позволяет восстанавливать поля приводного ветра с большей точностью. На рис. 4 показаны рассчитанные по данным AMSR-E поля ветра, паросодержания атмосферы и водозапаса облаков в окклюдированном циклоне, который 21 декабря 2010 г. располагался над Охотским морем. Спиральная структура циклона от-

четливо выражена во всех полях. В зоне 1 более холодного сухого воздуха ( $V = 8\text{--}10$  кг/м<sup>2</sup>), охватывающей северные Курильские о-ва и Камчатку, скорость ветра по мере продвижения к центру циклона спадает от 8–10 до 3–5 м/с. В этой зоне видны отдельные облачные полосы и пятна с водозапасом  $Q \leq 0.2$  кг/м<sup>2</sup>. В более теплой и влажной воздушной массе 2, примыкающей к этой зоне,  $V = 11\text{--}13$  кг/м<sup>2</sup>, скорость ветра возрастает до 13–16 м/с, облаков меньше, чем в зоне 1, и их водозапас также  $\leq 0.2$  кг/м<sup>2</sup>. Еще сильнее ветер (до 23–27 м/с) в треугольной по форме области 3 к юго-западу и к югу от центра циклона. Водозапас облаков, достигающий здесь 0.4 кг/м<sup>2</sup>, не влияет на оценку скорости ветра, о чем свидетельствуют различные очертания областей с максимальными значениями  $W$  и  $Q$ . Обширная область слабых ветров 4, где  $W < 5$  м/с, располагается к югу и юго-востоку от Хоккайдо. Облачность здесь отсутствует, а значения паросодержания атмосферы составляют 5–7 кг/м<sup>2</sup>.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предложенном алгоритме выбор частоты 10.7 ГГц для оценки скорости ветра обоснован как малой изменчивостью  $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$  при вариациях  $t_0$  (особенно при  $t_0 < 12^\circ\text{C}$  – см. табл. 1), так и улучшением пространственного разрешения по сравнению с 6.9 ГГц. Выбор  $T_{\text{я}}$  на  $\nu = 23.8$  и 36.5 ГГц для определения поглощения в атмосфере и атмосферных составляющих яркостной температуры  $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$  объясняется их высокой чувствительностью к вариациям содержания в атмосфере пароводяной и капельной влаги, а также меньшей площадью усреднения данных, что снижает погрешность оценки  $T_{\text{яок}}(11\text{Г})$ . Погрешность оценки скорости ветра по трем яркостным температурам определена по данным численного эксперимента с глобальной базой данных при значениях водозапаса облаков до 1 кг/м<sup>2</sup>.

При  $Q > 0.5$  кг/м<sup>2</sup> в атмосфере обычно отмечаются осадки, и погрешности в расчетах атмосферных составляющих  $T_{\text{я}}(11\text{Г})$ , общего поглощения, а, следовательно, и скорости ветра возрастают. В зимних погодных системах отмечаются как твердые, так и жидкие осадки. Их интенсивность обычно не превышает 1–3 мм/ч, а размеры капель малы, что не мешает оценке ветра по данным AMSR-E. Ситуации с мощной облачностью и осадками, которые наблюдаются в умеренных и высоких широтах в теплый сезон, а в тропической зоне – на протяжении всего года – могут быть идентифицированы и отфильтрованы. В качестве порогового значения при фильтрации может быть использовано значение  $Q = 0.5$  кг/м<sup>2</sup>.

