

КАЛИБРОВКА И ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ МИКРОВОЛНОВОГО РАДИОМЕТРА AMSR-E СПУТНИКА AQUA

М.Л. Митник, Л.М. Митник

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041 Владивосток ул. Балтийская 43
e-mail: maia@poi.dvo.ru

В 2002 г. были запущены спутники Aqua (США) и ADEOS-II (Япония) с усовершенствованными микроволновыми сканирующими радиометрами AMSR (ADEOS-II) и AMSR-E (Aqua). Радиометры измеряют яркостные температуры восходящего излучения земли $T_{Я}(\nu)$ на частотах $\nu_i = 6,9, 10,65, 18,7, 23,8, 36,5$ и $89,0$ ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Сканирование ведется по конусу под углом 55° в полосе шириной 1600 км (ADEOS-II) и 1450 км (Aqua). Алгоритмы восстановления температуры поверхности океана t_s , скорости приводного ветра W , паросодержания атмосферы V и водозапаеса облаков Q , разработанные на основе моделирования переноса микроволнового излучения в системе океан-атмосфера [1], использовались для обработки $T_{Я}(\nu)$, измеренных со спутника Aqua. Систематические отличия восстановленных параметров от подспутниковых значений, предоставленных космическим агентством Японии JAXA, были обусловлены в основном систематическими погрешностями калибровки $T_{Я}(\nu)$, что следовало из сопоставления измеренных и расчетных значений $T_{Я}(\nu)$ при отсутствии облачности, низких значениях V и слабых ветрах. Систематические погрешности калибровки $T_{Я}(\nu)$ менялись для разных каналов в пределах от 0 до 4 К. Погрешности алгоритмов были оценены после коррекции калибровки при массовом сопоставлении восстановленных и подспутниковых значений параметров.

Введение

Существенный прогресс в области микроволнового зондирования Земли был достигнут в 2002 г., когда на орбиту были выведены спутники Aqua (США) [2] и ADEOS-II (Япония), в состав измерительных комплексов которых входили однотипные многоканальные сканирующие радиометры AMSR-E и AMSR, соответственно. ADEOS-II прекратил работу 25 октября 2003 г. из-за нарушения системы питания.

По всем параметрам радиометры AMSR-E и AMSR превосходят радиометры SSM/I, устанавливаемые на спутниках министерства обороны США DMSP [3]. Особую важность для приложений имеет появление низкочастотных каналов 6,9 и 10,65 ГГц и существенное улучшение пространственного разрешения, составляющего 5 x 5 км на частоте 89,0 ГГц (таблица 1).

Таблица 1. Параметры радиометра AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) спутника ADEOS-II

Центральная частота, ГГц	6,925	10,65	18,7	23,8	36,5	50,3/52,8	89,0
Поляризация	вертикальная (В) / горизонтальная (Г)					В	В/Г
Чувствительность, К	0,3	0,6				1,8/1,3	1,1
Размер поля зрения, км x км	71 x 41	46 x 26	25 x 15	23 x 14	14 x 8	12 x 6	6 x 4
Элемент разрешения, км x км	10 x 10					5 x 5	
Точность, К	< 1						

Космическое агентство Японии JAXA передало ТОИ массивы яркостных температур $T_{Я}^{B,\Gamma}(\nu_i)$ на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях на восьми частотах, измеренных радиометром AMSR со спутника ADEOS-II (январь - сентябрь 2003 г.), и на шести частотах (без 50,3 и 52,8 ГГц), измеренных радиометром AMSR-E со спутника Aqua (июль 2002 г. – декабрь 2004 г.).

Алгоритмы восстановления параметров

Восстановление параметров выполнялось по алгоритмам, полученным в численных экспериментах с моделью переноса микроволнового излучения в системе океан-атмосфера. В качестве входной информации использовалась база гидрометеорологических данных, построенная на основе измерений, выполненных на научно-исследовательских судах с 1965 по 1994 г. и включающая 11500 наборов. Каждый набор состоит из вертикальных профилей давления, температуры и влажности воздуха, измеренных радиозондом, и дополненных вертикальным профилем водности облака, значений температуры поверхности океана (ТПО) t_s и скорости приводного ветра W . Диапазон изменчивости параметров включает для ТПО $t_s = -1,6 - 31^\circ\text{C}$,

для скорости ветра $W = 0 - 30$ м/с и для паросодержания атмосферы $V = 2,4-75,7$ кг/м². Для каждого набора данных были вычислены значения $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$.

