

## تشکیل سری زمانی سطح آب در مناطق کم عمق جهت تعیین تراز متوسط آب

دانیال عبدالهی<sup>۱</sup>، سعید فرزانه<sup>۲\*</sup>، محمدعلی شریفی<sup>۳</sup><sup>۱</sup> فارغ التحصیل ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران

daniel.abdollahi.9498@gmail.com

<sup>۲</sup> استادیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، farzaneh@ut.ac.ir<sup>۳</sup> دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی پردیس دانشکده‌های فنی دانشگاه تهران، sharifi@ut.ac.ir

## چکیده

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۰۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۵/۲۱

کلمات کلیدی:

بازتعقیب

ارتفاع سنجی

آب‌های کم عمق

آزمون باردا

داده‌های برداشت شده توسط سکوها‌های فضاپایه و پردازش شده با روش‌های استاندارد مورد استفاده در ارتفاع-سنجی ماهواره‌ای، در آب‌های کم عمق و درون بوم 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 به دست آمده را با چند روش بازتعقیب 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<sup>۱</sup> به عنوان داده‌های استاندارد موجود در این زمینه مقایسه کنیم این سری داده با روشی معروف به روش پایدار تعیین تراز متوسط آب<sup>۲</sup> تولید شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد سطح تراز آب که توسط آزمون باردا ایجاد شده به نحو مطلوبی با سطح آب ارائه شده توسط دانشگاه صنعتی دانمارک همخوانی دارد. همچنین مقایسه خروجی‌ها حاصل از روش پیشنهادی با داده‌های نوسان نگار، 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<sup>1</sup>, Saeed Farzaneh<sup>2\*</sup>, Mohammad Ali Sharifi<sup>3</sup><sup>1</sup> MSc. Department of Surveying and Geomatics Engineering Faculty of Engineering University of Tehran.<sup>2</sup> Assistant Professor; Department of Surveying and Geomatics Engineering Faculty of Engineering University of Tehran.<sup>3</sup> 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.

## ۱- مقدمه

مطالعه منابع آبی به دلیل اهمیت در زندگی بشر از گذشته یکی از اصلی ترین چالش های او بوده است و به ویژه آب های بسته که تأمین کننده آب شیرین بوده اند و مطالعه آن ها دانش ما از تغییرات آب و هوایی و پیش بینی خشک سالی و سیل را گسترش می دهد. پایش آب ها معمولاً با نوسان نگار صورت می گیرد اما داده های نوسان نگار به دلیل محدودیت در نصب و محدودیت های دولت ها همیشه و همه جا در دسترس نیستند و برخلاف این روش استفاده از ارتفاع سنجی ماهواره ای می تواند مشاهده آب را برای اکثر نقاط جهان بدون محدودیت ارائه کند [۱].

ارتفاع سنجی ماهواره ای توانایی بسیار بالایی در فاصله یابی آب های عمیق و دریاهای آزاد دارد اما برای آب های کم عمق و بسته داده ها دچار خطا می شوند که علت این خطا خارج شدن شکل موج بازگشتی از حالت پیش فرض است [۲]؛ برای تصحیح این خطا و قابل استفاده کردن داده های ارتفاع سنجی در آب های بسته روش های مختلفی با عنوان بازتعقیب شکل موج بازگشتی موجود است [۳]. در ادامه کارهای انجام شده در مبحث بازتعقیب شکل موج بازگشتی و ارتفاع سنجی در آب های کم عمق ذکر گردیده اند.

بازتعقیب شکل موج بازگشتی به روش سنتی چند روش متداول بوده - اند از جمله روش  $\beta$ ، روش OCOG و روش حد آستانه<sup>۳</sup> که استفانو و یگنودلی این روش ها را به تفصیل توضیح داده [۴]. پاسارو و همکارانش در سال ۲۰۱۴، در بسط و گسترش روش های بازتعقیب روشی را بر مبنای تقسیم بندی شکل موج و یافتن لبه بالارونده<sup>۴</sup> بهینه با استفاده از ترکیب داده های چندین مأموریت مختلف ارائه دادند [۳]. خاکی و همکاران روشی بر اساس یافتن اکسترمم شکل موج بازگشتی در داده های ماهواره های Jason-1 و Topex/Poseidon در منطقه دریای خزر ارائه دادند [۵]. لیفنگ بائو و همکاران با استفاده از محاسبه شیب در نقاط شکل موج 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 شکل موج، پارامتر ارتفاع موج غالب و شیب سطح آب را دو پارامتر مجزا در نظر می گیرد که این فرض باعث بهبود در بازیابی پارامترهای جاذبه می شود این تحقیق نیز بر روی مشاهدات ماهواره ERS-1 صورت پذیرفته است [۷]. جینیوم جوئو و همکاران بعد از تقسیم بندی شکل موج در هر قسمت به صورت جداگانه روش های حد آستانه و  $\beta$  را اعمال کردند و فواصل به دست آمده از هر قسمت را با داده های مرجع مقایسه و روش بهینه را به دست آوردند [۸].

اصول بازتعقیب شکل موج بازگشتی در حالت دریچه مصنوعی، ابتدا توسط کیت رینی مطرح گردید که شامل معادلات رادار برای ارتفاع

سنجی به روش دریچه مصنوعی و همچنین قابلیت های این روش جدید بود [۹]. شکل موج بازگشتی در این روش با روش سنتی متفاوت است و مدل ریاضی پیچیده تری نسبت به حالت سنتی دارد؛ کریس ری و همکاران برای اولین بار مدل ریاضی دقیقی برای شکل - موج بازگشتی در حالت دریچه مصنوعی براساس پارامترهای تأثیرگذار در پالس بازگشتی ارائه کردند [۱۰].

