Расчёт коэффициентов параметрической модели поправки на состояние подстилающей поверхности по альтиметрическим измерениям космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2»

С.А. Лебедев^{1,3,4}, И.В. Гусев², А.В. Сакович², А.О. Слободянюк³

¹ Геофизический центр РАН, Москва, 119296, Россия E-mail: s.lebedev@gcras.ru ² АО «Центральный научно-исследовательский институт машиностроения» Королёв, Московская обл., 141070, Россия E-mails: GusevIV@tsniimash.ru, SakovichAV@tsniimash.ru ³ Национальный исследовательский университет «МИЭТ» Зеленоград, Москва, 124498, Россия E-mail: sashaedva@mail.ru ⁴ Майкопский государственный технологический университет Maйkon, 385000, Россия

Проведено сравнение двух методик расчёта коэффициентов модели поправки на состояние подстилающей водной поверхности (*англ.* sea state bias — SSB). Первая методика, принятая в данный момент для расчёта поправки SSB для всех космических аппаратов (KA), основана на анализе геофизических параметров в точках пересечения восходящих и нисходящих треков КА, а вторая — в ближайших точках изомаршрутных трасс КА. По этим методикам методом наименьших квадратов были рассчитаны восемь наборов коэффициентов для Мирового океана и акватории Чёрного моря по данным альтиметрических измерений КА № 12Л космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2» за 2018 и 2019 гг. Выполнен анализ плотности распределения измерений по двум параметрам: значимой высоте волны и скорости приводного ветра. Полученные результаты позволяют сделать предположение о различных ветро-волновых режимах в Мировом океаном и внутренних морях. Рассчитанные коэффициенты планируется использовать в алгоритмах обработки спутниковой альтиметрической информации космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2».

Ключевые слова: космическая геодезическая система «ГЕО-ИК-2», поправка на состояние подстилающей поверхности, sea state bias, спутниковая альтиметрия

Одобрена к печати: 17.03.2025 DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-53-67

Введение

В настоящее время на орбите функционирует космическая геодезическая система (КГС) «ГЕО-ИК-2», в составе которой два космических аппарата (КА), реализующих метод спутниковой альтиметрии. Основная цель программы — определение детальных характеристик гравитационного поля Земли в Мировом океане. Важным этапом обработки радиовысотомерной информации является точный учёт поправок в измеренную дальность, исключающих задержки при прохождении сигнала в тропосфере и ионосфере, и поправки на состояние подстилающей водной поверхности (*англ.* sea state bias — SSB). Сложность учёта последней связана с тем, что априори не известны характеристики отражающей поверхности (Басс, Фукс, 1972; Басс и др., 1975), и с её зависимостью от конкретной альтиметрической программы, поэтому поправки, вычисленные для других миссий (TOPEX/Poseidon, Jason-1/2/3 и др.), неприменимы для рассматриваемых КА. Вместе с тем точность этой поправки критически важна для исследования циркуляции океана, поскольку она может вносить систематические региональные ошибки в расчёты среднего уровня моря, связанные с ветровым и волновым климатом. Поправка на состояние подстилающей поверхности обусловлена двумя физическими явлениями (Chelton, 1994): смещением dh_{SB} за счёт асимметрии распределения значимой высоты волны (*англ.* skewness bias) и электромагнитным смещением dh_{EMB} (*англ.* electromagnetic bias).

Эффект асимметрии распределения значимой высоты волны, а следовательно, и уклонов морской поверхности, означает отклонение функции плотности вероятности от распределения Гаусса (Longuet-Higgins, 1963), которое является основой предположений в большинстве теоретических моделей отражённого импульса. Оно смещает распределение мощности отражённого импульса альтиметра в направлении впадин волн, что усиливает эффект электромагнитного смещения. По этой причине большинство эмпирических моделей поправки на состояние подстилающей поверхности включают dh_{sp} .

В действительности dh_{SB} составляет всего около 10–20 % от общей величины поправки и может быть оценено при численной обработке формы отражённого импульса как (Chelton, 1994):

$$\mathrm{d}h_{\mathrm{SB}} = -A_s \frac{h_{\mathrm{SWH}}}{24},$$

где A_s — коэффициент асимметрии, определяемый из процедуры ретрекинга формы отражённого импульса Ocean-2 (Hayne, 1980); h_{SWH} — значимая высота волны (*англ*. Significant Wave Height), также определяемая из процедуры ретрекинга.

Физическим механизмом электромагнитного смещения $dh_{\rm EMB}$ является изменчивость интенсивности рассеяния радиоволн вдоль профиля длинных поверхностных волн (доминантных волн или волн зыби) (Басс, Фукс, 1972; Chelton et al., 2001). Мощность рассеяния от поверхности пропорциональна локальному радиусу кривизны волны. Согласно трохоидальной теории волн для глубокого моря (Кочин и др., 1963) впадины волн более пологие, а гребни волн более острые, поэтому радиусы кривизны впадин больше радиусов кривизны гребней. Результатом является смещение рассеянной мощности в сторону впадин волн, что приводит к разнице между средним уровнем моря и средней рассеивающей поверхностью в засвеченной области.

Это смещение ещё более усиливается за счёт мелкомасштабной ряби, увеличивающей шероховатость поверхности моря вблизи гребней волн, а следовательно, и диффузное рассеяние зондирующего импульса альтиметра. Физическое объяснение различия шероховатости между впадинами и гребнями заключается в том, что участки впадин более защищены от поверхностных ветров и, следовательно, более гладкие. Поэтому впадины являются лучшими зеркальными отражателями.

Таким образом сумма этих смещений dh_{SB} и dh_{EMB} образует поправку на состояние подстилающей поверхности dh_{SSB} , а точность её моделей до сих пор продолжает оставаться предметом исследований (Bignalet-Cazalet et al., 2020).

Впервые этот эффект наблюдался при тестировании радара-альтиметра на маяке, расположенном в Чесапикском заливе Атлантического океана на расстоянии 15 миль (24 км) от мыса Генри (штат Вирджиния, США) (Yaplee et al., 1971). В эксперименте сравнивались осреднённые на интервале 0,1 с результаты расчётов возвышений морской поверхности по данным трёх струнных волнографов с результатами обработки данных альтиметра.

Эффект электромагнитного смещения был подтверждён в экспериментах со скаттерометрами, проводимых на маяке, расположенном в Чесапикском заливе Атлантического океана (Melville et al., 1991); на морском нефтедобывающем комплексе Brazos A-19 компании Shell в Мексиканском заливе (Arnold et al., 1995) и на двух нефтедобывающих платформах Snapper и Kingfish В компании Esso/BHP (в настоящее время ExxonMobil), установленных в проливе Басса, разделяющем Австралию и остров Тасмания (Melville et al., 2004).