Спутниковые радиометры регистрируют не ветер, а вариации яркостных температур, обусловленные, в частности, приращениями коэффициента излучения океана  $\chi^{\text{B.Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$ . Эти приращения, помимо ветра, зависят от многих факторов, что приводит к разбросу экспериментальных данных и к появлению различных аппроксимаций спектра  $\chi^{\text{B.Г}}(\nu, \theta, t_0, W)$  (Шарков, 2007; Aziz et al., 2005; Boukabara, Weng, 2008; El-Nimri, 2010; Meissner, Wentz, 2006, 2009; Padmanabhan, 2006; Ruf et al., 2008; Sasaki et al., 1987; Shibata, 2006; Uhlhorn et al., 2007). Новые аппроксимации зависимости  $\chi^{\text{B.Г}}$  от скорости ветра вплоть до  $W = 70$  м/с были получены при самолетных измерениях радиометрами SFMR и HIRAD (El-Nimri, 2010; Uhlhorn, 2007). Они были применены при разработке и настройке алгоритма оценки  $W$  по измерениям радиометра WindSat на частотах 6.8, 10.7, 18.7, 23.8 и 37.0 ГГц со спутника Coriolis (Brown et al., 2006; Ruf et al., 2008; Mims et al., 2010). В алгоритме (Brown et al., 2006) ветер оценивается по приращениям коэффициента излучения взволнованной поверхности океана относительно гладкой с помощью эмпирической

геофизической модельной функции, осуществляющей “очистку”  $T_{\text{я}}(11)$  от излучения атмосферы. Такой подход аналогичен изложенному выше, но при этом, однако, используется сложная процедура “очистки”. Так, например, полное поглощение атмосферы представляется квадратичной функцией  $V$  и  $Q$ , что противоречит многочисленным экспериментальным и теоретическим данным. В дальнейшем алгоритм был модернизирован, упрощен и применен для восстановления поля ветра в ураганах, над которыми проводились квазисинхронные микроволновые измерения с самолета (El-Nimri 2010; Ruf et al., 2008; Mims et al., 2010).

Методика восстановления ветра по приращениям  $T_{\text{я}}$  взволнованной поверхности океана относительно штилевых условий хорошо обоснована физически и представляется перспективной, что требует продолжения исследований изменчивости микроволновых характеристик и океана, и атмосферы в различных физико-географических районах, оценки влияния пространственного сглаживания. Отметим в связи с этим, что в конце 2011–начале 2012 г. будет запущен спутник GCOM-W1 с радиометром AMSR2 и с самой большой в мире вращающейся антенной (Ok et al., 2010). AMSR2 будет принимать излучение Земли на  $\nu = 6.9, 7.3, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5$  и 89.0 ГГц, что, согласно модельным расчетам, позволит снизить погрешности восстановления характеристик ветра и других геофизических параметров.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08\_05\_99109–р\_офи и 09\_05\_13569\_офи\_ц, ФЦП “Мировой океан” (договора 4/09, 6/10 и тема 2011-16-420-8-012), и проекта № 111 по соглашению между Японским аэрокосмическим исследовательским агентством (JAXA) и ТОИ ДВО РАН. Данные измерений AMSR-E со спутника Aqua получены из JAXA.

Цветной вариант рисунков без текста статьи помещен на сайте <http://www.poi.dvo.ru>.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Заболотских Е.В. и др.* Разработка и валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным SSM/I с применением нейронных сетей и физических ограничений // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 2. С. 62–71.
- Митник М.Л., Митник Л.М.* Восстановление паросодержания атмосферы и водозапаса облаков над океаном по данным микроволнового зондирования со спутников DMSP, TRMM, AQUA и ADEOS-II // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 4. С. 34–41.
- Шарков Е.А.* Обрушающиеся морские волны: структура, геометрия, электродинамика. М.: Научный мир, 2009. 304 с.

