تشکیل سری زمانی سطح آب در مناطق کم‌عمق جهت تعیین تراز متوسط آب

دانیال عبدالهی[۱]، سعید فرزانه[۲*] ، محمدعلی شریفی[۳]

[۱]فارغ‌التحصیل ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران
danial.abdollahi.9498@gmail.com

[۲]استادیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، farzaneh@ut.ac.ir

[۳] دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران،sharifi@ut.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:
تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۰۳
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۵/۲۱

کلمات کلیدی:
بازتعقیب
ارتفاع‌سنجی
آب‌های کم‌عمق
آزمون باردا

چکیده

داده‌های برداشت‌شده توسط سکوهای فضاپایه و پردازش‌شده با روش‌های استاندارد مورداستفاده در ارتفاع-سنجی ماهواره‌ای، در آب‌های کم‌عمق و درون‌بوم دچار خطا می‌شوند و نیاز به استفاده از روش‌های خاص در پردازش دارند. در این مقاله قصد داریم مشاهدات سطح آب که از ماهواره Cryostat-2 به‌دست آمده را با چند روش بازتعقیب تصحیح کنیم و همچنین با روشی نو بر اساس آزمون تشخیص مشاهدات اشتباه باردا، سری زمانی سطح آب را محاسبه و آن‌ها را با داده‌های دانشگاه صنعتی دانمارک[۱] به‌عنوان داده‌های استاندارد موجود در این زمینه مقایسه کنیم این سری داده با روشی معروف به روش پایدار تعیین تراز متوسط آب[۲] تولید شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد سطح تراز آب که توسط آزمون باردا ایجاد شده به نحو مطلوبی با سطح آب ارائه‌شده توسط دانشگاه صنعتی دانمارک هم‌خوانی دارد. همچنین مقایسه خروجی‌ها حاصل از روش پیشنهادی با داده‌های نوسان‌نگار، نشانگر بهینه بودن نتایج روش پیشنهادی است. اختلاف روش باردا با روش مرجع و نوسان نگار در بهترین حالت ۲.۷ و ۲۸ سانتی متر است.

Time series of water surface for estimating of mean water level in shallow areas

Danial Abdolahi[1], Saeed Farzaneh[2*], Mohammad Ali Sharifi[3]

[1] MSc. Department of Surveying and Geomatics Engineering Faculty of Engineering University of Tehran.
[2] Assistant Professor; Department of Surveying and Geomatics Engineering Faculty of Engineering University of Tehran.
[3] Associate Professor; Department of Surveying and Geomatics Engineering Faculty of Engineering University of Tehran.

ARTICLE INFO

Article History:
Received: 23 Jun. 2020
Accepted: 11 Aug. 2020

Keywords:
Retracking
Altimetry
Shallow waters
Baarda test

ABSTRACT

standard processing schemes of altimetry lead to the solution with relatively lower accuracy in shallow waters and inland water bodies. In order to get more accurate solution one needs to process the data with more specific processing algorithms. In this paper, we intend to review some retracking methods for shallow water level determination. Moreover, we introduce a new method for time series of water level using the well-known outlier detection of Baarda hypothesis testing. The achieved results are then compared with the dataset which is publically available from Technical University of Denmark (TUD) as the standard data. The results show that the water levels estimated by the Baarda test are consistent with those of the robust mean water level. The accuracy of results obtained by the new method is at the same order of the robust mean water levels. the differences of baarda method with the standard method and tidegauge data in optimistic method are 2.7 and 28 cm.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

۱ – مقدمه

مطالعه منابع آبی به دلیل اهمیت در زندگی بشر از گذشته یکی از اصلی‌ترین چالش‌های او بوده است و به‌ویژه آب‌های بسته که تأمین کننده آب شیرین بوده‌اند و مطالعه آن‌ها دانش ما از تغییرات آب و هوایی و پیش‌بینی خشک‌سالی و سیل را گسترش می‌دهد. پایش آب‌ها معمولاً با نوسان‌نگار صورت می‌گیرد اما داده‌های نوسان‌نگار به دلیل محدودیت در نصب و محدودیت‌های دولت‌ها همیشه و همه‌جا در دسترس نیستند و برخلاف این روش استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای می‌تواند مشاهده آب را برای اکثر نقاط جهان بدون محدودیت ارائه کند [۱].

ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای توانایی بسیار بالایی در فاصله‌یابی آب‌های عمیق و دریاهای آزاد دارد اما برای آب‌های کم‌عمق و بسته داده‌ها دچار خطا می‌شوند که علت این خطا خارج شدن شکل‌موج بازگشتی از حالت پیش‌فرض است [۲]؛ برای تصحیح این خطا و قابل‌استفاده کردن داده‌های ارتفاع‌سنجی در آب‌های بسته روش‌های مختلفی با عنوان بازتعقیب شکل موج بازگشتی موجود است [۳]. در ادامه کارهای انجام‌شده در مبحث بازتعقیب شکل موج بازگشتی و ارتفاع سنجی در آب‌های کم‌عمق ذکر گردیده‌اند.

بازتعقیب شکل‌موج بازگشتی به روش سنتی چند روش متداول بوده‌اند از جمله روش β، روش OCOG و روش حدآستانه[۳] که استفانو ویگنودلی این روش‌ها را به تفصیل توضیح داده [۴]. پاسارو و همکارانش در سال ۲۰۱۴، در بسط و گسترش روش‌های بازتعقیب روشی را بر مبنای تقسیم‌بندی شکل‌موج و یافتن لبه بالارونده[۴] بهینه با استفاده از ترکیب داده‌های چندین مأموریت مختلف ارائه دادند [۳]. خاکی و همکاران روشی بر اساس یافتن اکسترمم شکل‌موج بازگشتی در داده‌های ماهواره‌های Jason-1 و Topex/Poseidon در منطقه دریای خزر ارائه دادند [۵]. لیفنگ بائو و همکاران با استفاده از محاسبه شیب در نقاط شکل‌موج روشی برای بازتعقیب معرفی کردند و بر روی مشاهدات ماهواره ERS-1 در منطقه چین از آن استفاده کردند [۶]. دیوید ساندول و همکاران روشی برای بازتعقیب پیشنهاد دادند که در بازیابی پارامترهای سطح آب از روی شکل‌موج، پارامتر ارتفاع موج غالب و شیب سطح آب را دو پارامتر مجزا درنظر می‌گیرد که این فرض باعث بهبود در بازیابی پارامترهای جاذبه می‌شود این تحقیق نیز بر روی مشاهدات ماهواره ERS-1 صورت پذیرفته است [۷]. جینیوم جوئو و همکاران بعد از تقسیم‌بندی شکل موج در هر قسمت به صورت جداگانه روش های حدآستانه و β را اعمال کردند و فواصل به‌دست آمده از هر قسمت را با داده‌های مرجع مقایسه و روش بهینه را به‌دست آوردند [۸].

اصول بازتعقیب شکل‌موج بازگشتی در حالت دریچه مصنوعی، ابتدا توسط کیث رینی مطرح گردید که شامل معادلات رادار برای ارتفاع سنجی به روش دریچه مصنوعی و همچنین قابلیت‌های این روش جدید بود [۹]. شکل‌موج بازگشتی در این روش با روش سنتی متفاوت است و مدل ریاضی پیچیده‌تری نسبت به حالت سنتی دارد؛ کریس ری و همکاران برای اولین بار مدل ریاضی دقیقی برای شکل‌موج بازگشتی در حالت دریچه مصنوعی براساس پارامترهای تأثیرگذار در پالس بازگشتی ارائه کردند [۱۰].

ویلادسن و همکاران برای بازتعقیب شکل‌موج بازگشتی یک مشاهده از مشاهدات مجاور کمک گرفتند به این صورت که شکل‌موج‌های اطراف به دلیل همگن بودن سطح آب می‌توانند در برآورد بهترین لبه بالارونده در شکل موج اصلی مؤثر واقع شوند [۱]. کلینهرنبریک و همکاران شکل موجی مبنا درنظر گرفتند و با همبستگی شکل موج‌های مشاهداتی با شکل‌موج مبنا ناحیه لبه بالارونده و در نتیجه نقطه بازتعقیب را تعیین کردند [۱۱].

کارینا نیلسن برای تصحیح مشاهدات اشتباه برای مشاهدات هر گذر ماهواره یک تابع‌توزیع ترکیبی از گوسین و کوشی تعریف کرد و با تخمین بیشترین شباهت بر روی این تابع‌توزیع ارتفاع بهینه سطح آب را محاسبه کرد که به روش پایدار تعیین تراز متوسط آب معروف است [۱۲].