Для восстановления полей ТПО и скорости приводного ветра W был реализован линейный регрессионный алгоритм, в котором использовались значения $T_{\text{я}}$ на $\nu = 6,9$ и $10,7$ ГГц на В- и Г-поляризациях:

$$t_s = A_0 + A_1 T_{\text{я}}(6\text{В}) + A_2 T_{\text{я}}(6\text{Г}) + A_3 T_{\text{я}}(10\text{В}) + A_4 T_{\text{я}}(10\text{Г}) \quad (1)$$

$$W = B_0 + B_1 T_{\text{я}}(6\text{В}) + B_2 T_{\text{я}}(6\text{Г}) + B_3 T_{\text{я}}(10\text{В}) + B_4 T_{\text{я}}(10\text{Г}) \quad (2)$$

При статистической обработке массивов $T_{\text{я}}$ и гидрометеорологических параметров были найдены значения коэффициентов A_i и B_i , $i = 0, \dots, 4$ и оценены погрешности восстановления температуры поверхности σ_{t_s} и скорости приводного ветра σ_W при вариациях уровня шума в каналах радиометра [1]. Было показано, что использование в алгоритмах восстановления t_s и W яркостных температур на частотах 18,7 ГГц и выше приводит лишь к незначительному снижению погрешностей.

Очевидно, что чувствительность восстанавливаемых параметров к вариациям $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$ определяется значениями коэффициентов A_i или B_i . Наибольший вес имеют каналы на частоте 6 ГГц на вертикальной ($A_1 \approx -2,4$) и на горизонтальной ($B_2 \approx -2,6$) поляризациях.

Мощная облачность ($Q > 2-3$ кг/м²) и/или осадки ограничивают применение алгоритмов. Соответствующие области выделялись либо по значению $T_{\text{я}}(10\text{В}) \geq 185$ К, либо по поляризационной разности на частоте 36,5 ГГц $\Delta T_{\text{я}}(36) = T_{\text{я}}(36\text{В}) - T_{\text{я}}(36\text{Г}) \leq 15$ К и исключались из обработки.

Для восстановления полей паросодержания атмосферы V и водозапаса облаков Q был реализован алгоритм, основанный на алгебраизации уравнения переноса излучения в системе океан-атмосфера. V и Q находятся по яркостным температурам на частотах 23,8 и 36,5 ГГц на В-поляризации в предположении, что значения ТПО известны (например, определяются по соотношению (1) для t_s) [1]. По существу, это является развитием подхода, использованного при построении алгоритма оценки V и Q по измерениям $T_{\text{я}}$ на частотах 22,23 и 37,0 ГГц, выполненных с первого в мире микроволнового спутника "Космос-243" в 1968 г. [4, 5].

Чувствительность восстанавливаемых параметров к вариациям $T_{\text{я}}$ была определена в ходе численных экспериментов с массивом гидрометеорологических данных объемом в 5755 наборов. Так, изменение $T_{\text{я}}(23\text{В})$ на ± 1 К приводит к сдвигу восстановленных значений V на $+0,77$ и $-0,52$ кг/м², а при $\Delta T_{\text{я}}(36\text{В}) = \pm 1$ К - к сдвигам противоположного знака: $-0,60$ и $+0,58$ кг/м². При $\Delta T_{\text{я}}(23\text{В}) = \pm 1$ К сдвиги Q составили $-0,011$ и $+0,012$ кг/м², а при $\Delta T_{\text{я}}(36\text{В}) = \pm 1$ К возросли до $+0,025$ и $-0,014$ кг/м².

Приведенные оценки показывают, что требования к калибровке измерений и стабильности работы радиометра должны быть весьма высокими.

Проверка калибровки радиометров

Из сопоставления спутниковых определений параметров t_s , W и V , найденных по алгоритмам [1], с данными контактных измерений следовало наличие систематических различий вследствие или погрешности калибровки $T_{\text{я}}$, или неадекватности радиационной модели, использованной в расчетах, или обеими причинами.