ویلادسن و همکاران برای بازتعقیب شکل موج بازگشتی یک مشاهده از مشاهدات مجاور کمک گرفتند به این صورت که شکل موج های اطراف به دلیل همگن بودن سطح آب می توانند در برآورد بهترین لبه بالارونده در شکل موج اصلی مؤثر واقع شوند [۱]. کلینرنبریک و همکاران شکل موجی مبنا در نظر گرفتند و با همبستگی شکل موج های مشاهداتی با شکل موج 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 تابع توزیع ترکیبی از گوسین و کوشی تعریف کرد و با تخمین بیشترین شباهت بر روی این تابع توزیع 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 مرحله ای جدید در ارتفاع سنجی ماهواره ای آغاز گردید زیرا ماهواره های قبل از cryostat-2 از تکنیک رادار با دریچه مصنوعی در کاربردهای تصویربرداری راداری و تداخل سنجی راداری استفاده می کردند 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 می آمد. این ماهواره برخلاف ماهواره های قبلی در سه حالت مختلف مشاهده می - کند [۱۳].

۱) حالت تفکیک مکانی پایین<sup>۵</sup> : این حالت همان حالت سنتی است که در بقیه ماهواره ها نیز استفاده می شود 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<sup>۶</sup> : در این حالت فرکانس تکرار پالس زیاد است تا تفکیک مکانی در جهت مسیر حرکت بهبود یابد و همچنین رد پای ماهواره کوچک تر می شود که با توجه به این حالت رادار با دریچه مصنوعی برای مناطق تداخل یخ و آب و همچنین آب های بسته مناسب است.

۳) حالت تداخل سنجی رادار با دریچه مصنوعی<sup>۷</sup> : این حالت توانایی نمونه برداری بالا در جهت عمود بر مسیر حرکت را دارد و به طبع آن توانایی تخمین بهتر ارتفاع که باعث می شود برای مناطق حاشیه صفحات یخی و مناطق با توپوگرافی مفید باشد.

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 به صورت مرحله‌به‌مرحله به کشف و شناسایی اشتباهات می‌پردازد و در نهایت مقدار پارامتر مجهول را برآورد می‌کند [۱۴].

به منظور 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، به صورت زیر باشد:

$$y = Ax + e \quad (1)$$

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]:

$$\hat{x} = (A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T Q_y^{-1} y \quad (2)$$

در این روابط  $Q_y$  ماتریس کوواریانس مشاهدات است. به این ترتیب بردار باقیمانده‌ها از روابط زیر قابل برآورد است:

$$\hat{e} = P_A^\perp y \quad (3)$$

$$P_A^\perp = I - A(A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T Q_y^{-1} \quad (4)$$

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

$$Q_{\hat{e}} = Q_y - A(A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T \quad (5)$$

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]:

$$w_i = \frac{c_i^T Q_y^{-1} \hat{e}}{\sqrt{c_i^T Q_y^{-1} Q_{\hat{e}} Q_y^{-1} c_i}} \quad (6)$$

از آنجایی 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 دریچه‌ها 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 دریچه‌ها را فراهم می‌کند.

در این مقاله قصد داریم داده‌های Cryosat-2 در حالت رادار با دریچه مصنوعی را مورد استفاده 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 از لحاظ بار محاسباتی است و اما در اینجا روش آزمون باردا پیشنهاد می‌شود که نسبت به روش قبل بار

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 به صورت جداگانه آزمون باردا اعمال می شود با این تفاوت که در اینجا به جای استفاده از مدل تابعی ثابت از مدل سینوسی استفاده می شود که در رابطه زیر نشان داده شده است.

$$y = a + bt + c \sin(ft) \quad (10)$$

در رابطه بالا  $t$  زمان بر حسب 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 MWAAPP گرفته شده برابر است با  $2\pi \times 0.00274$ .

حال آزمون باردا بر روی مشاهدات سری زمانی اعمال می شود آنگاه مشاهدات با احتمال کمتر از یک درصد حذف می شوند 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 مشاهده ای بسیار متفاوت در سری زمانی این مشاهده حذف شود. این نکته قابل ذکر است که در تمام روش های بازتعقیب و تمام سری های زمانی تنها یک مشاهده از سری زمانی مربوط به بازتعقیب ESA حذف می شود و می توان روی این روش به عنوان یک روش کارآمد حساب کرد.

که در آن  $c_i$  یک بردار ستونی است که تمام مؤلفه های آن به جز مؤلفه  $i$  ام که یک است صفر می باشد. اگر ماتریس  $Q_y$  یک ماتریس قطری باشد آنگاه رابطه بالا به رابطه زیر تبدیل می شود. در مبحث ارتفاع سنجی به این دلیل که اندازه گیری فاصله تا سطح آب برای هر مشاهده بدون استفاده از مشاهدات قبلی و به صورت مجزا اندازه گیری می شود مشاهدات از یکدیگر مستقل هستند و ماتریس  $Q_y$  قطری می شود:

$$w_i = \frac{\hat{e}_i}{\sigma_{\hat{e}_i}} \quad (7)$$

که در آن داریم:

$$\sigma_{\hat{e}_i} = \sqrt{(Q_{\hat{e}})_{ii}} \quad (8)$$

از آنجایی که مقیاس ماتریس کوفاکتور مشخص نیست آماره ای ما دارای توزیع  $t$ -student خواهد بود. در این صورت فرض صفر  $H_0$  و فرض مخالف  $H_a$  برای این آزمون آماری عبارتند از:

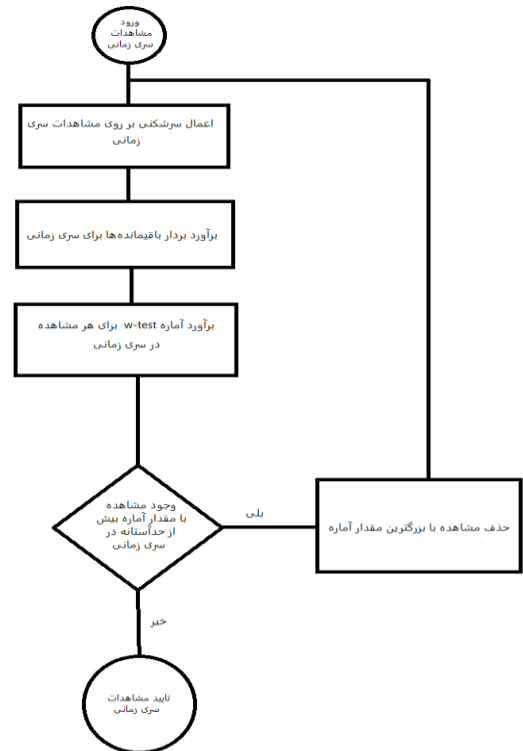
$$\begin{aligned} H_a: w \sim t(m - n - 1, \nabla w) \\ H_0: w \sim t(m - n - 1, 0) \end{aligned} \quad (9)$$

در آن نیز،  $\nabla w$  پارامتر عدم مرکزیت،  $m$  تعداد مشاهدات و  $n$  تعداد مجهولات است. پس از آنکه  $w_i$  به ازای تمام مشاهدات به دست آمد، به دلیل مرتبط بودن احتمال خطا با مقدار آماره فقط بزرگترین مقدار قدر مطلق  $w_i$  مورد آزمون آماری قرار می گیرد [۱۶].

مراحل بالا تشریح کلی آزمون باردا بودند. اکنون آزمون باردا بر روی مجموعه داده مربوط به هر گذر به طور جداگانه اعمال می شود برای مشاهدات هر گذر مدل تابعی استفاده شده مدل تابعی ثابت است زیرا با توجه به سرعت بالای نمونه برداری ماهواره سطح آب دریاچه برای تمام مشاهدات گذر را می توان برابر فرض کرد. مشاهدات با احتمال کمتر از ۲۰ درصد حذف می شوند؛ به این دلیل از احتمال کمتر از ۲۰ درصد استفاده شده که در آنالیز داده ها با احتمالات ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰ و بالاتر از آن احتمال ۲۰ درصد با اندکی تفاوت دقت بهتری ارائه داد؛ این آنالیز دقت برای داده های ماهواره Cryosat-2 و با روش بازتعقیب پیش فرض آن انجام گرفته 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 به صورت جداگانه مورد آزمون آماری قرار گیرند و در صورت پذیرفته شدن در آزمون آماری برای محاسبه مجهولات



### شکل ۱- 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 پردازش شده مانند ارتفاع سطح آب که با روش بازتعقیب ESA ارائه شده‌اند. علاوه بر این داده‌های ماهواره cryostat-2 در قسمت پردازش چند مرحله پیشرفت کرده‌اند که هر مرحله از مدل‌های 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 شکل موج هستند. سطح آب هم بر طبق راهنمای محصولات Cryosat-2 با رابطه زیر محاسبه می‌شود [۱۳].

$$R = R_{wd} + R_{retrack} + R_{geo} \quad (11)$$

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

برای تصحیح بازتعقیب روش‌های OCOG، threshold، primary، peak threshold، 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 مورد استفاده قرار می‌گیرند [۱۷].

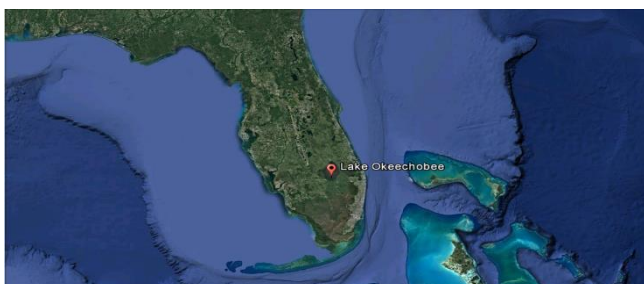
داده‌های دانشگاه صنعتی دانمارک از لینک <http://www.altwater.dtu.space/index.html>

دسترسی <http://www.nielsensweb.org/altwater/> قابل 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>

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

### ۴- منطقه مورد مطالعه:

هدف این مقاله مقایسه روش‌های بازتعقیب شکل موج بازگشتی در حالت رادار با دریچه مصنوعی در دریچه 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 دریچه که بزرگ‌ترین دریچه آبی ایالت فلوریدا است ۱۹۰۰ کیلومترمربع و بیشترین عمق آن ۲۰۷ متر است.