Данные эксперименты показали линейную зависимость нормированного электромагнитного смещения ($\beta = dh_{SSB}/h_{SWH}$) как от h_{SWH} , так и от скорости ветра на высоте 10 м U_{10} . Статистически значимой также является и аппроксимация зависимости β от h_{SWH} полиномом первого порядка (*puc. 1a*, см. с. 55) (Melville et al., 1991): $\beta = 0.0146 + 0.00389h_{SWH} + 0.00215$ U_{10} , а также от обратной величины коэффициента обратного рассеяния $1/\sigma_0$ полиномом второго порядка (см. *рис. 16*) (Melville et al., 1991): $\beta = 0.0163 + 0.0029h_{SWH} + 2.15(1/\sigma_0)^2$.

В работе (Melville et al., 2004) показано, что β можно аппроксимировать полиномом третьей степени от h_{SWH} и U_{10} (*puc. 2a*):

$$\beta = -0.12 + 1.418h_{\rm SWH} - 0.243h_{\rm SWH}^2 - 0.243h_{\rm SWH}^3 + 0.312U_{10} + 0.008U_{10}^2 - 0.001U_{10}^3 + 0.008U_{10}^2 - 0.008U_{10}$$

а также полиноминальной зависимостью третьей степени от уклона доминирующей волны *S* и обратного возраста волны α (см. *puc. 26*):



$$\beta = -0,458 + 36,3S - 294S^2 - 2331S^3 + 0,34\alpha - 0,28\alpha^2 - 0,17\alpha^3$$

Рис. 1. Зависимость нормированного электромагнитного смещения (в %) от значимой высоты волны *h*_{SWH} (в м) и скорости приводного ветра *U*₁₀ (в м/с) (*a*), а также от обратной величины коэффициента обратного рассеяния 1/σ₀ (в 1/дБ) и *h*_{SWH} (в м) (*б*) по результатам эксперимента в Чесапикском заливе Атлантического океана, проводимого с 19 сентября по 12 октября 1988 г. (Melville et al., 1991)



Рис. 2. Зависимость нормированного электромагнитного смещения (в %) от скорости приводного ветра U_{10} (в м/с) и значимой высоты волны h_{SWH} (в м) (*a*), а также от уклона доминирующей волны *S* и обратного возраста волны α (δ) по данным эксперимента в проливе Басса, проводимого с 16 июня по 26 сентября 1991 г. (Melville et al., 2004)

В ходе экспериментов с радиовысотомерами самолётного базирования у побережья Чили (Walsh et al., 1984), в Северном море, в заливе Аляска и в Атлантическом океане недалеко от восточного побережья США (Choy et al., 1984) было установлено, что нормированное электромагнитное смещение для радиовысотомера в среднем составило $1,11\pm0,35$ % (Walsh et al., 1984) и $3,11\pm1,20$ % (Choy et al., 1984) от значимой высоты волны.

Результаты многочисленных экспериментов по расчёту β показали, что его величина в первую очередь зависит от рабочей частоты альтиметра *F* (Bar, Agnon, 1997): $\beta = (0,3-0,0617F) \cdot (1\pm 0,5).$

Модели состояния подстилающей поверхности

Помимо экспериментального пути исследования влияния электромагнитного смещения проводились с помощью теоретических моделей (Gommenginger et al., 2003) с использованием законов геометрической (Barrick, Lipa, 1985; Srokosz, 1986; Yaplee et al., 1971) или физической оптики (Millet et al., 2005, 2006). В последнем случае в отражении учитывались вклады коротких волн, а также зависимости от частоты зондирующего сигнала альтиметра. Однако полное понимание физического явления электромагнитного смещения ещё не достигнуто. Поэтому современные модели расчёта поправки dh_{SSB} главным образом основаны на эмпирических подходах.

Согласно теории и экспериментальным данным эта поправка зависит от многих параметров (Melville et al., 2004; Walsh et al., 1984): скорости приводного ветра, значимой высоты волны, асимметрии и эксцесса плотности распределения возвышений морской поверхности, длины и уклона доминирующей волны.

В первом приближении величину поправки dh_{SSB} в соответствии с теорией (Chelton et al., 1994; Walsh et al., 1989) аппроксимируют линейной зависимостью от h_{SWH} как $dh_{SSB} = \beta h_{SWH}$. Значения коэффициента пропорциональности β для разных КА лежат в диапазоне от 1 до 7 % (Born et al., 1982; Douglas, Agreen, 1983; Glazman, Srokosz, 1991; Hayne, Hanock, 1982; Lipa, Barrick, 1981; Melville et al., 1991; Nerem et al., 1990; Srokosz, 1986; Walsh et al., 1989; Zlotnicki et al., 1989).

Для среднего значения значимой высоты морской поверхности по акватории Мирового океана $h_{\text{SWH cp}} = 2$ м поправка dh_{SSB} будет около 10 см, а ошибка её определения составит 1–2 см. Шум в оценках dh_{SSB} зависит в основном от шума оценок h_{SWH} (Bignalet-Cazalet et al., 2020).

Как показано в работе (Gaspar et al., 1994) коэффициент β не является постоянной величиной, а представляет собой неизвестную функцию от различных параметров состояния моря, таких как значимая высота волны, коэффициент обратного рассеяния или скорость приводного ветра на высоте 10 м, рассчитываемая по коэффициенту обратного рассеяния. В силу того, что U_{10} и σ_0 взаимно коррелированы, рекомендуют использовать один из параметров. Таким образом, для расчёта поправки на состояние подстилающей поверхности предлагается использовать два параметра — h_{swh} и U_{10} :

$$B = dh_{SSB} / h_{SWH} = a_1 + a_2 h_{SWH} + a_3 U_{10} + a_4 h_{SWH}^2 + a_5 U_{10}^2 + a_6 h_{SWH} U_{10}.$$
 (1)

В зарубежной литературе принято различать одно-, двух-, трёх- и четырёхпараметрические модели, называемые ВМ1, ВМ2, ВМ3 и ВМ4 соответственно. Однако такое разделение не соответствует названию моделей, так как в самой формуле (1) используются только два параметра.

В настоящее время разработаны альтернативные методы параметризации h_{SWH} в терминах безразмерных аргументов крутизны волны, её периода и возраста волнения (Badulin et al., 2021; Melville et al., 2004; Tran et al., 2006).

Методики расчёта коэффициентов параметрических моделей

Измеренная альтиметром высота морской поверхности h_{SSH} (англ. Sea Surface Height) с учётом всех поправок на тропосферу и ионосферу, а также всех геофизических поправок (включая приливные поправки и поправку обратного барометра) представляет собой суперпозицию высоты геоида h_{geoid} , средней динамической топографии океана h_{MDT} , поправки на состояние морской поверхности dh_{SSB} и некоторый шум измерений w, который в первую очередь зависит от конструкции альтиметра: $h_{SSH} = h_{geoid} + h_{MDT} + dh_{SSB} + w$.

сит от конструкции альтиметра: $h_{\text{SSH}} = h_{geoid} + h_{\text{MDT}} + dh_{\text{SSB}} + w$. По Методике-I (Chelton, 1994), принятой при расчёте коэффициентов параметрической модели для всех KA, h_{geoid} легко исключается из этого уравнения в точке пересечения восходящего и нисходящего треков (*puc. 3a*): $\Delta h_{\text{SSH}} = \Delta h_{\text{MDT}} + \Delta dh_{\text{SSB}} + \Delta w$.