Для оценки возможной систематической погрешности $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$ была реализована методика сравнения минимальных значений яркостных температур, полученных при моделировании и измеренных со спутника. Модельные значения $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$ были определены с использованием апробированных соотношений, описывающих спектры диэлектрической проницаемости соленой воды и спектры поглощения кислорода и водяного пара. Погрешности в значениях $T_{\text{я}}$, обусловленные существующими неопределенностями спектров, минимальны в сантиметровом диапазоне длин волн и могут быть несколько выше на более коротких волнах. Минимальным значениям $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$ соответствуют безоблачные ситуации при наименьших значениях паросодержания атмосферы, слабых ветрах и температуре поверхности океана меньше $10-15^\circ\text{C}$.

Области, соответствующие такому сочетанию параметров, выделяются в полях $T_{\text{я}}$ практически на каждом витке (в основном, вокруг Антарктиды), что позволяет использовать эти области в качестве реперных. Сопоставление гистограмм расчетных и экспериментальных распределений $T_{\text{я}}$ показало, что систематическая погрешность $T_{\text{я}}$ меняется от канала к каналу. В низкочастотных каналах она максимальна на частоте 6,9 ГГц на В-поляризации, где достигает $-(1,5-2)$ К. Как следует из соотношений (1) и (2), это приводит к завышению восстановленных значений ТПО на $4-5^\circ\text{C}$ *).

*) Детальное сопоставление спутниковых и модельных значений $T_{\text{я}}$, а также значений параметров, восстановленных по алгоритмам [1] и измеренных контактными способами, показало, что систематическая погрешность калибровки $T_{\text{я}}$ на разных каналах была существенно снижена по сравнению с ее значениями в первые 6 месяцев после запуска спутников. С 1 марта 2005 г. JAXA предоставляет данные о $T_{\text{я}}^{\text{B},\Gamma}(v_i)$, полученные с использованием усовершенствованных калибровочных соотношений.

Чтобы свести к минимуму влияние систематических погрешностей калибровки, коэффициенты в формулах (1) и (2), а также в соотношениях, используемых в алгоритмах V и Q , были соответствующим образом скорректированы. Алгоритмы со скорректированными значениями коэффициентов были протестированы и в дальнейшем применены для построения полей геофизических параметров.

Валидация алгоритмов

Для валидации разработанных алгоритмов оценки геофизических параметров JAXA предоставило исследователям массивы сопряженных в пространстве и близких по времени значений $T_{я}^{B,\Gamma}(v_i)$ и спутниковых данных, включающих измерения океанических буев, судов и станций радиозондирования атмосферы. Рассмотрим валидацию алгоритмов восстановления t_s и W по *in situ* измерениям ТПО t_{SO} и скорости ветра W_O . На рис. 1 показана схема расположения океанического буя, измеряющего t_{SO} и W_O , и нескольких последовательных сканов при пролете спутника. Кружки отмечают положение центров областей площадью 10×10 км, для которых приведены значения температур $T_{я}$ (на частотах от 6,9 до 36,5 ГГц значения $T_{я}$ даны с шагом 10 км для всех каналов).

10 ближайших к бую центров областей (точек) отмечены белыми кружками. Самая близкая к бую точка имеет номер 1, а самая удаленная номер 10.

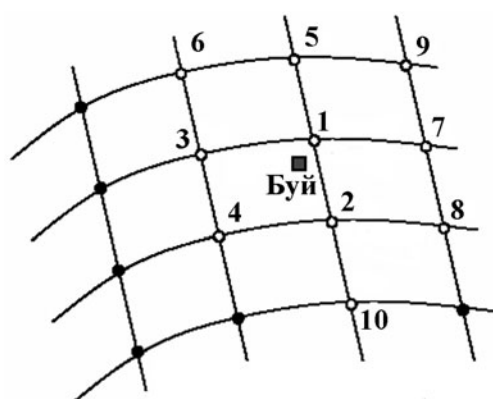


Рис. 1. Схема положения буя осуществляющего измерения t_O и W_O и десяти ближайших к нему пикселей радиометра AMSR-E спутника Aqua, яркостные температуры которых использовались для восстановления значений ТПО t_s и скорости приводного ветра W_s

Значения $T_{я}^{B,\Gamma}(v_i)$ именно в этих точках отобраны для валидации алгоритмов. Наличие 10 значений $T_{я}^{B,\Gamma}(v_i)$ позволяет реализовать разные варианты для сравнения восстановленных параметров t_s и W с показаниями буя t_{SO} и W_O . Можно, например, находить значения t_s и W только по одному или по нескольким ближайшим к бую точкам. Можно ориентироваться на точку с минимальными значениями $T_{я}$ или отбрасывать точки, где значения $T_{я}$ отличаются от минимальных на заданную величину, затем усреднить яркостные температуры оставшихся точек и находить t_s и W по усредненным значениям $T_{я}$. Приведенные ниже оценки t_s и W находились по значениям $T_{я}^{B,\Gamma}(v_i)$, усредненным по 10 точкам.

