Восстановление солёности верхнего слоя тёплых вод океана по данным спутникового микроволнового радиометра AMSR2

Е. В. Заболотских [1], Б. Шапрон [1, 2]

[1] *Российский государственный гидрометеорологический университет*
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: liza@rshu.ru

[2] *Французский научно-исследовательский институт эксплуатации моря*
Брест, Франция
E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

Представлен алгоритм оценки солёности верхнего слоя океана по данным измерений спутникового микроволнового радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1. Алгоритм основан на результатах физического моделирования радиояркостной температуры ($T_я$) микроволнового излучения системы «океан – атмосфера» с использованием современных моделей излучения океана и поглощения излучения в атмосферных газах и облаках. Моделирование проводилось для вертикально и горизонтально поляризованного излучения на частотах 6,9 и 10,65 ГГц, поскольку излучение на бóльших частотах обладает гораздо меньшей чувствительностью к солёности. При расчётах $T_я$ использовались гидрометеорологические параметры по данным реанализа ERA-Interim и климатологические значения солёности океана. Была оценена чувствительность низкочастотных измерений AMSR2 к солёности и показано, что чувствительностью, позволяющей восстанавливать солёность, обладает лишь радиояркостная температура вертикально поляризованного излучения на частоте 6,9 ГГц при температуре поверхности (T_s), превышающей 22 °C. Обратная задача решалась с использованием нейронно-сетевого (НС) подхода. Входными параметрами для НС служили $T_я$ вертикально и горизонтально поляризованного излучения на частотах 6,9 и 10,65 ГГц для учёта влияния на $T_я$ приземного ветра, температуры поверхности и параметров влагосодержания атмосферы. Теоретическая ошибка алгоритма составила 1,6 ‰. Результаты применения алгоритма к спутниковым измерениям AMSR2 сравнивались с готовым спутниковым продуктом по солёности океана на основе измерений радиометра SMAP за 2015 г. для районов Мирового океана с $T_s > 22$ °C. Ошибка алгоритма по результатам сравнения составила 1 ‰. Для алгоритма характерно завышение низких и занижение высоких значений солёности по данным SMAP.

Ключевые слова: солёность океана, спутниковые микроволновые радиометры, радиояркостная температура, AMSR2, физическое моделирование, нейронные сети

Одобрена к печати: 14.04.2020
DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-4-207-220

Введение

Солёность океана (S) является его важнейшим параметром, спутниковые измерения которого до сравнительно недавнего времени были невозможны, в отличие от измерений температуры океана (T_s), доступных уже в течение нескольких десятилетий. Отсутствие данных по солёности затрудняет исследования циркуляции океана, взаимодействия океана и атмосферы и изменений климата. Регулярный мониторинг солёности необходим для лучшего понимания её пространственной и временной изменчивости на поверхности океанов, изучения таких явлений, как таяние льда, сток крупных рек, муссоны, а также для отслеживания межгодовых изменений солёности, связанных с атлантической термохалинной циркуляцией (Klemas, 2011).

Влияние солёности верхнего слоя океана на диэлектрические свойства морской воды позволяет использовать данные измерений пассивных микроволновых радиометров, работающих на длинных волнах, для измерений S. На частотах L-диапазона (1400–1427 ГГц) микроволновое излучение океана обладает максимальной чувствительностью к солёности, однако даже эта максимальная чувствительность невелика — порядка 0,5 K/‰ при $T_s \approx 20$ °C,

уменьшаясь до 0,25 K/‰ при $T_s \approx 0$ °C (Lagerloef et al., 1995). При такой низкой чувствительности восстановление солёности сопровождается существенными трудностями, особенно учитывая влияние на микроволновое излучение океана приводного ветра и температуры (Yueh et al., 2001).

В 1977 г. впервые измерения в L-диапазоне микроволновым радиометром S-194 со спутника Skylab (от *англ.* sky laboratory) были использованы для оценки возможности восстановления параметров океана, включая *S* (Lerner, Hollinger, 1977). В 2009 г. Европейское космическое агентство (*англ.* European Space Agency — ESA) запустило европейский спутник SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity), предназначенный для измерений влажности почв и солёности океана (Font et al., 2009). SMOS использует новый интерферометрический радиометр с синтезированной апертурой MIRAS (Microwave Imaging Radiometer Using Aperture Synthesis). Это радиометр L-диапазона с 69 миниантеннами, коррелированные поляризованные измерения которых дают возможность получать радиояркостную температуру в полосе обзора шириной 1000 км. Данный инструмент позволяет восстанавливать *S* с пространственным разрешением около 50 км (Kerr et al., 2010). В 2011 г. на спутнике Aquarius был запущен ещё один радиометр L-диапазона SMOS, но уже без синтезированной апертуры с пространственным разрешением около 150 км, принимающий микроволновое излучение в ширине полосы обзора 407 км (Aksoy, Johnson, 2013). В 2015 г. американское космическое агентство НАСА (Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, *англ.* NASA — National Aeronautics and Space Administration) запустило на орбиту спутниковую платформу SMAP (Soil Moisture Active Passive), состоящую из пассивного и активного микроволновых инструментов, измерения которых также используются для восстановления глобальных полей солёности (Reul et al., 2016). Оперативные алгоритмы восстановления *S* основаны чаще всего на итерационных схемах поиска наилучшего соответствия между измеренными и модельными значениями радиояркостной температуры (Meissner et al., 2017). При этом модельная $T_я$ рассчитывается с использованием заданных атмосферных условий и параметров океана — приводного ветра и температуры (обычно по данным реанализа) (Meissner et al., 2017). Отличие фактических условий от данных, использованных при расчётах, является одним из источников погрешностей при оценке солёности океана. Немаловажной причиной различий в оценках солёности разными алгоритмами служит и модель диэлектрической проницаемости морской воды (Dinnat et al., 2003). Многочисленные исследования посвящены вопросам верификации и сравнения разных спутниковых продуктов по солёности океана, полученных на основании измерений инструментов SMOS, Aquarius и SMAP (Dinnat et al., 2019). Один из источников расхождений в оценках *S* разными инструментами — это проблема точной калибровки микроволновых радиометров (Pablos et al., 2014).

К сожалению, на высоких частотах микроволнового диапазона $T_я$ слабо зависит от солёности, что не позволяет использовать измерения хорошо калиброванных американских радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) и японских радиометров серии AMSR (Advanced Scanning Microwave Radiometer) для получения *S*. Однако при больших градиентах солёности в тёплых водах такие оценки возможны. Впервые это продемонстрировали учёные из Французского научно-исследовательского института эксплуатации моря (IFREMER — L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) (Reul et al., 2009). Они предложили методику оценки солёности по измерениям радиометра AMSR-E на частотах 6,9 и 10,7 ГГц, которая применима в тёплых тропических водах в области высоких градиентов *S* — условия, характерные для устья Амазонки (Grodsky et al., 2014). Для минимизации влияния ветра и температуры океана на оценки солёности была использована разность $T_я$ на указанных частотах на вертикальной поляризации, поскольку зависимость от скорости ветра и температуры на этих каналах примерно одинаковая. Предложенный метод тестировался путём сравнения с судовыми измерениями солёности и продемонстрировал существенно более точное соответствие данным измерений, чем при использовании среднеклиматических значений *S*. Однако дальнейшего развития метод не получил и в оперативной практике не используется.