از سال ۲۰۱۰ به بعد و با پرتاب ماهواره Cryosat-2 مرحله‌ای جدید در ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای آغاز گردید زیرا ماهواره‌های قبل از cryostat-2 از تکنیک رادار با دریچه مصنوعی در کاربردهای تصویربرداری راداری و تداخل سنجی راداری استفاده می‌کردند که البته برای کاربردهای دریایی مناسب نبودند. با پرتاب ماهواره cryostat-2 از تکنیک رادار با دریچه مصنوعی در فاصله یابی سطح دریا استفاده گردید که روشی جدید و نوین به حساب می‌آمد. این ماهواره برخلاف ماهواره‌های قبلی در سه حالت مختلف مشاهده می‌کند [۱۳]:

۱) حالت تفکیک‌مکانی پایین[۵] : این حالت همان حالت سنتی است که در بقیه ماهواره‌ها نیز استفاده می‌شود و فرکانس تکرار پالس آن کم است، کاربرد این حالت در مناطق اقیانوسی و در کل مناطق همگن است.

۲) حالت رادار با دریچه مصنوعی[۶] : در این حالت فرکانس تکرار پالس زیاد است تا تفکیک مکانی در جهت مسیر حرکت بهبود یابد و همچنین ردپای ماهواره کوچک‌تر می‌شود که با توجه به این حالت رادار با دریچه مصنوعی برای مناطق تداخل یخ و آب و همچنین آب‌های بسته مناسب است.

۳) حالت تداخل‌سنجی رادار با دریچه مصنوعی[۷]: این حالت توانایی نمونه‌برداری بالا در جهت عمود بر مسیر حرکت را دارد و به طبع آن توانایی تخمین بهتر ارتفاع که باعث می‌شود برای مناطق حاشیه صفحات یخی و مناطق با توپوگرافی مفید باشد.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

ازآنجایی که ردپای ماهواره در حالت رادار با دریچه مصنوعی کوچک-تر است برای مناطق محدود تعداد مشاهدات در مقایسه با روش‌های قبلی برداشت ارتفاع‌سنجی افزایش می‌یابد. به همین دلیل در دریاچه‌ها و آب‌های بسته اگر این حالت فعال باشد مشاهدات بیشتری خواهیم داشت با وجود این سیگنال‌های کمتری هم با مشاهدات مناطق خشک آلوده می‌شوند که این نشان‌دهنده مزیت روش نسبت به حالت سنتی است [۱]. علاوه بر این ماهواره Cryosat-2 با داشتن دوره تکرار ۳۶۹ روزه باعث می‌شود فاصله گذرها در استوا تقریباً ۷ کیلومتر باشد و این حجم از مشاهدات با قدرت تفکیک مکانی بالا امکان مشاهده اکثر دریاچه‌ها را فراهم می‌کند.

در این مقاله قصد داریم داده‌های Cryosat-2 در حالت رادار با دریچه مصنوعی را مورداستفاده قرار دهیم و چندین بازتعقیب مختلف را بر روی آن‌ها اعمال کنیم اما علاوه بر بازتعقیب نیاز به حذف مشاهدات اشتباه نیز وجود دارد که به دو صورت قابل اجراست روش اول روشی است بر مبنای طبقه‌بندی شکل‌موج‌ها قبل از بازتعقیب و حذف مشاهدات با شکل موج نامناسب و روش دوم این است که با توجه به اینکه مشاهدات از لحاظ زمانی و مکانی به یکدیگر وابسته‌اند می‌توانیم مشاهداتی که با بقیه مشاهدات هم‌خوانی ندارند را حذف کنیم اما روش اول همیشه کارساز نیست [۱۲]؛ و به همین دلیل در این مقاله روش آزمون باردا استفاده می‌شود که قابلیت آن تشخیص و حذف مشاهدات اشتباه است. روش باردا و روش پایدار تعیین تراز متوسط آب از اصول روش دوم پیروی می‌کنند. ایده روش پایدار تعیین تراز متوسط آب توسط نیلسن به طور کامل توضیح داده شده است در این روش برای استخراج ارتفاع بهینه سطح آب از مشاهدات گذر به جای استفاده از تابع توزیع نرمال از حالتی ترکیبی استفاده می‌شود تابع توزیع ترکیبی کوشی- نرمال که نسبت به توزیع نرمال تابعی پهن‌تر است احتمال وجود مشاهدات با اختلاف زیاد نسبت به میانگین را بیشتر در نظر می‌گیرد و همین امر از بایاس شدن میانگین در حضور مشاهدات اشتباه جلوگیری می‌کند و با استفاده از تخمین بیشترین شباهت و تشکیل سری زمانی ارتفاع سطح آب بهینه محاسبه می‌شود؛ برای اطلاعات بیشتر رجوع شود به منبع نیلسن در سال ۲۰۱۵.

۲- اساس روش پیشنهادی:

در این قسمت قصد داریم روشی جدید بر پایه آزمون باردا برای استخراج سری زمانی سطح آب ارائه دهیم و آن را با خروجی روش پایدار تعیین تراز متوسط آب مقایسه کنیم. روش پایدار تعیین تراز متوسط آب به دلیل وجود محاسبات انتگرال چندگانه و همچنین استفاده از مشتق روشی سنگین ازلحاظ بار محاسباتی است و اما در اینجا روش آزمون باردا پیشنهاد می‌شود که نسبت به روش قبل بار محاسباتی بسیار کمتری دارد. روش باردا به عنوان روش تصحیح پس از پردازش تعریف می‌شود؛ در این کار ابتدا سری زمانی با استفاده از روش‌های بازتعقیب ساخته می‌شود اما به دلیل وجود مشاهدات اشتباه نیاز به تصحیح دارد و در اینجا از آزمون باردا استفاده می‌شود تا مشاهدات اشتباه حذف شوند و برآورد مجهولات دقیق‌تر شود.

ایده‌ی اولیه‌ی این روش، توسط باردا در سال ۱۹۶۸ ارائه گردید. این روش مبتنی بر سرشکنی کمترین مربعات بوده و به‌صورت مرحله‌به‌مرحله به کشف و شناسایی اشتباهات می‌پردازد و درنهایت مقدار پارامتر مجهول را برآورد می‌کند [۱۴].

به‌منظور کشف اشتباهات در یک مجموعه داده با استفاده از روش باردا، ابتدا باید یک سرشکنی کمترین مربعات روی مجموعه داده‌ها اعمال گردد. اگر معادلات مدل مشاهدات خطی، به‌صورت زیر باشد:

$$y = Ax + e \qquad (۱)$$

که در آن y بردار مشاهدات، x مجهولات، e بردار باقیمانده‌ها و A ماتریس طرح است، آنگاه برآورد کمترین مربعات از مجهولات بر اساس رابطه‌ی زیر قابل حصول است [۱۵]:

$$\hat{x} = (A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T Q_y^{-1} y \qquad (۲)$$

در این روابط $\boldsymbol{Q_y}$ ماتریس کوواریانس مشاهدات است. به‌این‌ترتیب بردار باقیمانده‌ها از روابط زیر قابل برآورد است:

$$\hat{e} = P_A^{\perp} y \qquad (۳)$$

$$P_A^{\perp} = I - A(A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T Q_y^{-1} \qquad (۴)$$

ماتریس کوواریانس بردار باقیمانده‌های برآورد شده نیز از طریق رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$Q_{\hat{e}} = Q_y - A(A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T \qquad (۵)$$

در روش باردا، آماره‌ای که برای کشف اشتباه در نظر گرفته می‌شود، بر اساس بردار باقیمانده‌هاست. درواقع باقیمانده‌ها نسبت به انحراف معیارشان مقایسه گشته و آماره‌ی w-test را تشکیل می‌دهند [۱۶]:

$$w_i = \frac{c_i^T Q_y^{-1} \hat{e}}{\sqrt{c_i^T Q_y^{-1} Q_{\hat{e}} Q_y^{-1} c_i}} \qquad (۶)$$