- ASCAT Wind Product User Manual version 1.8 January 2010 // SAF/OSI/CDOP/KNMI/TEC/MA/126. 23 p.
- Aziz M.A. et al.* Effects of air–sea interaction parameters on ocean surface microwave emission at 10 and 37 GHz // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2005. V. 43. № 8. P. 1763–1774.
- Boukabara S.A., Weng F.* Microwave emissivity over ocean in all-weather conditions: validation using WINDSAT and airborne GPS dropsondes // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2008. V. 46. № 2. P. 376–384.
- Brown R.A.* Global high wind deficiency in modeling // Remote sensing of the Pacific Ocean by satellites. Marrickville Australia: Southwood Press Pty Limited, 1998. P. 69–77.
- Brown S.T. et al.* An emissivity-based wind vector retrieval algorithm for the WindSat polarimetric radiometer // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2006. V. 44. № 3. P. 611–621.
- El-Nimri S.F. et al.* Improved microwave remote sensing of hurricane wind speed and rain rates using the hurricane imaging radiometer (HIRAD) // Proc. 28-th Conf. Hurricanes and Tropical Meteorol. Orlando, FL, 28 April–2 May 2008.
- El-Nimri S.F. et al.* An improved C-band ocean surface emissivity model at hurricane-force wind speeds over a wide range of Earth incidence angles // *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.* 2010. V. 7. № 4. P. 641–645.
- Goodberlet M. A. et al.* Remote sensing of ocean surface winds with the special sensor microwave/imager // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № C10. P. 14547–14555.
- Hersbach H. et al.* An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C03006. doi:10.1029/2006JC003743.
- Hersbach H.* Comparison of C-band scatterometer CMOD5.N equivalent neutral winds with ECMWF // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2010. V. 27. № 4. P. 721–736. doi:10.1175/2009JTECHO698.1.
- Hoffman R.N., Leidner S.M.* An introduction to the near–real–time QuikSCAT data // *Weather Forecasting.* 2005. V. 20. № 8. P. 476–493.
- Kawanishi T. et al.* The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2003. V. 41. № 2. P. 184–194.
- Liu W.T., Xie X.* Measuring ocean surface wind from space // Remote Sensing of the Marine Environment. Manual of Remote Sensing / Ed. Gower J.F.R. 2006. V. 6. P. 149–168
- Liu W.T. et al.* Wind power distribution over the ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L13808. doi:10.1029/2008GL034172.
- Meissner T., Wentz F.J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2004. V. 42. № 9. P. 1836–1849.
- Meissner T., Wentz F.J.* Ocean retrievals for WindSat: Radiative transfer model, algorithm, validation // 9th Specialist Meeting Microwave Radiometry Remote Sens. Applications, Puerto Rico, USA. 2006. [http://www.remss.com/papers/meissner\\_and\\_wentz\(2006\).pdf](http://www.remss.com/papers/meissner_and_wentz(2006).pdf)
- Mims A. et al.* WindSat retrieval of ocean surface wind speed in tropical cyclones // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 1831–1834.
- Meissner T., Wentz F.J.* Wind vector retrievals under rain with passive satellite microwave // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2009. V. 47. № 9. P. 3065–3083.
- Mitnik L.M., Mitnik M.L.* Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II AMSR data: comparison of errors of global and regional algorithms // *Radio Science.* 2003. V. 38. № 4. 8065. doi:10.1029/2002RS002659.
- Mitnik L.M., Mitnik M.L.* AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 3224–3227.
- Oki T. et al.* AMSR instrument on GCOM-W1/2: Concepts and applications // Proc. IGARSS 2010. Hawaii, USA. 26–30 July 2010. P. 1363–1366.
- Padmanabhan S. et al.* Effects of foam on ocean surface microwave emission inferred from radiometric observations of reproducible breaking waves // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2006. V. 44. № 3. P. 569–583.
- Quilfen Y. et al.* The potential of QuikSCAT and WindSat observations for the estimation of sea surface wind vector under severe weather conditions // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № C09023. doi:10.1029/2007JC004163.
- Robinson I.S.* Understanding the oceans from space: the unique applications of satellite. Springer, 2010. 638 p.
- Rosenkranz P.W.* Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1992. V. 30. № 5. P. 1081–1085.
- Ruf C., Mims A., Hennon C.* The dependence of the microwave emissivity of the ocean on hurricane force wind speeds // Proc. 28th Conf. Hurricanes Trop. Meteorol., Orlando, FL, Apr. 28–May 2, 2008.
- Sampe T., Xie S.-P.* Mapping high sea winds from space: A global climatology // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2007. V. 88. № 12. P. 1965–1978.
- Sasaki Y. et al.* The dependence of sea surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle, and polarization over the frequency range from 1 to 40 GHz // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1987. V. 25. № 1. P. 138–146.
- Shibata A.A.* AMSR/AMSR-E SST algorithm developments; removal of ocean wind effect // *Italian J. Rem. Sens.* 2004. V. 30/31. P. 131–142.
- Shibata A.A.* wind speed retrieval algorithm by combining 6 and 10 GHz data from Advanced Microwave Scanning Radiometer: Wind speed inside hurricanes // *J. Oceanogr.* 2006. V. 62. № 3. P. 351–359.
- Stoffelen A., Anderson D.* Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № C3. P. 5767–5780.
- Uhlhorn E.W. et al.* Hurricane surface wind measurements from an operational stepped frequency microwave radiometer // *Monthly Weather Rev.* 2007. V. 135. № 9. P. 3070–3085.

