

Методика восстановления пространственного распределения аномалий уровня Охотского моря методом оптимальной интерполяции

А. А. Романов, А. А. Романов

*Московский физико-технический институт (НИУ), Долгопрудный,
Московская обл., 141700, Россия
E-mail: romulas@mail.ru*

Задача восстановления пространственного распределения аномалий уровня моря по данным спутниковых альтиметров TOPEX/Poseidon (*англ.* Topographic Experiment/Poseidon), Jason-1, -2, -3, измеряющих в надир, продолжает быть актуальной, в том числе по причине накопления достаточно длительных архивов измерений, позволяющих исследовать особенности циркуляции в соответствующих регионах исследований. В настоящей работе рассматриваются некоторые ключевые аспекты методики восстановления пространственного распределения аномалии уровня Охотского моря с использованием метода оптимальной интерполяции. Приведён вид корреляционной функции, построенной для применения при восстановлении значений альтиметрических измерений в узлах регулярной сетки. Обсуждаются вопросы устойчивости матрицы системы линейных уравнений, возникающей при реализации метода оптимальной интерполяции, при том, что ранг исходной матрицы меньше, чем её размерность, а число обусловленности существенно больше единицы. Определены условия, при которых обусловленность матрицы становится достаточной для получения единственного решения задачи оптимальной интерполяции. Приведены примеры обработки реальной альтиметрической информации, показаны возможности методики по восстановлению мезомасштабной изменчивости в регионе. Обсуждаются аспекты пространственного распределения меры ошибки интерполяции. Показано, что в среднем мера ошибки при обработке альтиметрической информации по выбранному циклу в акватории составляет около 0,65.

Ключевые слова: спутниковая альтиметрия, мезомасштабная изменчивость, Охотское море, методика, оптимальная интерполяция

Одобрена к печати: 18.12.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-1-100-108

Введение

Накопленные за последнее время архивы альтиметрических наблюдений представляют собой набор информации от соответствующих космических аппаратов, имеющих специфическое пространственное распределение измерений на подстилающей поверхности. Фактически всю историю альтиметрических наблюдений спутниковые приборы проводили измерения в надир, и, следовательно, данные об аномалиях уровня моря SLA (*англ.* Sea Level Anomalies) были доступны исключительно в подспутниковых точках, а не для произвольных площадей в акваториях Мирового океана, и только недавно появился космический аппарат, позволяющий получать альтиметрическую информацию в пространственной полосе относительно траектории его движения (Peral et al., 2024).

Подобная схема измерений требовала дополнительной пространственной (или пространственно-временной) интерполяции или аппроксимации альтиметрической информации для стягивания данных в узлы регулярной сетки и последующего восстановления непрерывного пространственного распределения аномалий уровня моря для детального изучения характера циркуляции в исследуемых акваториях. Решения этой задачи диктовало использование различных методов интерполяции или аппроксимации альтиметрических данных: аномалии уровня моря приводились к узлам регулярной сетки методами классической интерполяции (Ebuchi, Hanawa, 1995), сплайн интерполяции (Sandwell, 1987), включая интерполяцию D_m -сплайнами (Куницын, Романов, 2004), методом Кригинга (Hamzah, Prayogo, 2014) и т. д. Наибольшую применимость и известность получили методы восстановления пространствен-

ного распределения аномалий уровня моря, построенные на основе метода оптимальной интерполяции, предложенного Л. М. Гандиным (1963). В основе этого метода лежит механизм представления искомой величины в виде линейной комбинации измерений, коэффициенты которой определяются статистическими особенностями восстанавливаемого поля, задаваемые соответствующей пространственной или пространственно-временной корреляционной функцией.