В настоящей работе мы представляем алгоритм оценки солёности океана по данным измерений AMSR применительно к данным измерений радиометра нового поколения AMSR2

со спутника GCOM-W1 (Global Change Observation Mission). Алгоритм разработан с использованием данных моделирования сигнала AMSR2 и результатов оценки чувствительности измерений к солёности при разных температурах T_s. Моделирование $T_я$ в системе «океан – атмосфера» было проведено с использованием разных моделей диэлектрической проницаемости морской воды для оценки вклада в погрешность расчёта $T_я$. При решении обратной задачи использовались нейронные сети (НС), настраиваемые на части массива расчётных значений $T_я$ и тестируемые на всём массиве данных. Настроенный на модельных значениях $T_я$ алгоритм затем применялся к спутниковым измерениям AMSR2 и сравнивался с готовым спутниковым продуктом по солёности по данным радиометра SMAP. Более детально работа представлена в следующих разделах.

Расчёт модельных значений радиояркостной температуры уходящего излучения океана

Моделирование $T_я$ микроволнового излучения системы «океан – атмосфера» проводилось для диапазона условий, характерных для всех районов Мирового океана. Обеспечение этого условия было достигнуто использованием данных реанализа для параметров океана и атмосферы за целый год. Моделирование было выполнено для условий отсутствия рассеяния для параметров измерений радиометра AMSR2 на частотах 6,9 и 10,65 ГГц на вертикальной (V от *англ.* vertical) и горизонтальной (H от *англ.* horizontal) поляризации. Использовалась упрощённая форма одномерного уравнения переноса излучения в приближении «чистого поглощения», погрешность которого для рассматриваемых частот не превышает шумов радиометра даже в условиях облачности с высокими значениями водозапаса. Для таких условий $T_я$ может быть представлена как:

$$T_я = T_а^{\uparrow} + \left[(1-\chi)T_а^{\downarrow} + T_{яок} + 2{,}7(1-\chi)e^{-\tau}\right]e^{-\tau}, \tag{1}$$

$$T_а^{\uparrow} = e^{-\tau}\int_0^{\infty} T(h)\,\alpha_{\tilde{t}}(h)\cdot\exp\left(-\frac{1}{\mu}\int_h^{\infty}\alpha_п(h')\,dh'\right)dh, \tag{2}$$

$$T_а^{\downarrow} = \int_0^{\infty} T(h)\,\alpha_{\tilde{t}}(h)\cdot\exp\left(-\int_0^{h}\alpha_п(h')\,dh'\right)dh, \tag{3}$$

$$\tau = \int_0^{\infty}\alpha_п(h')\,dh', \tag{4}$$

$$T_{яок} = \chi T_s e^{-\tau}, \tag{5}$$

где τ — оптическая толщина атмосферы; h — координата вдоль направления сканирования; $\mu = \cos\theta$, θ — угол наблюдения; χ — коэффициент излучения; радиояркостная температура микроволнового излучения: $T_а$ — атмосферы, $T_{яок}$ — океана; $\alpha_п$ — коэффициент поглощения атмосферы.

Расчёт $T_я$ по формулам (1)–(5) требует задания моделей коэффициентов поглощения излучения водяным паром, жидкокапельной влагой облаков и модели коэффициента излучения морской воды. Последняя для данного исследования имеет решающее значение, поскольку зависимость диэлектрической постоянной от солёности определяет возможность восстановления S. Поэтому при моделировании мы использовали несколько моделей зависимости $\chi(S)$ для оценки влияния выбора модели на чувствительность $T_я$ к S. При расчёте атмосферных параметров излучения и поглощения использовалась сравнительно новая модель поглощения микроволнового излучения в атмосфере (Wentz, Meissner, 2016). Она позволяет более точно параметризовать континуальное поглощение излучения кислородом и водяным паром, что представляется существенным при моделировании $T_я$ на частотах, далёких

от центров линий селективного поглощения. На частотах C- и X-диапазонов роль атмосферы в формировании излучения не столь велика, как на более высоких частотах измерений AMSR2. Однако при высоких значениях параметров влагосодержания корректный учёт её вклада имеет гораздо большее значение, чем на частотах L-диапазона радиометров SMOS, Aquarius и SMAP. В качестве ветровой поправки к коэффициенту излучения использовалась модель из исследования (Zabolotskikh et al., 2016) для частоты 6,9 ГГц и модель из работы (Meissner, Wentz, 2012) для частоты 10,65 ГГц. Важность применения адекватной модели ветровой поправки к излучению определяет корректность выделения сигнала от солёности от ветрового сигнала при известной температуре поверхности T_s. Однако наибольшую значимость при рассмотрении вопроса о возможности восстановления солёности приобретает модель диэлектрической проницаемости морской воды ε (Dinnat et al., 2019), которая по мере появления новых экспериментальных данных претерпевает существенные изменения.

Зависимость $\varepsilon(S)$, обусловленная зависимостью от S статической диэлектрической константы, времени релаксации и ионной проводимости, требует учёта при моделировании микроволновых измерений для частот до 20 ГГц (Liu et al., 2011). Детальный анализ различий 15 моделей диэлектрической проницаемости морской воды, используемых в задачах дистанционного зондирования, представлен в работе (Садовский и др., 2014), в которой показано, что ни одна из рассмотренных моделей не может удовлетворительно объяснить экспериментальные данные. Для оценки влияния выбора модели на $T_я$ в настоящей работе мы представим результаты расчётов коэффициента излучения ровной морской поверхности на частоте 6,9 ГГц по трём использующимся в настоящее время моделям: KS (Klein, Swift, 1977), El (Ellison et al., 1998) и MW (Meissner, Wentz, 2004).

Комплексная диэлектрическая проницаемость проводящей жидкости может быть представлена в виде:

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'', \tag{6}$$

где ε' характеризует интенсивность поляризации электромагнитного поля, а ε'' — плотность токов проводимости и, соответственно, поглощение. Знание ε позволяет рассчитать коэффициенты отражения с использованием формул Френеля:

$$R_{\mathrm{V}} = \left| \frac{\varepsilon \cdot \cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\varepsilon \cdot \cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \tag{7}$$

$$R_{\mathrm{H}} = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2\theta}} \right|^2, \tag{8}$$

и в соответствии с законом Кирхгофа — коэффициенты излучения:

$$\chi_{\mathrm{H,V}} = 1 - R_{\mathrm{H,V}}. \tag{8}$$

Рисунок 1 (см. с. 211) показывает ε', ε'' и χT_s на вертикальной и горизонтальной поляризации как функции частоты f для низких (T_s = 0 °C) и высоких (T_s = 30 °C) температур океана, рассчитанные по трём моделям. Очевидно, что чем выше температура океана, тем больше различия в моделях.

Рисунок 2 (см. с. 212) даёт возможность проанализировать влияние солёности на ε', ε'', $\chi^{\mathrm{V}} T_s$ и $\chi^{\mathrm{H}} T_s$ при низких и высоких температурах на частоте f = 6,9 ГГц при использовании разных моделей ε. Очевидно, что модели KS и MW предполагают, что при низких температурах на частотах C-диапазона влияние солёности на $T_я$ столь мало, что восстановление сигнала не представляется возможным. Значения $\delta(\chi T_s)/\delta S$ в соответствии с этими моделями растут с увеличением S при высоких T_s и практически нулевые при низких T_s. При расчётах по модели El (зелёные линии) оказывается, что чувствительность сигнала при низких T_s даже выше, чем при высоких, что явно противоречит данным наблюдений (Reul et al., 2009).

Поэтому при расчётах $T_я$ для формирования массивов модельных значений измерений мы использовали модель MW как одну из широко применяемых крупнейшими исследовательскими центрами (например, Лабораторией реактивного движения НАСА, *англ.* NASA's Jet Propulsion Laboratory — JPL) при создании алгоритмов восстановления параметров по данным спутниковых микроволновых радиометров. Значения $\delta(\chi T_s)/\delta S$ при использовании данной модели столь малы даже при высоких значениях T_s и S, что регистрируемый сигнал солёности, превышающий шумы радиометра (~0,5 К на каналах на частоте 6,9 ГГц), можно ожидать лишь для больших градиентов S для вертикально поляризованного излучения.

