

УДК 528.8:551.46

СПУТНИКОВАЯ АЛЬТИМЕТРИЯ¹ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

© 2012 г. Ю. И. Троицкая*, Г. В. Рыбушкина*, И. А. Соустова*, Г. Н. Баландина*,
С. А. Лебедев**, А. Г. Костяной***, А. А. Панютин****, Л. В. Филина****

* *Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46*

** *Геофизический центр РАН, Москва, ул. Молодежная, 3*

*** *Институт океанологии РАН, Москва, Нахимовский проспект, 36*

**** *Нижегородский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды,
Нижний Новгород, ул. Бекетова, 10*

Поступила в редакцию 01.03.2011 г.

Предложен алгоритм определения уровня воды во внутренних водоемах и прибрежных зонах морей и океанов. Алгоритм протестирован для акватории Горьковского водохранилища, для которой в базах данных радиоальтиметров присутствует значительная потеря данных. Построена модель, описывающая форму среднего импульса, отраженного от статистически неоднородной кусочно-постоянной подстилающей поверхности (топографической модели). С применением модели обоснованы критерии отбора данных для Горьковского водохранилища и построен региональный алгоритм определения уровня воды по исходным данным спутника Jason-1, основанный на анализе формы телеметрических импульсов (ретрекинг). Проведены расчеты уровня воды с помощью алгоритма регионального адаптивного ретрекинга Sensor Geophysical Data Record баз данных для Горьковского и Рыбинского водохранилищ. Показано, что применение алгоритма значительно увеличивает количество действительных данных и существенно повышает точность определения уровня воды. Обсуждаются общие принципы ретрекинга сложной области (прибрежной зоны, внутреннего водоема и т.д.), которые базируются на расчетах сигнала с учетом неоднородности отражающей поверхности и могут быть применены к различным географическим регионам.

Ключевые слова: гидрология, спутниковая альтиметрия внутренних водоемов, ретрекинг.

Спутниковая альтиметрия — один из важнейших активных методов мониторинга динамической топографии Мирового океана, позволяющий также проводить оценку высоты поверхностных волн и скорости приводного ветра. Метод спутниковой альтиметрии изначально разрабатывался применительно к условиям открытого океана на расстояниях от берегов не менее 20 км [12, 7, 15, 6, 32], где он обеспечивает заявленную точность измерений. Спутниковые альтиметрические измерения регулярно проводятся с середины 1980-х гг. Среди них следует выделить следующие программы: серия российских спутников ГЕОИК (9 спутников), спутники Европейского космического агентства ERS-1, ERS-2, ENVISAT, а также спутники TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason-1, 2, функционирующие в рамках международной программы мониторинга топографии поверхности Мирового океана. Базы исходных альтиметрических данных Т/Р (продол-

жительность работы: с 1992 по 2002 г.), Jason-1 (продолжительность работы — с 2002 г. по настоящее время) и Jason-2 (с 2008 г. — по настоящее время), находятся в свободном доступе на сайтах [6] и [35].

В последние годы активно обсуждаются возможности приложений спутниковой альтиметрии для мониторинга прибрежной зоны, внутренних водоемов (озер, рек, водохранилищ) и поверхности суши [4, 18, 29, 34]. В настоящее время имеется опыт успешного применения таких измерений для определения топографии ледового покрова Гренландии и Антарктиды, шероховатости и толщины снежного покрова [29, 36], а также предлагаются различные методы мониторинга внутренних водоемов: крупных озер, искусственных водохранилищ, затопленных территорий, крупных рек [3, 16, 25, 26]. Как показали исследования последних лет, спутниковая альтиметрия дает измерение высоты водной поверхности с точностью до нескольких десятков сантиметров не только для озер, но и для больших рек Южной Америки: например, Амазонки [10, 13], Параны, Парагвая и Уругвая [11, 30], а также крупных си-бирских рек [27], а в последнее время были прове-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и правительства Нижегородской обл. (проект № 08-05-97016-р_поволжье_а) и ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. (государственный контракт № П623 от 18 мая 2010 г.)

дены исследования гидрологического режима в низовьях Волги в период с января 1992 г. по декабрь 2003 г. с использованием спутниковой альтиметрии, которые показали хорошее согласие с данными наблюдений на гидропостах [1]. В настоящее время в Лаборатории спутниковых геофизических и океанографических исследований (LEGOS, Тулуза, Франция) реализована программа мониторинга уровня воды в ряде крупных водохранилищ.

Однако методы обработки альтиметрических данных, разработанные для условий открытого океана, например алгоритмы ретрекинга Ocean-1,2 [20], которые применяются при получении основного пользовательского продукта спутниковой альтиметрии Geophysical Data Record (GDR), обычно неприменимы для внутренних водоемов с линейными размерами менее 10 км [8, 21, 2]. Примеры таких водоемов – большинство водохранилищ, озерные части которых, как правило, вытянуты вдоль речных русел.

Проблемы обработки альтиметрических данных для внутренних водоемов очень схожи с теми, которые возникают при попытке мониторинга прибрежной зоны океана и в первую очередь связаны с искажением телеметрического сигнала при отражении от поверхности суши и наземных сооружений [21]. В связи с этим для восстановления параметров внутренних водоемов требуются специальные алгоритмы ретрекинга, учитывающие влияние суши. Специализированные алгоритмы ретрекинга необходимы и для восстановления свойств подстилающей поверхности суши [31, 17]. Так, имеются успешные примеры использования спутниковой альтиметрии с применением алгоритмов Ice-1,2 для определения толщины ледового щита Антарктиды и Гренландии [28, 36], для определения параметров снежного покрова в Канаде [33], для глобальной классификации свойств подстилающей поверхности (пустыни, горные массивы, леса, заболоченные территории и т.п.) [9].

Значительные проблемы возникли при попытке использовать данные спутниковой альтиметрии для мониторинга Горьковского водохранилища, которое имеет максимальную ширину 14 км и крутые берега высотой 10–20 м. В этих условиях лишь небольшая часть отраженных импульсов удовлетворяет критериям надежности алгоритмов Ocean-1,2, что вызывает значительную потерю данных в GDR базах спутников Jason-1,2 и делает недостоверными результаты такой обработки. В результате данные об уровне воды, существенной высоте волн и удельном эффективном сечении рассеяния поверхности воды σ_0 для Горьковского водохранилища, а также ряда других волжских водохранилищ, не были включены в базы данных LEGOS [22] и в базу данных Министер-

ства сельского хозяйства США (USDA-FAS) [23], содержащие данные по основным крупным озерам и водохранилищам, в том числе и на территории РФ.

В настоящей работе кратко изложены основы спутниковой альтиметрии океана, предложены методы адаптивного ретрекинга альтиметрических данных для относительно небольших внутренних водоемов, основанные на анализе форм отраженных телеметрических импульсов и применении пороговых алгоритмов ретрекинга, и изложены результаты применения этих методов к данным альтиметрического спутника Jason-1 для Горьковского водохранилища и прибрежной зоны Рыбинского водохранилища. Применение методов адаптивного ретрекинга позволило значительно увеличить количество данных, участвующих в мониторинге уровня воды, и существенно улучшить корреляцию результатов с данными наземных наблюдений. Общие принципы построения регионального алгоритма могут быть использованы для альтиметрических измерений в прибрежной зоне морей и океанов.

ОСНОВЫ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ОТКРЫТОГО ОКЕАНА

Метод спутниковой альтиметрии основан на определении высоты поверхности моря h относительно отсчетного эллипсоида по задержке времени прихода зондирующего импульса, отраженного от подстилающей поверхности. Помимо этого, спутниковая альтиметрия позволяет измерять скорость приводного ветра и существенную высоту волн.

Задачи исследования динамической топографии поверхности океана, которые ставились при конструировании радиоальтиметров спутников серии Т/Р и Jason-1,2, требовали пространственного разрешения высоты поверхности моря не более 5 км, что составляет 1/10 характерного радиуса деформации Россби в океане для умеренных широт. Такое разрешение могло быть достигнуто за счет уменьшения ширины диаграммы направленности антенны радиоальтиметра. Оценки показывают, что разрешение 5 км достигается при длине волны СВЧ-излучения 2 см, высоте спутника 1000 км и большом диаметре антенны 5 м. При этом ширина диаграммы направленности антенны мала и составляет ~ 0.004 , что дает большие погрешности, связанные с определением положения точки надира. Так, отклонение антенны на 0.04 дает ошибку в определении высоты 20 см [14]. Эти недостатки устраняются за счет применения радиоальтиметров со сравнительно широкой диаграммой направленности (1° – 2°). При этом высокое пространственное разрешение достигается за счет использования коротких телеметрических импульсов.

При рассеянии радиоволн от диффузной поверхности сигналы, приходящие от разных ее участков, складываются некогерентно (по мощности) и принимаемый сигнал пропорционален освещаемой площади. Поскольку радиоальтиметр находится на высоте, намного превышающей линейные размеры излучающей антенны, то на поверхность Земли падает короткий импульс сферической волны. При этом по мере распространения импульса площадь засвеченного пятна растет пропорционально времени в течение интервала, равного длительности зондирующего импульса, а потом остается неизменной. Мощность принимаемого отраженного импульсного сигнала растет пропорционально площади. Расстояние от поверхности определяется по положению полуширины переднего фронта импульса. Пространственное разрешение метода оказывается равным $R_0 = \sqrt{hc\tau_i}$ (h – высота орбиты спутника, c – скорость света, τ_i – длительность импульса, излучаемого антенной альтиметра), т.е. чем короче импульс, тем лучше пространственное разрешение. Для спутников Jason-1,-2 при длительности импульса $\tau_i = 3.25$ нс и высоте орбиты $H = 1300$ км пространственное разрешение равно ~ 700 м.