Вид корреляционных функций исследовался начиная с 70-х гг. прошлого века (Julian, Thiebaux, 1975; Thiebaux, 1976). Как правило, сначала использовались различные комбинации тригонометрических функций, что позволяло построить положительно определённую корреляционную функцию. В более поздних работах (Романов, Романов, 2024, 2025а, б; Jacobs et al., 2001; Kuragano, Kamachi, 2000) проведено исследование изменчивости регионов Мирового океана, выбран аналитический вид функции корреляции и рассчитаны коэффициенты региональных функций. Практическое применение для обработки информации современных альтиметрических систем указанный вид функций получил в работах (см., например, (Le Traon et al., 1998)), в которых обсуждались и некоторые специфические моменты обработки данных спутниковой альтиметрии.

Накопленный методический опыт обработки данных спутниковых альтиметров позволил провести исследование изменчивости одной из наиболее интересных и динамичных акваторий Мирового океана — Охотского моря. В исследовании (Романов, Романов, 2025а), основываясь на массиве данных IMMOAD v5.1 (*англ.* Integrated Multi-Mission Ocean Altimeter Data for Climate Research) (Beckley et al., 2021), получен вид корреляционной функции для этой акватории, являющийся одним из ключевых элементов методики восстановления пространственного распределения альтиметрических данных методом оптимальной интерполяции.

Настоящая работа посвящена описанию методики обработки информации спутниковой альтиметрии IMMOAD v5.1 для восстановления пространственного распределения аномалий морской поверхности в акватории Охотского моря методом оптимальной интерполяции. Обсуждаются вопросы предварительной обработки, состоящей в пространственной фильтрации данных вдоль трека пролёта космического аппарата; формирования соответствующих систем линейных уравнений и аспектов их решения, а также полученные результаты, включая меры ошибки интерполяции.

Пространственная корреляционная функция

На основе подхода, предложенного в статье (Jacobs et al., 2001), в работе (Романов, Романов, 2025а) было проведено исследование характеристик мезомасштабной изменчивости в регионе и получены типичные для региона коэффициенты функции корреляции:

$$R(x, y, t) = 2,85^2 \exp \left\{ - \left[\frac{(x + 0,23t)^2}{62,72^2} + \frac{(y + 0,19t)^2}{73,53^2} + \frac{t^2}{54,20^2} \right] \right\}, \quad (1)$$

где x, y, t — лаги по долготе, широте и времени.

При этом из формулы (1) следуют типичные для акватории характеристики аномалий уровня моря: амплитуда составляет 2,85 см, а радиус корреляции по долготе, широте и времени — 62,72 км, 73,53 км и 54,20 дней соответственно. Скорость переноса не более 0,23 км/день в северном и западном направлении.

Именно это соотношение положено в основу методики восстановления пространственного распределения аномалий уровня моря в акватории Охотского моря.

Предобработка альтиметрических данных

Получив явное аналитическое соотношение функции корреляции для аномалий уровня в акватории Охотского моря (1), можно перейти непосредственно к восстановлению непрерывного пространственного распределения аномалий уровня по данным спутниковых альти-

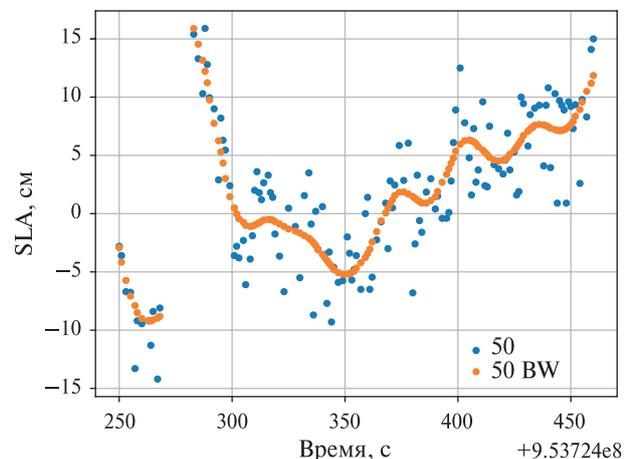
метров. В соответствии с работами (Beckley et al., 2021; Venada, 1993) необходимо провести процедуры фильтрации альтиметрической информации.

На первом этапе надо осуществить географическую фильтрацию альтиметрических данных, оставив только информацию в акватории Охотского моря. Строго говоря, функцию корреляции вида (1) с соответствующими коэффициентами можно применять исключительно в этом географическом регионе.