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

که در آن c_i یک بردار ستونی است که تمام مؤلفه‌های آن به‌جز مؤلفه iام که یک است صفر می‌باشد. اگر ماتریس $\boldsymbol{Q_y}$ یک ماتریس قطری باشد آنگاه رابطه بالا به رابطه زیر تبدیل می‌شود. در مبحث ارتفاع‌سنجی به این دلیل که اندازه‌گیری فاصله تا سطح آب برای هر مشاهده بدون استفاده از مشاهدات قبلی و به‌صورت مجزا اندازه‌گیری می‌شود مشاهدات از یکدیگر مستقل هستند و ماتریس $\boldsymbol{Q_y}$ قطری می‌شود:

$$w_i = \frac{\widehat{e_i}}{\sigma_{\widehat{e_i}}} \qquad (۷)$$

که در آن داریم:

$$\sigma_{\widehat{e_i}} = \sqrt{(Q_{\hat{e}})_{ii}} \qquad (۸)$$

ازآنجایی‌که مقیاس ماتریس کوفاکتور مشخص نیست آماره‌ی ما دارای توزیع *t-student* خواهد بود. در این صورت فرض صفر H_0 و فرض مخالف H_a برای این آزمون آماری عبارت‌اند از:

$$\begin{matrix} H_a: w \sim t(m-n-1, \nabla w) \\ H_0: w \sim t(m-n-1, 0) \end{matrix} \qquad (۹)$$

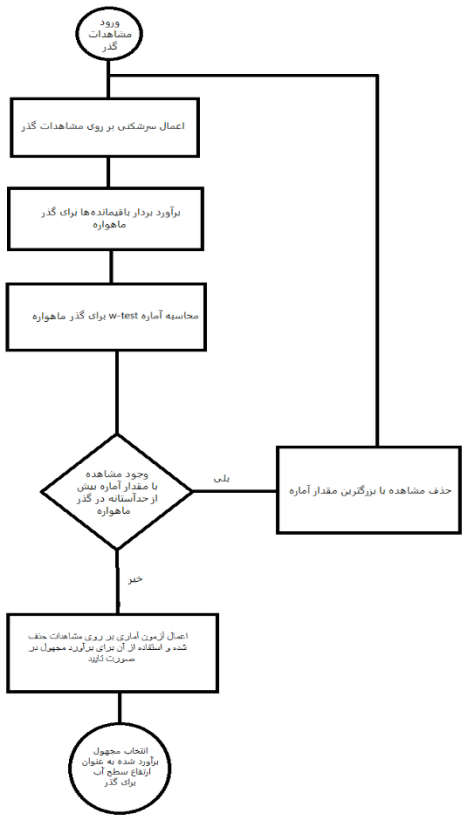
در آن نیز، ∇w پارامتر عدم مرکزیت، m تعداد مشاهدات و n تعداد مجهولات است. پس‌ازآنکه w_i به ازای تمام مشاهدات به دست آمد، به دلیل مرتبط بودن احتمال خطا با مقدار آماره فقط بزرگ‌ترین مقدار قدرمطلق w_i مورد آزمون آماری قرار می‌گیرد [۱۶].

مراحل بالا تشریح کلی آزمون باردا بودند. اکنون آزمون باردا بر روی مجموعه داده مربوط به هر گذر به‌طور جداگانه اعمال می‌شود برای مشاهدات هر گذر مدل تابعی استفاده شده مدل تابعی ثابت است زیرا با توجه به سرعت بالای نمونه‌برداری ماهواره سطح آب دریاچه برای تمام مشاهدات گذر را می‌توان برابر فرض کرد. مشاهدات با احتمال کمتر از ۲۰ درصد حذف می‌شوند؛ به این دلیل از احتمال کمتر از ۲۰ درصد استفاده‌شده که در آنالیز داده‌ها با احتمالات ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰ و بالاتر از آن احتمال ۲۰ درصد با اندکی تفاوت دقت بهتری ارائه داد؛ این آنالیز دقت برای داده‌های ماهواره Cryosat-2 و با روش بازتعقیب پیش‌فرض آن انجام‌گرفته است. بعد از حذف مشاهدات اشتباه نیاز است تا دوباره با مجهولات برآورد شده احتمال رد نشدن در آزمون آماری در نظر گرفته شود به همین علت باید دوباره این مشاهدات به‌صورت جداگانه مورد آزمون آماری قرار گیرند و در صورت پذیرفته شدن در آزمون آماری برای محاسبه مجهولات از آن‌ها استفاده شود. سپس مجهول برآورد شده ارتفاع سطح آب برای گذر خواهد بود. بعد از این مرحله سری زمانی را خواهیم داشت و روی سری زمانی هم به‌صورت جداگانه آزمون باردا اعمال می‌شود با این تفاوت که در اینجا به‌جای استفاده از مدل تابعی ثابت از مدل سینوسی استفاده می‌شود که در رابطه زیر نشان داده شده است.

$$y = a + bt + csin(ft) \qquad (۱۰)$$

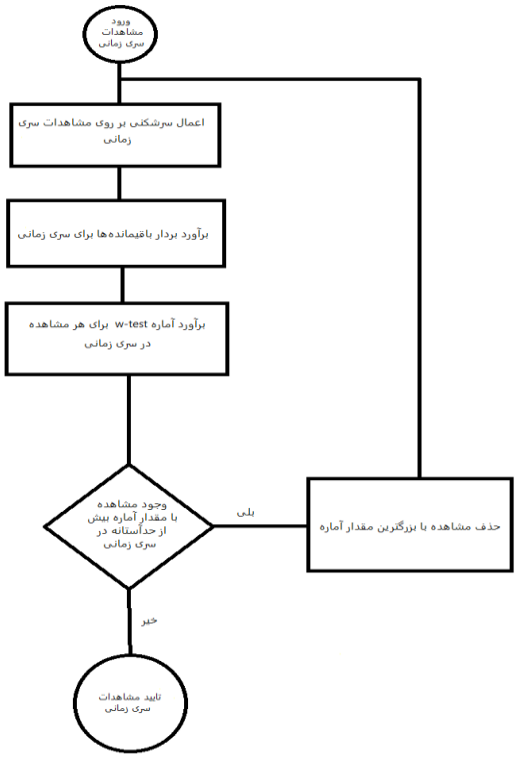
در رابطه بالا t زمان برحسب روز، a و b و c مجهولات مدل f فرکانس و y هم مشاهده است؛ برای محاسبه فرکانس با استفاده از آنالیز فوریه، فرکانس با بیشترین دامنه که از روی سری زمانی بازتعقیب شده با روش MWaPP گرفته شده برابر است با ۰.۰۰۲۷۴ × ۲π.

حال آزمون باردا بر روی مشاهدات سری زمانی اعمال می‌شود آنگاه مشاهدات با احتمال کمتر از یک درصد حذف می‌شوند که البته استفاده از احتمال پایین یک درصد به این دلیل است که هدف در این مرحله برآورد پارامترهای مجهول نیست و فقط قصد بر این است که در صورت وجود مشاهده‌ای بسیار متفاوت در سری زمانی این مشاهده حذف شود. این نکته قابل‌ذکر است که در تمام روش‌های بازتعقیب و تمام سری‌های زمانی تنها یک مشاهده از سری زمانی مربوط به بازتعقیب ESA حذف می‌شود و می‌توان روی این روش به‌عنوان یک روش کارآمد حساب کرد.



[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

شکل۱- اعمال آزمون باردا بر روی مشاهدات گذر



شکل ۲- اعمال آزمون باردا بر روی سری زمانی

۳- داده:

ماهواره Cryostat-2

این بخش مربوط به معرفی داده‌های استفاده شده در این تحقیق است. در این تحقیق از داده‌های سازمان ESA در سطح level 1b و level 2 نوع Baseline C استفاده شده است. داده‌های level 1b شامل اطلاعات اولیه مانند شکل موج است و داده‌های level 2 شامل اطلاعات پردازش‌شده مانند ارتفاع سطح آب که با روش بازتعقیب ESA ارائه شده‌اند. علاوه بر این داده های ماهواره cryostat-2 در قسمت پردازش چند مرحله پیشرفت کرده‌اند که هر مرحله از مدل های به روزتر نسبت به مراحل قبلی استفاده شده این مراحل با مشخصه Baseline A، Baseline B و Baseline C ارائه می‌شوند و داده‌های Baseline C شامل ۲۵۶ نمونه در هر شکل‌موج هستند.