Рис. 3. Геометрия точек, использованных для расчётов по Методике-I (*a*) и Методике-II (*б*). Серым цветом выделены точки, где проводились альтиметрические измерения, синим — точки, измерения в которых используются в расчётах. Красным цветом показана точка пересечения. Синие линии соединяют точки, измерения в которых использовались при расчётах по соответствующей методике

В контексте оценки dh_{SSB} изменение динамической топографии рассматривается как шум и объединяется вместе с разницей шумов, образуя единый член ε_1 с нулевым средним значением $\varepsilon_1 = \Delta h_{MDT} + \Delta w$.

В случае, когда время между измерениями в точке пересечения не превышает двух суток, в точке пересечения можно принять $\Delta h_{\text{MDT}} \approx 0$. Тогда для расчёта поправки на состояние подстилающей поверхности по параметрической модели (1) можно воспользоваться зависимостью: $\Delta dh_{\text{SSB}} = \Delta h_{\text{SSH}} + \varepsilon_{1}$.

Аналогичная зависимость получается при расчёте dh_{SSB} с использованием аномалий высоты морской поверхности (h_{SSHa}) относительно средней высоты морской поверхности $(h_{MSS}, ahea.$ Mean Sea Surface): $\Delta h_{SSHa} = -\Delta h_{MDT} + \Delta dh_{SSB} + \Delta w$ или $\Delta dh_{SSB} = \Delta h_{SSHa} + \varepsilon_1$.

Однако использование данных в точках пересечения не подходит при расчёте коэффициентов модели (1) для внутренних морей и водоёмов суши. Так, например, на акватории Чёрного моря расположено пять точек пересечения КА TOPEX/Poseidon, Jason-1/2/3 и Sentinel-6 за 10-суточный изомаршрутный цикл. То есть этих данных явно недостаточно.

По этой причине предлагается новая Методика-II — использование данных измерений с повторяющихся треков изомаршрутной программы в ближайших географических точках (см. *рис. Зб*).

В этом случае разность высот геоида Δh_{geoid} в точках альтиметрических измерений рассматривается как дополнительный фактор усиления шума $\varepsilon_2 = \Delta h_{geoid} + \Delta h_{MDT} + \Delta w$. Расстояние между повторяющимися треками изомаршрутной программы не превышает 100 м, что позволяет считать $\Delta h_{geoid} \approx 0$. Таким образом уравнение для расчёта коэффициентов модели (1) по Методике-II не изменяется: $\Delta dh_{ssp} = \Delta h_{ssu} + \varepsilon_2$ или $\Delta dh_{ssp} = \Delta h_{ssua} + \varepsilon_2$

по Методике-II не изменяется: $\Delta dh_{SSB} = \Delta h_{SSH} + \varepsilon_2$ или $\Delta dh_{SSB} = \Delta h_{SSHa} + \varepsilon_2$. На практике для расчётов поправки dh_{SSB} используется следующая модель (Andersen, Scharroo, 2011), которая называется BM4:

$$dh_{\rm SSB} = h_{\rm SWH} \left(a_1 + a_2 h_{\rm SWH} + a_3 U_{10} + a_4 U_{10}^2 \right).$$
⁽²⁾

Значения коэффициентов модели (2) для зарубежных КА представлены в табл. 1.

Данная модель хорошо зарекомендовала себя при обработке данных альтиметрических измерений КА TOPEX/Poseidon и Jason-1/2/3, альтиметры которых по своим техническим характеристикам близки к альтиметру «Садко» российских КА КГС «ГЕО-ИК-2».

Космический аппарат	<i>a</i> ₁	<i>a</i> ₄	<i>a</i> ₂	a ₃	Источник
ERS-1	-0,075043	0,000098	0,001413	-0,0017900	(Scharroo, Lillibridge, 2005)
TOPEX (side A)	-0,030578	0,000127	0,002776	-0,0029620	
TOPEX (side B)	-0,032113	0,000101	0,002992	-0,0027800	-
	-0,034376	0,000083	0,001145	-0,0019690	
Jason-1	-0,020000	0,010600	0,002700	-0,0000950	(Peng, Deng, 2020)
	-0,031700	0,003800	0,000520	-0,0000180	
ERS-2	-0,068219	0,000082	0,001465	-0,0017010	(Scharroo, Lillibridge, 2005)
GFO	-0,055742	0,000153	0,002743	-0,0037560	
Jason-2	-0,039800	0,002300	0,001400	-0,0000590	(Peng, Deng, 2020)
	-0,062500	0,003200	0,002000	-0,0000290	
	-0,029401	0,002229	0,010798	-0,0000460	(Guo et al., 2023)
Jason-3	-0,034700	0,003400	0,000722	-0,0000263	(Peng, Deng, 2020)
	-0,096600	0,002900	0,003500	-0,0001034	
Sentinel-3A	-0,006800	0,003900	0,002700	-0,0000936	
	-0,038100	0,000579	0,000078	-0,0000274	

Таблица 1. Коэффициенты модели ВМ4 (2) для зарубежных спутников

Различия в значениях коэффициентов модели ВМ4 (2), рассчитанных по Методике-I (*табл. 1*), обусловлены следующими причинами:

- a) различием во временном интервале между измерениями, которые интерполируются в точки пересечения, от нескольких часов до нескольких суток. В этом случае предположение $\Delta h_{\text{MDT}} \approx 0$ не корректно, что вносит соответствующую ошибку в расчётах;
- б) климатические тренды значимой высоты волны и скорости приводного ветра при увеличении временного интервала для расчётов вносят дополнительную ошибку (Young, Ribal, 2019; Young et al., 2011).

Согласно результатам расчётов по данным альтиметрических измерений КА ТОРЕХ/ Poseidon и Jason-1/2/3 (Cheng et al., 2019) за период 1993–2017 гг. климатический тренд поправки на состояние подстилающей поверхности равен -0.03 ± 0.03 мм/год, что составляет 1 % от скорости изменения глобального среднего уровня Мирового океана за этот период. В периоды наблюдений Эль-Ниньо в 1997–1998 и 2015–2016 гг. повышение dh_{SSB} достигало 7–10 мм.

Расчёт коэффициентов модели ВМ4 для российских КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л

В качестве входных данных для расчёта коэффициентов зависимости (2) использовались продукты 2-го уровня обработки альтиметрических измерений КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л (Гусев и др., 2024а) за два года с 2018 по 2019 г. включительно, рассчитанные в АО «ЦНИИмаш» с применением высокопроизводительных вычислительных систем (Гусев и др., 2024б). Данные представляют собой netCDF-файлы, каждый из которых соответствует отдельному восходящему или нисходящему треку КА. Коэффициенты модели (2) вычислялись по обеим методикам.