Затем необходимо исключить информацию с некорректными флагами качества (Beckley et al., 2021; Venada, 1993) (при этом следует отметить, что в продукте IMMOAD этот этап практически выполнен). Поскольку нас интересует исключительно акватория Охотского моря, в рассматриваемом массиве данных должна остаться только информация с признаком «вода», т.е. информацию с флагами «внутренний водоём/река» или «земля» исключаем из дальнейшего использования.

На финальном этапе в соответствии с рекомендациями (Beckley et al., 2021; Venada, 1993) необходимо провести процедуру сглаживания информации вдоль трека пролёта космического аппарата. Рекомендуется использовать низкочастотный фильтр, оставляя длины волн больше 100 км (рис. 1).

Рис. 1. Примеры пространственной фильтрации альтиметрических данных космического аппарата Jason-3: цикл 1086, трек 50 (синий цвет — исходные данные, оранжевый — после применения процедуры фильтрации)



Применение низкочастотного фильтра Баттерворта (англ. Butterworth) (BW) (порядок фильтра 3, длина волны 100 км) для альтиметрических данных (аномалий уровня моря) приводит к значительному уменьшению шумов и исключению единичных выбросов в данных (см. рис. 1). Среднеквадратичное отклонение измеряемой величины по трекам в рамках одного цикла в среднем уменьшается до 30 %.

При этом при применении процедуры низкочастотной фильтрации вдоль трека космического аппарата необходимо принимать в расчёт непрерывность обрабатываемого ряда. В случае наличия разрывов в данных пролёта над акваторией (см. рис. 1), связанных, например, с пролётом космического аппарата над сушей или длительным сбоем в работе прибора, необходимо рассматривать информацию независимо друг от друга и проводить фильтрацию отдельно для каждой информационной части альтиметрического трека, что позволит исключить краевые эффекты при проведении процедуры предобработки информации.

Система линейных алгебраических уравнений

Проведение процедуры предобработки альтиметрической информации позволяет избавиться от высокочастотных шумов и выбросов в исходных данных, что даёт возможность нам перейти к формированию матрицы и к поиску более устойчивого решения задачи интерполяции аномалий уровня моря в каждом узле регулярной сетки.

Как было отмечено выше, в соответствии с основными соотношениями метода оптимальной интерполяции (Гандин, 1963) восстанавливаемая величина в узле регулярной сетки f_0 (следует отметить, что ряд должен быть несмещённым, т. е. фактически речь идёт об аномалиях искомым данным, в противном случае метод усложняется и растут ошибки восстановления) определяется линейной комбинацией аномалий уровня моря в точках альтиметрического цикла:

$$f_0 = \sum_{i=1}^n p_i f_i, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (2)$$

где n — количество измерений; f_i — несмещённые значения аномалий уровня моря; p_i — неизвестные коэффициенты линейной комбинации. Коэффициенты линейной комбинации из выражения (2) формируются на основе известной нам (или, как в нашем случае, построенной) функции корреляции:

$$\sum_{j=1}^n \mu_{ij} p_j = \mu_{0i}, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (3)$$

где p_j — неизвестные коэффициенты линейной комбинации; μ_{ij} , μ_{0i} — значения корреляционной функции для взаимного расстояния между измерениями и узлом интерполяции и измерением соответственно. Таким образом, соотношение (3) формирует систему линейных алгебраических уравнений для поиска неизвестных коэффициентов p_j , что позволит найти значение в узле регулярной сетки при условии хорошей обусловленности матрицы μ_{ij} .

Некоторые методики обработки альтиметрической информации дополняют классический алгоритм учётом дополнительной «длинноволновой» ошибки (*англ.* long-wavelength error) (Le Traon et al., 1998), возникающей за счёт в том числе недостаточной точности определения высоты орбиты космического аппарата. Проводить эту процедуру в данном случае необходимости нет, поскольку пространственный масштаб проявления ошибки соответствует пространственным размерам акватории. Кроме того, принципиального влияния на обусловленность матрицы и устойчивость решения задачи она не окажет.

