

**ПРИЛИВ М2
В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ
ПО ДАННЫМ
ERS-2 АЛЬТИМЕТРИИ**

*A.H.Морозов, В.М.Кушипир,
С.В.Станичный, С.В.Федоров*

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: amtor@yandex.ru

Э. Хансен, В.К.Павлов

Norwegian Polar Institute
Hjalmar Johansen, 14, N-9296, Tromsoe,
Norway
E-mail: Edmond.Hansen@npolar.no

Рассматривается метод расчета параметров M2 компоненты прилива по данным ERS-2 альтиметрии, период наблюдений 1995 -1999. На основе обработки данных построены карты параметров M2 прилива для акватории Баренцева моря. Анимация изменения уровня моря во времени позволила выявить захватченную волну периода M2 распространяющуюся вдоль южного берега моря из Атлантического океана. Произведено сопоставление параметров наблюдаемой волны с параметрами волны Кельвина. Достоверность полученных результатов проверена путем сопоставления среднего годового цикла изменения уровня моря в районе Вардо, полученного по данным береговой станции и из ERS-2 альтиметрии в ближайшей точке.

Введение. В настоящее время существует значительное количество спутников снабженных альтиметрами (GEOSAT ERM, ERS-1, ERS-2, TOPEX, CTO-1, JASON-1, ENVISAT-1), данные которых используются при решении широкого круга океанографических и геофизических задач, таких как расчет водного баланса акваторий [1], исследование временной изменчивости циркуляции вод океана [2], расчет параметров приливов [3, 4] и других.

Одно из важных практических приложений, которое может быть выполнено на основе имеющихся альтиметрических данных – расчет параметров периодических

процессов (в частности приливов) для заданных акваторий. Для акватории Баренцева моря единственным источником данных альтиметрии является информация, получаемая посредством спутника ERS-2 (ERS-1 до 1994 г.), имеющего область покрытия до 80° северной широты. Ранее по результатам разных фаз ERS-1 альтиметрии, на основе глобальной модели приливов [5, 6] были рассчитаны карты различных составляющих приливов для Северной Атлантики [4]. Необходимость привлечения модельных представлений в данном случае обуславливалась небольшим количеством имеющихся ERS-1 данных, которые использовались для расчета поправок параметров модели. Сопоставление различных моделей приливов для рассматриваемой акватории, выявляет наличие значительных расхождений в результатах, обусловленных топографией дна и сложностью береговой линии [7, 8].

С течением времени количество данных ERS-2 альтиметрии растет и на текущий момент их, уже достаточно, для того чтобы на основе гармонического анализа оценить некоторые компоненты приливов. Цель данной работы - развитие методов обработки данных ERS-2 альтиметрии и выполнение оценочных расчетов распределения параметров прилива M2 для акватории Баренцева моря. Расчеты карт M2 прилива выполнялись для оценки параметров перемещивания в придонной области в рамках проекта CLG 980992.

Данные. В качестве исходных были использованы оперативные данные (RTGDR – Real Time Geophysical Data Records, свободно доступные в сети Интернет) спутника ERS-2 за период времени 1995-1999 годы, максимальное число проходов по треку 47. Спутник ERS-2 запущен 24 апреля 1995 года Европейским Космическим Агентством. Высота орбиты 785 км., период прохождения по выбранному треку 35 суток (детальное описание датчиков спутника и дополнительные технические характеристики можно найти в сети Интернет). Изменения по восходящим трекам выполняются с 8:00 по 12:20 GMT, по нисходящим - с 15:00 по 19:00 GMT. Следует отметить, что данные RTGDR формата имеют неучтенные орбитальные погрешности (которые учитываются в конечном продукте AVISO – Geophysical Data Records (GDR) формат,

поставляемый на CD) и представляют собой отклонения от некоторого среднего значения в каждой точке измерений по всем имеющимся данным. Информация в ASCII кодах, после разбития исходных данных по трекам, любезно предоставлена г-м Лебедевым С.А. [7]. Использованная в работе информация в районе Вардо – помесечно усредненный уровень моря с 1945 по 2003, взята из сети Интернет. На рисунке 1 представлены треки или область покрытия измерениями после отсеивания точек с количеством измерений менее 25. Фактически треки достигают широты немногим большей 80° северной широты, однако вследствие того, что эта область моря в зимнее время покрывается льдом, количество качественных измерений резко падает. На рисунке 2 для удобства восприятия результатов пред-

