نشریه علمی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال دوازدهم، شماره دوم، تابستان ۱۴۰۳

Vol.12, No.2, Summer 2024

۱۰۱ -۸۳

مقاله پژوهشی

ارزیابی کارایی روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج در حوزه آبی بسته دریای بالتیک

صالح مافی[۱]، سعید فرزانه[۲*]، محمدعلی شریفی[۲]، احسان فروتن[۳]

۱- دانشجوی دکتری ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دانشکدگان فنی دانشگاه تهران، دانشگاه تهران

۲- دانشیار گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دانشکدگان فنی دانشگاه تهران، دانشگاه تهران

۳- استاد گروه ژئودزی، دپارتمان برنامه‌ریزی، دانشگاه آلبورگ، آلبورگ، دانمارک

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۰۳/۰۴ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۷/۲۳

چکیده

یکی از چالش‌های مهم در ارتفاع‌سنجی ساحلی، آلودگی شکل‌موج‌ها به اثرات غیر اقیانوسی است. این اثرات که دارای رفتار پیچیده‌ای هستند به اشکال متفاوتی بر روی شکل‌موج‌ها ظاهر می‌شوند. بنابراین، حذف و یا کاهش تأثیرات آن‌ها یکی از مسائل مهم در تهیه سری‌های زمانی دقیق از ارتفاع سطح آب به شمار می‌رود. تاکنون روش‌های آماری متعددی توسط متخصصان ارتفاع‌سنجی برای این منظور پیشنهاد شده است که تمامی آن‌ها را می‌توان در دو مقوله اصلاح و پالایش شکل‌موج دسته‌بندی کرد. تفاوت اصلی این روش‌ها به نحوه تشخیص گیت‌های خطادار شکل‌موج بازمی‌گردد. در روش‌های اصلاح از انحراف معیار استاندارد توان‌های شکل‌موج باقیمانده و در پالایش از جذر میانگین مربعات خطای تمامی شکل‌موج‌های باقیمانده اکوگرام استفاده می‌شود. شکل‌موج باقیمانده نیز از تفاضل هر شکل‌موج با شکل‌موج مرجع اکوگرام به دست می‌آید. در این مطالعه، مقایسه‌ای میان کارایی هر یک از این روش‌ها صورت گرفته و ایده‌های جدیدی نیز در رابطه با تشکیل شکل‌موج مرجع و روش‌های ترمیم گیت‌های خطادار مطرح می‌شود. ترمیم گیت نیز به سه روش میانگین‌گیری وزن‌دار معکوس فاصله، میانگین‌گیری وزن‌دار دو مرحله‌ای و میانه توان‌های مجاور گیت خطادار انجام می‌شود. در نهایت، شکل‌موج‌های ترمیم شده را به کمک الگوریتم اسپیلاین بازتعقیب کرده و سری زمانی به دست آمده از ارتفاع سطح آب با داده‌های نوسان‌نگار محلی مقایسه می‌شوند. این الگوریتم که در سه ایستگاه وینگا، آنسالا و هالمستد واقع در ساحل دریای بالتیک و بر روی داده‌های مأموریت‌های جیسون-۲ و جیسون-۳ از گذرهای ۱۳۷، ۶۸ و ۲۱۳ مورد ارزیابی قرار می‌گیرد، سری‌های زمانی باکیفیتی از ارتفاع سطح آب و در فاصله ۱۵ کیلومتری از ساحل ارائه می‌دهد. مقایسه‌های انجام شده بین سری‌های زمانی ارتفاع به دست آمده از شکل‌موج‌های تصحیح شده و شکل‌موج‌های خام با داده‌های نوسان‌نگار محلی بهبود ۲٫۵ تا ۲۳٫۵ ٪ در جذر میانگین مربعات خطای نااریب و افزایش حداکثر ۱۱٪ ضریب همبستگی را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها : شکل‌موج، اصلاح شکل‌موج، پالایش شکل‌موج، جیسون-۲، جیسون-۳، بازتعقیب شکل‌موج.

* نویسنده مکاتبه کننده: گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده های فنی دانشگاه تهران، تهران، ایران.

تلفن: ۶۱۱۱۴۲۴۲

Email: Farzaneh@ut.ac.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

۱- مقدمه

نواحی ساحلی به دلیل امکان دسترسی به آب‌های آزاد همواره نقش استراتژیک و مهمی در امور بازرگانی و اقتصادی کشورها ایفا کرده و حیات و فعالیت‌های انسانی را در این نواحی تحت‌الشعاع قرار داده‌اند [۱]. ارتفاع سطح آب (*SSH*)[1] در این نواحی به دلیل وجود پدیده‌هایی مانند جزرومد و ذوب شدن یخ‌های قطبی که از گرم شدن جهانی نشأت می‌گیرد، پیوسته در حال تغییر است [۲ و ۳]. نوسان‌نگارهای محلی از جمله ابزارهایی هستند که از آن‌ها به منظور مشاهده این تغییرات استفاده می‌شود. این ابزارها امکان مشاهده دقیق با توان تفکیک زمانی بالا از ارتفاع سطح آب را فراهم کرده اما استفاده از آن‌ها به دلیل مشکلاتی مانند هزینه‌های نصب و نگهداری، توزیع نامنظم آن‌ها در سراسر جهان و همچنین عدم دسترسی به داده‌های برخی از ایستگاه‌ها با محدودیت‌هایی همراه است [۴، ۵ و ۶]. به منظور رفع این محدودیت‌ها، ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای به عنوان یک روش جایگزین در پایش منابع آب به کار می‌رود.