Алгоритм определения параметров подстилающей поверхности основывается на аппроксимации формы принятого альтиметром сигнала известной формулой Брауна [12], вывод которой базируется на модели некогерентного рассеяния радиоволн шероховатой поверхностью. Полагая, что радиоволны, приходящие от разных участков поверхности, складываются некогерентно (по мощности), в [12, 7] показано, что мощность отраженного сигнала определяется выражением

$$P_i(t) = P_0 \iint_{\text{Illuminated area}} \frac{G^2(\theta)\sigma(x,y,\theta)}{r^4} dA \times \int_{-\infty}^{\infty} p\left(t_1 - \frac{2r}{c}\right) q\left(x,y, \frac{c}{2}(t-t_1)\right) dt_1, \quad (1)$$

где $G(\theta)$ – диаграмма направленности антенны (θ – угол между осью антенны и направлением на элемент поверхности dA , рис. 1), r – расстояние от антенны до элементарной области dA на поверхности, $p(t)$ – форма излученного импульса, h – среднее расстояние от спутника до поверхности, σ – сечение рассеяния на единицу площади, $q(z)$ – плотность вероятности высоты зеркальных (рассеивающих) точек.

Проведенные в [12] преобразования для случая малоуглового приближения и малого отклонения оси антенны альтиметра от надира ($\theta \ll 1$ и $\xi \ll 1$, рис. 1), а также модельных выражений для

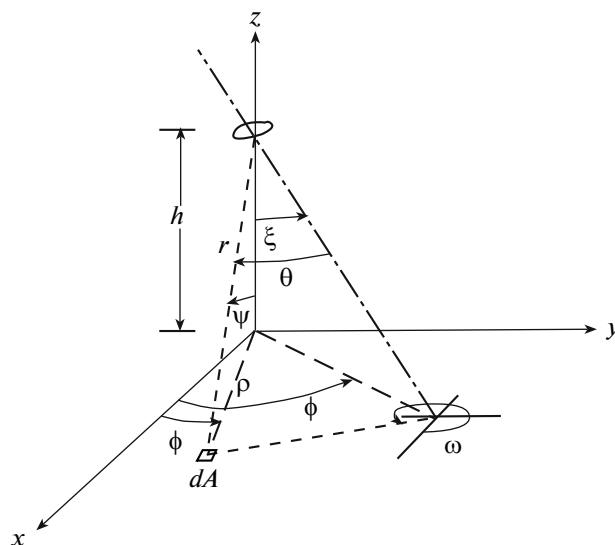


Рис. 1. Геометрия задачи [12].

диаграммы направленности антенны $G(\theta) = \exp(-2 \sin^2 \theta / \gamma)$, плотности вероятности распределения высоты зеркальных точек $q(z) = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} \times \exp(-z^2/2s^2)$, сечения обратного рассеяния $\sigma = \sigma^{(0)} e^{-\alpha \tan^2 \theta}$ и формы зондирующего импульса $p(t) = \frac{1}{\tau_i \sqrt{2\pi}} \exp(-t^2/2\tau_i^2)$ дают следующее выражение для формы сигнала, отраженного от безграничной однородной подстилающей поверхности:

$$P\left(t - \frac{2h}{c}\right) = \frac{P_0 \sigma^{(0)}}{2h^4} e^{-\left(\frac{4+\alpha}{\gamma}\right) \frac{(ct-2h)}{h}} \times \left(1 + \operatorname{erf}\left[\frac{(ct-2h)}{\sqrt{2}\sqrt{s^2 + c^2\tau_i^2}}\right]\right) \exp\left[-\frac{4}{\gamma} \sin^2 \xi - \frac{c}{h} \times \left(t - \frac{2h}{c}\right) \left(\frac{4}{\gamma} \cos 2\xi + \alpha\right)\right] I_0\left(\frac{4}{\gamma} \sin 2\xi \sqrt{\frac{c}{h} \left(t - \frac{2h}{c}\right)}\right). \quad (2)$$

В использованных модельных выражениях параметры s и τ_i характеризуют соответственно среднюю высоту шероховатости подстилающей поверхности и длительность зондирующего импульса.

На рис. 2 показана форма импульса, описываемого формулой (2) [12], которая обычно используется для аппроксимации сигнала, отраженного водной поверхностью в условиях открытого океана (в стандартных алгоритмах Ocean-1,2). На этом рисунке единица (один телеметрический гейт) соответствует временному интервалу 3.125 нс, причем при стандартном алгоритме обработки временем прихода отраженного сигнала считается 32-й гейт данного графика.

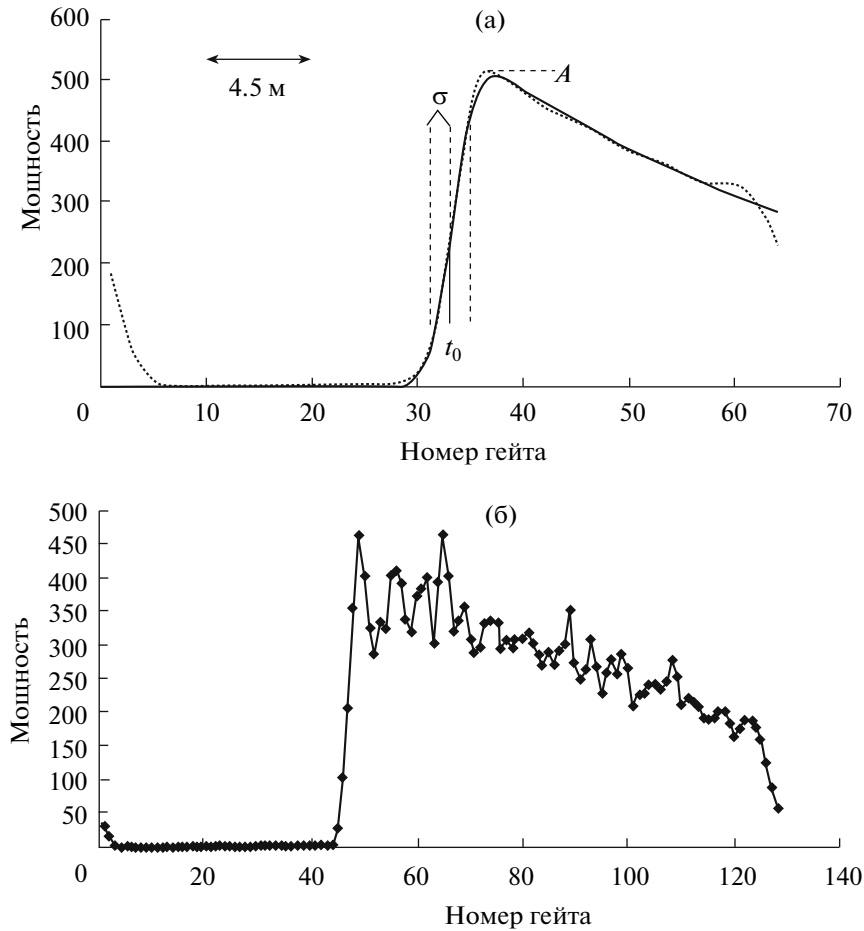


Рис. 2. Форма импульса, отраженного безграничной подстилающей поверхностью (а) согласно формуле (2) [12] и форма осредненного альтиметрического импульса для открытого океана (б).

Путем аппроксимации формы отраженного импульса формулой Брауна в рамках алгоритмов Ocean-1,2 определяются его основные параметры: t_0 – среднее время задержки импульса, отраженного от водной поверхности; τ_0 – ширина переднего фронта и A_{\max} – максимальное значение мощности (рис. 2), которые позволяют найти соответственно высоту орбиты спутника над поверхностью воды $h = t_0 c/2$, существенную высоту волн $SWH = 2s$ и сечение обратного рассеяния, которое в случае морской поверхности зависит в основном от скорости ветра и SWH. Высота морской поверхности SSH определяется по формуле

$$SSH = \text{Altitude} - \text{Orbit} - \text{Corrections}, \quad (3)$$

где Altitude = h – высота орбиты спутника над водной поверхностью; Orbit – высота орбиты спутника относительно отсчетного эллипсоида; Corrections – поправки на состояние атмосферы, состояние подстилающей поверхности, приливы и т. п., которые влияют на время прохождения сигнала [6, 32].

Важно отметить, что точность измерения высоты спутника над морской поверхностью для альтиметрических спутников Т/Р и Jason-1,2 в условиях открытого океана очень высока и достигает 1.7 см, а уровень океана относительно отсчетного эллипсоида определяется с точностью 3.4 см [6, 32]. Погрешности определения этих и других параметров (скорости ветра, существенной высоты волнения, сечения обратного рассеяния и др.) для условий открытого океана приведены в [6]. Высокая точность альтиметрических измерений достигается за счет осреднения большого числа единичных сильно нерегулярных телеметрических импульсов по интервалу времени, равному 1 с [6, 32]. Заметим, что за это время точка надира смещается на 5.8 км, при этом достигается декларируемая точность измерений. В то же время минимальное пространственное разрешение данных спутникового альтиметра определяется длительностью телеметрического импульса и равно ~700 м (как указывалось выше). Временной масштаб повторения измерений вдоль трека спутников Т/Р и Jason-1, 2 составляет 9.916 сут.

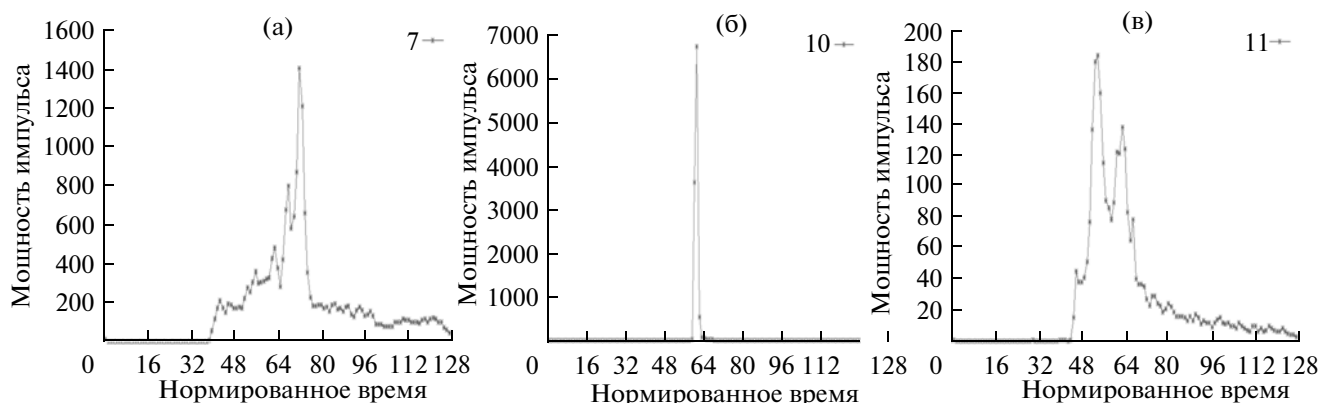


Рис. 3. Формы импульсов в прибрежной зоне и внутреннем водоеме: а – совместное отражение от суши и воды, б – квазизеркальное, когерентное отражение от глади воды в устьях и гаванях, в – наличие нескольких сильно отражающих объектов.