سطح آب هم بر طبق راهنمای محصولات Cryosat-2 با رابطه زیر محاسبه می‌شود [۱۳].

$$R = R_{wd} + R_{retrack} + R_{geo} \qquad (۱۱)$$

که در آن R_{wd} محدوده تأخیر، $R_{retrack}$ تصحیح بازتعقیب، R_{geo} تصحیحات ژئوفیزیکی هستند که شامل تصحیحات تر و خشک تروپسفر، تصحیح معکوس بارومتریک، تصحیح دینامیکی اتمسفر، تصحیح یونسفر، جزر و مد زمین، جزر و مد قطبی زمین مرکز می‌باشند و R_{wd} و R_{geo} در داده نوع L1b موجود هستند.

برای تصحیح بازتعقیب روش‌های threshold ،OCOG ،primary peak threshold ،primary peak OCOG ،MWaPP استفاده می‌شوند که برای اطلاعات بیشتر راجع به نحوه اعمال این تصحیحات و روابط کامل مربوط به هر روش به ترتیب رجوع شود به منابع دیویس ۱۹۹۷، وینگهام ۱۹۸۶، جین ۲۰۱۵، ویلادسن ۲۰۱۶ و همچنین ارتفاعات داده‌های L2 به‌عنوان داده‌هایی که با روش ESA بازتعقیب شده‌اند مورداستفاده قرار می‌گیرند [۱۷].

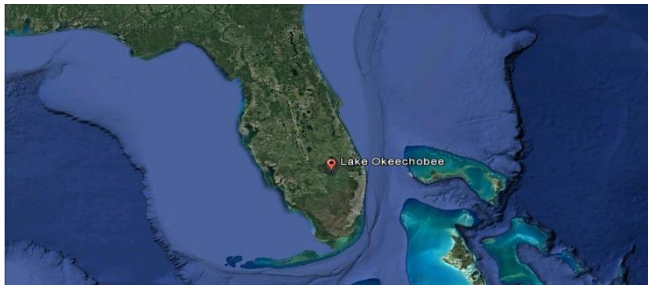
داده‌های دانشگاه صنعتی دانمارک از لینک http://www.altwater.dtu.space/index.html، http://www.nielsensweb.org/altwater/ قابل دسترسی هستند و این داده‌ها توسط روش پایدار تعیین تراز متوسط آب که روشی بر اساس تخمین بیشترین شباهت است تولید شده‌اند [۱۲] و البته برای کاربرد وسیع‌تر کد محاسبه ارتفاع سطح آب با استفاده از این روش در زبان برنامه نویسی R به صورت آزاد در این لینک قرار دارد https://github.com/cavios/tshydro

داده های نوسان نگار از سایت USGS و به صورت روزانه در دسترس عموم قرار می‌گیرند.

۴- منطقه موردمطالعه:

هدف این مقاله مقایسه روش‌های بازتعقیب شکل‌موج بازگشتی در حالت رادار با دریچه مصنوعی در دریاچه Okeechobee ایالت فلوریدا آمریکا است این منطقه به این دلیل مناسب است که هم منطقه محدود و کم‌عمق است و هم مشاهدات ماهواره در حالت رادار با دریچه مصنوعی موجود است.

مساحت سطح این دریاچه که بزرگ‌ترین دریاچه آبی ایالت فلوریدا است ۱۹۰۰ کیلومترمربع و بیشترین عمق آن ۲.۷ متر است.



شکل ۳- دریاچه okeechobee

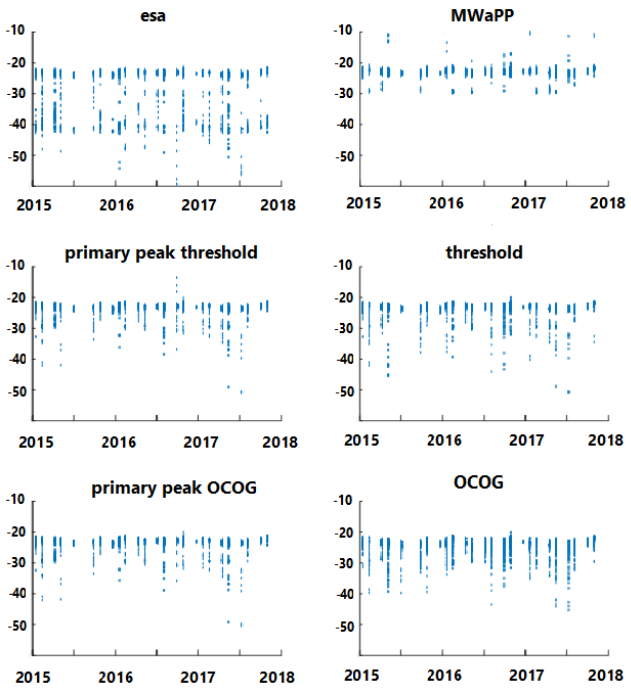
[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

۵- خروجی‌ها و نتایج:

در این قسمت روش‌های ارائه‌شده بر روی داده‌های بازتعقیب شده اعمال گردیده و نتایج روش مبتنی بر آزمون باردا با خروجی روش پایدار تعیین تراز متوسط آب مقایسه و درنهایت برای جمع‌بندی با مشاهدات نوسان‌نگار صحت‌سنجی شده‌اند.

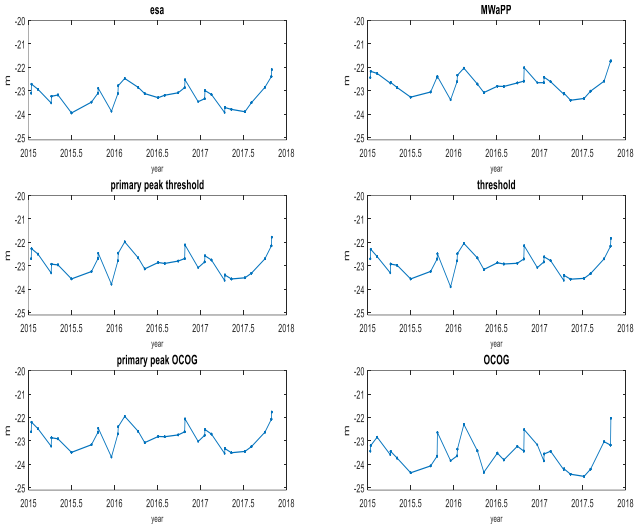
ابتدا تصحیحات ژئوفیزیکی روی فاصله برآورد شده از مشاهدات خام اعمال می‌شود و سپس تصحیح بازتعقیب با استفاده از روش‌هایی که توضیح داده شد بر روی این خروجی‌ها اعمال می‌شوند.

در تصویر زیر داده‌های بازتعقیب شده با ۶ روش مختلف که از آن‌ها سری زمانی ارتفاع سطح آب قرار است استخراج شود مشاهده می‌شوند:



شکل۴- مشاهدات بازتعقیب شده با روش‌های مختلف، فاصله‌ها از بیضوی برحسب متر است

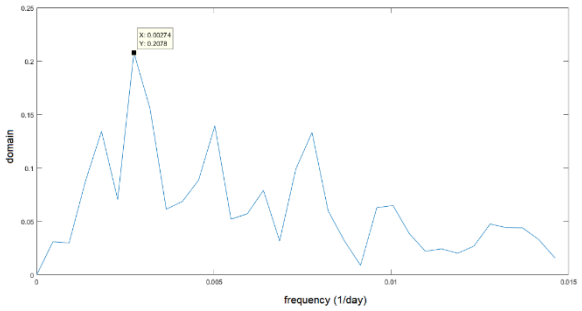
نتایج برای بازتعقیب روش MWaPP تا حدودی بهتر از بقیه بازتعقیب ها است اما همان‌طور که در تصویر بالا دیده می‌شود به دلیل اینکه مشاهدات اشتباه قبل از بازتعقیب حذف نشده‌اند همچنان خروجی نیاز به تصحیح دارد و هنوز قابل‌قبول نیست. برای استخراج سری زمانی قابل‌اطمینان از روش‌های پایدار تعیین تراز متوسط آب و روش مبتنی بر آزمون باردا استفاده می‌کنیم. در ادامه خروجی‌های این دو روش را مشاهده می‌کنیم.