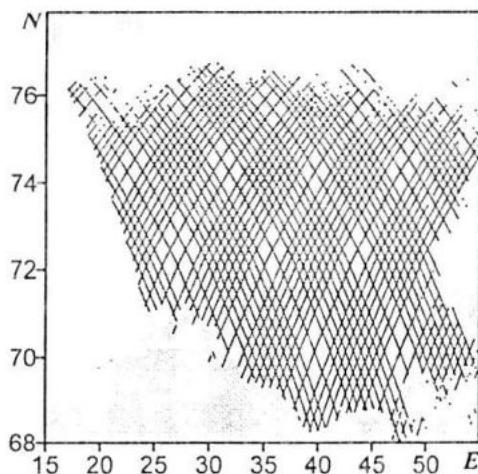


Рис. 1 – Расположение треков ERS-2

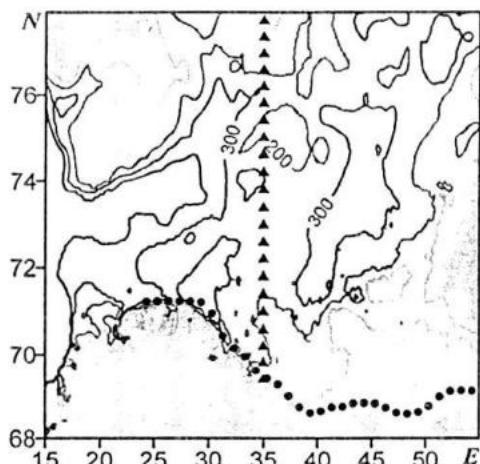


Рис. 2 – Топография Баренцева моря и положение разрезов

ставлена топография дна рассматриваемой акватории.

Метод обработки данных. В процессе работы были апробированы различные подходы, включая совместную обработку данных по заданным площадям, в точках пересечения треков и др. В конечном счете, был использован метод, при котором обрабатывается каждая точка трека по отдельности. Причиной такого выбора было то, что исходная информация представляет собой отклонения уровня моря, полученные для каждого трека в определенную фазу полусуточной солнечной S2 составляющей прилива, имеющей для данной акватории амплитуду порядка 50% от M2 [4]. Смешивание данных с различных треков должно учитывать изменения уровня моря, вызванные приливом S2 (и др.), что требует привлечения модельных представлений. Параметры S2 прилива из данных ERS-2 альтиметрии непосредственно рассчитаны быть не могут, вследствие солнечной синхронности орбиты спутника.

В каждой точке изменчивость уровня представлялась в виде набора гармоник:

$$\begin{aligned}\eta(\lambda, \varphi, t) &= A_0(\lambda, \varphi) + \sum_{k=1}^4 H_k \\ H_1 &= A_{M2}(\lambda, \varphi) \cdot \cos(\omega_{M2} \cdot t) \\ &\quad + B_{M2}(\lambda, \varphi) \cdot \sin(\omega_{M2} \cdot t) \\ H_2 &= A_Y(\lambda, \varphi) \cdot \cos(\omega_Y \cdot t) \\ &\quad + B_Y(\lambda, \varphi) \cdot \sin(\omega_Y \cdot t) \\ H_3 &= A_{2Y}(\lambda, \varphi) \cdot \cos(2 \cdot \omega_Y \cdot t) \\ &\quad + B_{2Y}(\lambda, \varphi) \cdot \sin(2 \cdot \omega_Y \cdot t) \\ H_4 &= A_D(\lambda, \varphi) \cdot \cos(0.5 \cdot \omega_{M2} \cdot t) \\ &\quad + B_D(\lambda, \varphi) \cdot \sin(0.5 \cdot \omega_{M2} \cdot t)\end{aligned}$$

где $\eta(\lambda, \varphi, t)$ – изменения уровня моря в точке с координатами (λ, φ) , H_1 – полусуточная лунная гармоника (M2), H_2, H_3 – годовая и полугодовая изменчивость уровня, H_4 – объединенные суточные составляющие. Соответствующие коэффициенты определялись методом наименьших квадратов. Без сомнения использованное разложение не совсем адекватно описывает суточные ($K_1, O_1\dots$), некоторые значимые полусуточные (N_2) и низкочастотные (M_f, M_m, Ssa) составляющие прилива, однако позволяет учесть годовую изменчивость уровня моря, размах которой для данной акватории