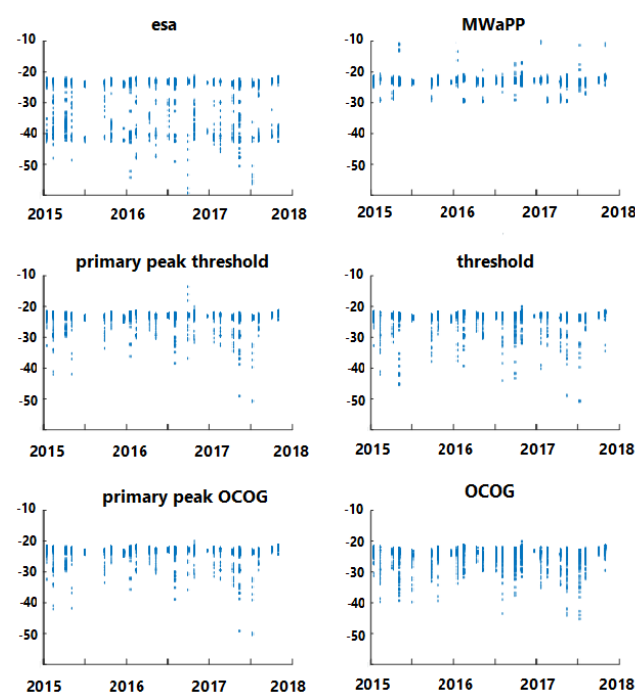
شکل ۳- دریچه okeechobee

## ۵- خروجی ها و نتایج:

در این قسمت روش های ارائه شده بر روی داده های بازتعقیب شده اعمال گردیده و نتایج روش مبتنی بر آزمون باردا با خروجی روش پایدار تعیین تراز متوسط آب مقایسه و در نهایت برای جمع بندی با مشاهدات نوسان نگار صحت سنجی شده اند.

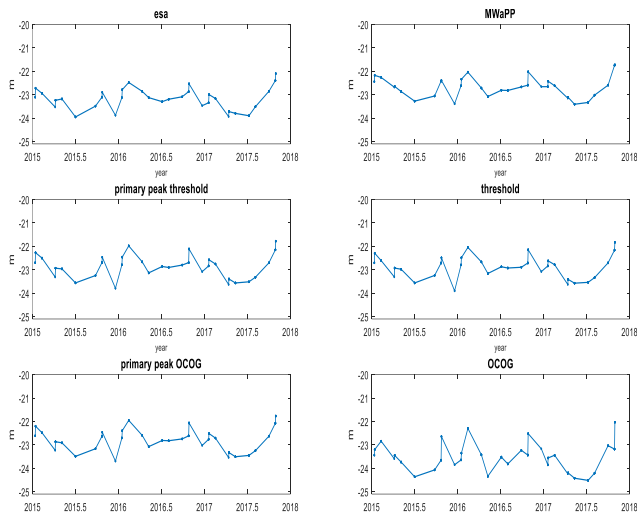
ابتدا تصحیحات ژئوفیزیکی روی فاصله برآورد شده از مشاهدات خام اعمال می شود و سپس تصحیح بازتعقیب با استفاده از روش هایی که توضیح داده شد بر روی این خروجی ها اعمال می شوند.

در تصویر زیر داده های بازتعقیب شده با ۶ روش مختلف که از آن ها سری زمانی ارتفاع سطح آب قرار است استخراج شود مشاهده می شوند:



شکل ۴- مشاهدات بازتعقیب شده با روش های مختلف، فاصله ها از بیضوی بر حسب متر است

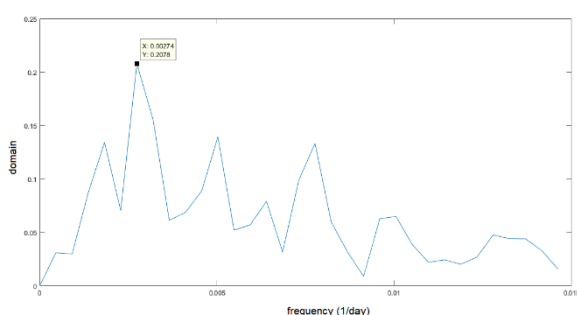
نتایج برای بازتعقیب روش MWaPP تا حدودی بهتر از بقیه بازتعقیب ها است اما همان طور که در تصویر بالا دیده می شود به دلیل اینکه مشاهدات اشتباه قبل از بازتعقیب حذف نشده اند همچنان خروجی نیاز به تصحیح دارد و هنوز قابل قبول نیست. برای استخراج سری زمانی قابل اطمینان از روش های پایدار تعیین تراز متوسط آب و روش مبتنی بر آزمون باردا استفاده می کنیم. در ادامه خروجی های این دو روش را مشاهده می کنیم.



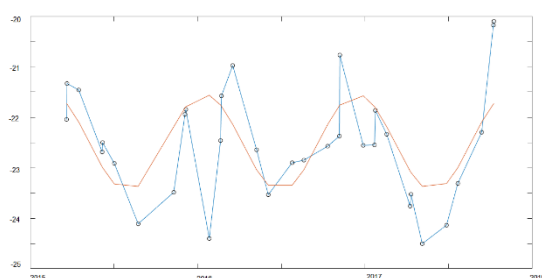
شکل ۵- سری های زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب

اکنون برای اعمال روش باردا همان طور 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 می شود که برای محاسبه فرکانس با بیشترین دامنه برای استفاده در مدل تابعی از آن استفاده شده.

بعد از محاسبه فرکانس مناسب برای داده ها مدل تابعی به داده های سری زمانی برازش داده می شود که در تصویر نحوه فیت شدن مدل به مشاهدات دیده می شود.