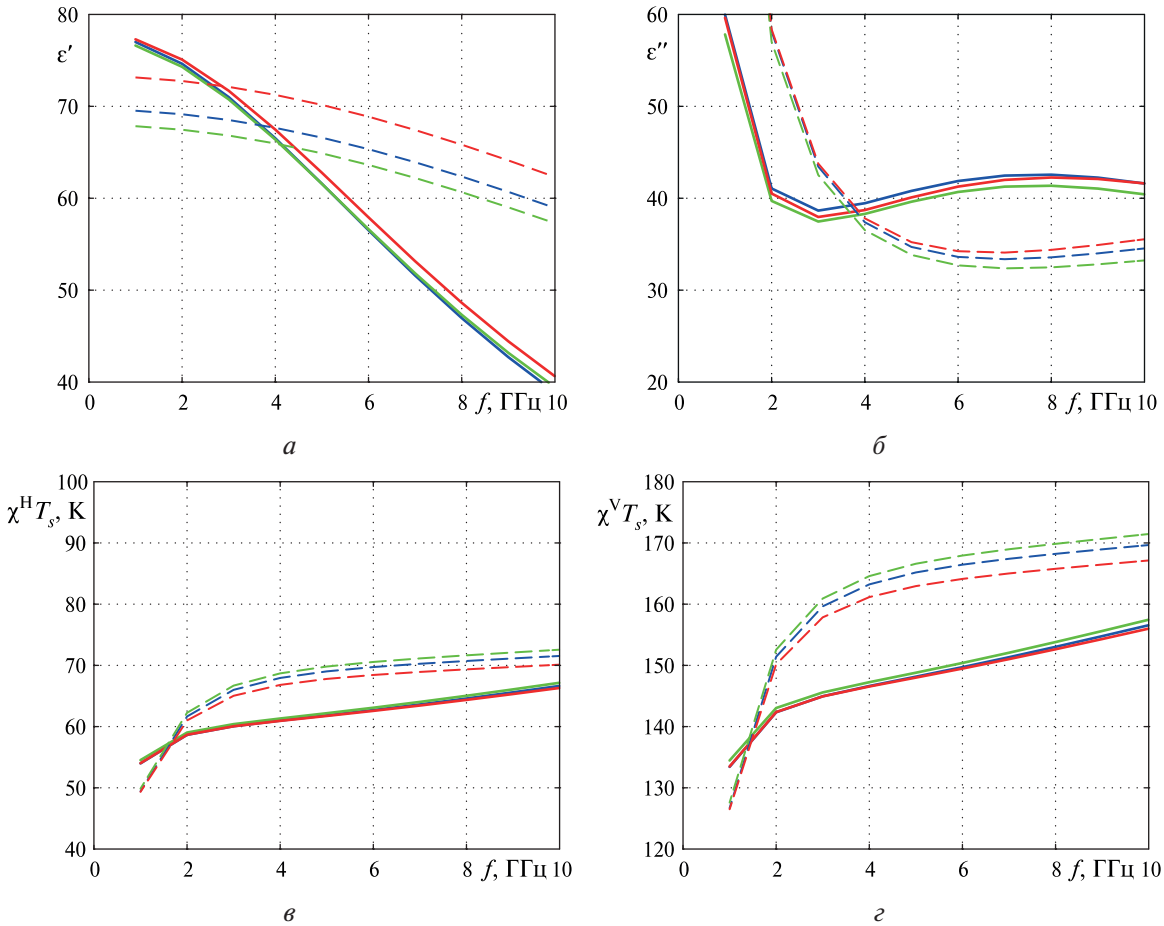

Рис. 1. Зависимость от частоты: *а* — действительной части комплексной диэлектрической проницаемости морской воды ε'; *б* — мнимой части комплексной диэлектрической проницаемости морской воды ε''; *в* — горизонтально поляризованного излучения океана $\chi^H T_s$; *г* — вертикально поляризованного излучения океана $\chi^V T_s$. Синие линии — модель (Klein, Swift, 1977), зелёные — модель (Ellison et al., 1998), красные — модель (Meissner and Wentz, 2004); $S = 35$ ‰. Сплошные линии соответствуют $T_s = 0$ °C, пунктирные — $T_s = 30$ °C

При расчётах $T_я$ по формулам (1)–(5) гидрометеорологические параметры (профили метеопараметров — температура $T(h)$, давление $p(h)$, влажность $\rho(h)$ атмосферы и водность облаков $\omega(h)$, температура океана и скорость приводного ветра) заимствовались из данных реанализа ERA-Interim за 2015 г. для всего Мирового океана (Dee et al., 2011), а солёность S задавалась в соответствии с атласом Мирового океана (World Ocean Atlas 2013 version 2). Расчёты проводились в узлах сетки ERA-Interim 2×2°. Результирующий массив состоял из более чем 180 000 наборов данных, каждый из которых включал рассчитанные значения $\{T_я\}_{i=1,\ldots,4}$: T06H, T06V, T10H, T10V на частотах 6,9 и 10,65 ГГц для вертикально и горизонтально поляризованного излучения соответственно, а также значения параметров океана S, T_s и скорость приводного ветра V.