ОСОБЕННОСТИ АЛЬТИМЕТРИИ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ. ОСНОВЫ МЕТОДА АДАПТИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РЕТРЕКИНГА

В прибрежной зоне формы телеметрических импульсов, принимаемых антенной альтиметра, существенно отличаются от импульсов, формирующихся в открытом океане. Это связано с влиянием отражения от суши. На рис. 3 показаны примеры телеметрических импульсов, формирующихся за счет совместного отражения от суши и воды (рис. 3а), квазизеркального, когерентного отражения от глади воды в устьях и гаванях (рис. 3б) и от других сильно отражающих объектов (прибрежных строений, сликов большой площади и т.п.) (рис. 3в).

При наличии дополнительных пиков форма импульса плохо аппроксимируется формулой Брауна, что приводит к ошибке в определении положения переднего фронта импульса, а, следовательно, к неправильному расчету высоты спутника над поверхностью воды, уровня водной поверхности. При этом неверно определяются и другие величины, например, скорость ветра и высота волнения. В связи с этим в последние годы активно развиваются специальные алгоритмы, применимые для обработки альтиметрической информации в прибрежной зоне [4, 18], на крупных реках [3, 10, 11, 13, 25, 27, 30] и озерах [1, 8, 16, 26], однако до настоящего времени не создана единая регулярная методика, позволяющая использовать спутниковые данные для успешного нахождения уровня воды в условиях, когда отражение от суши существенно влияет на формы принимаемых телеметрических импульсов. Существуют различные алгоритмы ретрекинга, применяемые для определения времени прихода отраженного импульса, например – пороговый ретрекинг, β -ретрекинг [17, 18, 31] и т.п. В данной работе предлагается метод регионального адап-

тивного ретрекинга, основанный на построении теоретической модели, описывающей формирование телеметрического импульса за счет отражения от кусочно-постоянной модельной поверхности (рис. 4), учитывающей географические особенности рассматриваемого региона. На ее основе формулируются критерии отбора телеметрических импульсов и обосновывается применимость порогового и улучшенного порогового алгоритмов ретрекинга для определения параметров подстилающей поверхности во внутреннем водоеме. Далее показаны возможности применения данных методов для Горьковского и Рыбинского водохранилищ на р. Волге.

Пусть засвеченная область подстилающей поверхности представляет собой совокупность нескольких различных по высоте и отражающим свойствам частей. Пример такой поверхности вблизи прохождения 142-го трека спутников Jason-1 для Горьковского водохранилища при аппроксимации ее в рамках кусочно-постоянной модели показан на рис. 4, где различной заливкой выделены вода, слики и суша. Предположим, что ось антенны альтиметра направлена строго в надир ($\xi = 0$). В рамках принятых модельных выражений для параметров поверхности и антенны и после перехода при интегрировании по засвеченной поверхности к полярным координатам формула (1) принимает вид

$$P_i(\tau) = \frac{P_0}{\sqrt{2\pi}h^4} \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{\sigma^{(0)}(\rho, \varphi)}{s(\rho, \varphi)} e^{-\left(\frac{c\tau - 2H(\rho, \varphi) - \rho^2/h}{h}\right)^2} \times \exp\left\{-\frac{(c\tau - 2H(\rho, \varphi) - \rho^2/h)^2}{8s^2(\rho, \varphi)}\right\} \rho d\rho d\varphi, \quad (4)$$

где $H(\rho, \varphi)$ – отклонение высоты подстилающей поверхности от среднего уровня. В случае неоднородной поверхности параметры в (4) – функ-

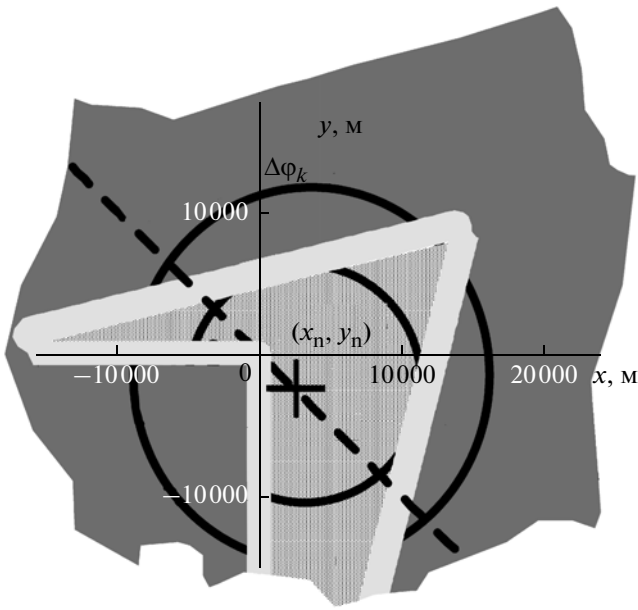


Рис. 4. Кусочно-постоянная модель подстилающей поверхности Горьковского водохранилища вблизи г. Юрьевец в окрестности 142-го трека спутников Jason-1, 2 и Т/Р (+ – положение точки надира, пунктирная прямая – линия движения спутника, окружность – граница засвеченной области в данный момент времени, точечная заливка – вода, темно-серая цвет – суша, светло-серый – прибрежные слики).

ции координат. Однако для кусочно-постоянной модели (рис. 4) эти параметры постоянны в пределах каждой части поверхности, и интегрирование по каждой отдельной части дает

$$P_k(\tau) = \frac{P_0 \sigma_k^{(0)}}{4\pi h^4} e^{-\left(\frac{4+\alpha_k}{\gamma}\right) \frac{(c\tau-2H_k)}{h}} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{(c\tau-2H_k)}{2\sqrt{2}\sqrt{s_k^2 + c^2 \tau_i^2}} \right) \right) \times \Delta\varphi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau-2H_k)}), \quad (5)$$

где величины с индексом k : $\sigma_k^{(0)}$, α_k , s_k – соответствуют параметрам рассеяния и шероховатости для данной (k -й) части подстилающей поверхности. Из соотношения (5) видно, что вклад в отражение от каждой части поверхности описывается аналогом формулы Брауна ((2) при $\xi = 0$). В отличие от формулы Брауна, где в силу однородности отражающей поверхности интегрирование по углу φ дает множитель 2π , формула для кусочно-постоянной модели (5) содержит множитель $\Delta\varphi_k(x_N, y_N, \sqrt{h(c\tau-2H_k)})$. Это означает, что в каждый момент времени τ вклад в отражение дает дуга окружности $\Delta\varphi_k$ (рис. 4) с центром в точке надира с координатами x_N , y_N и радиусом $\sqrt{h(c\tau-2H_k)}$, соответствующим расстоянию от точки надира, с которого отраженный сигнал от данной части подстилающей поверхности поступает на антен-

ну (этот радиус зависит также от отклонения высоты данного участка поверхности H_k от среднего уровня). Общая отраженная мощность представляет собой сумму мощностей, отраженных от всех частей поверхности

$$P(\tau) = \sum_K P_K(\tau). \quad (6)$$

Используя формулы (5), (6), можно рассчитать волновые формы отраженных альтиметрических импульсов и их изменение при движении спутника вдоль трека.

ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Проблемы, возникающие при определении уровня воды в водохранилище на основании данных GDR Jason-1

Горьковское водохранилище расположено в верхней части бассейна р. Волги, и это одно из девяти водохранилищ Волжского каскада. Озерная часть Горьковского водохранилища имеет длину 97 км, ширину от 3 до 14 км и глубину до 22 м. Несмотря на относительно небольшой размер Горьковского водохранилища, его акваторию пересекают треки нескольких альтиметрических спутников, а именно Т/Р, Jason-1, Jason-2, ERS-1, ERS-2, ENVISAT, GEOSAT и GFO-1 (рис. 5). В настоящей работе для анализа используются альтиметрические данные 142-го трека спутников Т/Р и Jason-1. Наряду с важным преимуществом доступности альтиметрических данных [6] эти спутники обеспечивают непрерывный и наиболее длинный временной ряд измерений (с 1992 г. по настоящее время), небольшой орбитальный период повтора (~9.916 сут), близкий к характерному временному масштабу гидрологических явлений, и возможность сравнения с данными гидропоста м/с Юрьевец.