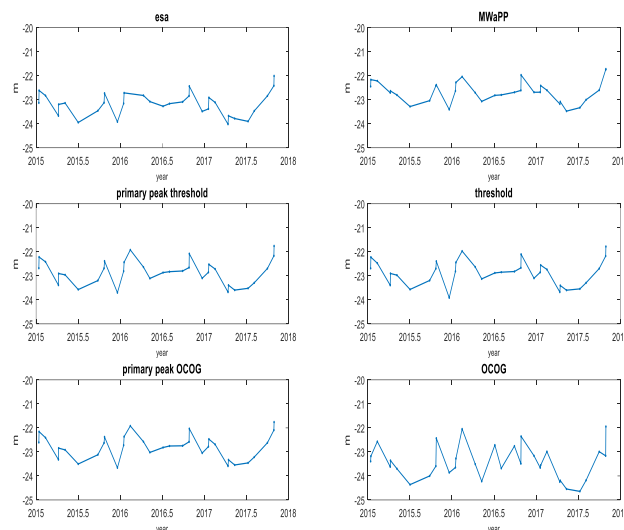
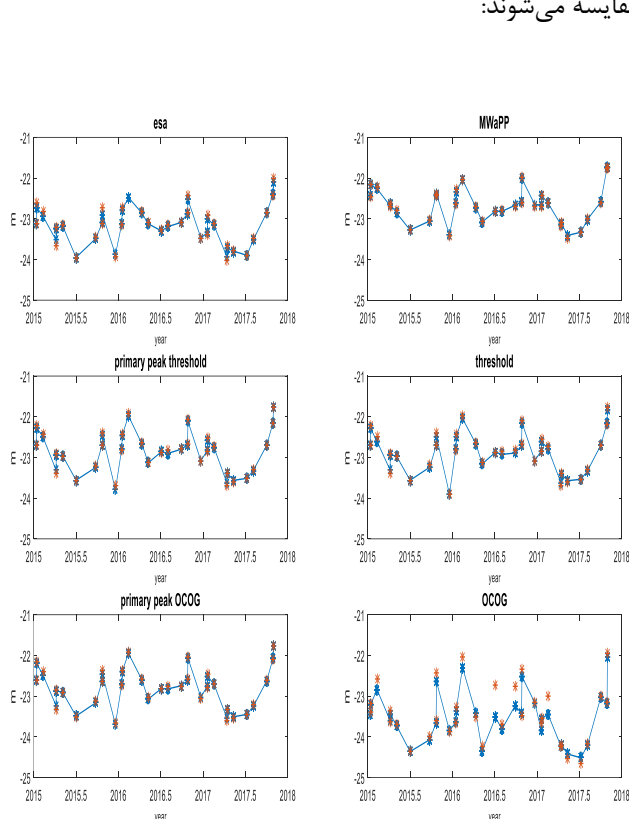
شکل ۶- نمودار فرکانس و دامنه برای سری زمانی بازتعقیب شده به روش MWaPP



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

## تابعی است

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



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 از آنجایی که روش پایدار تعیین تراز متوسط آب روشی است که قبلاً در تحقیقات مختلف استفاده و شناخته شده است اما روش مبتنی بر آزمون باردا برای اولین بار در این مقاله استفاده شده برای حصول اطمینان از اینکه این روش با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب همخوانی دارد سری‌های زمانی را باهم مقایسه می‌کنیم.

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 داده شده است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta^2}{n}} \quad (12)$$

در این رابطه  $\delta$  اختلاف دو مشاهده و  $n$  تعداد مشاهدات است.

جدول ۱- اختلاف سری های زمانی به دست آمده از روش مبتنی بر آزمون باردا و روش پایدار تعیین تراز متوسط آب در حالت های مختلف بازتعقیب بر اساس سانتی متر