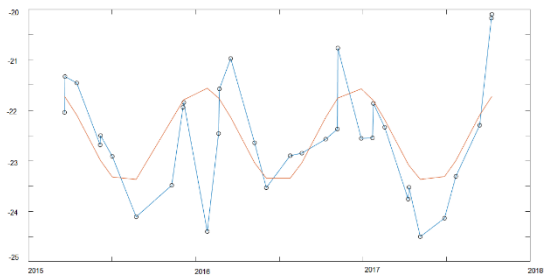
شکل ۵- سری‌های زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب

اکنون برای اعمال روش باردا همان‌طور که در تئوری مربوط به این روش بیان شد نیاز است فرکانس مناسب برای مدل تابعی سینوسی را محاسبه کنیم تا مدل تابعی به بهترین نحو تخمینی از مشاهدات ما باشد. در تصویر زیر نمودار مربوط به فرکانس و دامنه مربوط به سری زمانی مشاهده می‌شود که برای محاسبه فرکانس با بیشترین دامنه برای استفاده در مدل تابعی از آن استفاده شده.

بعد از محاسبه فرکانس مناسب برای داده‌ها مدل تابعی به داده‌های سری زمانی برازش داده می‌شود که در تصویر نحوه فیت شدن مدل به مشاهدات دیده می‌شود.



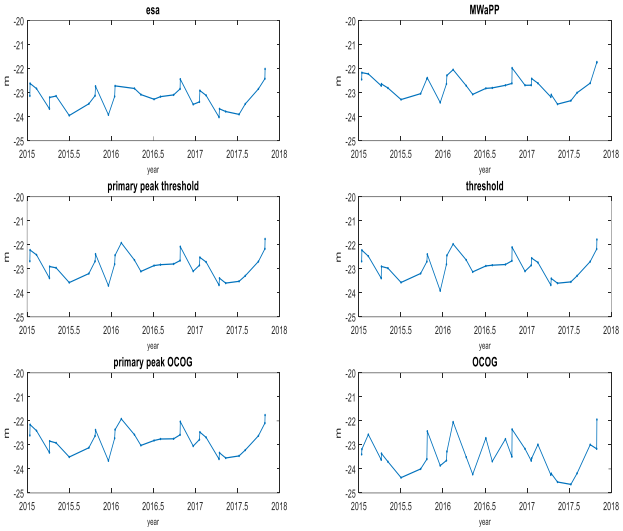
شکل ۶- نمودار فرکانس و دامنه برای سری زمانی بازتعقیب شده به روش MWaPP



شکل ۷- نمودار آبی سری زمانی حاصل از مشاهدات و نمودار قرمز مدل

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

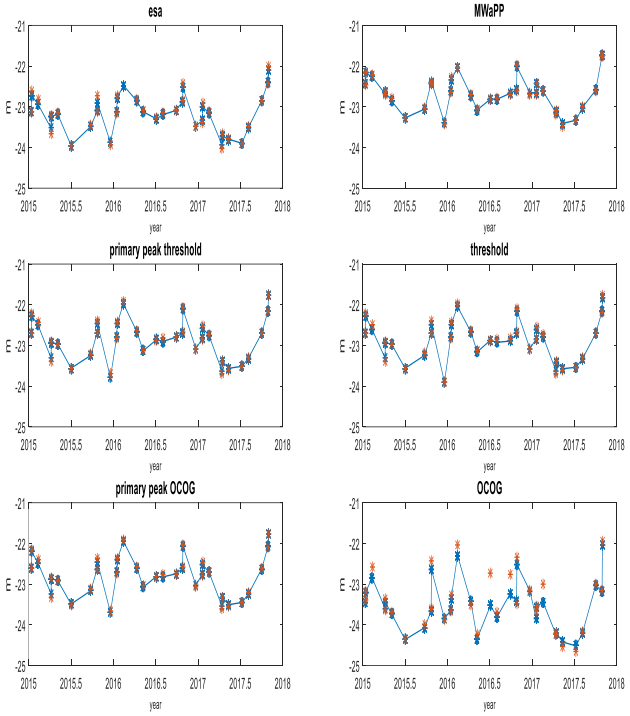
تابعی است



شکل ۸- سری‌های زمانی حاصل از روش مبتنی بر آزمون باردا

سری‌های زمانی اکنون قابل مشاهده هستند و نتایج تغییرات بین ۵ متر تغییر در ارتفاع سطح آب در مدت ۳ سال را نشان می‌دهد، همچنین برای سری‌های زمانی مختلف روش OCOG تغییرات متفاوت با دیگر سری‌های زمانی را نشان می‌دهد که باید بررسی شود که آیا دقت آن در مقایسه با داده‌های نوسان نگار چگونه است. این سری‌های زمانی را با دو روش مختلف محاسبه کردیم و ازآنجایی‌که روش پایدار تعیین تراز متوسط آب روشی است که قبلاً در تحقیقات مختلف استفاده و شناخته‌شده است اما روش مبتنی بر آزمون باردا برای اولین بار در این مقاله استفاده‌شده برای حصول اطمینان از اینکه این روش با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب همخوانی دارد سری‌های زمانی را باهم مقایسه می‌کنیم.

روش مبتنی بر آزمون باردا و روش پایدار تعیین تراز متوسط آب را روی هرکدام از داده‌های بازتعقیب شده اعمال و اختلاف این دو روش مقایسه می‌شوند:



شکل ۹- مقایسه روش مبتنی بر آزمون باردا (آبی) و روش پایدار تعیین تراز متوسط آب (قرمز)

تفاوت (RMSE) دو روش برحسب سانتی‌متر برای سری‌های زمانی مختلف بر اساس رابطه زیر در جدول نشان داده‌شده است:

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \delta^2}{n}} \qquad (۱۲)$$

در این رابطه δ اختلاف دو مشاهده و n تعداد مشاهدات است.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

جدول ۱- اختلاف سری‌های زمانی به‌دست‌آمده از روش مبتنی بر آزمون باردا و روش پایدار تعیین تراز متوسط آب در حالت‌های مختلف بازتعقیب بر اساس سانتی‌متر

روش بازتعقیب	pp threshold	pp OCOG	Threshold	OCOG	ESA	MWaPP
دقت	۰.۰۴۰	۰.۰۳۷	۰.۰۴۸	۰.۲۰۸	۰.۰۶۴	۰.۰۲۷

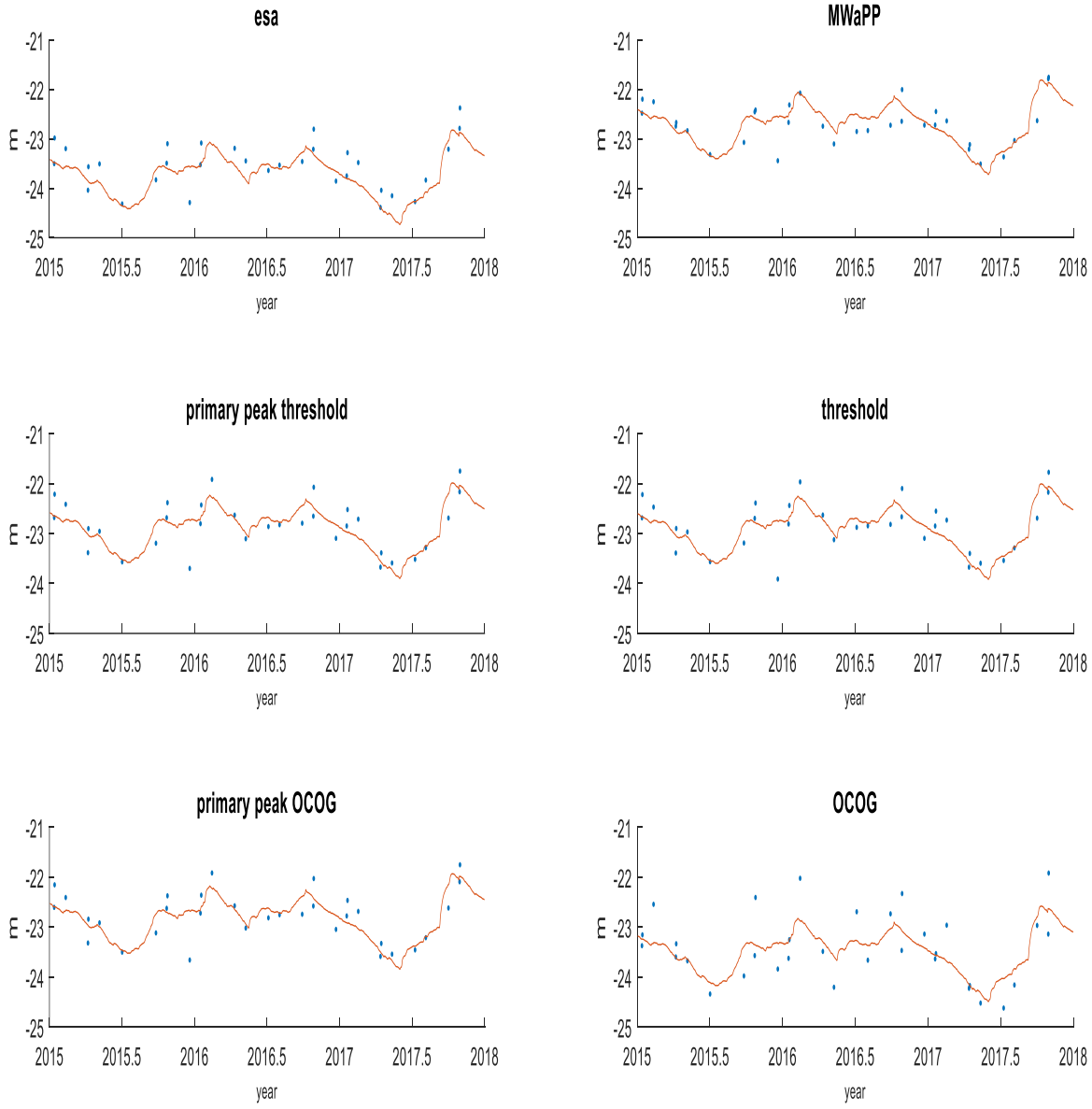
اکنون پس از مقایسه نتایج به‌دست‌آمده با روش‌های مختلف بازتعقیب و استخراج سری‌های زمانی با دو روش متفاوت باید سری‌های زمانی ارتفاع سطح آب با داده‌های مرجع نوسان‌نگار مقایسه شده و دقت آن‌ها سنجیده شود. در اینجا یک نکته حائز اهمیت است و آن اینکه به دلیل متفاوت بودن سطح مرجع مشاهدات ارتفاع‌سنجی و نوسان-نگار بین این مشاهدات بایاس خواهیم داشت و قبل از محاسبه دقت ابتدا نیاز است که این بایاس محاسبه شده و مشاهدات بر هم منطبق شوند برای حذف این بایاس به‌صورت زیر عمل می‌کنیم.