На первом этапе осуществлялся входной контроль альтиметрической информации: измерения над сушей и льдом отбрасывались (с использованием соответствующего флага); значимая высота волны должна была попадать в интервал $0 \le h_{SWH} \le 6$ м; аномалии высоты морской поверхности должны были лежать в интервале $0 \le h_{SSHa} \le 1,5$; точки, в которых коэффициент обратного рассеяния соответствовал выбросу, исключались.

При расчётах по Методике-I исключались данные в точках пересечения треков, разность по времени измерений между которыми не превышает 10 сут; по Методике-II вычисления проводились по соседним изомаршрутным циклам.

При пересчёте данных альтиметрических измерений в точки пересечения по Методике-I значения параметров, необходимых для получения коэффициентов модели BM4 (2), интерполировались многочленом Лагранжа (Тыртышников, 2007).

Скорость приводного ветра на высоте 10 м рассчитывалась по коэффициенту обратного рассеяния по формуле (Abdalla et al., 2007):

$$U_{10} = \begin{cases} 46, 5 - 3, 6\sigma_0, & \sigma_0 \le 10,917 \text{ дБ}, \\ 1690 \cdot \exp(-0, 5\sigma_0), & \sigma_0 > 10,917 \text{ дБ}. \end{cases}$$



Рис. 4. Нормированная плотность числа измерений U₁₀ и h_{SWH} (доля от общего числа, %), предназначенных для обработки данных КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л по Методике-I (2018–2019) (*a*) и Методике-II (2018–2019) (*б*) для акватории Мирового океана. Серым цветом выделена область измерений, которые не использовались в расчётах коэффициентов модели (2)



Рис. 5. Нормированная плотность числа измерений U₁₀ и h_{SWH} (доля от общего числа, %), предназначенных для обработки данных КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л по Методике-I (2018–2019) (*a*) и Методике-II (2018–2019) (*б*) для акватории Чёрного моря. Серым цветом выделена область измерений, которые не использовались в расчётах коэффициентов модели (2)

Результаты

На первом этапе проводился анализ нормированной плотности числа измерений двухмерного распределения параметров U_{10} и h_{SWH} для данных, используемых в расчётах по каждой методике и для двух регионов: Мирового океана (*puc. 4*, см. с. 59) и Чёрного моря (*puc. 5*, см. с. 59), которое является калибровочным полигоном КГС «ГЕО-ИК-2» (Лебедев, Гусев, 2022).

Для Мирового океана согласно двухмерному нормированному распределению числа измерений (см. *рис. 4*) плотность вероятности каждого из параметров $h_{\rm SWH}$ и U_{10} для обоих методик хорошо описывается распределением Рэлея. Максимум плотности вероятности для значимой высоты волны соответствует 2 м, а для скорости приводного ветра на высоте 10 м — 4 м/с для Методики-I и 4,25 м/с для Методики-II. Полученные данные не противоречат анализу глобального распределения $h_{\rm SWH}$ (Григорьева, Бадулин, 2016). Аналогичные результаты получились и для Чёрного моря. Максимум плотности вероятности $h_{\rm SWH}$ соответствует для Методики-II 0,8 м, а U_{10} — 4,75 и 4,5 м/с соответственно (см. *рис. 5*).

Разность в плотности вероятности распределений значимой высоты волны и скорости приводного ветра на высоте 10 м (см. *рис.* 4 и 5) подтверждает различия в ветро-волновом режиме этих регионов.

Вычисленные коэффициенты модели SSB (2) для Мирового океана и Чёрного моря по Методике-I и Методике-II для данных за различные временные интервалы (далее они будут выделяться скобками) представлены в *табл. 2.* Отсутствие коэффициентов для Мирового океана, рассчитанных по Методике-II (2018–2019), связано с нехваткой вычислительных мощностей, а для акватории Чёрного моря — по Методике-I — с малым количеством данных, что делает расчёты статистически незначимыми.

Коэффициенты модели	Методика-І			Методика-II			
	2018 г.	2019 г.	2018—2019 гг.	2018 г.	2019 г.	2018—2019 гг.	
	Мировой океан						
<i>a</i> ₁	-0,03597	-0,01555	-0,02661	-0,07136	-0,06260	_	
<i>a</i> ₂	0,00728	0,00778	0,00759	0,00328	0,00240	_	
<i>a</i> ₃	0,00511	0,00779	0,00638	0,00054	0,00016	_	
<i>a</i> ₄	-0,00010	-0,00017	-0,00013	-0,00003	0	_	
Общее количество точек	110 184	102 373	214 225	23 070 827	15 939 198	39 010 025	
	Чёрное море						
<i>a</i> ₁	_	_	_	-0,08056	-0,04135	-0,05352	
<i>a</i> ₂	_	_	_	0,01778	0,00748	0,00878	
<i>a</i> ₃	_	_	_	-0,00912	-0,00186	-0,00368	
<i>a</i> ₄	_	_	_	0,00028	0,00043	0,00004	
Общее количество точек	56	42	99	20 965	13 065	67 948	

Таблица 2. Коэффициенты модели SSB для акваторий Мирового океана и Чёрного Моря

Часть результатов расчётов поправки SSB для акваторий Мирового океана и Чёрного моря по модели (2) с использованием коэффициентов, вычисленных по Методике-I и Методике-II для различных временных интервалов (*табл. 2*), представлены на *рис. 6* и 7 (см. с. 61) соответственно.

Сравнение результатов показало, что для акватории Мирового океана минимальный коэффициент корреляции между различными методиками и временными интервалами составил 0,8554 (Методика-I (2018) и Методика-II (2019)), а максимальный — 0,9998 (Методика-II (2018) и (2019)). Максимальная разность в значениях dh_{SSB} (*табл. 3*) 3,2 см наблюдается между расчётами по коэффициентам Методики-I (2019) и Методики-II (2018), а минималь-

ная — для расчётов по коэффициентам Методики-I (2018) и Методики-II (2019) — 0,6 см. Максимальное значение среднеквадратичного отклонения $dh_{\rm SSB}$ 6 см наблюдается между расчётами по коэффициентам Методики-II (2018) и (2019), а минимальное — 2,2 см — по коэффициентам Методики-I (2018) и (2019).