На обусловленности матрицы и, следовательно, устойчивости решения задачи (или возможности найти это решение в принципе) следует остановиться подробнее. Приведём некоторые расчёты, характеризующие построенную матрицу для цикла 1086 космического аппарата Jason-3, при этом отметим, что все последующие логические соображения будут справедливы и для любого другого цикла космического аппарата. Размерность матрицы составляет 1442×1442 при условии использования всех точек измерений, доступных в акватории по рассматриваемому циклу. Ранг матрицы — 743, число обусловленности — 10^{10} .

Поскольку ранг матрицы меньше, чем её размерность, а число обусловленности существенно больше 1, можно говорить о том, что сформированная система уравнений не может быть решена или решение будет очень неустойчивым, т. е. минимальные изменения вектора значений приведут к существенным флуктуациям вектора решения. Фактически это означает, что представить интерполированное значение в каждом узле регулярной сетки, представляющее собой линейную комбинацию всех доступных измерений, единственным образом не представляется возможным.

Решением этой проблемы может стать подход, ограничивающий количество информации, принимаемой в расчёт для вычисления каждого узла интерполяции (Le Traon et al., 1998), при этом альтернативным вариантом становится переход к некоторой иной системе уравнений, в которой ищется приближённое решение, а к основному оператору добавляется диагональная матрица, содержащая некоторые константы (Голуб, Ван Лоун, 1999). Если на главной диагонали добавленной матрицы будет стоять среднеквадратичное отклонение временного ряда данных в каждой точке акватории, то фактически подобные действия трансформируют начальную задачу интерполяции в задачу аппроксимации (хотя в дальнейшем обсуждении мы останемся в терминах оптимальной интерполяции). Для упрощения в рамках этой работы использовалось единое число релаксации для матрицы μ_{ij} — среднее значение

среднеквадратичного отклонения по всей акватории, которое составило 6,98 см, хотя, несомненно, для каждой точки можно определить собственный разброс значений с учётом наличия длительного ряда альтиметрических наблюдений.

Принимая во внимание предложенную трансформацию, ранг матрицы стал равен 1442 (соответствующим размерности), а число обусловленности — порядка 10^1 . Таким образом, можно констатировать, что составленная система допускает единственное решение и можно говорить о том, что данные альтиметрического цикла в рассматриваемой акватории с использованием сформированной функции корреляции могут быть оптимально аппроксимированы.

Основные результаты

В качестве примера применения предложенной методики обработки данных спутниковой альтиметрии в акватории Охотского моря рассмотрим информацию цикла 1086 космического аппарата Jason-3, которая была получена с 18.03.2022 по 27.03.2022. На *рис. 2* представлено исходное распределение точек в исследуемом регионе. Видно, что полный диапазон аномалий уровня морской поверхности в точках региона, прошедших первичный отбор с учётом применения флагов качества и использования фильтра Баттерворта, составляет от -20 до 20 см.

На исходном распределении (см. *рис. 2*) наблюдается несколько активных зон: положительные и отрицательные до максимумов диапазона севернее островов Кунашир и Итуруп соответственно, область положительных аномалий у северо-западного побережья полуострова Камчатка. Залив Шелихова, Пенжинская губа, почти вся северная и северо-западная часть Охотского моря, по всей видимости, закрыта льдом. В этом с большой вероятностью кроется причина отсутствия в цикле 1086 исходных альтиметрических данных, пригодных для последующей обработки в акватории.