В силу небольшой ширины Горьковского водохранилища (до 14 км) с точки зрения спутниковой альтиметрии всю его территорию можно рассматривать как прибрежную зону, в связи с чем альтиметрические данные стандартного пространственного разрешения (5.8 км), получаемые осреднением по интервалу 1 с, практически отсутствуют. Поэтому на первом этапе авторами были обработаны имеющиеся данные высокого пространственного разрешения из GDR баз спутника Jason-1 (частота осреднения 20 Гц). При вычислениях были учтены все необходимые поправки [5, 32]: на влияние атмосферы и ионосферы, а также на приливы в земной коре. Поправка на влияние атмосферы, связанное с рассеянием радиоимпульсов молекулами газов, входящих в со-

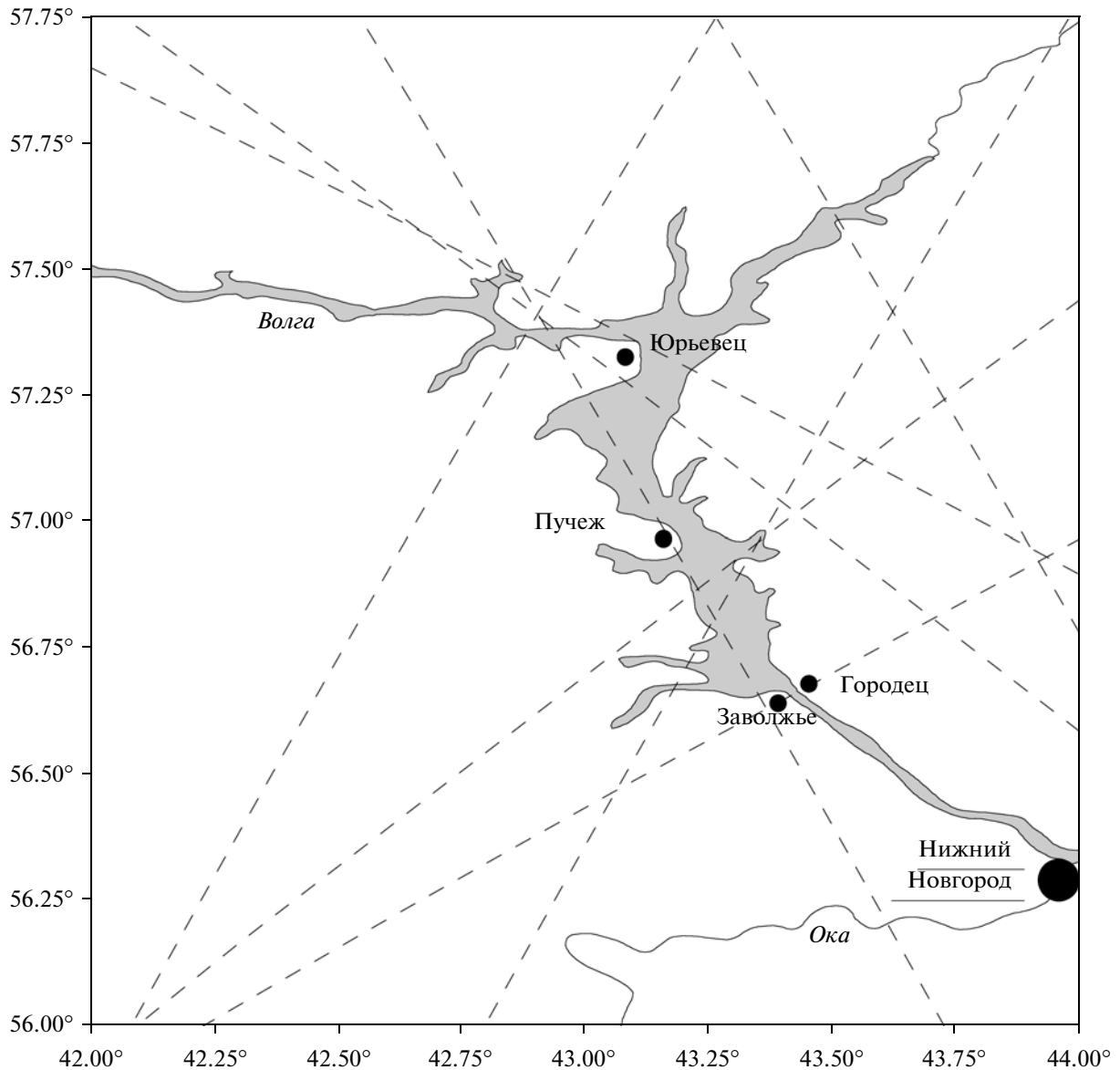


Рис. 5. Прохождение треков альтиметрических спутников над акваторией Горьковского водохранилища.

став воздуха (“сухая” атмосферная поправка), и поправка на влажность воздуха определялись на основании данных Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF). Заметим, что при определении уровня морей и океанов для вычисления поправки на влажность воздуха обычно используются данные многоканального радиометра, расположенного на борту спутника. В случае внутренних водоемов этот подход неприменим из-за большого размера сегмента подстилающей поверхности, с которого принимается излучение (более 40 км), обычно значительно превосходящего размер водоема. Ионосферная поправка определялась по данным системы DORIS. Использование ионосферной поправки, рассчитан-

ной по данным двухчастотного альтиметра, в случае внутренних водоемов также затруднено из-за нестандартной формы импульсов, отраженных поверхностью Земли, частично покрытой водой или льдом. Поправка на приливы в земной коре также бралась из модельных расчетов. Поправка “обратного барометра”, а также поправки на состояние подстилающей поверхности, на океанские и полюсные приливы, которые используются при определении уровня океана, для случая вод суши не учитываются. Аналогичная процедура использовалась в LEGOS [22] для определения гидрологического режима больших рек Южной Америки, Африки и Сибири и в Геофизическом

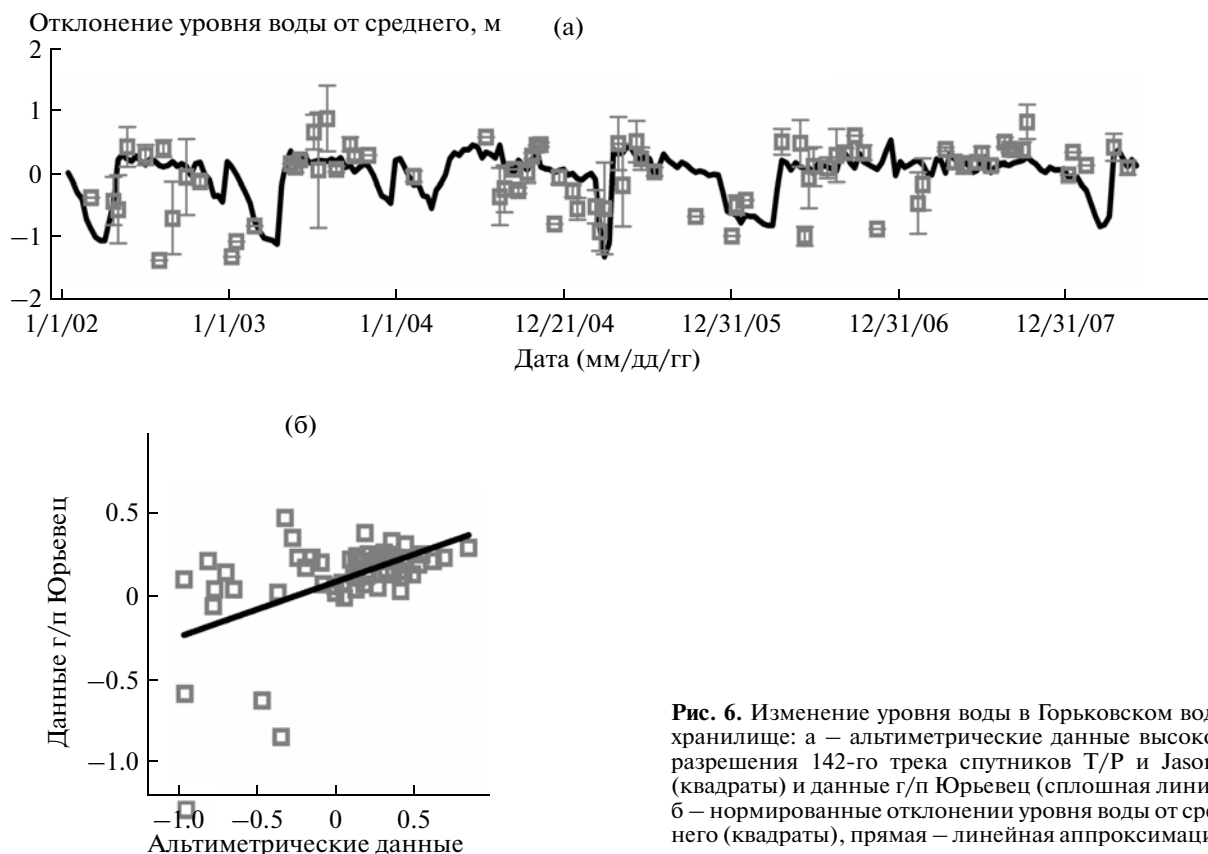


Рис. 6. Изменение уровня воды в Горьковском водохранилище: а – альтиметрические данные высокого разрешения 142-го трека спутников Т/Р и Jason-1 (квадраты) и данные г/п Юрьевец (сплошная линия); б – нормированные отклонения уровня воды от среднего (квадраты), прямая – линейная аппроксимация.

центре РАН для определения уровня воды в низовьях Волги.

Результаты расчетов изменчивости уровня воды в Горьковском водохранилище на основе данных спутника Jason-1 с 2002 по 2008 г. по стандартному алгоритму приведены на рис. 6а. Там же показаны данные измерений гидропоста, расположенного на м/с Юрьевец. Несмотря на хорошее качественное соотношение данных спутниковых альтиметрических измерений с in-situ данными гидропоста (г/п) Юрьевец для Горьковского водохранилища, можно отметить большой разброс данных дистанционного зондирования (рис. 6). На рис. 6б построена зависимость нормированных отклонений уровня воды по спутниковым данным от нормированных in-situ данных и показана наилучшая линейная аппроксимация этой зависимости, угловой коэффициент которой $K = 0.33$ равен коэффициенту корреляции альтиметрических и in-situ данных. Низкая корреляция спутниковых и in-situ измерений связана со значительными потерями данных и существенными ошибками, обусловленными недостатками прямого перенесения алгоритмов расчета высоты водной поверхности, разработанных для водоемов большой площади (океанов и морей), на водоемы средней площади, в которых область засветки в пределах диаграммы направленности радиоаль-

тиметра в значительной степени приходится на область суши. Следует также заметить, что гидрометеорологический режим Горьковского водохранилища характеризуется сильной сезонной изменчивостью. В зимний период (ноябрь–апрель) озерная часть водохранилища покрыта льдом и слоем снега, при этом средняя дата ледостава – 22 ноября (между 7 ноября и 7 декабря). В летний период (май–октябрь) акватория свободна ото льда, при этом средняя дата освобождения ото льда озерной части водохранилища – 3 мая (между 18 апреля и 18 мая).