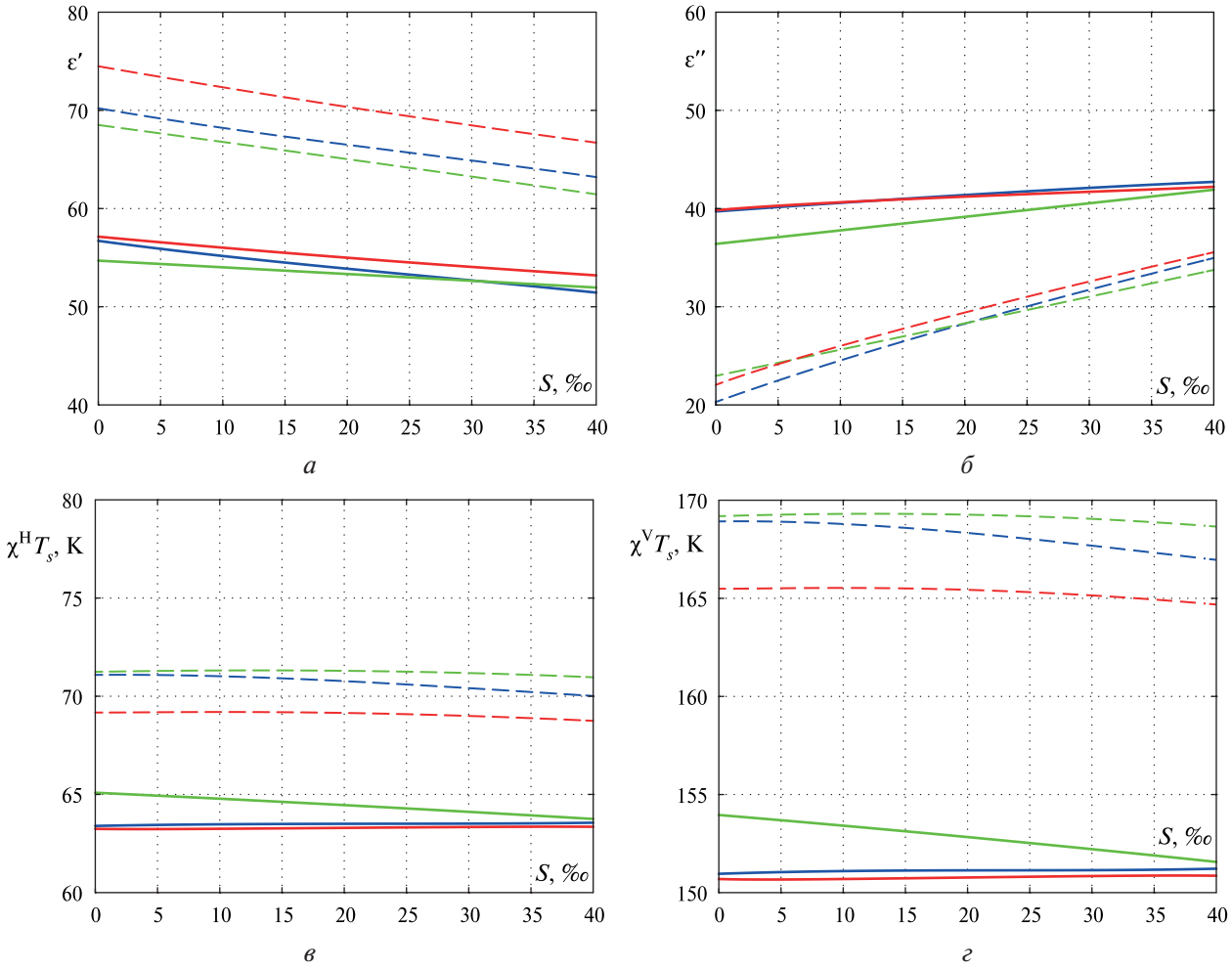

Рис. 2. Зависимость от солёности *S*: *а* — действительной части комплексной диэлектрической проницаемости морской воды ε′; *б* — мнимой части комплексной диэлектрической проницаемости морской воды ε″; *в* — горизонтально поляризованного излучения океана $\chi^H T_s$; *г* — вертикально поляризованного излучения океана $\chi^V T_s$. Синие линии — модель (Klein, Swift, 1977), зелёные — модель (Ellison et al., 1998), красные — модель (Meissner, Wentz, 2004); $f = 6{,}9$ ГГц. Сплошные линии соответствуют $T_s = 0$ °C, пунктирные — $T_s = 30$ °C

Настройка и тестирование нейронно-сетевого алгоритма восстановления солёности

Моделирование $T_я$ позволило определить значения чувствительности (δ) *T*06H, *T*06V, *T*10H, *T*10V для разной температуры поверхности океана. Сколько-нибудь заметной чувствительностью к солёности в рамках использованной модели диэлектрической проницаемости морской воды (Meissner, Wentz, 2004) обладает лишь радиояркостная температура *T*06V. Значения δ*T*06V при разных T_s и Δ*S* (суммарный градиент солёности) представлены в *таблице*.

Анализ значений δ*T*06V позволяет сделать вывод, что невысокие значения градиентов солёности (Δ*S* < 3 ‰) по данным радиометра AMSR2 определить невозможно, поскольку при любой температуре чувствительность сигнала оказывается ниже шумов радиометра: 0,34 K — для каналов на 6,9 ГГц и 0,7 K — для каналов на 10,65 ГГц.

Для температурного диапазона 0–22 °C восстановление солёности не представляется возможным даже при высоких значениях Δ*S* ≈ 10 ‰. Для высокой температуры (T_s > 20 °C) чувствительность δ*T*06V превышает 0,5 K, начиная с Δ*S* = 3 ‰ (T_s = 28 °C). При Δ*S* = 5 ‰ обнаружение такого градиента возможно при T_s = 26 °C, и, наконец, 10 ‰ изменят на 0,5 K чувствительность δ*T*06*V* даже при температуре 22 °C.

Чувствительность к солёности океана $\delta T06V$ при разных значениях T_s и ΔS

T_s, °C	ΔS, ‰									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	–0,04	–0,08	–0,12	–0,16	–0,20	–0,25	–0,29	–0,33	–0,37	–0,41
2	–0,02	–0,03	–0,05	–0,06	–0,08	–0,09	–0,11	–0,12	–0,14	–0,15
4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–0,01	–0,01	–0,01	–0,01	–0,01
6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	–0,01	–0,01
8	–0,01	–0,01	–0,02	–0,02	–0,03	–0,04	–0,04	–0,05	–0,05	–0,06
10	–0,01	–0,02	–0,03	–0,04	–0,05	–0,07	–0,08	–0,09	–0,10	–0,11
12	–0,02	–0,04	–0,06	–0,07	–0,09	–0,11	–0,13	–0,15	–0,17	–0,19
14	–0,02	–0,03	–0,05	–0,06	–0,08	–0,09	–0,11	–0,13	–0,14	–0,16
16	–0,02	–0,04	–0,05	–0,07	–0,09	–0,11	–0,12	–0,14	–0,16	–0,18
18	–0,02	–0,03	–0,05	–0,07	–0,09	–0,10	–0,12	–0,14	–0,15	–0,17
20	–0,03	–0,05	–0,08	–0,11	–0,13	–0,16	–0,19	–0,22	–0,24	–0,27
22	–0,05	–0,10	–0,15	–0,20	–0,25	–0,30	–0,35	–0,40	–0,46	–0,51
24	–0,08	–0,16	–0,24	–0,32	–0,40	–0,48	–0,55	–0,63	–0,71	–0,79
26	–0,10	–0,20	–0,30	–0,41	–0,51	–0,61	–0,71	–0,81	–0,91	–1,01
28	–0,20	–0,41	–0,61	–0,81	–1,02	–1,22	–1,42	–1,63	–1,83	–2,03

Таким образом, принципиально существует возможность использования измерений AMSR2 на частоте 6,9 ГГц для диагностики значительных (>3 ‰) градиентов солёности в тёплых водах с температурой $T_s > 22$ °C. При этом, поскольку чувствительность к солёности у $T_я$ много меньше, чем к скорости приводного ветра V или к температуре океана T_s, при восстановлении S необходимо исключить ветровой и температурный сигналы из измерений. Сделать это можно с использованием многомерной регрессии для обращения нескольких $T_я$ в солёность океана, минуя этап отдельного восстановления скорости ветра и температуры океана.

Поэтому в качестве входных параметров нейронно-сетевого алгоритма использовались все четыре значения $T_я$. К солёности чувствительна лишь $T06V$, но остальные значения $T_я$ ($T06H$, $T10H$, $T10V$) несут информацию о T_s, V и интегральных параметрах влагосодержания атмосферы (влагозапасе атмосферы Q и водозапасе облаков W). Влияние последних на $T_я$ для C- и X-диапазонов может быть существенным, особенно для тёплых вод, над которыми в атмосфере характерны высокие значения Q и W.

Разработка метода восстановления солёности проводилась после добавления модельных значений шумов радиометра к массивам $\{T_я\}_{i=1,\ ...,\ 4}$. Использовалась нейронная сеть типа многослойного персептрона. При проведении численного эксперимента массив значений $T_я$ с добавленными шумами был случайным образом разделён на настроечный (НМ) и тестирующий (ТМ) массивы с контролем функции распределения для каждого из значимых на частотах C- и X-диапазонов параметров атмосферы и океана, в качестве которых рассматривались интегральное атмосферное поглощение на частоте 10,65 ГГц τ_{10}, S, T_s и V. По результатам настройки и тестирования НС была определена оптимальная НС, обеспечивающая минимальную среднеквадратичную ошибку восстановления σ для ТМ. Задача определения оптимальной НС решалась методом постепенного увеличения количества нейронов до того момента, пока ошибка, рассчитанная для ТМ, не начинала возрастать.