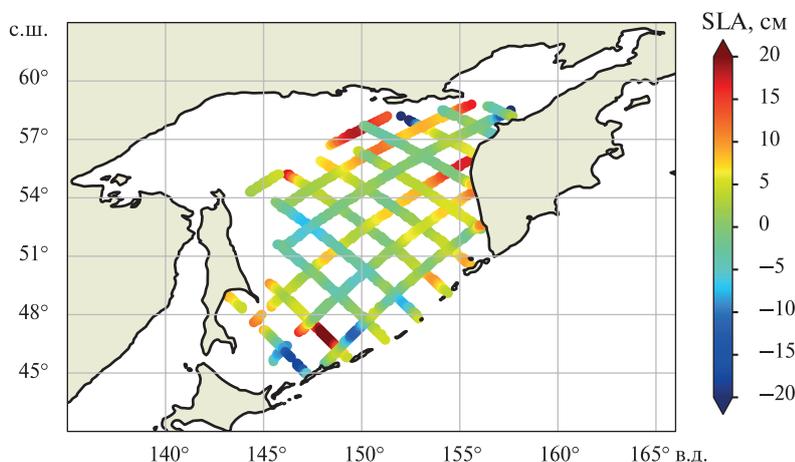


Рис. 2. Распределение альтиметрических данных цикла 1086 космического аппарата Jason-3 из массива IMMOAD v5.1

Непрерывное поле аномалий уровня морской поверхности для рассматриваемого цикла представлено на *рис. 3* (см. с. 105).

Определённый интерес представляет собой пространственное распределение меры ошибки интерполяции (Гандин, 1963), являющейся отношением среднего квадрата ошибки интерполяции к дисперсии восстанавливаемого ряда (*рис. 4*, см. с. 105), которая определяется соотношением:

$$\varepsilon = 1 - \sum_{i=1}^n \mu_{0i} p_i. \quad (4)$$

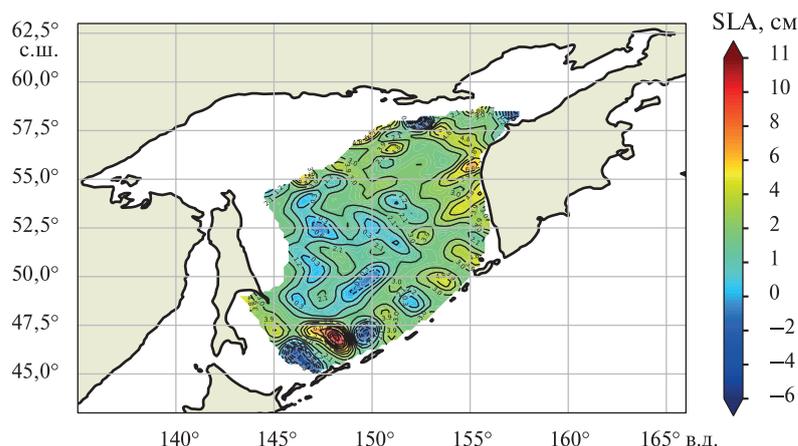


Рис. 3. Пространственное распределение аномалий уровня моря по данным цикла 1086 космического аппарата Jason-3 из массива IMMOAD v5.1

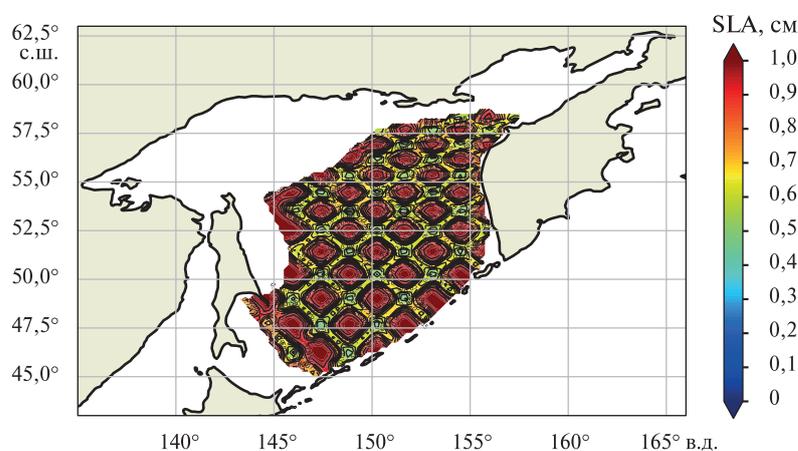


Рис. 4. Пространственное распределение меры ошибки интерполяции

Пространственное распределение меры ошибки интерполяции повторяет фактическое распределение исходных данных. Минимальные значения, составляющие около 0,2 дисперсии ряда, наблюдаются вдоль треков цикла альтиметрического аппарата. Максимальные значения вполне объяснимо находятся в тех областях, в которых точек изомаршрутного цикла космического аппарата не было. Можно сказать, что мера ошибки интерполяции пространственного распределения аномалий морской поверхности для всей акватории составила порядка 0,78, следовательно, ошибка интерполяции — около 5 см.