۱. اختلاف مشاهدات سری زمانی ارتفاع‌سنجی را برای تمام زمان‌ها نسبت به مشاهدات نوسان‌نگار محاسبه می‌شود و از این اختلافات میانگین گرفته و به‌عنوان مقدار اولیه برای بایاس در نظر گرفته می‌شود.

۲. بایاس اولیه از مشاهدات نوسان‌نگار کم می‌شود تا مشاهدات جدید ساخته شوند و سپس مرحله قبل را تکرار می‌کنیم ولی با این تفاوت که در قسمت میانگین‌گیری از معکوس قدر مطلق اختلاف مشاهدات به‌عنوان وزن برای میانگین‌گیری وزن‌دار استفاده خواهیم کرد.

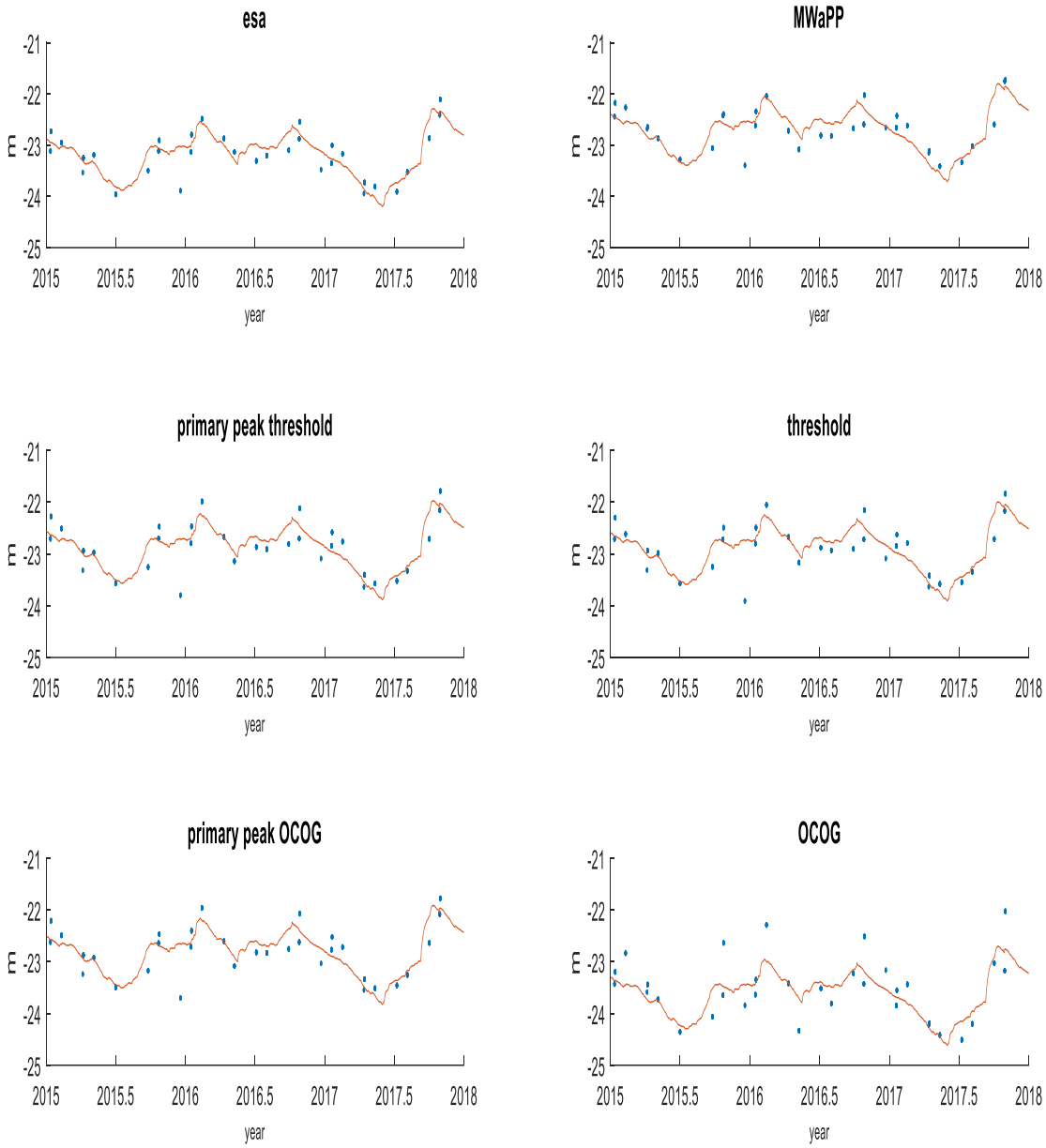
۳. بعد از محاسبه اختلاف در مرحله ۲ و به‌روز کردن مشاهدات نوسان‌نگار، این مرحله تا زمانی که اختلاف از حد آستانه‌ای که در اینجا ۱ سانتی‌متر در نظر گرفته شده کمتر شود. در این حالت بایاس مشاهدات نوسان‌نگار و ارتفاع-سنجی برطرف خواهد شد و نتایج قابل قیاس می‌شوند.

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]