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

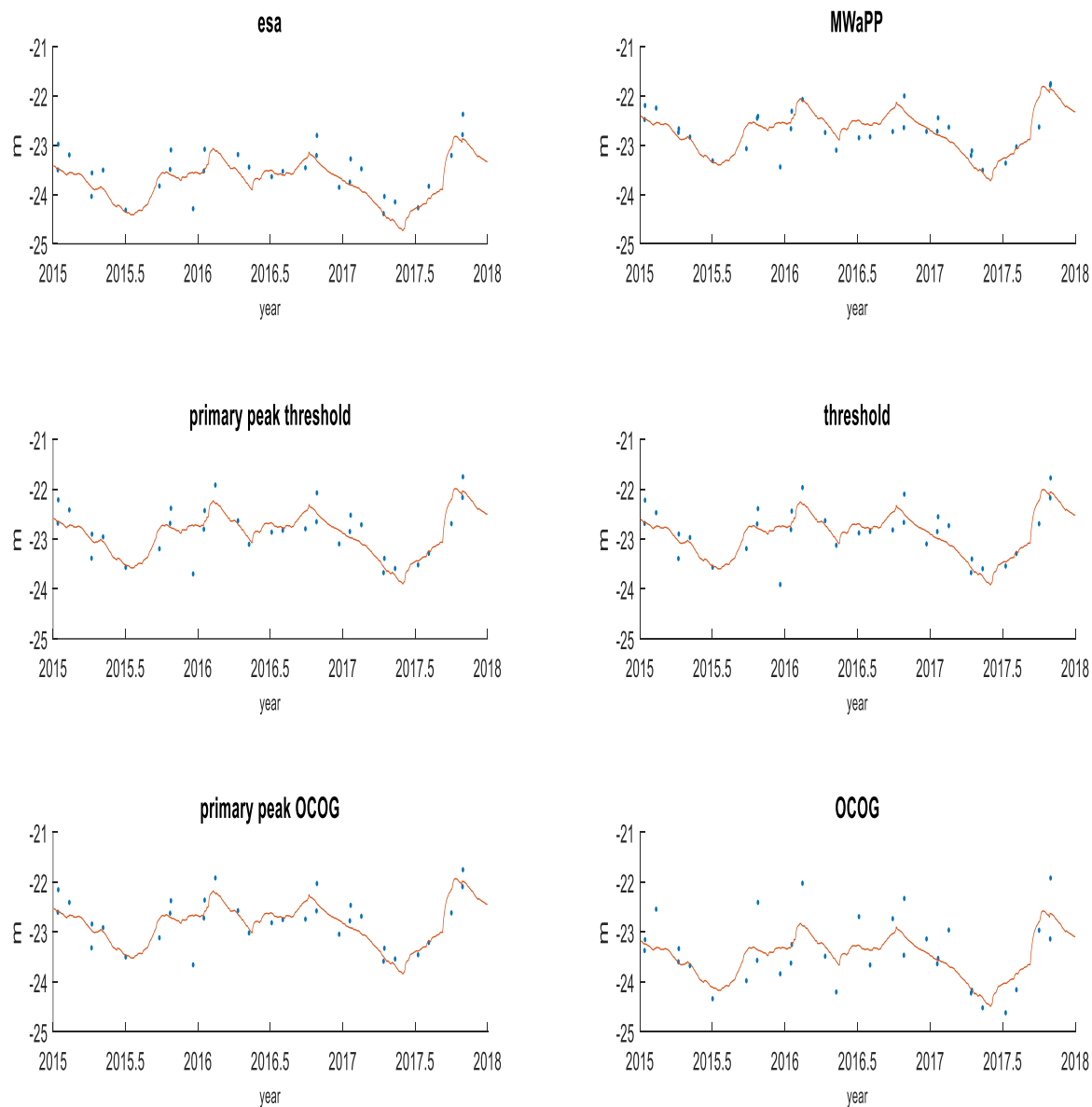
این اختلافات میانگین گرفته و به عنوان مقدار اولیه برای بایاس در نظر گرفته می شود.

۲. بایاس اولیه از مشاهدات نوسان نگار کم می شود تا مشاهدات جدید ساخته شوند و سپس مرحله قبل را تکرار می کنیم ولی با این تفاوت که در قسمت میانگین گیری از معکوس قدر مطلق اختلاف مشاهدات به عنوان وزن برای میانگین گیری وزن دار استفاده خواهیم کرد.

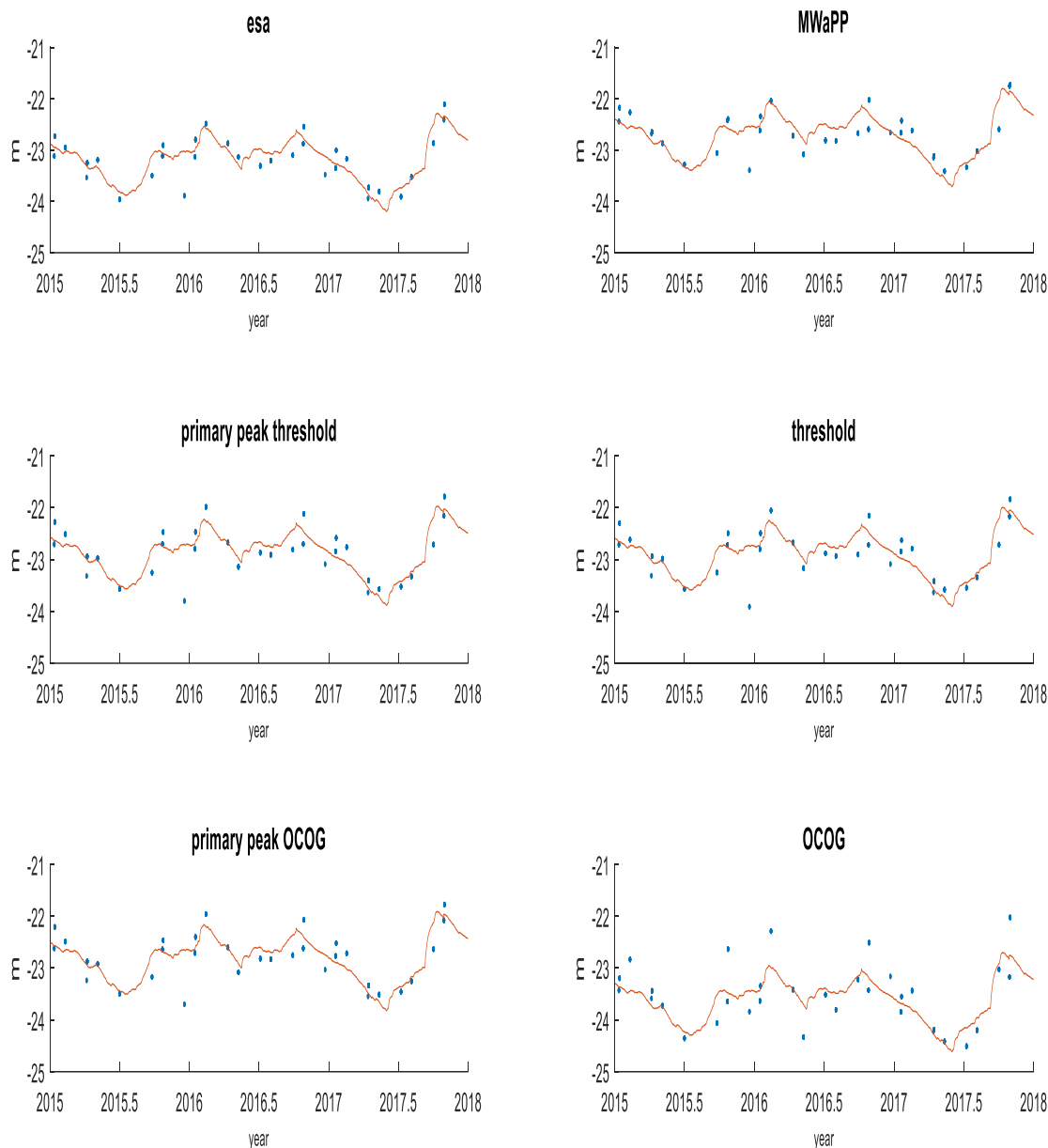
۳. بعد از محاسبه اختلاف در مرحله ۲ و به روز کردن مشاهدات نوسان نگار، این مرحله تا زمانی که اختلاف از حد آستانه ای که در اینجا ۱ سانتی متر در نظر گرفته شده کمتر شود. در این حالت بایاس مشاهدات نوسان نگار و ارتفاع-سنجی برطرف خواهد شد و نتایج قابل قیاس می شوند.