Для выяснения причин существенных погрешностей были проанализированы формы альтиметрических импульсов для 142-го трека спутников Jason-1 в районе Горьковского водохранилища. Необходимые данные брались из базы данных SGDR спутника Jason-1. На рис. 7 представлены формы “зимних” (25.03.2005) и “летних” (05.06.2006) 20-герцовых телеметрических импульсов для 142-го трека спутника Jason-1 в районе Горьковского водохранилища. Анализ форм импульсов показал, что “зимние” импульсы более регулярны и с большей точностью могут быть обработаны с помощью известных алгоритмов ретрекинга (Ice-1,2 [4, 29]), в то время как для “летних” импульсов характерно наличие нескольких пиков аномальной амплитуды. Можно

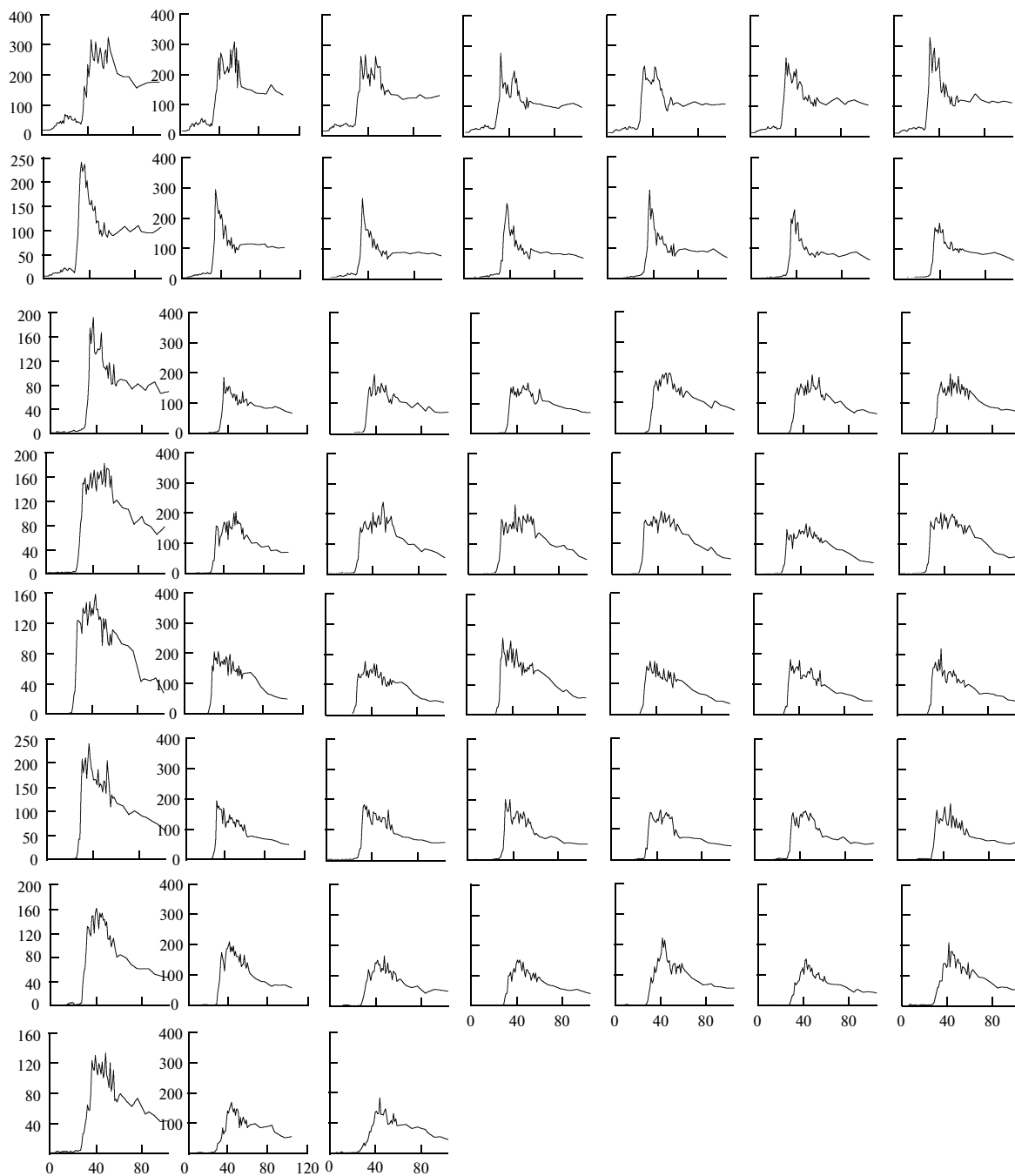


Рис. 7. Телеметрические импульсы в районе Горьковского водохранилища “зимой” (25.03.2005) (а) и “летом” (05.06.2006) (б).

предположить, что разброс данных об уровне воды связан с недостатками применяемого в GDR алгоритма расчета, в котором используется аппроксимация телеметрического импульса формулой Брауна [12], а временем прихода отраженного сигнала считается 32-й гейт. При этом отраженный сигнал может быть смещен во времени, причем ошибка в 1 гейт (3.125 нс) приводит к значитель-

ной ошибке в измерении уровня воды (на величину порядка $dt \cdot c/2$, что составляет ~ 0.5 м). Таким образом, для средних по размерам водоемов необходимо применение алгоритма ретрекинга, позволяющего по возможности учесть влияние отражения от суши, сопутствующих прибрежных сликов, а также других сильноотражающих объектов на форму телеметрических импульсов.



Рис. 7. Окончание.

Расчет форм телеметрических импульсов на основе кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности в районе Горьковского водохранилища

Первый шаг при создании алгоритма ретрекинга – расчет форм телеметрических импульсов на основе упрощенной кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности (рис. 4). Следует заметить, что во время натурных работ нами

была выявлена особенность акватории Горьковского водохранилища, которая могла оказывать существенное влияние на форму отраженных импульсов. Вблизи берегов регулярно наблюдались выглаженные области шириной 20–30 м (слики), по-видимому, связанные с наличием высоких концентраций поверхностно-активных веществ, связанных с хозяйственной деятельностью. Известно,

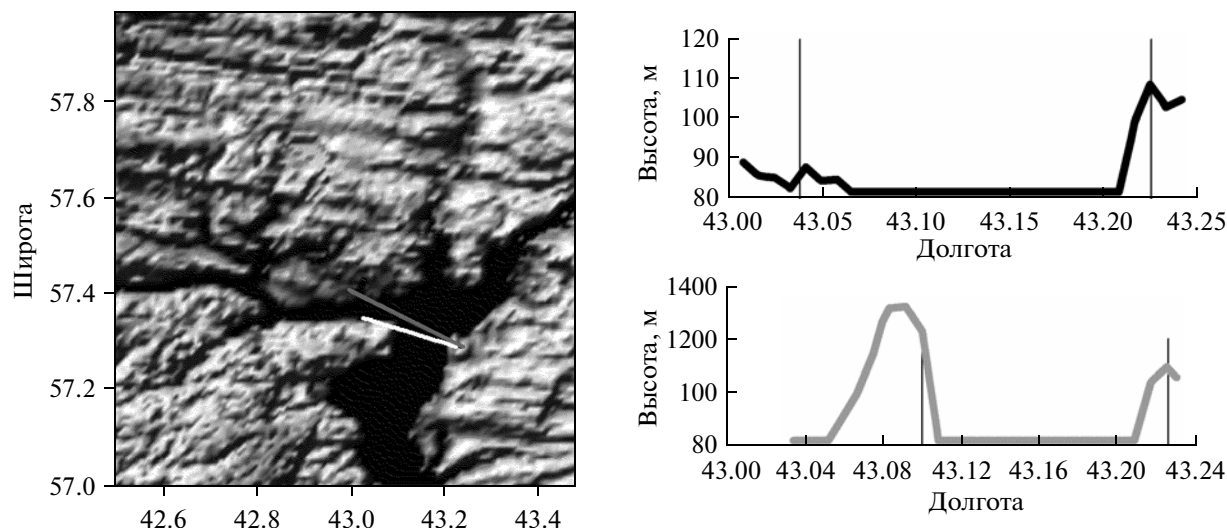


Рис. 8. Топография поверхности суши в районе Горьковского водохранилища из базы данных [24] (верхний правый график соответствует темной прямой на левом графике, нижний – светлой прямой).

что наличие сликов – одна из причин появления пиков на телеметрических импульсах [38].

Вклад сликов в отражение можно рассчитать, используя выражение (4), если предположить, что сликовая область представляет собой узкую полосу ширины d_{sl} , положение которой задается уравнением береговой линии $y = y(l)$, $x = x(l)$. Тогда мощность, рассеянная сликами, определяется соотношением

$$P_{sl}(\tau) = \frac{P_0 \sigma_{sl}^{(0)} d_{sl}}{\sqrt{2\pi} h^4 S_{sl}} e^{-\left(\frac{4 + \alpha_{sl}}{\gamma}\right) \frac{c\tau - 2H_{water}}{h}} \times \int_C e^{-\left\{ \left(c\tau - 2H_{water} - \frac{(x(l) - x_N)^2 + (y(l) - y_N)^2}{h} \right)^2 / 8s_{sl}^2 \right\}} dl. \quad (7)$$

В силу гладкости водной поверхности в слике $S_{sl} = c\tau_i$, величины параметров рассеяния $\sigma_{sl}^{(0)}$ и α_{sl} в слике значительно превышают их значения для взволнованной водной поверхности.

Отраженная мощность, принимаемая антенной альтиметра, представляет собой сумму вкладов в отражение воды и суши, описываемых формулой (5), и прибрежных сликов

$$P(\tau) = P_{water}(\tau) + P_{land}(\tau) + P_{coast}(\tau), \quad (8)$$

где $y = y(l)$, $x = x(l)$ – уравнение береговой линии. Используя (5), (7) и (8), можно рассчитать модельные формы импульсов для кусочно-постоянной модели подстилающей поверхности в районе Горьковского водохранилища.