Заключение

В настоящей работе предложена методика восстановления пространственного распределения аномалий уровня в акватории Охотского моря, которая основывается на классическом методе оптимальной интерполяции, однако содержит несколько важных нововведений, учитывающих некоторые особенности исследуемого бассейна.

Методика построена на основе специальной функции корреляции, коэффициенты которой получены с учётом анализа мезомасштабной изменчивости в акватории Охотского моря на основе массива альтиметрических данных, содержащего информацию за период более 30 лет. Применение указанной функции при формировании системы линейных уравнений для поиска соответствующих коэффициентов линейной комбинации приводит к необходимости специализированных модификаций матрицы для повышения её обуслов-

ленности. Использование среднеквадратичного отклонения в качестве числа релаксации позволило добиться устойчивости системы и обеспечить единственность решения задачи аппроксимации.

Применение предложенной методики для обработки альтиметрической информации на примере цикла 1086 космического аппарата Jason-3 из архива IMMOAD v5.1 показало возможность реконструкции характеристик мезомасштабной изменчивости в регионе. Восстановленная карта отображает динамически активные области Охотского моря, различаются ряд положительных и отрицательных вихревых структур в открытом море, прибрежных регионах, прилегающих к островам Курильской гряды и западному побережью полуострова Камчатка.

Пространственное распределение меры ошибки интерполяции показывает существенно неравномерный характер: величина меры ошибки значительно зависит от количества исходных данных рядом с узлом интерполяции и меняется в диапазоне от 0,4 до 1. В среднем можно говорить о том, что мера ошибки интерполяции составила порядка 0,78, что соответствует ошибке интерполяции для всей акватории порядка 5–6 см.

В заключении необходимо отметить, что наиболее важным результатом проведённого исследования является предложенная методическая основа решения задач восстановления пространственного распределения альтиметрических данных и дальнейших изучений характеристик мезомасштабной изменчивости в акватории Охотского моря.

Литература

1. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. Л: Гидрометеорол. изд-во, 1963. 288 с.
2. Голуб Д., Ван Лоун Ч. Матричные вычисления: пер. с англ. М.: Мир, 1999. 548 с.
3. Куницын В. Е., Романов А. А. Восстановление карт поверхности океана методом локальной сплайн аппроксимации с хаотично расположенными узлами // Радиотехника и электроника. 2004. Т. 49. № 4. С. 466–480.
4. Романов А. А., Романов А. А. Отдельные свойства пространственной функции корреляции аномалий высоты морской поверхности по данным спутниковой альтиметрии в дальневосточном регионе // Космонавтика и ракетостроение. 2024. № 3. С. 89–98.
5. Романов А. А., Романов А. А. (2025a) Основные параметры модели мезомасштабной изменчивости Охотского моря по данным спутниковой альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. № 2. С. 233–243. DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-233-243.
6. Романов А. А., Романов А. А. (2025b) Исследование характеристик мезомасштабной изменчивости Тихого океана в районе Южных Курил и о. Хоккайдо по данным спутниковой альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. № 3. С. 225–234. DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-3-225-234.
7. Beckley B., Ray R., Zelensky N. et al. Integrated multi-mission ocean altimeter data for climate research TOPEX/Poseidon, Jason-1, 2, and 3. User's handbook. Version 5.1. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 2021. 47 p. DOI: 10.5067/ALTCY-TJA51.
8. Benada R. PO.DAAC merged GDR (T/P) users handbook. Rep. JPL D-11007. Pasadena: Jet Propulsion Laboratory. 1993. 111 p.
9. Ebuchi N., Hanawa K. Comparison of surface current variations observed by TOPEX altimeter with TOLEX-ADCP data // J. Oceanography. 1995. V. 51. P. 351–362. DOI: 10.1007/BF02285171.
10. Hamzah R., Prayogo T. Interpolation methods for sea surface height mapping from altimetry satellites in Indonesian seas // Intern. J. Remote Sensing and Earth Sciences. 2014. V. 11. No. 1. P. 33–40. DOI: 10.30536/j.ijreses.2014.v11.a2599.
11. Jacobs G. A., Baron C. N., Rhodes R. C. Mesoscale characteristics // J. Geophysical Research: Oceans. 2001. V. 106. Iss. C9. P. 19581–19595. <https://doi.org/10.1029/2000JC000669>.
12. Julian P. R., Thiebaut H. J. On some properties of correlation functions used in optimal interpolation scheme // Monthly Weather Review. 1975. V. 103. Iss. 7. P. 605–616. DOI: 10.1175/1520-0493(1975)103<0605:OSPOCF>2.0.CO;2.
13. Kuragano N., Kamachi M. Global statistical space-time scales of oceanic variability estimated from the TOPEX/Poseidon altimeter data // J. Geophysical Research: Oceans. 2000. V. 105. Iss. C1. P. 955–974. DOI: 10.1029/1999JC900247.