اکنون پس از مقایسه نتایج به دست آمده با روش های مختلف بازتعقیب و استخراج سری های زمانی با دو روش متفاوت باید سری های زمانی ارتفاع سطح آب با داده های مرجع نوسان نگار مقایسه شده و دقت آن ها سنجیده شود. در اینجا یک نکته حائز اهمیت است و آن اینکه به دلیل متفاوت بودن سطح مرجع مشاهدات ارتفاع سنجی 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 به صورت زیر عمل می کنیم.

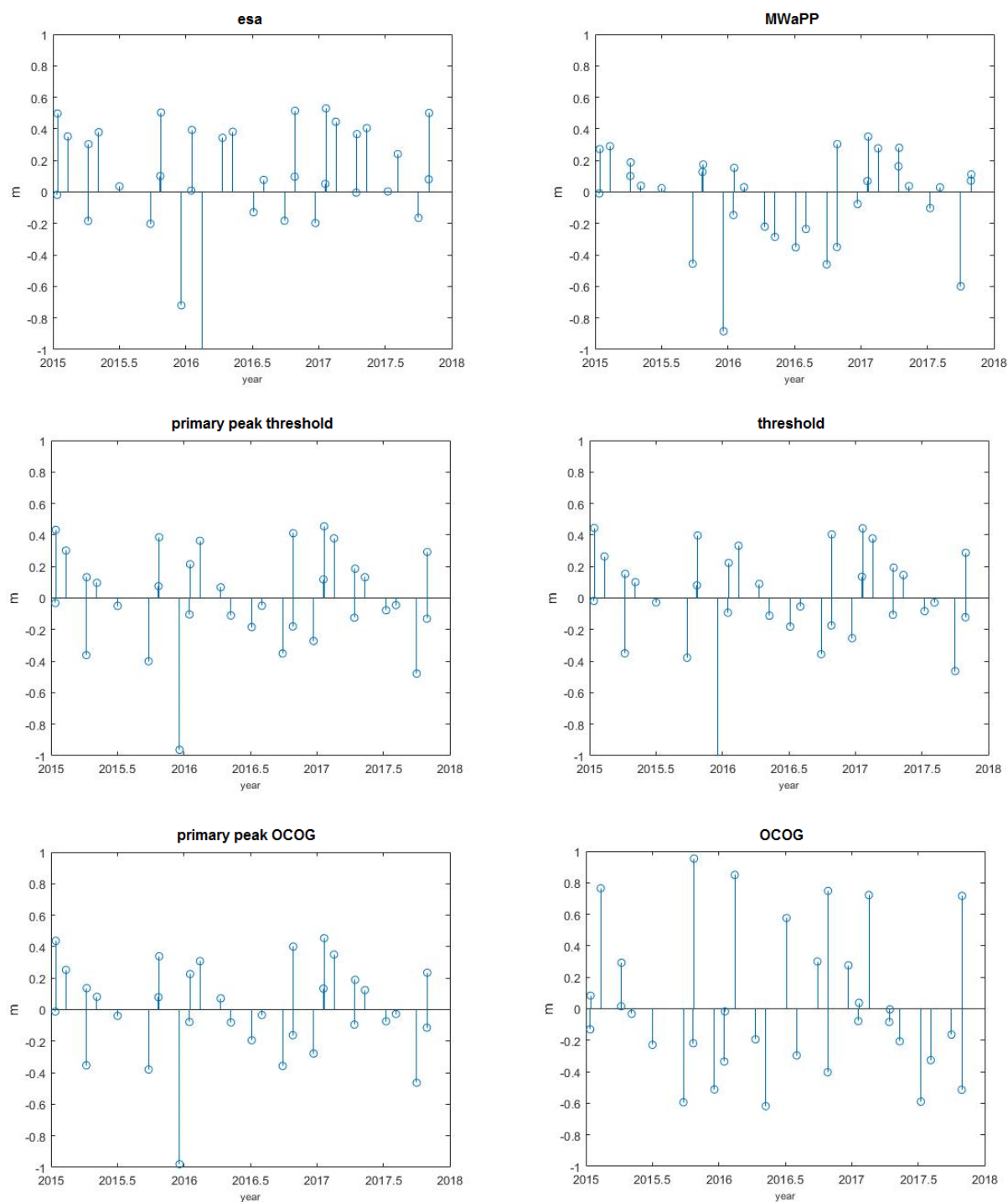
۱. اختلاف مشاهدات سری زمانی ارتفاع سنجی را برای تمام زمان ها نسبت به مشاهدات نوسان نگار محاسبه می شود و از