Из всего массива данных $T_{я} - in situ$, охватывающего период с августа 2003 г. по февраль 2004 г., произвольно были выбраны 11 дней. В 11642 сопоставлениях $T_{я} - in situ$ значения t_{SO} отсутствовали в 67 случаях. 28 значений t_{SO} были отброшены, как физически недостоверные. Кроме того, были исключены 572 случая с осадками или мощной облачностью. В итоге осталось 10975 наборов $T_{я} - in situ$. Значения $T_{я}$ из этих наборов были скорректированы с учетом выявленных систематических погрешностей калибровки, после чего по формулам (1) и (2) были найдены значения t_s и W . Скорректированные коэффициенты A_i и B_i приведены в таблице 2.

Таблица 2. Коэффициенты регрессионных соотношений для оценки t_s и W

i	0	1	2	3	4
A_i	-272,99	- 2,38556	0,06413	0,35107	0,40217
B_i	22,89	- 0,446	- 2,6584	- 0,55066	- 0,69874

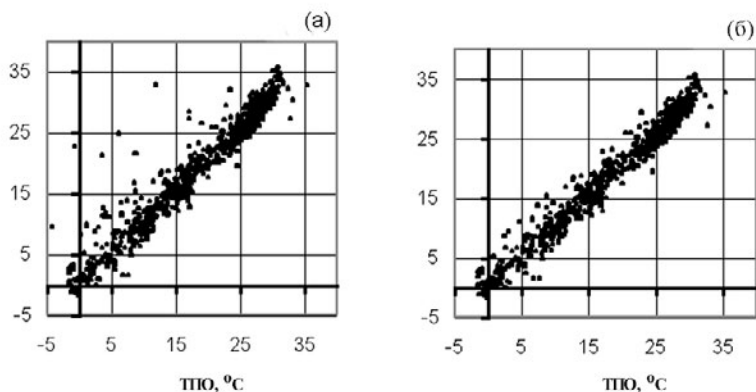


Рис. 2 (а, б) Сопоставление данных буев (ось X) и результатов восстановления температуры поверхности океана по измерениям AMSR-E (ось Y) для 944 пар точек (t_s, t_{SO}) (а) и для 844 пар (б).

На рис. 2 сопоставлены значения t_s , восстановленные по измерениям AMSR-E за 26 октября 2003 г., с данными буев. Из 1044 пар исходных данных было отбраковано 6 явно недостоверных и 44 пары с осадками и мощной облачностью. Корреляция оставшихся 994 пар показана на рис. 2а. Затем были исключены все случаи, где разница между измеренным t_{SO} и восстановленным t_s значениями Δt_s превышала $2\sigma_{ts}$, после чего осталось 962 точки (рис. 2б). При последующем детальном анализе было исключено еще 118 точек с разностью $\Delta t = t_s - t_{SO} > 3^\circ\text{C}$. Основные причины больших расхождений были связаны с наличием конвективной облачности, зарегистрированной на частотах 23,8 и 36,5 ГГц, близостью островов и берегов, резкими градиентами ТПО. Ниже приведены уравнения регрессии, коэффициенты корреляции R^2 и среднеквадратичные погрешности восстановления σ_{ts} для указанных массивов:

$$t_s (994) = 1,67 + 0,96 t_{SO}, \quad R^2 = 0,88, \quad \sigma_{ts} = 3,27^\circ\text{C},$$

$$t_s (962) = 0,63 + 0,10 t_{SO}, \quad R^2 = 0,97, \quad \sigma_{ts} = 1,64^\circ\text{C}$$

$$t_s (844) = 0,00 + 1,01 t_{SO}, \quad R^2 = 0,98, \quad \sigma_{ts} = 1,09^\circ\text{C}$$

Как видно, сокращение количества точек с 994 до 962, что составляет примерно 3,2 %, снижает погрешность почти вдвое. Погрешность $\sigma_{ts} = 1,09^\circ\text{C}$ также может быть снижена, если учесть дополнительные факторы, влияющие на сопоставление, такие как пространственное сглаживание, время суток, холодная пленка и другие [6]. Их рассмотрение выходит за рамки данной работы.