составляет порядка 20 – 30 см [9]. Разложение на большее число значимых гармонических составляющих делает неприменимым расчет методом наименьших квадратов вследствие сравнительно небольшого количества исходных данных (25 – 47). Отметим, что для приложения гармонического анализа к данным, имеющим дискретность измерений 35 суток ($T_{M2} \approx 12.42$ ч), потребовались значения периодов гармоник с максимально возможной точностью. Фазы рассчитывались по отношению к 00:00:00 GMT 01.01.1985.

Результаты, обсуждение. После получения массива параметров M2 прилива для всех точек и треков (см. рис. 1) использовалась линейная интерполяция для получения значений в узлах сетки заданного шага. На рисунке 3 (верхний левый) представлено распределение амплитуды прилива M2. Качественное сопоставление полученных результатов с модельными расчетами [4, 10] показывает достаточно хорошее подобие распределений, как амплитуды, так и фазы, однако значения амплитуд полученных из альтиметрии более чем в два раза меньше. Аналогичные результаты дает сопоставление глобальных и региональных моделей приливов для данной акватории, что вероятно вызвано достаточно сложным рельефом дна, который в глобальных моделях учитывается недостаточно полно [7, 8].

Для лучшего понимания полученных результатов была создана анимация развития во времени изменения уровня моря, вызываемого приливом M2, состояние поверхности моря для определенных фаз M2 прилива представлены на рисунке 3. Здесь заштрихованная область соответствует отрицательным значениям отклонения уровня, изолинии проведены через 5 см. Из анимации можно явно увидеть наличие распространяющейся из Атлантического океана вдоль берега скандинавского полуострова волны. Существование таких волн вызываемых вращением Земли и наличием берега было предсказано еще каналовой теорией приливов [11]. Вследствие сложной топографии дна Баренцева моря и изрезанности береговой линии (см рис.2) можно ожидать проявления в акватории всего спектра захваченных волн [12, 13]. С целью детализировать представление о приливной волне в акватории, мы выполнили два разреза: вдоль берега (представлен на рис.2 кружоч-

ками); и в направлении на север вдоль 35°E меридiana (представлен на рис.2 треугольниками). На рисунке 4 представлена зависимость амплитуды (сплошная линия) и относительного сдвига фазы (пунктирная линия) полученные для вдоль берегового разреза. Амплитуда имеет достаточно сложное поведение, что, вероятно, может быть результатом суперпозиции разных видов захваченных волн в условиях сложной топографии дна и береговой линии. Поведение же относительной фазы достаточно явно указывает на наличие двух различных районов первый - приблизительно до 40°E (средняя глубина моря порядка 200-300 м) и второй - далее на восток (глубина моря менее 100 м). Из рисунка без труда определяются соответствующие участкам длины волн $\lambda_1 = 1800$ км, $\lambda_2 = 600$ км, и их фазовые скорости ($c = \lambda/T_{M2}$) $c_1 = 40$ м/с, $c_2 = 13$ м/с. Если предположить что наблюдаемая волна представляет собой волну Кельвина, используя соответствующие соотношения [13]:

$$\eta = A \cdot \exp(-y/b) \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot (x/\lambda - t/T_{M2}))$$

$$b = c/f; \quad c = g \cdot h$$

можно рассчитать дополнительные параметры волны для двух участков $h_1^* = 160$ м, $b_1 = 290$ км, $h_2^* = 18$ м, $b_2 = 100$ км. Полученные значения глубин получаются несколько заниженными по отношению к реальным глубинам моря. На рисунке 5 сплошной линией представлена зависимость амплитуды прилива от расстояния (широты) на меридиональном разрезе (см. рис. 2). Полученная зависимость достаточно хорошо может быть представлена экспонентой (пунктирная линия, незначительные колебания зависимости относительно экспоненты, возможно, характеризуют волны Пуанкаре), коэффициент затухания $b_1 = 170$ км которой, получается несколько меньшим по отношению к расчетному значению 290 км для волны Кельвина. Наблюданное несоответствие, возможно, объясняется близостью критической широты (74.5°). В целом полученные из ERS-2 альтиметрии результаты достаточно хорошо соответствуют физическим представлениям о приливах в рассматриваемой акватории.