Рис. 6. Зависимость поправки SSB (в м) от U₁₀ и h_{SWH} для акватории Мирового океана по данным КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л, рассчитанной по модели (2) за 2018 г. (*a*) и 2019 г. (*б*) по Методике-I (изолинии чёрного цвета) и Методике-II (изолинии тёмно-серого цвета). Серым цветом выделена область измерений, которые не использовались в расчётах коэффициентов модели (2)



Рис. 7. Зависимость поправки SSB (в м) от U₁₀ и h_{SWH}, рассчитанной по данным КА «ГЕО-ИК-2» № 12Л по модели (2) за 2018 г. (*a*) и 2019 г. (*б*) по Методике-II для акваторий Чёрного моря (изолинии чёрного цвета) и Мирового океана (изолинии тёмно-серого цвета). Серым цветом выделена область измерений, которые не использовались в расчётах коэффициентов модели (2)

Для акватории Чёрного моря проводилось сравнение результатов вычислений по региональной модели (2) с использованием коэффициентов, рассчитанных по Методике-II (2018) и (2019), с результатами по глобальной модели для Мирового океана по этой же методике (см. *рис.* 7). Максимальный коэффициент корреляции между различными временными интервалами составил 0,8917 (2018), а минимальный — 0,6888 (2019). Максимальная разность в значениях $dh_{\rm SSB}$ 5,4 см (*табл. 4*) наблюдается между расчётами по коэффициентам для Чёрного моря за 2018 г. и Мирового океана за 2019 г., а минимальная — 1,2 см для расчётов

по коэффициентам за 2019 г. Минимальное значение среднеквадратичного отклонения $dh_{\rm SSB}$ составляет 5,5 см между расчётами по коэффициентам за 2019 г., а максимальное — 7,4 см для Чёрного моря за 2018 г. и Мирового океана за 2019 г. Следует отметить, что $dh_{\rm SSB}$, вычисленная по глобальной модели для Мирового океана, ниже расчётов по региональной модели Чёрного моря с использованием коэффициентов за 2018 г. Для поправки на состояние подстилающей поверхности, рассчитанной по коэффициентам за 2019 г., наблюдается противоположная картина. Это подтверждает различия ветро-волнового режима на акватории этих регионов.

Таблица 3. Средняя разность (ниже главной диагонали) и среднеквадратичное отклонение (выше главной диагонали) поправок на SSB (в м) для акватории Мирового океана, рассчитанные по модели (2) с использованием коэффициентов, вычисленных по Методике-II и Методике-II для различных временных интервалов

			Методика-I	Методика-II				
			Среднеквадратичное отклонение					
		Годы	2018	2019	2018-2019	2018	2019	
Методика-I		2018		0,0223	0,0104	0,0382	0,0335	
	RRI dtto	2019	-0,0126		0,0119	0,0604	0,0541	
едн	2018-2019	-0,0056	0,0070		0,0486	0,0430		
Методика-II	Da3	2018	0,0189	0,0315	0,0245		0,0604	
		2019	0,0058	0,0183	0,0114	-0,0131		

Таблица 4. Средняя разность (ниже главной диагонали) и среднеквадратичное отклонение (выше главной диагонали) поправок на SSB (в м) для акваторий Чёрного моря и Мирового океана, рассчитанные по модели (2) с использованием коэффициентов, вычисленных по Методике-II для различных временных интервалов

-			Чёрно	е море	Мировой океан		
			Среднеквадратичное отклонение				
		Годы	2018	2019	2018	2019	
Чёрное море	РА	2018		0,2844	0,0614	0,0591	
	100T	2019	-0,0535		0,0738	0,0552	
Мировой океан	Сред	2018	0,0404	-0,0247		0,0604	
		2019	0,0535	-0,0116	-0,0131		

Заключение

В представленной работе разработаны две методики расчёта коэффициентов модели поправки на состояние подстилающей поверхности. Первая основана на использовании данных о значимой высоте волны и скорости приводного ветра на высоте 10 м в точках пересечения восходящих и нисходящих треков КА (Методика-I) и вторая — данных в ближайших точках изомаршрутных трасс КА (Методика-II). Методом наименьших квадратов были рассчитаны восемь наборов коэффициентов модели по каждой методике для данных за 2018—2019 гг. и за каждый год в отдельности по альтиметрической информации КГС «ГЕО-ИК-2».

Выполнен анализ плотности распределения измерений по двум параметрам: значимой высоте волны и скорости приводного ветра. Полученные результаты позволяют сделать предположение о различных ветро-волновых режимах в Мировом океане и внутренних морях.

Вычисленные коэффициенты по двум методикам и для трёх временных интервалов для Мирового океана имеют схожие значения, а значит могут быть использованы для расчёта

поправки на состояние подстилающей поверхности при обработке данных спутниковой альтиметрии отечественных КА серии «ГЕО-ИК-2».

Однако коэффициенты, вычисленные для Чёрного моря, показывают расхождение как между собой, так и между набором коэффициентов для Мирового океана, что подтверждает различия ветро-волнового режима между этими акваториями. Это наблюдается и в результатах расчётов поправки для акватории Чёрного моря по коэффициентам для Мирового океана и самого моря. Поэтому для внутренних морей рекомендуется проводить вычисление коэффициентов модели по Методике-II в силу существенных различий в ветро-волновом режиме между ними и Мировым океаном.

Таким образом, можно предположить, что ветро-волновой режим, а следовательно, и коэффициенты модели поправки на состояние подстилающей поверхности могут быть разными не только между Мировым океаном и внутренними морями, но и в отдельных частях Мирового океана, что требует дополнительных исследований.

Литература

- 1. *Басс* Ф. Г., Фукс Н. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- 2. Басс Ф. Г., Брауде С. Я., Калмыков А. И., Мень А. В., Островский И. Е., Пустовойтенко В. В., Розенберг А.Д., Фукс И. М. Методы радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография) // Успехи физ. наук. 1975. Т. 116. № 8. С. 741–743.
- 3. *Григорьева В. Г., Бадулин С. И.* Режимные характеристики ветрового волнения по данным попутных судовых наблюдений и спутниковой альтиметрии // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 23–29. DOI: 10.7868/S0030157416010044.
- 4. *Гусев И.В., Лебедев С.А., Жуков А.Ю.* (2024а) Программный комплекс обработки данных спутниковой альтиметрии космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2» // Геодезия и картография. 2024. Т. 85. № 7. С. 46–58. DOI: 10.22389/0016-7126-2024-1009-7-46-58.
- 5. *Гусев И.В., Жуков А.Ю., Скоморохов Н.В.* (2024б) Применение высокопроизводительных вычислительных систем для обработки данных спутниковой альтиметрии космической геодезической системы «ГЕО-ИК-2» // Космонавтика и ракетостроение. 2024. № 3(136). С. 99–111.
- 6. *Кочин Н. Е., Кибель И.А., Розе Н. В.* Теоретическая гидромеханика. Ч. 1 / под ред. И.А. Кибеля. М.: Физматгиз, 1963. 584 с.
- 7. Лебедев С.А., Гусев И.В. Калибровка альтиметрических измерений значимых высот волн по результатам волнового реанализа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 6. С. 248–264. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-6-248-264.
- 8. *Тыртышников Е. Е.* Методы численного анализа. М.: Изд. центр «Академия», 2007. 320 с.
- 9. *Abdalla S., Janssen P.A. E. M., Bidlot J.-R.* Altimeter near real time wind and wave products: Random error estimation // Marine Geodesy. 2007. V. 34. No. 3–4. P. 393–406. DOI: 10.1080/01490419.2011.585113.
- Andersen O. B., Scharroo R. Range and geophysical corrections in coastal regions: And implications for mean sea surface determination // Coastal Altimetry. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 103– 145. DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_5.
- 11. Arnold D. V., Melville W. K., Stewart R. H. et al. Measurements of electromagnetic bias at Ku and C bands // J. Geophysical Research: Oceans. 1995. V. 100. No. C1. P. 969–980. DOI: 10.1029/94JC02587.
- 12. *Badulin S. I., Grigorieva V. G., Shabanov P.A. et al.* Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas // Advances in Space Research. 2021. V. 68. No. 2. P. 978–988. DOI: 10.1016/j.asr.2019.11.040.
- 13. *Bar D. E., Agnon Y.* A fractal model for the sea state bias in radar altimetry // Nonlinear Processes in Geophysics. 1997. V. 4. No. 4. P. 213–222. DOI: 10.5194/npg-4-213-1997.
- 14. *Barrick D. E., Lipa B. J.* Analysis and interpretation of altimeter sea echo // Advances in geophysics. 1985. V. 27. P. 61–100. DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60403-3.
- 15. Bignalet-Cazalet F., Urien S., Picot N., Couhert A., Marechal C., Desai S., Scharroo R., Egido A., Carrere L., Tran N., Roinard H. Jason-3 products handbook. Iss. 2. Rev 0. 2020. 82 p.
- Born G. H., Richards M.A., Rosborough G. W. An empirical determination of the effects of sea state bias on SEASAT altimetry // J. Geophysical Research: Oceans. 1982. V. 87. No. C5. P. 3221–3226. DOI: 10.1029/ JC087iC05p03221.
- 17. *Chelton D. B.* The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data // J. Geophysical Research: Oceans. 1994. V. 99. No. C12. P. 24995–25008. DOI: 10.1029/94JC02113.