Параметры, входящие в выражения (5), (7), определяются свойствами поверхности. Так, для акватории водохранилища высота H – это уровень воды, параметр s определяется существен-

ной высотой волнения SWH, σ характеризует рассеивающие свойства поверхности воды и зависит от скорости ветра. Для поверхности суши вблизи водохранилища высота H определяется рельефом местности, s – шероховатостью поверхности суши, а σ зависит от отражающих свойств суши. При построении модели параметры суши считаются фиксированными, а характеристики поверхности воды (уровень воды, высота волн и шероховатость) изменчивы и подлежат определению с использованием алгоритма ретрекинга.

Для решения прямой задачи определения форм импульсов, рассеянных подстилающей поверхностью, необходимы оценки типичных значений основных параметров модели, входящих в выражения (5), (7), для исследуемого региона.

Данные о топографии поверхности суши в окрестностях Горьковского водохранилища были взяты из базы данных о рельефе суши Земли с разрешением 1 км (Global Land One-km Base Elevation Project (GLOBE)) [24]. Изображение рельефа местности и разрезы вблизи 142-го трека Jason-1,2 приведены на рис. 8. В соответствие с данными GLOBE высоты высокого (правого) и низкого (левого) берегов составляют соответственно ~30–50 м и 20 м.

При моделировании вкладов в форму телеметрических импульсов, вносимых отражениями от водной поверхности, уровень воды в водохранилище считался однородным по пространству. Для определения параметра s необходимы оценки существенной высоты ветровых волн, которые были найдены на основе данных о скорости и направлении ветра, получаемых на м/с Юрьевец (57°20' с.ш., 43°07' в.д.). Следует заметить, что скорость ветра на акватории водохранилища не

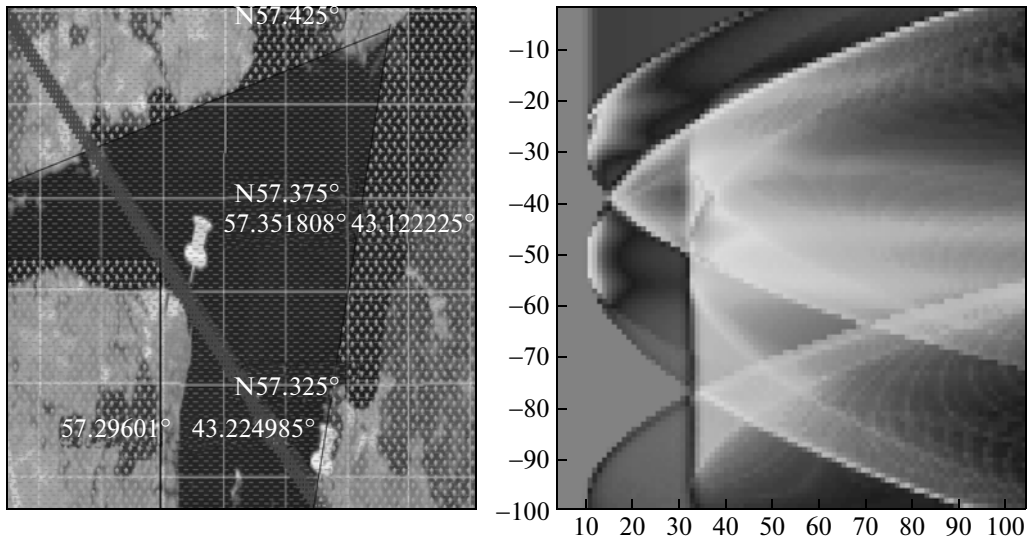


Рис. 9. Модельные формы отраженных импульсов в районе Горьковского водохранилища: а – привязка топологической модели к карте региона, б – диаграмма модельных волновых форм в координатах; время (по горизонтали) – расстояние вдоль трека (по вертикали).

совпадает со скоростью ветра, измеренной на береговой метеостанции. Специальные натурные измерения показали, что скорость ветра на акватории превосходит скорость ветра на берегу в 1.5–2.0 раза.

Для оценки существенной высоты волн авторы воспользовались эмпирическим соотношением, которое было получено на основе обобщения натуральных измерений, проведенных во внутреннем водоеме (оз. Онтарио) [19]

$$SWH = 0.2074 \frac{U_{10}^2}{g} \Omega^{-1.55}. \quad (9)$$

Здесь $\Omega = U_{10}/c_p$ – параметр возраста волнения, U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м, c_p – фазовая скорость пика в спектре ветрового волнения. Как показано в [19], параметр волнения связан с разгоном x эмпирической формулой

$$\Omega = 22 \left(\frac{gx}{U_{10}^2} \right)^{-0.33}. \quad (10)$$

Для нахождения статистики поверхностного волнения было рассчитано угловое распределение разгонов в зависимости от направления ветра для средней точки 142 трека альтиметрических спутников на акватории водохранилища. Из-за вытянутой формы водохранилища оно анизотропно, максимальный разгон достигается при юго-западном ветре.

С использованием гистограмм распределения скорости и направления ветра на м/с Юрьевец с учетом коэффициента пересчета скорости ветра с суши на акваторию водохранилища, а также гистограммы углового распределения разгонов, на

основании формул (9) и (10) была рассчитана статистика существенных высот волн в Горьковском водохранилище в летний период. Гистограмма распределения высот волн представлена на рис. 9б. Расчет математического ожидания показал, что средняя высота волн в Горьковском водохранилище в летний период очень невелика и составляет 0.28 м.

Выбирая параметры модели (5), (7) и (8) в соответствии со сделанными оценками, авторы рассчитали формы телеметрических импульсов. При расчетах полагалось для суши $s = 0.1$ м, $\sigma^{(0)} = 1$, $H = 20$ м; для воды $s = 0.3$ м, $\sigma^{(0)} = 10$, $H = 0$. Результаты расчетов представлены на рис. 9б в виде проекционных изображений форм телеметрических импульсов в координатах (время – расстояние вдоль трека). Время измеряется в единицах телеметрических гейтов (3.25 нс), расстояние – в единицах отсчетов вдоль трека (700 м). Сложная форма изображений отражает сложную форму рассчитанных модельных импульсов. Их характерная черта – особенности параболической формы, соответствующие отражению от берегов и рассеянию на выглаженных областях вблизи берегов. Импульсы имеют чрезвычайно узкий передний край, так как SWH в среднем составляет 0.28 м, что соответствует менее чем 1 телеметрическому гейту.

Анализ формы импульсов позволил сформулировать критерии отбора телеметрических импульсов: для определения уровня воды следует брать импульсы из части Горьковского водохранилища, соответствующей 43.14°–43.22° в.д. (нижняя половина диаграммы на рис. 9б, соответствующая области между метками на рис. 9а), поскольку только в этой области можно надежно выделить сигнал, отраженный от воды. Кроме того, много-

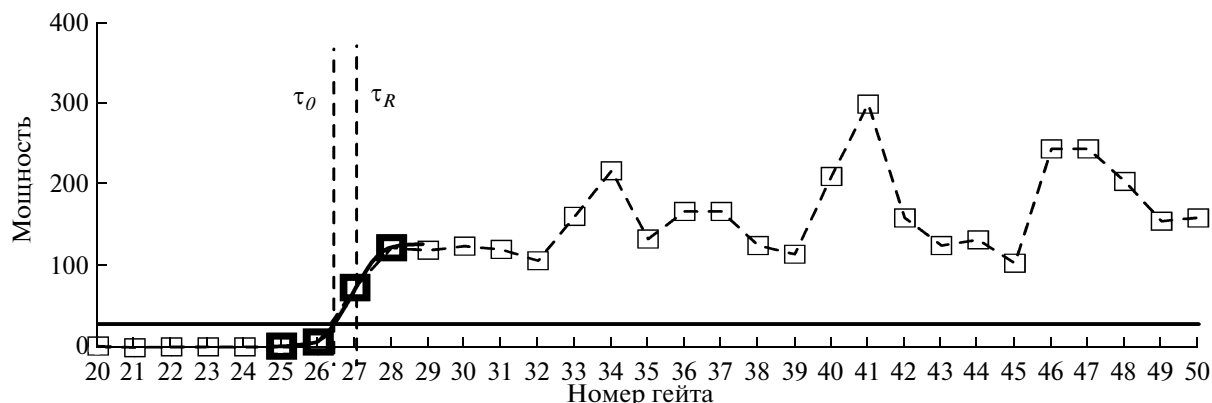


Рис. 10. Пример формы импульса для спутника Jason-1: цикл 162, трек 142, Ku-диапазон (сплошная прямая — пороговое значение мощности, τ_0 — пороговый ретрекинг, τ_R — улучшенный пороговый ретрекинг).

летние наблюдения на г/п Юрьевец позволяют заключить, что для Горьковского водохранилища отклонения уровня воды от среднего, превышающие ± 2 м, следует считать ошибкой.

После определения критериев отбора импульсов предлагается проводить двухшаговую процедуру ретрекинга. На первом шаге (пороговый ретрекинг) грубо определяется точка прихода импульса t_0 по превышению определенного порога q_0 (рис. 10), затем, на втором шаге (улучшенный пороговый ретрекинг), 4 точки вблизи порога аппроксимируются функцией ошибок

$$A \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{\tau - \tau_R}{S} \right) \right) \quad (11)$$

и параметры A , τ_R , S определяются из алгоритма оптимизации (минимизируются среднеквадратичные отклонения). Возможность аппроксимации переднего фронта части импульса, отраженной от поверхности водоема, функцией ошибок доказана выше в рамках теоретической модели. Действительно, в формуле (5) входящая в правую часть экспонента — гладкая функция по сравнению с функцией ошибок erf , поэтому нарастание мощности импульса вблизи переднего края можно считать заданным функцией ошибок. Улучшенный алгоритм ретрекинга (рис. 10) дает более точное значение для трековой точки (середины переднего фронта импульса, отраженного водой). Трудности применения данного метода связаны лишь с выбором адекватной процедуры оптимизации. Заметим, что при определении момента прихода импульса с помощью алгоритма Ocean-1 полученная трековая точка помещается в 32-й гейт графика (рис. 10), что приводит к ошибке во времени прихода в 5 гейтов и ошибке определения уровня воды в 2.5 м!