Для большей уверенности в качестве полученных результатов была проведена раздельная обработка данных по восходя-

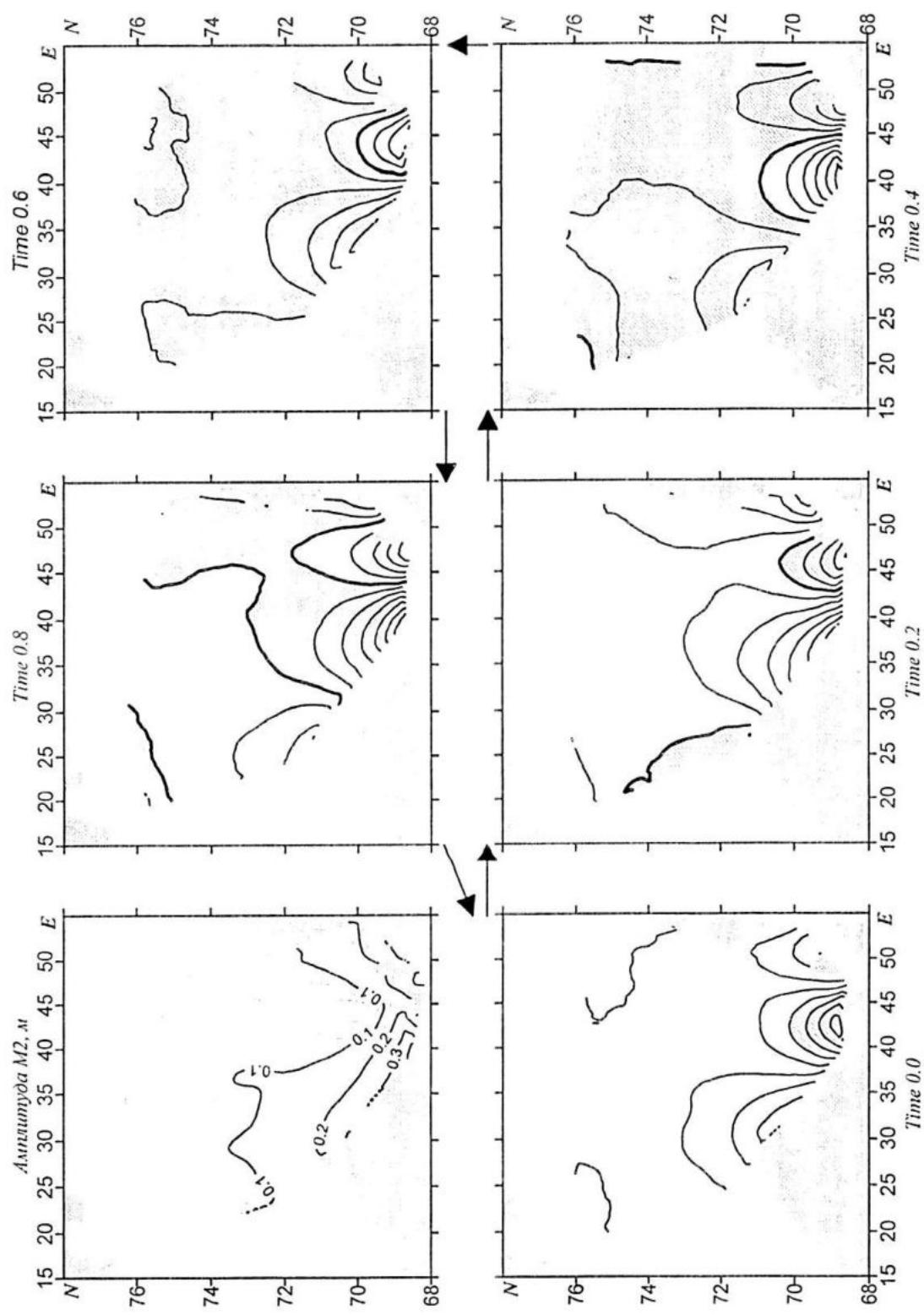


Рис. 3 – Распределение амплитуды M_2 (верхний левый) и изменение распределения уровня моря от фазы M_2 прилива