14. Le Traon P. Y., Nadal F., Ducet N. An improved mapping method of multisatellite altimeter data // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 1998. V. 15. Iss. 2. P. 522–534. DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
15. Peral E., Esteban-Fernández D., Rodríguez E. et al. KaRIn, the Ka-band radar interferometer of the SWOT mission: Design and in-flight performance // *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. 2024. V. 62. Article 5214127. 27 p. DOI: 10.1109/TGRS.2024.3405343.
16. Sandwell D. T. Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data // *Geophysical Research Letters*. 1987. V. 14. No. 2. P. 139–142. DOI: 10.1029/GL014i002p00139.
17. Thiebaux H. J. Anisotropic correlation functions for objective analysis // *Monthly Weather Review*. 1976. V. 104. Iss. 8. P. 994–1002. DOI: 10.1175/1520-0493(1976)104<0994:ACFFOA>2.0.CO;2.

A mapping method of Sea of Okhotsk level anomalies using optimal interpolation approach

A. A. Romanov, A. A. Romanov

*Moscow Institute of Physics and Technology
Dolgoprudny, Moscow Region 141700, Russia
E-mail: romulas@mail.ru*

The task of reconstructing spatial distribution of sea level anomalies based on data from TOPEX/Poseidon (Topographic Experiment/Poseidon), Jason-1, -2, -3 satellite altimeters measuring in nadir continues to be relevant, including due to the accumulation of fairly long measurement archives that make it possible to study the circulation features in the corresponding research regions. The paper discusses some key aspects of the methodology for reconstructing spatial distributions of sea level anomalies in the Sea of Okhotsk using the optimal interpolation method. The type of correlation function constructed for use in reconstructing altimetry measurements at the nodes of a regular grid is presented. The stability issues of the matrix of the system of linear equations produced during the implementation of the optimal interpolation method are discussed, given that the rank of the original matrix is less than its dimension and the condition number is significantly greater than one. The conditions under which the matrix conditionality becomes sufficient to obtain a unique solution to the optimal interpolation problem are determined. Examples of processing real altimetry information are given, and the capabilities of the method to reconstruct mesoscale variability in the region are shown. Aspects of spatial distribution of the interpolation error measure are discussed. It is shown that, on average, the error measure when processing altimetry information for a selected cycle in the water area is about 0.65.