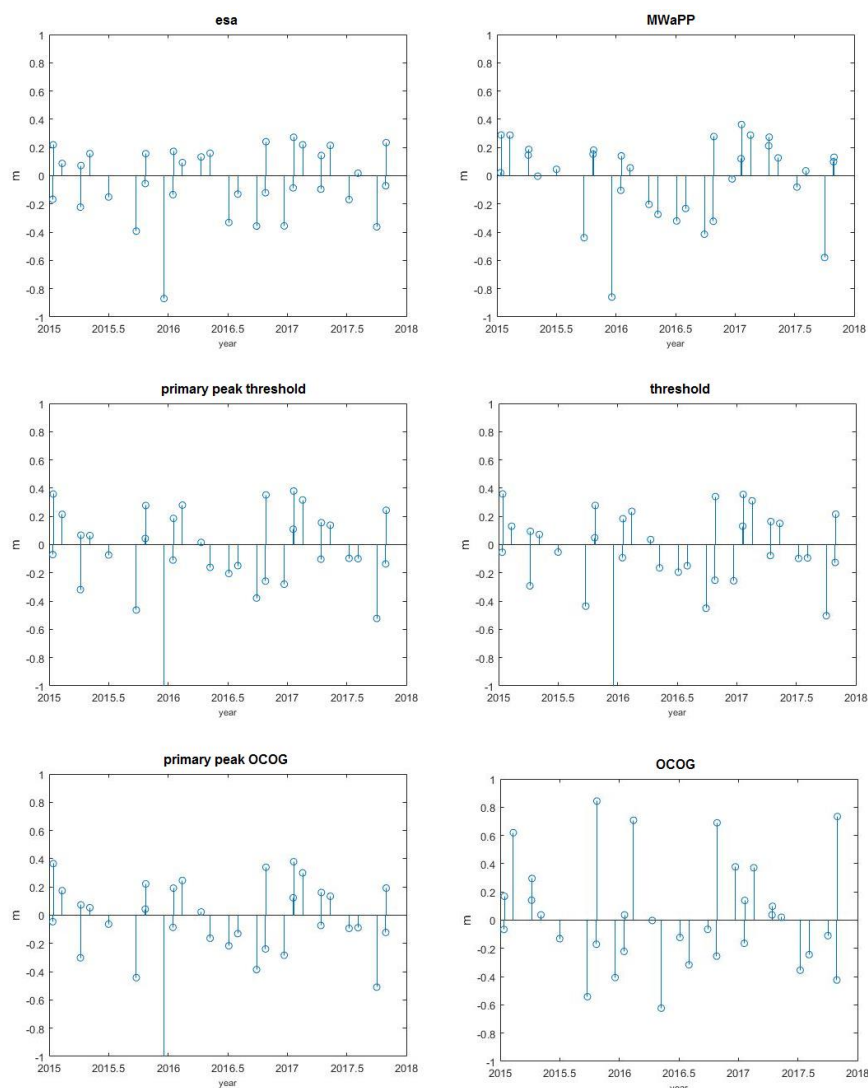
شکل ۱۰- مقایسه سری زمانی محاسبه شده توسط روش باردا و مشاهدات نوسان نگار، خط قرمز: مشاهدات نوسان نگار و نقاط آبی: سری زمانی حاصل از روش باردا



شکل ۱۱- مقایسه سری زمانی محاسبه شده توسط روش پایدار تعیین تراز متوسط آب و مشاهدات نوسان نگار، خط قرمز: مشاهدات نوسان نگار و نقاط آبی: سری زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب



شکل ۱۲- نمودارهای اختلاف سری زمانی حاصل از روش باردا و سری زمانی نوسان نگار



شکل ۱۳- نمودارهای اختلاف سری زمانی حاصل از روش پایدار تعیین تراز متوسط آب و سری زمانی نوسان نگار

همان گونه که در جدول مشخص شده دقت حاصل از روش باردا اختلاف جزئی با روش پایدار تعیین تراز متوسط آب دارد با این وجود حجم محاسباتی این روش در مقایسه با روش پایدار به مراتب کمتر است. سهولت انجام محاسبات به روش باردا از مزایای دیگر این روش محسوب می شود.

در تصاویر بالا مشاهده می شود که الگوی پیشرفت سری زمانی با مشاهدات نوسان نگار هم خوانی دارد و در نهایت در دو جدول زیر دقت روش های مختلف نشان داده شده است و همان طور که قبلاً بحث شد راجع به روش OCOG این روش نسبت به بقیه روش ها دقت مناسبی ندارد و همین هم باعث تغییر الگوی سری زمانی حاصل از این روش است.

جدول ۲- دقت سری های زمانی به دست آمده 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 |

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  |

## ۷- کلید واژگان

## ۶- نتیجه‌گیری:

- 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 retracers*.
- 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

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 قابل قبول 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 داده‌های 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.

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 preprint arXiv: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 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*