Поскольку при низкой и умеренной температуре океана чувствительность к солёности слишком слабая, алгоритм был разработан для $T_s > 22$ °C. Оптимальная НС состояла из одного скрытого уровня из 10 нейронов, преобразующих четыре $T_я$ входного уровня ($T06H$, $T06V$, $T10H$, $T10V$) в солёность S с использованием передаточной функции типа гиперболического тангенса. Данная оптимальная НС для ТМ обеспечивает погрешность восстановления

$\sigma_{ТМ} = 0{,}5$ ‰ и коэффициент корреляции $R_{ТМ} = 0{,}7$. Оптимальная НС представлена на *рис. 3*. Поиск весовых коэффициентов b и w осуществлялся методом обратного распространения ошибок при минимизации функции:

$$\sum_{k=1}^{M}\left(S_k^{NN} - S_k\right)^2 \to \min, \tag{9}$$

$$S^{NN} = b_0 + w_0 \cdot \tan h\left(\sum_{n=1}^{10}\left(b_{1n} + w_{1n} \cdot \tan h\left(\sum_{i=1}^{4}\left(b_{2in} + w_{2in} T_{B_{in}}\right)\right)\right)\right), \tag{10}$$

где S_k^{NN} — значение солёности, рассчитанное для k-го набора $\{T_я\}_{i=1,\ ...,\ 4}$ из массива НМ с использованием формулы (10), а S_k — значение солёности из этого набора.

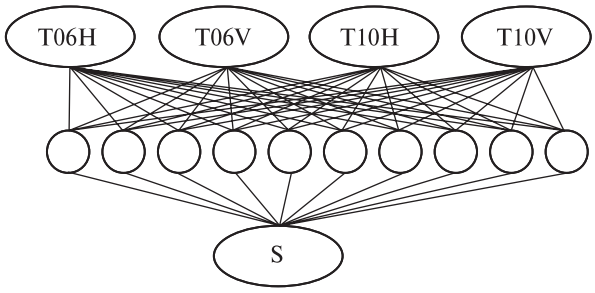

Рис. 3. Конфигурация оптимальной НС для восстановления солёности океана S по данным измерений AMSR2

По результатам применения алгоритма к ТМ погрешность восстановления $\sigma_{ТМ} = 1{,}6$ ‰, что составляет относительную погрешность 5 % при коэффициенте корреляции $R_{ТМ} = 0{,}9$. Диаграмма разброса восстановленных значений S_{AMSR2} от квази-измеренных $S_{изм}$ (модельных значений S из массива, не участвовавшего в настройке) представлена на *рис. 4*.

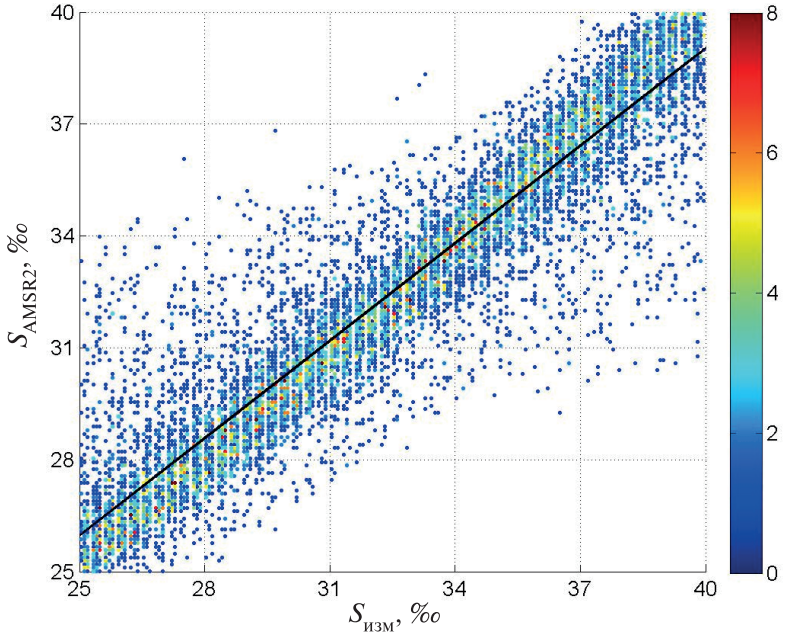

Рис. 4. Диаграмма разброса восстановленных по расчётным значениям $T_я$ AMSR2 значений S от квази-измеренных S для тестирующего массива данных, не участвовавших в настройке НС. Чёрная линия представляет линейную регрессионную кривую. Цвет обозначает количество данных в соответствующем диапазоне значений S

Верификация алгоритма с использованием спутникового продукта по солёности по данным радиометра SMAP

Модель $T_я$ микроволнового излучения определяется накладываемыми ограничениями при решении уравнения переноса (отсутствие рефракции и рассеяния) и моделями взаимодействия излучения со средой. Адекватность модели часто проверяется сравнением расчётных и измеренных значений $T_я$ при известных параметрах атмосферы и океана (Wentz, 1983). Поэтому результаты тестирования НС на модельных наборах $T_я$ и S из тестирующего массива, пусть и не использованных при настройке, свидетельствуют лишь о генерализирующей способности НС воспроизводить функциональную зависимость, представленную настроечным набором данных (Atkinson, Tatnall, 1997).

Для верификации метод был применён к спутниковым измерениям AMSR2, а результаты восстановления S были сравнены с независимыми данными по солёности океана — со спутниковым продуктом на основе измерений SMAP. Использовался усреднённый за 8 сут спутниковый продукт по солёности S_{SMAP}, создаваемый ежедневно (скользящее среднее) лабораторией JPL (https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/smap/L3/JPL/V4.2/8day_running/) за период с апреля по декабрь 2015 г. Для сравнения из значений среднесуточной радиояркостной температуры AMSR2 уровня Level 3, производимых японским аэрокосмическим агентством (Japan Aerospace Exploration Agency — JAXA) (ftp.gportal.jaxa.jp/standard/GCOM-W/GCOM-W.AMSR2), рассчитывались скользящие средние за 8 дней величины $T_я$ для каждого дня, которые перепроецировались на сетку S_{SMAP}. Алгоритм восстановления солёности применялся к значениям T06H, T06V, T10H, T10V после проведения процедуры калибровки — добавления к измеренным значениям $T_я$ постоянных калибровочных констант для приведения в соответствие результатов модельных расчётов и измерений (Zabolotskikh et al., 2014).

Одновременно с применением алгоритма восстановления S к полученным $T_я$ AMSR2 были применены несколько методов: метод восстановления температуры океана (Zabolotskikh et al., 2013) — для наложения ограничения $T_s > 22$ °C и метод идентификации радиочастотных помех на каналах измерений 6,9 и 10,65 ГГц (Zabolotskikh et al., 2015) — для исключения из рассмотрения областей с помехами. Восстановленные по данным AMSR2 значения солёности верхнего слоя океана S_{AMSR2} сравнивались с S_{SMAP} для измерений над областями с $T_s > 22$ °C. Результаты сравнения в виде диаграммы разброса представлены на *рис. 5*.