اساساً، ارتفاع‌سنج‌های ماهواره‌ای برای پایش سطوح همگن مانند اقیانوس‌ها و صفحات یخی طراحی شده‌اند و در نواحی ساحلی به دلیل وجود اثرات غیراقیانوسی (*NOE*)،[2] عملکرد ضعیفی را در پایش تغییرات ارتفاعی این آب‌ها نشان می‌دهند [۶ و ۷]. این اثرات باعث انحراف شکل‌موج‌های ارتفاع‌سنجی از حالت ایده‌آل براونی شده و استخراج پارامترهای فیزیکی در برخی از شکل‌موج‌ها را با مسائل و چالش‌های خاصی همراه می‌کند [۱، ۲، ۸ و ۹]. بررسی‌های انجام شده توسط حلیمی و همکاران (۲۰۱۳) نشان می‌دهند که در فاصله ۸ کیلومتری از خط ساحل، بیش از یک چهارم شکل‌موج‌ها از مدل براونی تبعیت نمی‌کنند [۱۰]. *NOE* ها بسته به موقعیت آن‌ها در داخل رد آنتن رادار به اشکال مختلفی بر روی شکل‌موج‌ها ظاهر می‌شوند. سیگنال‌هایی که از عوارض کوچک مانند کشتی‌ها می‌آیند، تنها بر روی گیت‌های نویز حرارتی اثر می‌گذارند، در حالی که عوارض بزرگی مانند جزایر به دلیل ضریب بازپراکنش بالا می‌توانند بر کل شکل‌موج اثرگذار باشند [۱۱]. کوه‌های یخ شناور موجود در اقیانوس‌های آزاد نیز رفتاری مشابه عوارض روشن از خود نشان داده و اثرات آن‌ها را می‌توان در گیت‌های قبل از لبه صعودی[3] جستجو کرد [۱۲]. شکل‌موج‌های شبه‌آینه‌ای[4] و چند قله‌ای[5] نمونه‌هایی از شکل‌موج‌های دارای اثرات عوارض روشن هستند [۱۳]. مطالعاتی از این دست، رفتار *NOE* ها را در بخش‌های مختلف یک شکل‌موج نشان می‌دهند.

مشاهدات ارتفاع‌سنجی با اعمال مجموعه‌ای از تصحیحات ژئوفیزیکی و محیطی به دست می‌آیند که مهم‌ترین آن‌ها تصحیح بازتعقیب است [۱۴ و ۱۵]. این تصحیح که به دلیل انحراف شکل‌موج‌های ساحلی از وضعیت ایده‌آل خود (شکل‌موج براونی) حاصل می‌شود، کاملاً به وضعیت *NOE* ها بستگی دارد. تاکنون روش‌های متنوعی به منظور تشخیص و کاهش این اثرات در الگوریتم‌های مختلف بازتعقیب پیشنهاد شده است که در ادامه شرح مختصری در رابطه با هر یک از آن‌ها ارائه می‌شود.

به طور کلی، الگوریتم‌های بازتعقیب را می‌توان به سه دسته تجربی، فیزیکی و هندسی تقسیم‌بندی کرد [۱۶]. الگوریتم‌های تجربی مانند *OCOG*[6] و حدآستانه[7] به دلیل محاسبات ساده‌تر، توجه بسیاری از محققان را به خود معطوف کرده‌اند [۱۷ و ۱۸]؛ اما، استخراج پارامترهای فیزیکی به کمک این الگوریتم‌ها

[1] *Sea Surface Height*
[2] *Sea Surface Height*
[3] *Leading edge*
[4] *Quasi-specular*
[5] *Multi-peak*
[6] *Offset Center Of Gravity*
[7] *Threshold*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

امکان‌پذیر نبوده و تعیین پارامترهای بهینه یک الگوریتم تجربی نیز مستلزم انجام سعی و خطا است. الگوریتم حدآستانه از اولین روش‌هایی بود که از آن به منظور بازتعقیب شکل‌موج‌های حاصل از سطوح یخی استفاده شد. سطح حدآستانه تعریف شده در این الگوریتم به کاهش اثرات سیگنال‌های غیراقیانوسی در محاسبات بازتعقیب کمک کرد [۱۸]. شکل تعمیم‌یافته این الگوریتم نیز در اندازه‌گیری حرکات قائم پوسته زمین در طول زمان و در ناحیه خشکی خلیج هادسن مورد استفاده قرار گرفت. در این الگوریتم از تفاضلات گیت‌های مجاور به منظور حذف برآمدگی‌های موجود در محدوده گیت‌های نویز حرارتی استفاده شد [۱۹].