Wentz F.J., Meissner T. Algorithm theoretical basis document for AMSR-E ocean algorithms // RSS Tech. Rep. 051707. May 17, 2007. Supplement 1. P. 1–6.

Yan B., Weng F. Applications of AMSR-E measurements for tropical cyclone predictions. Part I: Retrieval of sea sur-

face temperature and wind speed // Advances Atm. Sci. 2008. V. 25. № 2. P. 227–245.

Zhang B. et al. Neural Network retrieval of sea surface wind speed from Advanced Microwave Scanning Radiometer-E data // Proc IGARSS 2008. Boston, MA, USA, V. I. P. 359–362.

## Algorithm of Sea Surface Wind Speed Retrieval from Aqua AMSR-E Measurements

L. M. Mitnik, M. L. Mitnik

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

Original retrieval algorithm for sea surface wind speed  $W$  was suggested and investigated. It uses increment of the brightness temperature of the roughed ocean surface at frequency  $\nu = 10.7$  GHz with horizontal (H) polarization relative to its value at  $W = 0$  m/s,  $T_{\text{Boc}}(11\text{H}, W = 0)$ . Total contribution of the upwelling emission of the atmosphere  $T_{\text{Batm}}^{\uparrow}$  and its downwelling emission  $T_{\text{Batm}}^{\downarrow}$  reflected by the ocean surface and attenuated by the atmosphere to the brightness temperature of the ocean–atmosphere system  $T_{\text{B}}(11\text{H})$  is determined by computations using values of total water vapor content  $V$  and total cloud absorption at  $\nu = 10.7$  GHz  $\tau_{\text{cl}}(11)$ , that, in turn, are found from  $T_{\text{B}}$  at  $\nu = 23.8$  and  $36.5$  GHz with vertical (V) polarization. Experimental data on dependence of the sea surface emissivity on wind speed at the broad range of  $W$  change are used. Algorithm error was found using closed scheme and massif of the brightness temperatures  $T_{\text{B}}(11\text{H})$ ,  $T_{\text{B}}(24\text{V})$  and  $T_{\text{B}}(36\text{V})$ , computed from ship radiosonde measurements in the open ocean taking into account AMSR-E noises. Algorithm can be used at total cloud liquid water content  $\leq 1$  kg/m<sup>2</sup> when intense precipitation is absent. Example of  $W$ ,  $V$ , total atmospheric absorption and other parameters retrieval from the AMSR-E brightness temperatures are of extratropical cyclones over the Pacific Ocean is given. AMSR-E- and QuikSCAT-derived wind fields are in a good agreement at  $W < 20$  m/s. At  $W \geq 20$  m/s AMSR-E  $W$  values, as a rule, exceed scatterometer estimates.

**Keywords:** microwave sensing, Aqua, AMSR-E, retrieval algorithms, sea surface wind speed, ocean brightness temperature, sea surface emissivity, total atmospheric water vapor, cloud absorption, total atmospheric absorption