В заключение данного раздела сформулируем основные принципы разработанного алгоритма регионального адаптивного ретрекинга, который

может применяться как для внутренних водоемов, так и для прибрежных вод

- создание кусочно-постоянной топографической модели подстилающей поверхности;
- решение прямой задачи определения модельных волновых форм;
- формулировка критериев отбора телеметрических импульсов;
- пошаговое решение обратной задачи путем порогового и улучшенного порогового ретрекинга.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМА АДАПТИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО РЕТРЕКИНГА ДЛЯ РАСЧЕТА ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ ВОДЫ В ГОРЬКОВСКОМ И РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩАХ. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА С ИЗМЕРЕНИЯМИ НА ГИДРОПОСТАХ

В данном разделе метод адаптивного регионального ретрекинга, теоретические основы которого изложены выше, применяется для расчета уровня воды в Горьковском водохранилище и в прибрежной зоне Рыбинского водохранилища. В соответствии с результатами предыдущего раздела и сформулированными там критериями отбора альтиметрических импульсов для ретрекинга и нахождения уровня воды в Горьковском водохранилище выбирались импульсы из части 142-го трека, соответствующей $43.14^\circ - 43.22^\circ$ в.д. Далее проводилась их двухшаговая обработка. На первом этапе применялся алгоритм порогового ретрекинга, в котором момент прихода отраженного импульса определялся по превышению порога мощности, при этом уровень порога варьировался, наилучшие результаты по кучности данных давал уровень порядка 30–50 единиц безразмерной мощности. На втором этапе (улучшенный пороговый метод) проводилось уточнение положения трековой точки (середины переднего

Дисперсия уровня воды и количество действительных точек в летний и зимний сезоны для различных алгоритмов ретрекинга

Данные из базы GDR	Среднее квадратичное отклонение		Среднее количество действительных точек в месяц	
	Зима (ноябрь–апрель)	Лето (май–октябрь)	Зима (ноябрь–апрель)	Лето (май–октябрь)
GDR данные	0.15	0.16	0.3	1.2
Пороговый метод	0.15	0.13	1.5	2.0
Улучшенный пороговый метод	0.18	0.12	1.5	2.0

фронта отраженного импульса) путем аппроксимации переднего фронта (4 гейта вблизи порога, определенного на первом шаге) функцией ошибок (11) и минимизации среднеквадратичных отклонений.

Результаты расчета изменения уровня воды в Горьковском водохранилище посредством двушагового адаптивного ретрекинга и их сравнение с измерениями г/п Юрьевец и GDR данными представлены на рис. 11а. На основе этих результатов проведен расчет коэффициента корреляции альтиметрических данных для 142-го трека спутника Jason-1 и данных наземных измерений (угловой

коэффициент прямых на рис. 11б), найдены ошибки определения уровня воды и количество действительных точек в летний и зимний сезоны для различных алгоритмов ретрекинга (таблица). Анализ показал существенное увеличение количества достоверных точек измерений, а также значительное улучшение корреляции спутниковых данных с наземными. Коэффициент корреляции альтиметрических данных с измерениями г/п Юрьевец увеличился с 0.33 (для данных высокого пространственного разрешения стандартного алгоритма Ocean-1) до 0.88 для метода адаптивного ретрекинга.

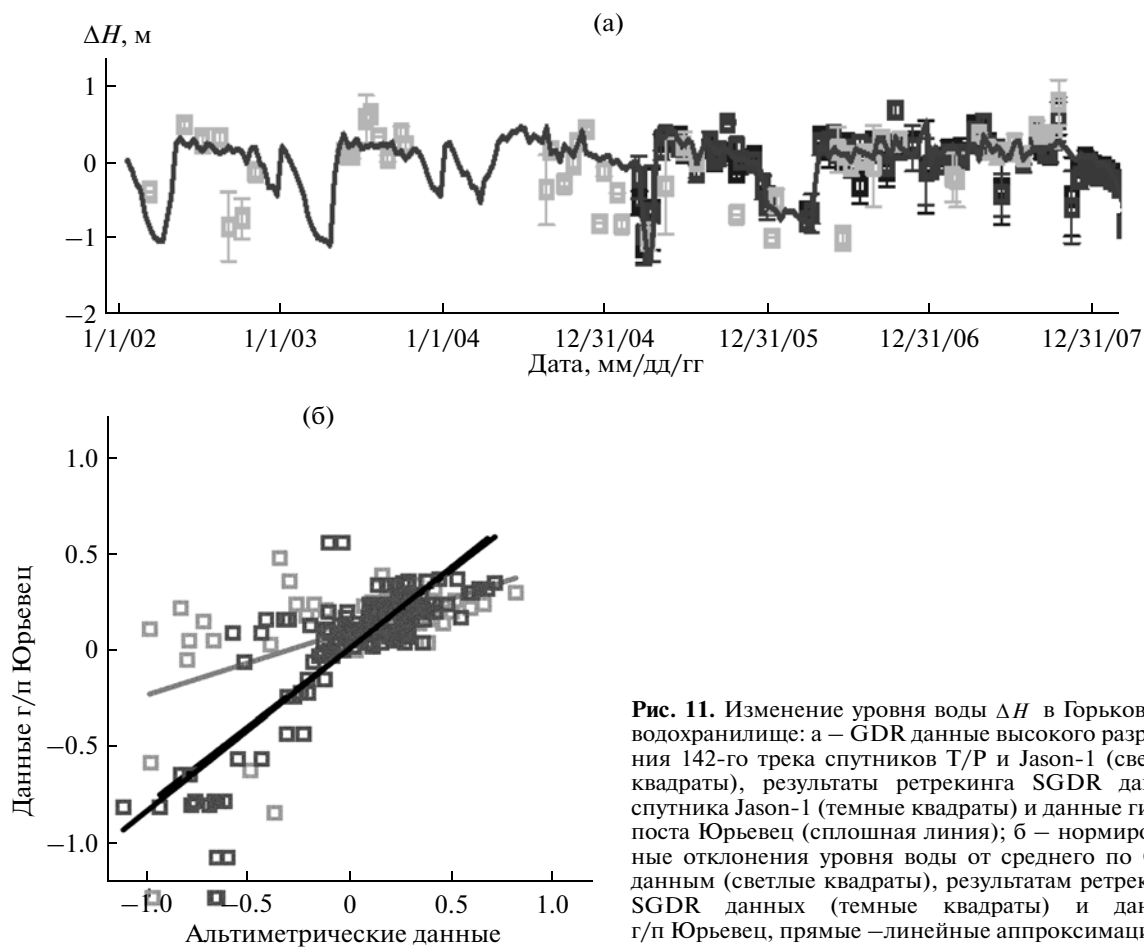


Рис. 11. Изменение уровня воды ΔH в Горьковском водохранилище: а – GDR данные высокого разрешения 142-го трека спутников Т/Р и Jason-1 (светлые квадраты), результаты ретрекинга SGDR данных спутника Jason-1 (темные квадраты) и данные гидропоста Юрьевец (сплошная линия); б – нормированные отклонения уровня воды от среднего по GDR данным (светлые квадраты), результатам ретрекинга SGDR данных (темные квадраты) и данным г/п Юрьевец, прямые – линейные аппроксимации.

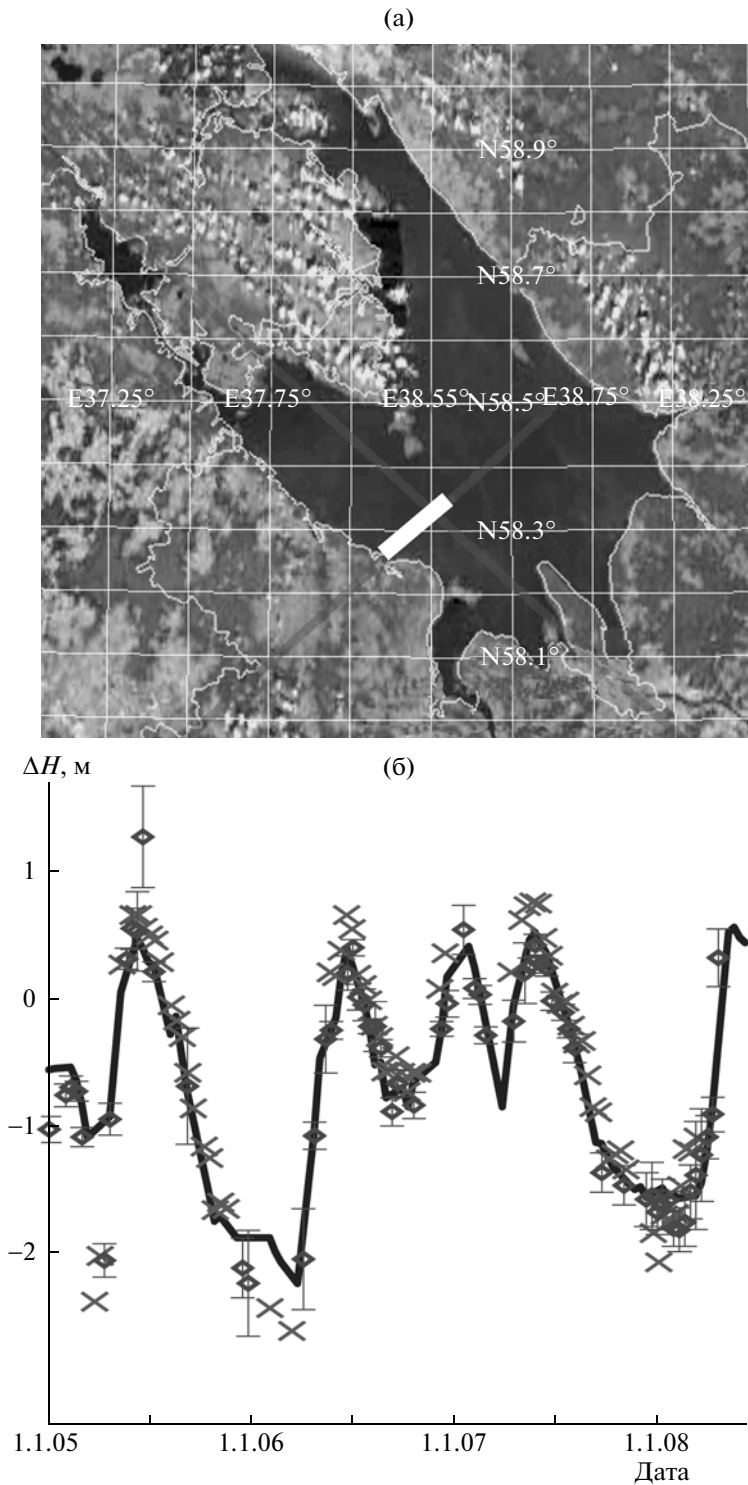


Рис. 12. Карта местности (а) и отклонение уровня воды от среднего ΔH (б) для Рыбинского водохранилища: 1 – GDR данные высокого разрешения 59-го трека спутника Jason-1, 2 – результаты ретрекинга SGDR данных спутника Jason-1, сплошная линия – данные уронемерного поста Брейтово.