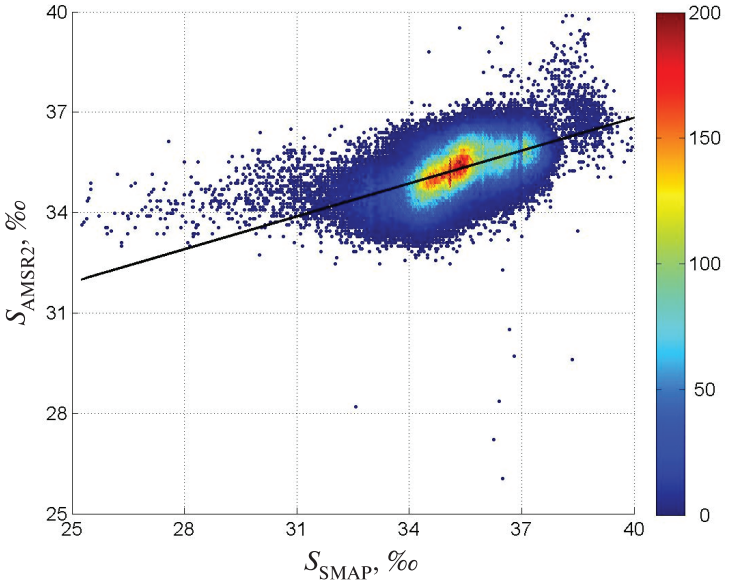

Рис. 5. Диаграмма разброса восстановленных по усреднённым 8-суточным измерениям AMSR2 значений S_{AMSR2} от 8-суточных значений спутникового продукта по данным SMAP S_{SMAP} для данных с $T_s > 22$ °C. Чёрная линия представляет линейную регрессионную кривую. Цвет обозначает количество данных в соответствующем диапазоне значений S

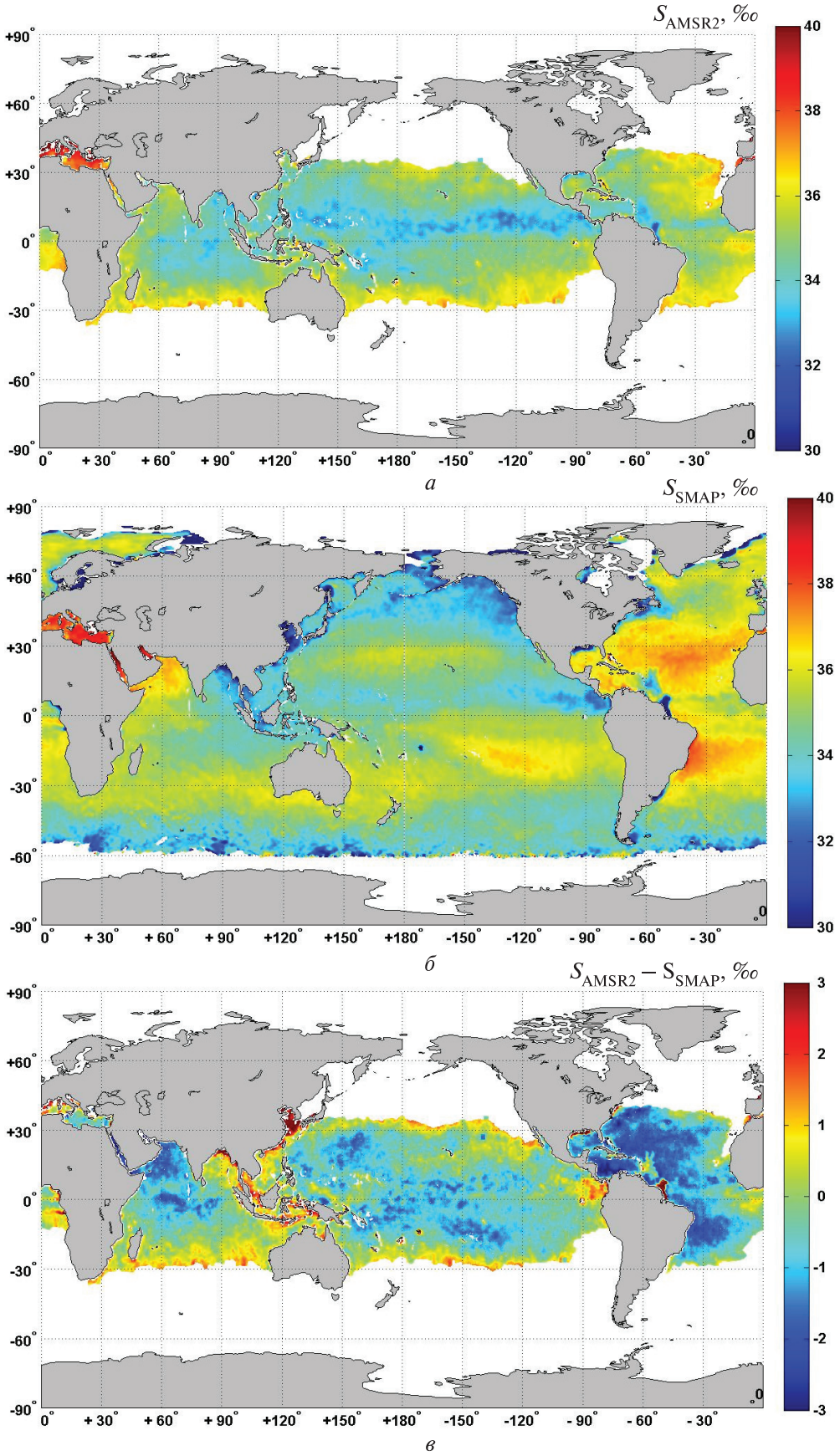

Рис. 6. Поля усреднённой за 8 дней солёности верхнего слоя океана за 1 июля 2015 г. (скользящее среднее): S_{AMSR2} — восстановленные по данным AMSR2 значения (*а*), спутниковый продукт S_{SMAP} на основе данных SMAP (*б*) и разница между ними $S_{AMSR2} - S_{SMAP}$ (*в*)

Погрешность восстановления S, оценённая на основании сопоставления с S_{SMAP}, определена как $\sigma = 1$ ‰, что составляет относительную погрешность 3 %. Видно, однако, что, несмотря на оптимистичные численные значения погрешностей алгоритма, корреляция с продуктом SMAP низкая: $R = 0{,}6$. Кроме того, имеет место существенное завышение низких значений S и занижение высоких. Практически алгоритм не способен восстанавливать значения $S < 30$ ‰ с точностью, превышающей 2 ‰. Иллюстрация особенностей восстановления S по данным AMSR2 (S_{AMSR2}) представлена на *рис. 6а* (см. с. 216) вместе с полем S по данным SMAP (S_{SMAP}) (*рис. 6б*) и полем разницы между ними $S_{AMSR2} - S_{SMAP}$ (*рис. 6в*).

Сопоставление полей солёности на *рис. 6* подтверждает результаты анализа диаграммы разброса на *рис. 5*: низкие значения S алгоритмом переоцениваются, а высокие — недооцениваются. Однако в большинстве районов общая картина распределения солёности по данным AMSR2 соответствует полю S по данным SMAP. Более того, определённые различия в значениях солёности могут быть связаны также с толщиной слоя океана, формирующего излучение. Для частоты SMAP (1,4 ГГц) этот слой составляет порядка 20 см, для частоты AMSR2 (6,9 ГГц) — ~5 см. Поэтому S_{AMSR2} характеризует среднюю солёность для самого верхнего слоя, в отличие от S_{SMAP}, что может объяснить, например, меньшие значения солёности во внутритропической зоне конвергенции, связанные с распреснением верхнего слоя тропическими ливнями.

Заключение

С использованием физического моделирования радиояркостной температуры $T_я$ микроволнового излучения системы «океан—атмосфера» разработан нейронно-сетевой алгоритм оценки солёности S верхнего слоя океана по данным измерений спутникового микроволнового радиометра AMSR2. При расчётах $T_я$ использовались гидрометеорологические параметры по данным реанализа ERA-Interim и климатологические значения солёности океана. Показано, что чувствительностью, позволяющей восстанавливать S, обладают лишь вертикально поляризованные $T_я$ на частоте 6,9 ГГц при температуре поверхности T_s выше 22 °C. Алгоритм восстановления S по данным AMSR2 использует вертикально и горизонтально поляризованные измерения на частотах 6,9 и 10,65 ГГц для учёта влияния на излучение приземного ветра, температуры поверхности и параметров влагосодержания атмосферы. Теоретическая ошибка алгоритма, оценённая по модельным данным, составила 1,6 ‰. По результатам применения алгоритма к спутниковым измерениям AMSR2 и сравнения оценок S с готовым спутниковым продуктом на основе измерений SMAP за 2015 г. для районов Мирового океана с $T_s > 22$ °C ошибка алгоритма составила 1 ‰. При этом алгоритм завышает низкие и занижает высокие значения S по данным SMAP. Эти различия могут быть обусловлены также различиями в толщине слоя океана, для которой оценивается солёность при помощи разных спутниковых радиометров.