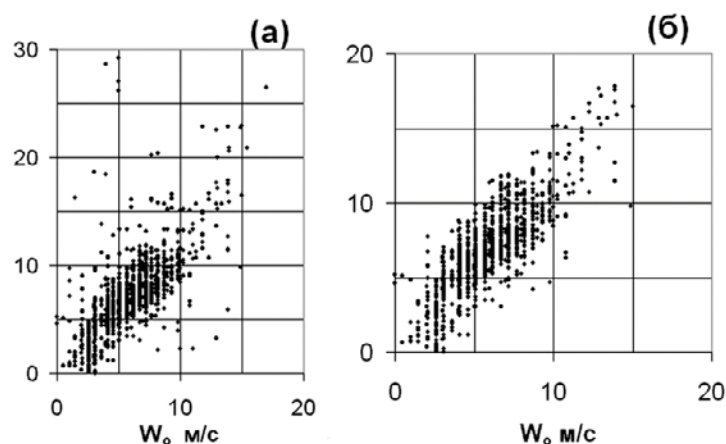


Рис. 3 (а, б) Сопоставление данных буев (ось X) и результатов восстановления скорости приводного ветра по измерениям AMSR-E (ось Y) для 1018 пар точек (W, W_0) (а) и для 966 пар (б).

Аналогичное сопоставление было выполнено и для скорости ветра (рис.3). В том же массиве из 11642 сопоставлений $T_{я} - in situ$ за 11 дней измерения ветра содержались только в 1111 случаях. Из них были отброшены 6, как явно недостоверные, и 74 из-за мощной облачности и/или осадков в зоне расположения буёв. Значения W_0 , по измерениям буев, лежали в диапазоне от 0 до 17 м/с. Восстановленные по яркостным температурам значения скорости ветра менялись от - 4 до 76 м/с. Отрицательные значения W были получены для 24 точек; в 11 точках $W > 30$ м/с. При исключении точек с $W < -3$ м/с (две точки) и с

$W > 30$ м/с погрешность σ_W снизилась с 4,8 до 2,8 м/с. На рис. 3а представлены данные о ветре за 11 дней для оставшихся 1018 пар точек (W , W_0). В результате последующего рассмотрения из анализа были исключены еще 52 точки с разностью $\Delta W = W - W_0 > 2 \sigma_W$. Корреляционная зависимость $W = f(W_0)$ для оставшегося массива из 966 точек показана на рис. 3б. Она характеризуется уравнением регрессии $W = 1,04 + 0,70 W_0$, $R^2 = 0,70$ и $\sigma_W = 1,7$ м/с. Как и в случае оценки ТПО, на σ_W влиял целый ряд факторов, в рамках данной работы не исследованных, но которые приводят к росту погрешности восстановления. К ним следует, например, отнести мезомасштабную изменчивость характеристик ветра, в частности, наличие организованных структур в поле ветра [7], зависимость приращений яркостной температуры от направления ветра, а не только от скорости и др. Из результатов предварительного анализа (см. также [7]) следует, что при учете указанных факторов погрешность σ_W может быть снижена.

Валидация алгоритма восстановления паросодержания атмосферы была аналогична описанной выше. Ошибки σ_V определялись при сопоставлении спутниковых оценок V с показаниями радиозондов, запущенных с островных метеостанций. Были использованы массивы $T_{\text{я}}$ и сопряженные с ними подспутниковые измерения, для которых, помимо V_0 , были известны ТПО. Для каждого радиозонда массивы $T_{\text{я}}$ состояли из 30 пикселей (10 x 10) км, ближайших к станции. Для восстановления значений V и Q использовались $T_{\text{я}}$ на $\nu = 23,8$ и $36,5$ ГГц на В-поляризации [1].