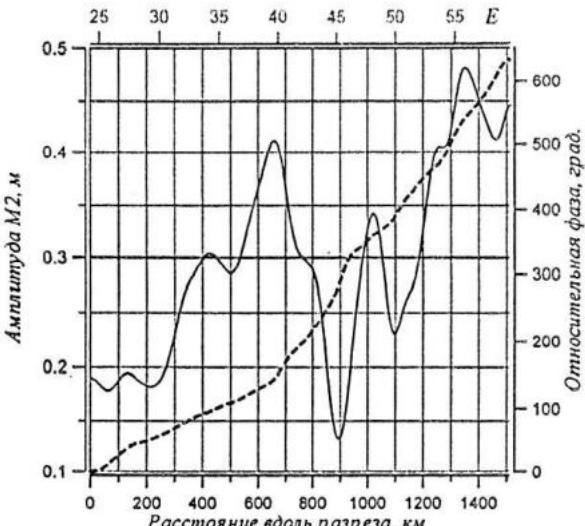


Рис. 4 – Зависимость амплитуды и фазы M2 от расстояния вдоль берега

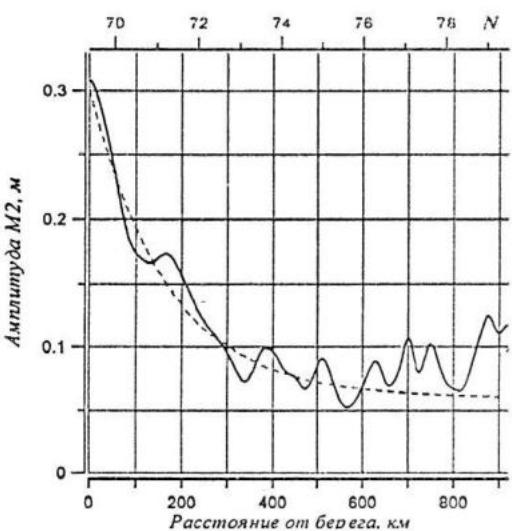


Рис. 5 – Зависимость амплитуды M2 от расстояния от берега

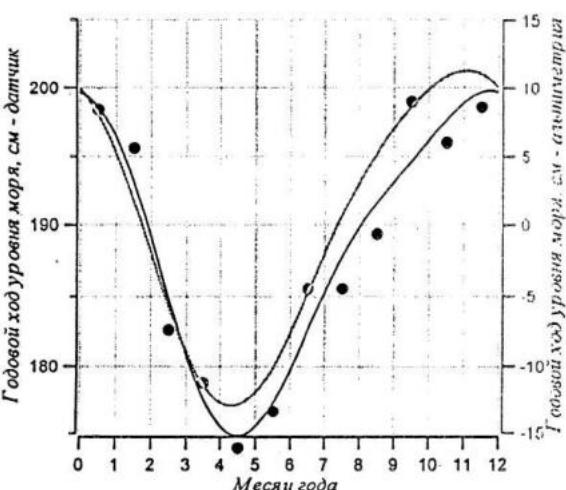


Рис. 6 – Сезонная изменчивость уровня моря по данным береговой станции и альтиметрии

шим и нисходящим трекам. В результате для прилива M2 были получены достаточно хорошо совпадающие распределения параметров. Так как распределения амплитуд прилива M2, полученные на основе ERS-2 альтиметрии значительно меньше, особенно в открытой части моря, амплитуд полученных в результате модельных расчетов, было интересным проверить насколько альтиметрия соответствует показаниям береговых станций уровня моря. Для сопоставления по сети Интернет были получены помесячно усредненные данные в районе Вардо (31.1°E , 70.4°N). Разнородность данных, альтиметрия – дискретность 35 суток, береговая станция – среднее значение за каждый месяц, исключает возможность проведения прямого сопоставления, поэтому было необходимым определить параметры сопоставления. С этой целью для альтиметрии в ближайшей точке к береговой станции были рассчитаны первые две гармоники годового цикла за одинаковый период времени 1995 – 1999 годы, результаты представлены на рисунке 6 (сплошная линия и кружочки – береговая станция, серая линия – альтиметрия). Можно видеть достаточно хорошее соответствие амплитуд в пределах 2 см, однако явно присутствует некоторое смещение по фазе, что для данного уровня сопоставлений вполне может быть результатом погрешности измерений. Представленный материал показывает достаточно хорошее соответствие сопоставляемых данных и может служить подтверждением адекватности полученных для прилива M2 распределений параметров.