Улучшенный пороговый метод был применен также для расчета уровня воды по альтиметрическим данным в Рыбинском водохранилище. На рис. 12а показана карта Рыбинского водохрани-

лища и на рис. 12б – результаты расчета уровня воды в прибрежной зоне 059-го трека спутника Jason-1 (светлая часть трека на рис. 12а). В данном случае ретрекинг также дает существенное увели-

чение количества действительных точек (в 3–4 раза по сравнению со стандартным алгоритмом), при этом погрешность определения уровня воды даже для простого порогового метода составляет порядка 16 см. Это лучше, чем в случае Горьковского водохранилища (там погрешность порогового алгоритма порядка 25 см), что связано с более простой топологией и большими размерами водоема. Следует отметить, что пороговый метод дает хорошие результаты и для центральной части Рыбинского водохранилища, поскольку во внутренних водоемах передний фронт отраженного телеметрического импульса очень узкий из-за малой (по сравнению с морями и океанами) высоты волнения (зыбь отсутствует). Таким образом, пороговый и улучшенный пороговый методы можно рекомендовать в качестве основных инструментов для расчета уровня воды во внутренних водоемах.

ВЫВОДЫ

Предложен алгоритм определения уровня воды во внутренних водоемах и прибрежной зоне моря с погрешностью порядка 10–15 см. Алгоритм протестирован на “плохом” случае Горьковского водохранилища, для которого неприменим стандартный алгоритм Ocean-1, что вызывает значительные потери данных. Построена модель формы среднего импульса, отраженного от статистически неоднородной кусочно-постоянной поверхности (топографической модели), в рамках которой отраженная мощность рассчитана теоретически (основываясь на работах [12, 7]). С применением модели обоснованы критерии отбора данных для Горьковского водохранилища. Проведены расчеты уровня воды с помощью регионального адаптивного ретрекинга SGDR данных для Горьковского и Рыбинского водохранилищ. Показано, что применение алгоритма значительно увеличивает количество учтенных данных и существенно повышает точность определения уровня воды.

Общие принципы ретрекинга сложной области (прибрежной зоны, внутренних водоемов и т.д.) базируются на расчетах сигнала с учетом неоднородности отражающей поверхности и могут быть применены к различным географическим регионам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря // М.: Изд. центр “МОРЕ” Междунар. Инст. океана, 2005. 366 с.
2. Троицкая Ю. И., Баландина Г. Н., Рыбушкина Г.В. и др. Исследования изменчивости уровня воды в Горьковском водохранилище на основе данных спутниковой альтиметрии // Исследования Земли из космоса. 2010. № 6. С. 1–9.
3. Alsdorf D., Birkett C., Dunne T. et al. Waterlevel changes in Large Amazon Lake measured with spaceborn radar interferometry and altimetry // Geophys. Res.Lett. 2001. V. 28. № 14. P. 2671–2674.
4. Anzenhofer M., Shum C.K., Rentsh M. Coastal Altimetry and Applications // Tech. Rep. № 464. Geodetic Science and Surveying. The Ohio State University Columbus, 1999. 40 p.
5. AVISO/Altimetry. User Handbook. Merged TOPEX/POSEIDON Products. AVI–NT–02–101–CN. Edition 3.0. Toulouse: AVISO, 1996. 201 p.
6. AVISO/Altimetry data center CNES ftp://avisoftp.cnes.fr
7. Barrick D., Lipa B. Analysis and interpretation of altimeter sea echo // Adv. Geophys. 1985. V. 27. P. 61–100.
8. Berry P.A.M., Garlick J.D., Freeman J. A., Mathers E.L. Global inland water monitoring from multi-mission altimetry // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 16. 4 p.
9. Berry P.A.M., Smith R.G., Witheridge S., Wheeler J. Global Inland water monitoring from Satellite Radar Altimetry – a glimpse into the future // ESA Living Planet Symposium. Bergen, 2010. P.19.
10. Birkett C.M., Mertes L.A.K., Dunne T. et al. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № D 20. 22 p.
11. Birkett C.M. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands // Water Resour. Res. 1998. V. 34. № 5. P. 1223–1239.
12. Brown G. The average impulse response of a rough surface and its applications // Antennas and Propagation, IEEE Trans. 1977. V. 25. P. 67–74.
13. Campos I.O., Mercier F., Maheu C. et al. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin // Earth and Planetary Sciences. 2001. V. 333. № 10. P. 633–643.
14. Chelton D.B, Walsh E.J. and MacArthur J.L. Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry // J. Atmos. Oceanic Technology. 1989. V. 6. № 3. P. 407–438.
15. Chelton D.B., Ries J.C., Haines B.J. et al. Satellite Altimetry // Satellite Altimetry and the Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.-L. Fu, A. Cazenave // San Diego CA: Academic Press, 2001. P. 1–131.
16. Cretaux J.-F., Calmant S., Abarca del Rio R. et al. Lakes studies from satellite altimetry // Coastal Altimetry / Eds. S. Vignudelli, A. Kostianoy, P. Cipollini, J. Benveniste. // Berlin ; Heidelberg ; N. Y. : Springer Verlag, 2011. P. 509–534.
17. Davis C. H. A robust threshold retracking algorithm for measuring ice sheet surface elevation change from satellite radar altimeters.// IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1997. V. 35. № 4. P. 974–979.
18. Deng X. and Featherstone W. E. A coastal retracking system for satellite radar altimeter waveforms: Application to ERS-2 around Australia // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C6. P. 1–16.

19. *Donelan M., Hamilton J., Hui W.H.* Directional spectra of wind generated waves // *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A.* 1985. V. A315. № 1534. P. 509–562.
20. *Dumont P., Sicard P., Stum J., Zanife O.Z.* ADAS Volume 4: CMA Altimeter Level 2 Processing. Issue: 3. Update: 3. October 18, 2001. 418 pp.
21. *Garlick J.D., Berry P.A.M., Mathers E.L., Benveniste J.* The Envisat/ERS River and Lake Retracking System // *Envisat & ERS symposium proceedings. ESA-SP572, ESA-ESTEC. Noordwijk, 2004.* 4 p.
22. http://www.legos.obs-mip.fr/en/soa/hydrologie/hydroweb/General_Info.en.html
23. http://www.pecad.fas.usda.gov/cropexplorer/global_reservoir/index.cfm
24. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>
25. *Koblinsky C.J., Clarke R.T., Brenner A.C. et al.* Measurement of river level variations with satellite altimetry // *Water Resources Research.* 1993. V. 29. № 6. P. 1839–1848.
26. *Kostyanoi A.G., Zavialov P.O., Lebedev S.A.* What do we know about dead dying and endangered lakes and sea? // *Dying and Dead Seas. Climatic versus Anthropic Causes.* Dordrecht. : Kluwer Acad. Publ., 2004. P. 1–48.
27. *Kouraev A.V., Zakharova E.A., Samain O. et al.* Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite alimetry (1992–2002) // *Remote Sensing of Environment.* 2004. V. 93. № 1–2. P. 238–245.
28. *Legresy B., Remy F.* Using the temporal variability of the radaraltimetric signal to map surface characteristics of the Antarctic ice sheet // *J. of Glaciology.* 1998. V. 44. № 147. P. 197–206.
29. *Legresy B., Papa F., Remy F. et al.* ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm // *Remote Sensing of Environment.* 2005. V. 95. № 2. P. 150–163.
30. *Maheu C., Cazenave A., and Mechoso C.R.* Water level fluctuations in the Plata Basin (South America) from Topex/Poseidon Satellite Altimetry // *Geophys. Res. Letters.* 2003. V. 30. № 3. P. 1143–1146
31. *Martin T.V., Zwally H.J., Brenner A.C., Bindshadler R.A.* Analysis and Retracking of Continental Ice Sheet Radar Altimeter Waveforms // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № C3. P. 1608–1616.
32. *OSTM/Jason-2 Products Handbook* Iss: 1.4 – date: 03 August 2009. 59 p.
33. *Papa F., Legresy B., Mognard N.M. et al.* Estimating terrestrial snow depth with the Topex–Poseidon altimeter and radiometer // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 2002. V. 40. № 10. P. 2162–2169.
34. *Papa F., Legresy B., Remy F.* Use of the Topex–Poseidon dualfrequency radar altimeter over land surfaces // *Remote Sensing of Environment.* 2003. V. 87. № 2–3. P. 136–147.
35. *PODAAC* <ftp://podaac.jpl.nasa.gov>
36. *Remy F., Legresy B., Bleuzen S., Vincent P., Minster J.F.* Dual-frequency Topex altimeter observation of Greenland // *J. Electron Waves and Appliance.* 1996. V. 10. № 11. P. 1505–1523.
37. *Remy F., Schaeffer P., Legresy B.* Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and the Greenland ice sheets // *Intern. J. of Geophysics.* 1999. V. 139. № 3. P. 645–649.
38. *Tournadre J., Chapron B., Reul N., Vandemark D.C.* Satellite altimeter model for ocean slick detection // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C4. 22 p.