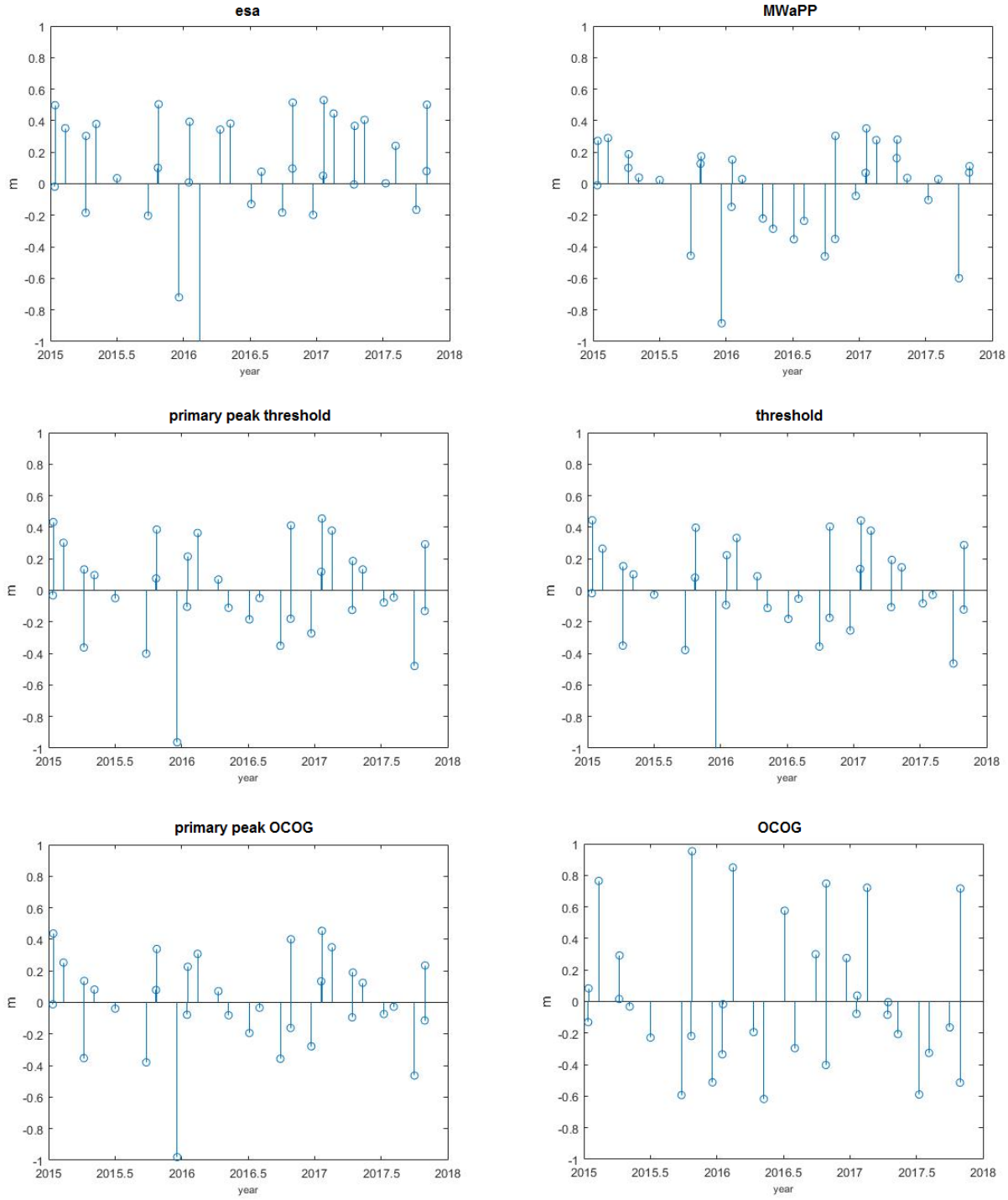
شکل ۱۰- مقایسه سری زمانی محاسبه‌شده توسط روش باردا و مشاهدات نوسان نگار، خط قرمز: مشاهدات نوسان نگار و نقاط آبی: سری زمانی حاصل از روش باردا

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]



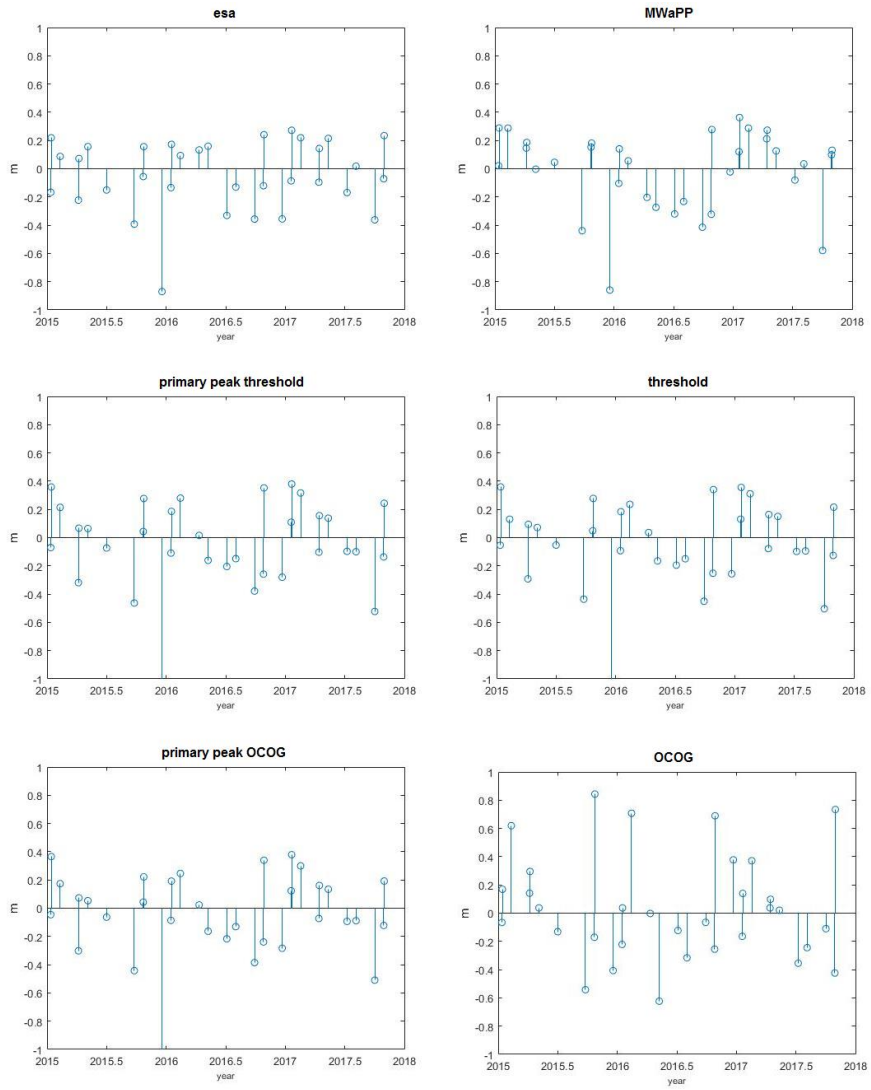
شکل ۱۱- مقایسه سری زمانی محاسبه‌شده توسط روش پایدار تعیین تراز متوسط آب و مشاهدات نوسان‌نگار، خط قرمز: مشاهدات نوسان‌نگار و نقاط آبی: سری زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]



شکل۱۲- نمودارهای اختلاف سری زمانی حاصل از روش باردا و سری زمانی نوسان نگار

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]



شکل۱۳- نمودارهای اختلاف سری زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب و سری زمانی نوسان نگار

در تصاویر بالا مشاهده می‌شود که الگوی پیشرفت سری زمانی با مشاهدات نوسان‌نگار هم‌خوانی دارد و در نهایت در دو جدول زیر دقت روش‌های مختلف نشان داده شده است و همان‌طور که قبلاً بحث شد راجع به روش OCOG این روش نسبت به بقیه روش‌ها دقت مناسبی ندارد و همین هم باعث تغییر الگوی سری زمانی حاصل از این روش است.

همان‌گونه که در جدول مشخص‌شده دقت حاصل از روش باردا اختلاف جزئی با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب دارد بااین‌وجود حجم محاسباتی این روش در مقایسه با روش پایدار به‌مراتب کمتر است. سهولت انجام محاسبات به روش باردا از مزایای دیگر این روش محسوب می‌شود.

جدول ۲- دقت سری‌های زمانی به‌دست‌آمده با روش باردا بر اساس متر

روش بازتعقیب	PP threshold	PP OCOG	Threshold	OCOG	ESA	MWaPP
دقت نتایج	۰.۳۰۶۴	۰.۲۹۷۶	۰.۳۲۲۴	۰.۴۵۱۰	۰.۳۱۹۹	۰.۲۸۷۵

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

جدول ۳- دقت سری‌های زمانی به‌دست‌آمده با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب بر اساس متر

روش بازتعقیب	PP threshold	PP OCOG	Threshold	OCOG	ESA	MWaPP
دقت نتایج	۰.۲۶۰۶	۰.۲۵۰۶	۰.۲۶۰۷	۰.۳۵۹۸	۰.۲۱۶۸	۰.۲۶

۶- نتیجه‌گیری:

هدف اصلی مقاله حاضر یافتن روشی مناسب برای تخمین ارتفاع سطح آب در آب‌های کم‌عمق و کم‌وسعت است و برای این منظور با چند روش مختلف بازتعقیب و روشی بر مبنای آزمون باردا و همچنین روش پایدار تعیین تراز متوسط آب، سری زمانی سطح آب را به‌دست آورده شد و در ادامه با مشاهدات نوسان‌نگار مقایسه گردیدند. بطوریکه در حالت استفاده تنها از روش بازتعقیب، سری زمانی غیر قابل استفاده بود در حالیکه با اعمال روش‌های باردا و روش پایدار، سری زمانی تشکیل شد و با مقایسه آن‌ها با نوسان‌نگار صحت نتایج ارزیابی گردید بطوریکه بهترین نتایج مربوط به بازتعقیب MWaPP برای روش باردا و ESA در حالت روش پایدار تعیین تراز متوسط آب است. با استفاده از این نتایج می‌توان اطلاعات مربوط به تغییرات آب و هوایی منطقه مطالعاتی را محاسبه کرد و یا ترند کاهش و یا افزایش حجم آب برای مناطق ذخیره آب را پیش‌بینی کرد این تغییرات برای منطقه مورد مطالعه با استخراج فرکانس غالب نشان از عدم تغییرات دائمی سطح آب دارد و عمده این تغییرات فصلی است.