Keywords: satellite altimetry, mesoscale variability, Sea of Okhotsk, methodology, optimal interpolation

Accepted: 18.12.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-1-100-108

References

1. Gandin L. S., *Ob'ektivnyi analiz meteorologicheskikh polei* (Objective analysis of the meteorology fields), Leningrad: Gidrometeorologicheskoe izd., 1963, 288 p. (in Russian).
2. Golub G. H., Van Loan C. F., *Matrix calculations*, Baltimore, London: Johns Hopkins University Press, 1996, 694 p.
3. Kunitsyn V. E., Romanov A. A., Reconstruction of ocean surface maps by the method of local spline approximation with chaotically located nodes, *Radiotekhnika i ehlektronika*, 2004, V. 49, No. 4, pp. 466–480 (in Russian).
4. Romanov A. A., Romanov A. A., Selected properties of the spatial correlation function of sea surface height anomalies based on satellite altimetry data in the Far Eastern region, *Kosmonavtika i raketostroenie*, 2024, No. 3, pp. 89–98 (in Russian).

5. Romanov A. A., Romanov A. A. (2025a), Main parameters of the mesoscale variability model of the Sea of Okhotsk based on satellite altimetry data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2025, V. 22, No. 2, pp. 233–243 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-233-243.
6. Romanov A. A., Romanov A. A. (2025b), Study of characteristics of mesoscale variability of the Pacific Ocean in the area of South Kuril and Hokkaido islands based on satellite altimetry data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2025, V. 22, No. 3, pp. 225–234 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-3-225-234.
7. Beckley B., Ray R., Zelensky N. et al., *Integrated multi-mission ocean altimeter data for climate research TOPEX/Poseidon, Jason-1, 2, and 3. User's handbook. Version 5.1*, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 2021, 47 p., DOI: 10.5067/ALTCY-TJA51.
8. Benada R., *PO.DAAC merged GDR (T/P) users handbook. Rep. JPL D-11007*, Pasadena: Jet Propulsion Laboratory, 1993, 111 p.
9. Ebuchi N., Hanawa K., Comparison of surface current variations observed by TOPEX altimeter with TOLEX-ADCP data, *J. Oceanography*, 1995, V. 51, pp. 351–362, DOI: 10.1007/BF02285171.
10. Hamzah R., Prayogo T., Interpolation methods for sea surface height mapping from altimetry satellites in Indonesian seas, *Intern. J. Remote Sensing and Earth Sciences*, 2014, V. 11, No. 1, pp. 33–40, DOI: 10.30536/j.ijreses.2014.v11.a2599.
11. Jacobs G. A., Baron C. N., Rodes R. C., Mesoscale characteristics, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2001, V. 106, Iss. C9, pp. 19581–19595, <https://doi.org/10.1029/2000JC000669>.
12. Julian P. R., Thiebaux H. J., On some properties of correlation functions used in optimal interpolation scheme, *Monthly Weather Review*, 1975, V. 103, Iss. 7, pp. 605–616, DOI: 10.1175/1520-0493(1975)103<0605:OSPOCF>2.0.CO;2.
13. Kuragano N., Kamachi M., Global statistical space-time scales of oceanic variability estimated from the TOPEX/Poseidon altimeter data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2000, V. 105, Iss. C1, pp. 955–974, DOI: 10.1029/1999JC900247.
14. Le Traon P. Y., Nadal F., Ducet N., An improved mapping method of multisatellite altimeter data, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 1998, V. 15, Iss. 2, pp. 522–534, DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
15. Peral E., Esteban-Fernández D., Rodríguez E. et al., KaRIn, the Ka-band radar interferometer of the SWOT Mission: Design and in-flight performance, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, 2024, V. 62, Article 5214127, 27 p., DOI: 10.1109/TGRS.2024.3405343.
16. Sandwell D. T., Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data, *Geophysical Research Letters*, 1987, V. 14, No. 2, pp. 139–142, DOI: 10.1029/GL014i002p00139.
17. Thiebaux H. J., Anisotropic correlation functions for objective analysis, *Monthly Weather Review*, 1976, V. 104, Iss. 8, pp. 994–1002, DOI: 10.1175/1520-0493(1976)104<0994:ACFFOA>2.0.CO;2.