- Chelton D. B., Ries J. C., Haines B. J. et al. Satellite altimetry // Intern. Geophysics. V. 69. Satellite altimetry and Earth sciences: A handbook of techniques and applications / eds. L. L. Fu, A. Cazenave. San Diego: Academic Press, 2001. P. 1–131. DOI: 10.1016/S0074-6142(01)80146-7.
- 19. *Cheng Y., Xu Q., Gao L. et al.* Sea state bias variability in satellite altimetry data // Remote Sensing. 2019. V. 11. No. 10. Article 1176. DOI: 10.3390/rs11101176.
- 20. Choy L. W., Hammond D. L., Uliana E. A. Electromagnetic bias of 10-GHz radar altimeter measurements of MSL // Marine Geodesy. 1984. V. 8. No. 1–4. P. 297–312. DOI: 10.1080/15210608409379507.
- 21. *Douglas B. C., Agreen R. W.* The sea state correction for GEOS 3 and SEASAT satellite altimeter data // J. Geophysical Research: Oceans. 1983. V. 88. No. C3. P. 1655–1661. DOI: 10.1029/JC088iC03p01655.
- 22. *Gaspar P., Ogor F., Le Traon P.-Y., Zanife O.-Z.* Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences // J. Geophysical Research: Oceans. 1994. V. 99. No. C12. P. 24981–24994. DOI: 10.1029/94JC01430.
- 23. *Glazman R. E., Srokosz M. A.* Equilibrium wave spectrum and sea state bias in satellite altimetry // J. Physical Oceanography. 1991. V. 21. No. 11. P. 1609–1621. DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<1609:EWS ASS>2.0.CO;2.
- 24. Gommenginger C. P., Srokosz M. A., Wolf J., Janssen P. A. E. M. An investigation of altimeter sea state bias theories // J. Geophysical Research: Oceans. 2003. V. 108. No. C1. Article 3011. DOI: 10.1029/2001JC001174.
- 25. *Guo J., Zhang H., Li Z. et al.* On modelling sea state bias of Jason-2 altimeter data based on significant wave heights and wind speeds // Remote Sensing. 2023. V. 15. No. 10. Article 2666. DOI: 10.3390/rs15102666.
- Hayne G. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering // IEEE Trans. Antennas and Propagation. 1980. V. 28. No. 5. P. 687–692. DOI: 10.1109/ TAP.1980.1142398.
- 27. *Hayne G.S., Hanock D.W., III.* Sea-state-related altitude errors in the SEASAT radar altimeter // J. Geophysical Research: Oceans. 1982. V. 87. No. C5. P. 3227–3231. DOI: 10.1029/JC087iC05p03227.
- Lipa B. J., Barrick D. E. Ocean surface height-slope probability density function from SEASAT altimeter echo // J. Geophysical Research: Oceans. 1981. V. 86. No. C11. P. 10921–10930. DOI: 10.1029/ JC086iC11p10921.
- 29. Longuet-Higgins M. S. The effect of non-linearities on statistical distributions in the theory of sea waves // J. Fluid Mechanics. 1963. V. 17. No. 3. P. 459–480. DOI: 10.1017/S0022112063001452.
- 30. *Melville W. K., Stewart R. H., Keller W. C. et al.* Measurements of electromagnetic bias in radar altimetry // J. Geophysical Research. 1991. V. 96. No. C3. P. 4915–4924. DOI: 10.1029/90JC02114.
- Melville W. K., Felizardo F. C., Matusov P. Wave slope and wave age effects in measurements of electromagnetic bias // J. Geophysical Research: Oceans. 2004. V. 109. No. C7. Article C07018. DOI: 10.1029/2002JC001708.
- 32. *Millet F. W., Warnick K. F., Arnold D. V.* Electromagnetic bias at off-nadir incidence angles // J. Geophysical Research: Oceans. 2005. V. 110. No. C9. Article C09017. DOI: 10.1029/2004JC002704.
- 33. *Millet F. W., Warnick K. F., Nagel J. R., Arnold D. V.* Physical optics-based electromagnetic bias theory with surface height-slope cross-correlation and hydrodynamic modulation // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2006. V. 44. No. 6. P. 1470–1483. DOI: 10.1109/TGRS.2005.863852.
- 34. *Nerem R. S., Tapley B. D., Shum C. K.* Determination of the ocean circulation using Geosat altimetry // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. No. C3. P. 3163–3179. DOI: 10.1029/JC095iC03p03163.
- 35. *Peng F., Deng X.* Improving precision of high-rate altimeter sea level anomalies by removing the sea state bias and intra-1-Hz covariant error // Remote Sensing of Environment. 2020. V. 251. Article 112081. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112081.
- 36. *Scharroo R., Lillibridge J.* Non-parametric sea-state bias models and their relevance to sea level change studies // Proc. "2004 Envisat and ERS Symp." / eds. H. Lacoste, L. Ouwehand. ESA SP-572. European Space Agency, 2005. Article 39. 12 p.
- 37. *Srokosz M.A.* On the joint distribution of surface elevation and slopes for a nonlinear random sea, with an application to radar altimetry // J. Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. No. C1. P. 995–1006. DOI: 10.1029/JC091iC01p00995.
- 38. *Tran N., Vandemark D., Chapron B. et al.* New models for satellite altimeter sea state bias correction developed using global wave model data // J. Geophysical Research: Oceans. 2006. V. 111. No. C9. Article C09009. DOI: 10.1029/2005JC003406.
- 39. Walsh E.J., Hancock D.W., III, Hines D.E., Kenney J.E. Electromagnetic bias of 36-GHz radar altimeter measurements of MSL // Marine Geodesy. 1984. V.8. No. 1–4. P. 265–296. DOI: 10.1080/15210608409379506.
- 40. *Walsh E. J., Jackson F. C., Uliana E. A., Swift R. N.* Observations of the electromagnetic bias in radar altimeter sea surface measurements // J. Geophysical Research: Oceans. 1989. V. 94. No. C10. P. 14575–14584. DOI: 10.1029/JC094iC10p14575.