نتایج حاصل از روش مبتنی بر آزمون باردا دقت کمتر اما قابل‌قبول در مقایسه با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب دارد ولی با توجه به این نکته که پیاده‌سازی این روش از لحاظ بار محاسباتی با توجه به عدم حضور انتگرال چندگانه و مشتق‌گیری‌های سنگین بسیار آسان‌تر است می‌توان به این روش به‌عنوان روشی کارا نگاه کرد و از آن برای تخمین ارتفاع سطح آب و در ادامه تشکیل سری‌های زمانی استفاده کرد. اطلاعات استخراج شده از این روش در درک بهتر تغییرات آب و هوایی مناطق مرتبط با دریاچه‌ها و در کل آب‌های کم‌عمق قابل استفاده است. همراه با گسترش ماهواره‌های ارتفاع سنجی با قابلیت اندازه‌گیری در حالت دریچه مصنوعی پیشرفت در تولید پایگاه داده های سری زمانی در مناطق کم عمق قابل انتظار است و با تحقیق در روش‌های بازتعقیب نوین و مدل‌های پایش مختلف راه برای بهبود دقت هموار خواهد شد.

۷- کلید واژگان

1- denmark technical university
2- robust mean water level
3- threshold
4- leading edge
5- LRM (Low Resolution Mode)
6- SARM (Synthetic Aperture Radar Mode)
7- interferometric synthetic aperture radar mode

۸- مراجع

1- Heidi Villadsen , Xiaoli Deng , Ole B. Andersen . (2016*). Improved inland water levels from SAR altimetry using novel empirical and physical retrackers.*

2- Maillard, P., Bercher, N., Calmant, S .(2015). *New of water processing approaches on the retrieval levels in Envisat and SARAL radar altimetry over rivers: a case study of the Sao Francisco River*, Brazil. Remote Sens. Environ., 226–241.

3- Marcello Passaro , Paolo Cipollini , Stefano Vignudelli . (2014) . ALES: *A multi- mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry Remote Sensing of Environment.*

4- Stefano Vignudelli . (2010) . *coastal altimetry* . ISBN: 978-3-642-12795-3

5- M. Khaki, E. Forootan & M.A. Sharifi . (2014) . *Satellite radar altimetry waveform retracking over the Caspian* http://www.tandfonline.com/loi/tres20

6- Lifeng Bao , Yang Lu, Yong Wang . (2009) . *Improved retracking algorithm for oceanic altimeter waveforms.*

7- David T. Sandwell , Walter H. F. Smith. (2005) . *Retracking ERS-1 altimeter waveforms for optimal gravity field recovery.*

8- Jinyun Guo, Xiaotao Chang, Yonggang Gao, Jialong Sun, and Cheinway Hwang . (2009) . *Lake Level Variations Monitored With Satellite Altimetry Waveform Retracking.*

9- R. Keith Raney . (1998) . *The Delay/Doppler Radar Altimeter* . IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, VOL. 36,. 5

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]
[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]
[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

[Downloaded from marine-eng.ir on 2026-11-09]

[DOR: 20.1001.1.17357608.1399.16.32.10.1]

[DOI: 10.29252/marineeng.16.32.21]

radar altimeter, Johns Hopkins APL Tech. Dig., vol. 10, no. 4, pp. 405–413,

24- Hwang C, Guo JY, Deng XL, Hsu HY, Liu YT . (2006) . *Coastal gravity anomalies from retracked Geosat/GM altimetry: improvement, limitation and the role of airborne gravity data*. J Geod 80:204–216.

25- Davis CH . (1995) . *Growth of the Greenland ice sheet: a performance assessment of altimeter retracking algorithms*. IEEE Trans Geosci Remote Sens 33(5):1108–1116.

26- Fournier, D. A., Skaug, H. J., Ancheta, J., Ianelli, J.,Magnusson, A., Maunder, M. N., Sibert, J. . (2012) . *AD Model Builder: using automatic differentiation for statistical inference of highly parameterized complex nonlinear models*. Optimization Methods and Software, 27(2), 233–249.

27- Kristensen, K. . (2013) . . *TMB: general random effect model builder tool inspired by ADMB*. R package version 1.0 (URL tmb-project.org).

28- Kristensen, K., Nielsen, A., Berg, C.W., Skaug, H., & Bell, B. (2015) . TMB: *Automatic Differentiation and Laplace Approximation*, arXiv preprintar Xiv:1509.00660.

29- roman buss . (2017) . *Comparison between gravity gradients from dense CryoSat-2 altimetry and from shipborne gradiometry* . Fakultät Luft-und Raumfahrttechnik und Geodäsie.

30- Lee-Lueng Fu , Anny Cazenave . (2000). Satellite *Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications* .. Academic Press

31- Surajit Ghosh, Praveen Thakur, Vaibhav Garg. (2015) . *SARAL/AltiKa Waveform Analysis to Monitor Inland Water Levels: A Case Study of Maithon Reservoir*, Jharkhand, India

32- D. Massonnet, K.L. Feigl, . (1998) . "*Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface*." Reviews of Geophysics, v. 36, p. 441-500.

33- Reza Arabsahebi , Behzad Voosoghi , Mohammad J. Tourian . (2018) . *The Inflection-Point Retracking Algorithm: Improved Jason-2 Sea Surface Heights in the Strait of Hormuz* , Marine Geodesy, 41(4), pp.331-352.

10- Chris Ray, Cristina Martin-Puig, Maria Paola Clarizia . (2015) . *SAR Altimeter Backscattered Waveform Model* . IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING, VOL. 53, NO. 2

11- M. Kleinherenbrink , P.G. Ditmar, R.C. Lindenbergh . (2014) . *Retracking Cryosat data in the SARIn mode and robust lake level extraction*.

12- Karina Nielsen , Lars Stenseng, Ole B. Andersen . (2015) . *Validation of CryoSat-2 SAR mode based lake levels.*

13- Catherine Bouzinac . (2012) . *CryoSat Product Handbook.*

14- Baarda W. (1968) . *A testing procedure for use in geodetic networks*". Publ 2(5), Netherlands Geodetic Commission, Delft.

15- Teunissen P. J. G. (2000) . *Testing Theory: An introduction*. Website http://www.vssd.nl:Delft University Press.Series on Mathematical Geodesy and Positioning.

16- Teunissen P. J. G., Simons D.G., Tiberius C.C.J.M . (2005) . *Probability and observation theory*. Lecture notes AE2-E01, Faculty of Aerospace Engineering, Delft University of Technology, the Netherlands.

17- DJ Wingham, CR Francis, S Baker, C Bouzinac . (2006) . CryoSat: *A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields*. Advances in Space Research Volume 37, Issue 4, 2006, Pages 841-871.

18- Davis CH . (1997) . *A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeter*. IEEE Trans Geosci Remote Sensing 35(4).

19- Wingham DJ, Rapley CG, Griffiths H . (1986) . *New techniques in satellite tracking system*. In: Proceedings of IGARSS' 86 symposium, Zurich, pp 1339–1344

. (2015) . Improved sea level 20- Maulik Jain determination in the Arctic regions through development of tolerant altimetry retracking.

21- Seelye Martin . (2004) . *an introduction to ocean remote sensing* . Cambridge University Press.

22- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1982). *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, Volume 2, Radar Remote Sensing and Surface and Emission Theory Boston, MA: Addison-Wesley.

23- J. L. MacArthur, C. C. Kilgus, C. A. Twigg, and P. V. K . Brown . (1989) . *Evolution of the satellite*