Заключение. В данной работе мы ставили целью получить распределение параметров изменения уровня моря, вызываемых приливом M2 в акватории Баренцева моря, на основе ERS-2 альтиметрии без привлечения модельных представлений. Мы пришли к выводу что, используя гармоническое разложение в каждой точке трека можно получить адекватную информацию о периодических процессах в акватории. Вследствие большой дискретности измерений (35 суток) при использовании гармонического разложения требуется значения периодов с возможно большей точностью. Полученные результаты несколько расходятся с модельными расчетами, в особенности по амплитуде, однако выявляют вполне адекватную физическую картину, а

именно наличие захваченных волн периода M2 в акватории. Вопрос о более детальном сопоставлении моделей с альтиметрией не входил в рамки данной работы, тем не менее выполненное сопоставление с данными береговой станции позволяет надеяться на соответствие полученных значений амплитуд прилива M2 в открытом море реальным значениям. Выполненные расчеты являются оценочными, и результаты их могут быть уточнены при использовании более длинных на текущий момент времени рядов данных ERS-2 альтиметрии GDR формата.

Выражаем свою благодарность г-ну Лебедеву С.А. за предоставление исходных данных в удобном для дальнейшей обработки формате. Работа выполнена в рамках международного проекта NATO SCIENCE PROGRAMME Cooperative Science and Technology Sub-Programme COLLABORATIVE LINKAGE GRANT EST. NUKR. CLG 980992.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горячки Ю.Н., Иванов В.А., Лемешко Е.М., Липченко М.М. Использование альтиметрических данных для расчета водного баланса Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2003. – № 6. – С. 58–64.
2. Stammer D., Dieterich C. Space-Borne Measurements of the Time-Dependent Geostrophic Ocean Flow Fields // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 1999. – Vol. 16. – P. 1198 – 1207.
3. Cartwright D.E., Ray R.D. Oceanic tides from Geosat Altimetry // J. Geophys. Res. 1990. – Vol. 95, № C3. – P. 3069 – 3090.
4. Andersen O.B. Ocean Tides in the Northern North Atlantic and adjacent seas from ERS 1 Altimetry // J. Geophys. Res. 1994. – Vol. 99, № C11. – P. 22557 – 22573.

5. Schwiderski E.W. Ocean Tides, 1, Global Ocean tidal Equations // Mar. Geod. 1980. – № 3. – P. 161 – 217.

6. Schwiderski E.W. Ocean Tides, 2, A hydrodynamical interpolations model // Mar. Geod. 1980. – № 3. – P. 218 – 257.

7. Lebedev S.A., Zilbershtein O.I., Popov S.K., Tikhonova O.V. Analysis of Temporal Sea Level Variation in the Barents and the White Seas from Altimetry, Tide Gauges and Hydrodynamic Simulation // Springer-Verlag Berlin Heidelberg, International Workshop on Satellite Altimetry, International Association Symposia. 2003. – Vol. 126. – P. 243 – 249.

8. Лебедев С.А., Тихонова О.В. Применение спутниковой альтиметрии при исследовании уровня юго-восточной части Баренцева моря // Москва.: 4 международная научно-техническая конференция “Современные методы и средства океанологических исследований”, сборник докладов. 2000. – Вып. 2. – С. 58 – 64.

9. Pavlov V.K. Seasonal and long-term sea-level variability in the marginal seas of the Arctic Ocean // Polar Research. 2001. – V. 20, № 2. – P. 153 – 160.

10. Андропов А.А., Вольцингер Н.Е., Любerman Ю.М. Двумерная приливная модель Баренцева моря // Океанология. 1997. – том 37, № 1. – С. 20 – 26.

11. Шулейкин В.В. Физика моря // М.: Издательство Академии Наук СССР. 1953. – 990 с.

12. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана // Л.: Гидрометеоиздат. 1985. – 280 с.

13. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод // М.: Мир. 1988. – 328 с.