Разработанные алгоритмы были использованы для анализа различных погодных систем над океаном: холодных вторжений, конвективных вихрей, внутритропических и тропических циклонов и др. [8]. В 2003 г. массив яркостных температур, измеренных микроволновыми радиометрами AMSR-E и AMSR, а также разработанные алгоритмы восстановления t_s и W были включены в ГИС ТОИ ДВО РАН, что позволяет производить построение полей ТПО и скорости приводного ветра. В ГИС также реализована схема поиска через интернет судовых и буйковых данных, полученных в близкое к спутниковому зондированию время и находящихся в пределах полосы обзора радиометра. Конечным продуктом являются восстановленные по спутниковым измерениям поля t_s и W и таблица, в которой сопоставлены восстановленные t_s и W и подспутниковые t_{SO} и W_0 значения параметров, а также результаты их статистической обработки [9, 10].

Заключение

Калибровка и валидация яркостных температур радиометров являются необходимыми этапами перед использованием алгоритмов восстановления геофизических параметров для массовой обработки данных спутникового микроволнового зондирования. Методика калибровки яркостных температур радиометров AMSR/AMSR-E, изложенная в данной работе, может быть применена и к радиометрам спутника "Метеор-3" № 2 (планируется к запуску в 2005 г.). Существенной частью этой методики является наличие больших массивов яркостных температур, рассчитанных с использованием современной программы переноса микроволнового излучения в системе океан-атмосфера и базы гидрометеорологических данных [1]. Валидация алгоритмов проводится с использованием хорошо калиброванных значений $T_{\text{я}}$. Поля параметров океана и атмосферы, восстановленные из микроволновых измерений, являются ценным дополнительным источником данных об окружающей среде, которые не могут быть получены из измерений в ИК- и видимом диапазонах длин волн. Существенное преимущество микроволновых технологий относительно ИК-технологий – это возможность зондирования океана в существенно более широком диапазоне изменения погодных условий (прежде всего, при облачности), а также количественные оценки содержания воды в атмосфере в различных фазовых состояниях. Это было подтверждено и при анализе измерений со спутников Aqua и ADEOS-II.

Данная работа выполнена в рамках соглашения с космическим агентством Японии JAXA по разработке алгоритмов восстановления параметров системы океан-атмосфера по данным микроволнового радиометра AMSR на спутнике ADEOS-II (проект A006)) и международного проекта с ЕКА и МАФ ОВЕ.2775. Исследование было частично поддержано грантами ДВО 2004 и 2005 г.г. ("Исследование системы океан-атмосфера по данным пассивного и активного микроволнового зондирования со спутников нового поколения").

Литература

1. *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 Sciences*. 2003. V. 38. No. 4. 8065, doi: 10.1029/2002RS002659.
2. *Parkinson C.L.* Aqua: An Earth-Observing satellite mission to examine water and other climate variables // *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*. 2003. V.41. N2. P.173-183.
3. *Hollinger J.P.* DMSF Special Sensor Microwave/Imager calibration/validation // *Naval Research Laboratory, Washington, DC. Final report*. 1989. V. I. 1991. V. II.

4. Баширинов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. // Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 188 с.
5. Митник Л.М. Методика определения влагосодержания атмосферы по радиометрическим измерениям сверхвысокочастотного излучения с ИСЗ // Труды Гидрометцентра СССР. 1969. Вып. 50. С. 94-102.
6. Gentemann C.L., Donlon C.J., Stuart-Menteth A., Wentz F.J. Diurnal signals in satellite sea surface temperature measurements // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. N. 3. 1140, doi:10.1029/2002GL016291.
7. Заболотских Е.В., Митник Л.М., Бобылев Л.П., Йоханнессен О.М. Разработка и валидация алгоритмов восстановления скорости приводного ветра по данным SSM/I с применением нейронных сетей и физических ограничений // Исследование Земли из Космоса, 2000. № 2. С. 62-71.
8. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Dubina V.A. Marine weather systems: Study with ADEOS-II AMSR, Aqua AMSR-E and Envisat ASAR // Gayana, 2004. V. 68. N 2. P. 389-395.
9. Голик А.В., Дубина В.А., Митник Л.М., Фищенко В.К., Митник М.Л. Применение океанографической ГИС ДВО РАН для исследования алгоритмов оценки температуры поверхности океана и скорости приводного ветра по данным AMSR-E // Тез. докладов Второй открытой Всесоюзной конференции. Москва, ИКИ 2004. С. 44.
10. Golik A.V., Fischenko V.K., Dubina V.A., Mitnik L.M. Usage of Internet-based Oceanographic GIS of the NW Pacific for joint analysis of satellite and sub-satellite data // Proceedings of ISRS-2004. Jeju, Korea. 2004. P. 371-374.