- 41. *Yaplee B.S., Shapiro A., Hammond D.L. et al.* Nanoseconds radar observations of the ocean surface from a stable platform // IEEE Trans. Geoscience Electronics. 1971. V. 9. No. 3. P. 170–174. DOI: 10.1109/ TGE.1971.271490.
- 42. *Young I. R., Ribal A.* Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height // Science. 2019. V. 364. No. 6440. P. 548–552. DOI: 10.1126/science.aav9527.
- 43. *Young I. R., Zieger S., Babanin A. V.* Global trends in wind speed and wave height // Science. 2011. V. 332. No. 6028. P. 451–455. DOI: 10.1126/science.1197219.
- 44. *Zlotnicki V., Fu L.-L., Patzert W.* Seasonal variability in global sea level observed with Geosat altimetry // J. Geophysical Research: Oceans. 1989. V. 94. No. C12. P. 17959–17969. DOI: 10.1029/JC094iC12p17959.

Determination of parametric model coefficients of sea state bias correction using altimetry measurements of the GEO-IK-2 space geodetic system

S.A. Lebedev^{1,3,4}, I.V. Gusev², A.V. Sakovich², A.O. Slobodyanyuk³

 ¹ Geophysical Center RAS, Moscow 119296, Russia E-mail: s.lebedev@gcras.ru
 ² AO Central Research Institute for Machine Building Korolev, Moscow Region 141070, Russia
 E-mails: GusevIV@tsniimash.ru, SakovichAV@tsniimash.ru
 ³ National Research University of Electronic Technology Zelenograd, Moscow 124498, Russia E-mail: sashaedva@mail.ru

⁴ Maykop State Technological University, Maykop 385000, Russia

In the work, two methods for calculating the coefficients of the sea state bias (SSB) correction model are compared. The first method, currently adopted for calculating the SSB correction for all spacecrafts, is based on analysis of geophysical parameters at the intersection points of the ascending and descending tracks of the spacecraft, whereas the second one employs analysis at the nearest points of the iso-route tracks of the spacecraft. According to these methods, the least squares method has been used to calculate 8 sets of coefficients for the World Ocean and the Black Sea using measurements of spacecraft No. 12L of the GEO-IK-2 space geodetic system for 2018 and 2019. The distribution density of measurements was analyzed for two parameters: significant wave height and surface wind speed. The results obtained allow us to make an assumption about different wind-wave regimes in the World Ocean and inland seas. The calculated coefficients are planned to be used in algorithms for processing satellite altimetry information of GEO-IK-2.

Keywords: space geodetic system GEO-IK-2, sea state bias correction, sea state bias, satellite altimetry

Accepted: 17.03.2025 DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-53-67

References

- 1. Bass F.G., Fuks N.M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Scattering of waves on a statistically uneven surface), Moscow: Nauka, 1972, 424 p. (in Russian).
- Bass F.G., Braude S.Ya., Kalmykov A.I., Men' A.V., Ostrovskii I.E., Pustovoitenko V.V., Rozenberg A.D., Fuks I.M., Methods of radar studies of sea waves (radio oceanography), *Uspekhi fizicheskikh nauk*, 1975, V. 116, No. 8, pp. 741–743 (in Russian).
- 3. Grigorieva V.G., Badulin S.I., Wind wave characteristics based on visual observations and satellite altimetry, *Oceanology*, 2016, V. 56, No. 1, pp. 19–24, DOI: 10.1134/S0001437016010045.