Исследования, представленные в данной статье, выполнены за счёт гранта Российского научного фонда № 17-77-30019.

Литература

1. *Садовский И. Н.*, *Шарков Е. А.*, *Кузьмин А. В.*, *Сазонов Д. С.*, *Пашинов Е. В.* Обзор моделей комплексной диэлектрической проницаемости водной среды, применяемых в практике дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2014. Т. 6. С. 1–79.
2. *Aksoy M.*, *Johnson J. T.* A Comparative Analysis of Low-Level Radio Frequency Interference in SMOS and Aquarius Microwave Radiometer Measurements // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. Iss. 10. P. 4983–4992.
3. *Atkinson P. M.*, *Tatnall A. R. L.* Introduction Neural networks in remote sensing // Intern. J. Remote Sensing. 1997. V. 18. Iss. 4. P. 699–709.
4. *Dee D. P.*, *Uppala S. M.*, *Simmons A. J.*, *Berrisford P.*, *Poli P.*, *Kobayashi S.*, *Andrae U.*, *Balmaseda M. A.*, *Balsamo G.*, *Bauer P.*, *Bechtold P.*, *Beljaars A. C. M.*, *van de Berg L.*, *Bidlot J.*, *Bormann N.*, *Delsol C.*, *Dragani R.*, *Fuentes M.*, *Geer A. J.*, *Haimberger L.*, *Healy S. B.*, *Hersbach H.*, *Hólm E. V.*, *Isaksen L.*, *Kållberg P.*, *Köhler M.*,

Matricardi M., *McNally A. P.*, *Monge-Sanz B. M.*, *Morcrette J.-J.*, *Park B.-K.*, *Peubey C.*, *de Rosnay P.*, *Tavolato C.*, *Thépaut J.-N.*, *Vitart F.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. Iss. 656. P. 553–597.

5. *Dinnat E. P.*, *Boutin J.*, *Caudal G.*, *Etcheto J.* Issues concerning the sea emissivity modeling at L band for retrieving surface salinity // Radio Science. 2003. V. 38. Iss. 4. DOI: 10.1029/2002RS002637.
6. *Dinnat E. P.*, *Le Vine D. M.*, *Boutin J.*, *Meissner T.*, *Lagerloef G.* Remote Sensing of Sea Surface Salinity: Comparison of Satellite and In Situ Observations and Impact of Retrieval Parameters // Remote Sensing. 2019. V. 11. Iss. 7. P. 750. DOI: 10.3390/rs11070750.
7. *Ellison W.*, *Balana A.*, *Delbos G.*, *Lamkaouchi K.*, *Eymard L.*, *Guillou C.*, *Prigent C.* New permittivity measurements of seawater // Radio Science. 1998. V. 33. P. 639–648.
8. *Font J.*, *Camps A.*, *Borges A.*, *Martín-Neira M.*, *Boutin J.*, *Reul N.*, *Kerr Y. H.*, *Hahne A.*, *Mecklenburg S.* SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space // Proc. IEEE. 2009. V. 98. Iss. 5. P. 649–665.
9. *Grodsky S. A.*, *Reverdin G.*, *Carton J. A.*, *Coles V. J.* Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 140. P. 14–22.
10. *Kerr Y. H.*, *Waldteufel P.*, *Wigneron J.-P.*, *Delwart S.*, *Cabot F.*, *Boutin J.*, *Escorihuela M.-J.*, *Font J.*, *Reul N.*, *Gruhier C.*, *Juglea S. E.*, *Drinkwater M. R.*, *Hahne A.*, *Martin-Neira M.*, *Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // Proc. IEEE. 2010. V. 98. Iss. 5. P. 666–687.
11. *Klein L.*, *Swift C.* An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies // IEEE Trans. Antennas and Propagation. 1977. V. 25. Iss. 1. P. 104–111.
12. *Klemas V.* Remote sensing of sea surface salinity: an overview with case studies // J. Coastal Research. 2011. V. 27. Iss. 5. P. 830–838.
13. *Lagerloef G. S.*, *Swift C. T.*, *Le Vine D. M.* Sea surface salinity: The next remote sensing challenge // Oceanography. 1995. V. 8. Iss. 2. P. 44–50.
14. *Lerner R. M.*, *Hollinger J. P.* Analysis of 1.4 GHz radiometric measurements from Skylab // Remote Sensing of Environment. 1977. V. 6. No. 4. P. 251–269.
15. *Liu Q.*, *Weng F.*, *English S. J.* An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2011. V. 49. Iss. 4. P. 1238–1250.
16. *Meissner T.*, *Wentz F. J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2004. V. 42. Iss. 9. P. 1836–1849.
17. *Meissner T.*, *Wentz F. J.* The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. Iss. 8. P. 3004–3026.
18. *Meissner T.*, *Wentz F.*, *Le Vine D.* Aquarius Salinity Retrieval Algorithm: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD): RSS Technical Report 120117. 2017. DOI: 10.5067/DOCUM-AQR04.
19. *Pablos M.*, *Piles M.*, *González-Gambau V.*, *Vall-llossera M.*, *Camps A.*, *Martínez J.* SMOS and Aquarius radiometers: Inter-comparison over selected targets // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2014. V. 7. Iss. 9. P. 3833–3844.
20. *Reul N.*, *Saux-Picart S.*, *Chapron B.*, *Vandemark D.*, *Tournadre J.*, *Salisbury J.* Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. Iss. 13. DOI: 10.1029/2009GL038860.
21. *Reul N.*, *Chapron B.*, *Zabolotskikh E.*, *Donlon C.*, *Quilfen Y.*, *Guimbard S.*, *Piolle J.-F.* A revised L-band radio-brightness sensitivity to extreme winds under Tropical Cyclones: the five year SMOS-storm database // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 180. P. 274–291.
22. *Wentz F. J.* A model function for ocean microwave brightness temperatures // J. Geophysical Research. 1983. V. 88. Iss. C3. P. 1892–1908.
23. *Wentz F. J.*, *Meissner T.* Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations // Radio Science. 2016. V. 51. No. 5. P. 381–391.
24. *Yueh S. H.*, *West R.*, *Wilson W. J.*, *Li F. K.*, *Njoku E. G.*, *Rahmat-Samii Y.* Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2001. V. 39. Iss. 5. P. 1049–1060.
25. *Zabolotskikh E. V.*, *Mitnik L. M.*, *Chapron B.* New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. Iss. 13. P. 3347–3350.
26. *Zabolotskikh E. V.*, *Mitnik L. M.*, *Chapron B.* An Updated Geophysical Model for AMSR-E and SSMIS Brightness Temperature Simulations over Oceans // Remote Sensing. 2014. V. 6. Iss. 3. P. 2317–2342.
27. *Zabolotskikh E. V.*, *Mitnik L. M.*, *Chapron B.* Radio-Frequency Interference Identification Over Oceans for C-and X-Band AMSR2 Channels // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2015. V. 12. Iss. 8. P. 1705–1709.
28. *Zabolotskikh E. V.*, *Reul N.*, *Chapron B.* Geophysical Model Function for the AMSR2 C-Band Wind Excess Emissivity at High Winds // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2016. V. 13. Iss. 1. P. 78–81.