- 4. Gusev I.V., Lebedev S.A., Zhukov A.Y. (2024a), Satellite altimetry data processing software package of the "GEO-IK-2" space geodetic system, *Geodesy and Cartography*, 2024, V. 85, No. 7, pp. 46–58 (in Russian), DOI: 10.22389/0016-7126-2024-1009-7-46-58.
- 5. Gusev I. V., Zhukov A. Yu., Skomorokhov N. V. (2024b), Application of high-performance computing systems for processing satellite altimetry data of the GEO-IK-2 space geodetic system, *Kosmonavtika i raketo-stroenie*, 2024, V. 3 (136), pp. 99–111 (in Russian).
- 6. Kochin N. E., Kibel' I.A., Roze N.V., *Teoreticheskaya gidromekhanika*. *Chast' 1* (Theoretical hydromechanics. Part 1), I.A. Kibel' (ed.), Moscow: Fizmatgiz, 1963, 584 p. (in Russian).
- Lebedev S.A., Gusev I.V., Calibration of significant waves height altimetric measurements by wave reanalysis, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, V. 19, No. 6, pp. 248–264 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-6-248-264.
- 8. Tyrtyshnikov E. E., *Metody chislennogo analiza* (Methods of numerical analysis), Moscow: *Izdatel'skii tsentr* "*Akademiya*", 2007, 320 p. (in Russian).
- 9. Abdalla S., Janssen P.A. E. M., Bidlot J.-R., Altimeter near real time wind and wave products: Random error estimation, *Marine Geodesy*, 2007, V. 34, No. 3–4, pp. 393–406, DOI: 10.1080/01490419.2011.585113.
- Andersen O. B., Scharroo R., Range and geophysical corrections in coastal regions: And implications for mean sea surface determination, In: *Coastal altimetry*, Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2011, pp. 103–145, DOI: 10.1007/978-3-642-12796-0_5.
- 11. Arnold D.V., Melville W.K., Stewart R.H. et al., Measurements of electromagnetic bias at Ku and C bands, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1995, V. 100, No. C1, pp. 969–980, DOI: 10.1029/94JC02587.
- 12. Badulin S. I., Grigorieva V. G., Shabanov P.A. et al., Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas, *Advances in Space Research*, 2021, V. 68, No. 2, pp. 978–988, DOI: 10.1016/j.asr.2019.11.040.
- 13. Bar D. E., Agnon Y., A fractal model for the sea state bias in radar altimetry, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 1997, V. 4, No. 4, pp. 213–222, DOI: 10.5194/npg-4-213-1997.
- 14. Barrick D. E., Lipa B. J., Analysis and interpretation of altimeter sea echo, In: *Advances in Geophysics*, 1985, V. 27, pp. 61–100, DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60403-3.
- 15. Bignalet-Cazalet F., Urien S., Picot N., Couhert A., Marechal C., Desai S., Scharroo R., Egido A., Carrere L., Tran N., Roinard H., *Jason-3 products handbook. Iss. 2. Rev 0*, 2020, 82 p.
- Born G. H., Richards M.A., Rosborough G. W., An empirical determination of the effects of sea state bias on SEASAT altimetry, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1982, V. 87, No. C5, pp. 3221–3226, DOI: 10.1029/ JC087iC05p03221.
- 17. Chelton D. B., The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1994, V. 99, No. C12, pp. 24995–25008, DOI: 10.1029/94JC02113.
- Chelton D. B., Ries J. C., Haines B. J. et al., Satellite altimetry, In: *International Geophysics. V. 69. Satellite altimetry and Earth sciences: A handbook of techniques and applications*, L. L. Fu, A. Cazenave (eds.), San Diego: Academic Press, 2001, pp. 1–131, DOI: 10.1016/S0074-6142(01)80146-7.
- 19. Cheng Y., Xu Q., Gao L. et al., Sea state bias variability in satellite altimetry data, *Remote Sensing*, 2019, V. 11, No. 10, Article 1176, DOI: 10.3390/rs11101176.
- 20. Choy L. W., Hammond D. L., Uliana E. A., Electromagnetic bias of 10-GHz radar altimeter measurements of MSL, *Marine Geodesy*, 1984, V. 8, No. 1–4, pp. 297–312, DOI: 10.1080/15210608409379507.
- 21. Douglas B. C., Agreen R. W., The sea state correction for GEOS 3 and SEASAT satellite altimeter data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1983, V. 88, No. C3, pp. 1655–1661, DOI: 10.1029/JC088iC03p01655.
- 22. Gaspar P., Ogor F., Le Traon P.-Y., Zanife O.-Z., Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1994, V. 99, No. C12, pp. 24981–24994, DOI: 10.1029/94JC01430.
- Glazman R. E., Srokosz M. A., Equilibrium wave spectrum and sea state bias in satellite altimetry, J. *Physical Oceanography*, 1991, V. 21, No. 11, pp. 1609–1621, DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<1609:EWS ASS>2.0.CO;2.
- 24. Gommenginger C. P., Srokosz M. A., Wolf J., Janssen P. A. E. M., An investigation of altimeter sea state bias theories, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2003, V. 108, No. C1, Article 3011, DOI: 10.1029/2001JC001174.
- 25. Guo J., Zhang H., Li Z. et al., On modelling sea state bias of Jason-2 altimeter data based on significant wave heights and wind speeds, *Remote Sensing*, 2023, V. 15, No. 10, Article 2666, DOI: 10.3390/rs15102666.
- 26. Hayne G., Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering, *IEEE Trans. Antennas and Propagation*, 1980, V. 28, No. 5, pp. 687–692, DOI: 10.1109/TAP.1980.1142398.
- 27. Hayne G.S., Hanock D.W., III, Sea-state-related altitude errors in the SEASAT radar altimeter, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1982, V. 87, No. C5, pp. 3227–3231, DOI: 10.1029/JC087iC05p03227.
- 28. Lipa B.J., Barrick D.E., Ocean surface height-slope probability density function from SEASAT altimeter echo, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1981, V.86, No. C11, pp. 10921–10930, DOI: 10.1029/ JC086iC11p10921.

- 29. Longuet-Higgins M. S., The effect of non-linearities on statistical distributions in the theory of sea waves, *J. Fluid Mechanics*, 1963, V. 17, No. 3, pp. 459–480, DOI: 10.1017/S0022112063001452.
- 30. Melville W. K., Stewart R. H., Keller W. C. et al., Measurements of electromagnetic bias in radar altimetry, *J. Geophysical Research*, 1991, V. 96, No. C3, pp. 4915–4924, DOI: 10.1029/90JC02114.
- Melville W. K., Felizardo F. C., Matusov P., Wave slope and wave age effects in measurements of electromagnetic bias, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2004, V. 109, No. C7, Article C07018, DOI: 10.1029/2002JC001708.
- 32. Millet F. W., Warnick K. F., Arnold D. V., Electromagnetic bias at off-nadir incidence angles, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2005, V. 110, No. C9, Article C09017, DOI: 10.1029/2004JC002704.
- 33. Millet F. W., Warnick K. F., Nagel J. R., Arnold D. V., Physical optics-based electromagnetic bias theory with surface height-slope cross-correlation and hydrodynamic modulation, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2006, V. 44, No. 6, pp. 1470–1483, DOI: 10.1109/TGRS.2005.863852.
- 34. Nerem R. S., Tapley B. D., Shum C. K., Determination of the ocean circulation using Geosat altimetry, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1990, V. 95, No. C3, pp. 3163–3179, DOI: 10.1029/JC095iC03p03163.
- 35. Peng F., Deng X., Improving precision of high-rate altimeter sea level anomalies by removing the sea state bias and intra-1-Hz covariant error, *Remote Sensing of Environment*, 2020, V. 251, Article 112081, DOI: 10.1016/j.rse.2020.112081.
- Scharroo R., Lillibridge J., Non-parametric sea-state bias models and their relevance to sea level change studies, *Proc. "2004 Envisat and ERS Symp."*, H. Lacoste, L. Ouwehand (eds.), ESA SP-572, European Space Agency, 2005, Article 39, 12 p.
- 37. Srokosz M.A., On the joint distribution of surface elevation and slopes for a nonlinear random sea, with an application to radar altimetry, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1986, V. 91, No. C1, pp. 995–1006, DOI: 10.1029/JC091iC01p00995.
- Tran N., Vandemark D., Chapron B. et al., New models for satellite altimeter sea state bias correction developed using global wave model data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2006, V. 111, No. C9, Article C09009, DOI: 10.1029/2005JC003406.
- Walsh E.J., Hancock D.W., III, Hines D.E., Kenney J.E., Electromagnetic bias of 36-GHz radar altimeter measurements of MSL, *Marine Geodesy*, 1984, V.8, No. 1–4, pp. 265–296, DOI: 10.1080/15210608409379506.
- 40. Walsh E.J., Jackson F.C., Uliana E.A., Swift R.N., Observations of the electromagnetic bias in radar altimeter sea surface measurements, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1989, V. 94, No. C10, pp. 14575–14584, DOI: 10.1029/JC094iC10p14575.
- Yaplee B. S., Shapiro A., Hammond D. L. et al., Nanoseconds radar observations of the ocean surface from a stable platform, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, 1971, V. 9, No. 3, pp. 170–174, DOI: 10.1109/ TGE.1971.271490.
- 42. Young I. R., Ribal A., Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height, *Science*, 2019, V. 364, No. 6440, pp. 548–552, DOI: 10.1126/science.aav9527.
- 43. Young I. R., Zieger S., Babanin A. V., Global trends in wind speed and wave height, *Science*, 2011, V. 332, No. 6028, pp. 451–455, DOI: 10.1126/science.1197219.
- 44. Zlotnicki V., Fu L.-L., Patzert W., Seasonal variability in global sea level observed with Geosat altimetry, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1989, V. 94, No. C12, pp. 17959–17969, DOI: 10.1029/JC094iC12p17959.