Sea surface salinity estimation using AMSR2 measurements over warm oceans

E. V. Zabolotskikh [1], B. Chapron [2, 1]

[1] *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia*
E-mail: liza@rshu.ru
[2] *French Research Institute for Exploitation of the Sea, Brest, France*
E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

An algorithm is presented to estimate sea surface salinity (SSS) of the upper ocean layer from the measurements of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) on GCOM-W1 satellite. The algorithm is based on the results of physical modeling of the brightness temperatures (T_{bs}) of the ocean – atmosphere system microwave radiation using contemporary models of the ocean emission and absorption in the atmospheric gases and clouds. The simulation was carried out for vertically and horizontally polarized radiation at the frequencies of 6.9 and 10.65 GHz, since radiation at higher frequencies is less sensitive to SSS. ERA-Interim reanalysis data on hydrometeorological parameters and climatological SSS values were used to calculate an array of T_{bs}. The sensitivity of the low-frequency AMSR2 measurements to salinity was estimated. It was shown that only vertically polarized brightness temperature at a frequency of 6.9 GHz at surface temperatures (T_s) exceeding 22 °C had the sensitivity allowing salinity to be retrieved. The inverse problem was solved with a neural network (NN) approach. T_{bs} for vertically and horizontally polarized radiation at the frequencies of 6.9 and 10.65 GHz were used as input parameters to take into account the influence of surface wind, surface temperature, and atmospheric moisture content on the T_{bs}. The theoretical error of the algorithm was 1.6 ppm. The results of the algorithm application to the AMSR2 measurements were compared with the SSS satellite product based on the Soil Moisture Active Passive (SMAP) measurements for 2015 over the areas of the World Ocean with $T_s > 22$ °C. The algorithm error proved to be 1 ppm. The algorithm is characterized by overestimation of low and underestimation of high salinity values as compared with SMAP SSS data.

Keywords: sea surface salinity, satellite microwave radiometers, brightness temperatures, AMSR2, physical modeling, Neural Networks

Accepted: 14.04.2020
DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-4-207-220

References

1. Sadovskiy I. N., Sharkov E. A., Kuzmin A. V., Sazonov D. S., Pashinov E. V., Obzor modelei kompleksnoi dielektricheskoi pronitsaemosti vodnoi sredy, primenyaemykh v praktike distantsionnogo zondirovaniya (A review of the complex dielectric constant models of the aquatic environment used in remote sensing), *Issledovaniya Zemli iz Kosmosa*, 2014, Vol. 6, pp. 1–79.
2. Aksoy M., Johnson J. T., A Comparative Analysis of Low-Level Radio Frequency Interference in SMOS and Aquarius Microwave Radiometer Measurements, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2013, Vol. 51, No. 10, pp. 4983–4992.
3. Atkinson P. M., Tatnall A. R. L., Introduction Neural networks in remote sensing, *Intern. J. Remote Sensing*, 1997, Vol. 18, No. 4, pp. 699–709.
4. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F., The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, No. 656, pp. 553–597.
5. Dinnat E. P., Boutin J., Caudal G., Etcheto J., Issues concerning the sea emissivity modeling at L band for retrieving surface salinity, *Radio Science*, 2003, Vol. 38, No. 4, DOI: 10.1029/2002RS002637.
6. Dinnat E. P., Le Vine D. M., Boutin J., Meissner T., Lagerloef G., Remote Sensing of Sea Surface Salinity: Comparison of Satellite and In Situ Observations and Impact of Retrieval Parameters, *Remote Sensing*, 2019, Vol. 11, No. 7, pp. 750, DOI: 10.3390/rs11070750.

7. Ellison W., Balana A., Delbos G., Lamkaouchi K., Eymard L., Guillou C., Prigent C., New permittivity measurements of seawater, *Radio Science*, 1998, Vol. 33, pp. 639–648.
8. Font J., Camps A., Borges A., Martín-Neira M., Boutin J., Reul N., Kerr Y. H., Hahne A., Mecklenburg S., SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space, *Proc. IEEE*, 2009, Vol. 98, No. 5, pp. 649–665.
9. Grodsky S. A., Reverdin G., Carton J. A., Coles V. J., Year-to-year salinity changes in the Amazon plume: Contrasting 2011 and 2012 Aquarius/SACD and SMOS satellite data, *Remote Sensing of Environment*, 2014, Vol. 140, pp. 14–22.
10. Kerr Y. H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.-J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S. E., Drinkwater M. R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S., The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle, *Proc. IEEE*, 2010, Vol. 98, No. 5, pp. 666–687.
11. Klein L., Swift C., An improved model for the dielectric constant of sea water at microwave frequencies, *IEEE Trans. Antennas and Propagation*, 1977, Vol. 25, No. 1, pp. 104–111.
12. Klemas V., Remote sensing of sea surface salinity: an overview with case studies, *J. Coastal Research*, 2011, Vol. 27, No. 5, pp. 830–838.
13. Lagerloef G. S., Swift C. T., Le Vine D. M., Sea surface salinity: The next remote sensing challenge, *Oceanography*, 1995, Vol. 8, No. 2, pp. 44–50.
14. Lerner R. M., Hollinger J. P., Analysis of 1.4 GHz radiometric measurements from Skylab, *Remote Sensing of Environment*, 1977, Vol. 6, No. 4, pp. 251–269.
15. Liu Q., Weng F., English S. J., An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2011, Vol. 49, No. 4, pp. 1238–1250.
16. Meissner T., Wentz F. J., The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2004, Vol. 42, No. 9, pp. 1836–1849.
17. Meissner T., Wentz F. J., The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 8, pp. 3004–3026.
18. Meissner T., Wentz F., Le Vine D., *Aquarius Salinity Retrieval Algorithm: Algorithm Theoretical Basis Document* (*ATBD*): *RSS Technical Report 120117*, 2017, DOI: 10.5067/DOCUM-AQR04.
19. Pablos M., Piles M., González-Gambau V., Vall-llossera M., Camps A., Martínez J., SMOS and Aquarius radiometers: Inter-comparison over selected targets, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2014, Vol. 7, No. 9, pp. 3833–3844.
20. Reul N., Saux-Picart S., Chapron B., Vandemark D., Tournadre J., Salisbury J., Demonstration of ocean surface salinity microwave measurements from space using AMSR-E data over the Amazon plume, *Geophysical Research Letters*, 2009, Vol. 36, No. 13, DOI: 10.1029/2009GL038860.
21. Reul N., Chapron B., Zabolotskikh E., Donlon C., Quilfen Y., Guimbard S., Piolle J.-F., A revised L-band radio-brightness sensitivity to extreme winds under Tropical Cyclones: the five year SMOS-storm database, *Remote Sensing of Environment*, 2016, Vol. 180, pp. 274–291.
22. Wentz F. J., A model function for ocean microwave brightness temperatures, *J. Geophysical Research*, 1983, Vol. 88, No. C3, pp. 1892–1908.
23. Wentz F. J., Meissner T., Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations, *Radio Science*, 2016, Vol. 51, No. 5, pp. 381–391.
24. Yueh S. H., West R., Wilson W. J., Li F. K., Njoku E. G., Rahmat-Samii Y., Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2001, Vol. 39, No. 5, pp. 1049–1060.
25. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B., New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing, *Geophysical Research Letters*, 2013, Vol. 40, No. 13, pp. 3347–3350.
26. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B., An Updated Geophysical Model for AMSR-E and SSMIS Brightness Temperature Simulations over Oceans, *Remote Sensing*, 2014, Vol. 6., No. 3., pp. 2317–2342.
27. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B., Radio-Frequency Interference Identification Over Oceans for C-and X-Band AMSR2 Channels, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2015, Vol. 12, No. 8, pp. 1705–1709.
28. Zabolotskikh E. V., Reul N., Chapron B., Geophysical Model Function for the AMSR2 C-Band Wind Excess Emissivity at High Winds, *Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2016, Vol. 13, No. 1, pp. 78–81.