الگوریتم‌های فیزیکی مانند مدل‌های فیزیکی اقیانوس آزاد، پارامتر بتا و *Ice2* نیز به منظور مدلسازی تعاملات پالس راداری با سطح دریا در محدوده رد آنتن ماهواره مورد استفاده قرار می‌گیرند [۸، ۹، ۲۰ و ۲۱]. این الگوریتم‌ها اگرچه دارای مدل‌های ریاضی پیچیده‌تری هستند، اما پارامترهای فیزیکی را می‌توان از آن‌ها به دست آورد [۱۵ و ۲۲]. بازتعقیب‌گرهای فیزیکی عملکرد قابل قبولی را در بازتعقیب شکل‌موج‌های اقیانوسی ارائه می‌دهند، اما در نواحی ساحلی به دلیل انحراف شکل‌موج‌ها از حالت براونی، احتمال بروز خطا در برآورد پارامترهای فیزیکی آن‌ها وجود دارد. به همین دلیل، مدل فیزیکی تنها به بخشی از شکل‌موج (که زیرموج[1] نیز نامیده می‌شود)، برازش داده می‌شود. روش‌های *ALES*[2] و *ALES+* نمونه‌هایی از بازتعقیب‌گرهای فیزیکی زیرموج مبنا هستند [۲۳ و ۲۴].

الگوریتم‌های هندسی نیز از یک فرض هندسی که به حرکت پالس راداری مربوط می‌شود، تبعیت می‌کنند. مطابق با این فرض، تعدادی گیت اولیه بر روی شکل‌موج محاسبه شده و ترکیب خطی آن‌ها به عنوان گیت بازتعقیب در نظر گرفته می‌شود [۱۶]. ضرایب ترکیب به گونه‌ای تعریف می‌شوند که تأثیر *NOE* ها را بر روی گیت بازتعقیب کاهش دهند. اگرچه حجم محاسبات در این الگوریتم‌ها بیشتر از روش‌های قبلی است، اما دقت‌های به دست آمده توجیه مناسبی را برای انجام این محاسبات ارائه می‌دهند. روش بازتعقیب اسپیلاین از جمله این الگوریتم‌ها است که اخیراً از آن در محاسبات بازتعقیب استفاده شده است. فرض هندسی مورد استفاده در این الگوریتم حرکت رفت و برگشتی و متقارن پالس راداری است که گیت‌های اولیه نیز بر اساس این فرض محاسبه می‌شوند. این الگوریتم در سه ناحیه مطالعاتی شامل ایستگاه‌های آنسالا، هالمستد و مسقط[3] مورد ارزیابی قرار گرفته و دقت آن با روش‌های حدآستانه، *OCOG*، *ALES* و حدآستانه بهبود یافته مقایسه گردید. نتایج به دست آمده از این روش در سواحل دریای بالتیک، جذر میانگین مربعات خطا (*RMSE*)[4]های بسیار کوچک‌تری را در مقایسه با سایر الگوریتم‌ها نشان می‌دهد [۱۶].

روش‌های آماری نیز نقش مهمی در تشخیص و ترمیم گیت‌های خطادار شکل‌موج‌ها ایفا کرده‌اند. این روش‌ها که پیش از انجام هر گونه محاسبات بازتعقیب بر روی شکل‌موج‌ها اعمال می‌شوند، می‌توانند در کاهش *NOE* ها موثر باشند. اولین گام در استفاده از این روش‌ها تشکیل یک شکل‌موج مرجع و سپس مقایسه آن با شکل‌موج‌های اکوگرام[5] به منظور تشخیص گیت‌های خطادار است [۱ و ۲]. در این روش‌ها از معیارهای آماری که از شکل‌موج‌های باقیمانده (تفاضل شکل‌موج‌های اکوگرام با شکل‌موج مرجع) به دست می‌آیند، به منظور استخراج نمونه‌های خطادار استفاده می‌شود. روش اصلاح شکل‌موج که توسط تی‌سنگ و همکاران (۲۰۱۴) ارائه شد، از انحراف معیار داده‌های شکل‌موج باقیمانده به منظور تشخیص نمونه‌های خطادار استفاده

[1] *Sub-waveform*
[2] *Adaptive Leading Edge Sub-waveform*
[3] *Onsala, Halmstad, and Muscat*
[4] *Root-Mean-Squared-Errors*
[5] *Echogram*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

کرده و میانگین وزن‌دار معکوس فاصله توان‌های مجاور یک گیت خطادار به عنوان توان اصلاح شده در نظر گرفته می‌شود [۲]. این روش بر روی داده‌های مأموریت‌های جیسون-۲[1] و اِنویسَت[2] پیاده‌سازی شده و سپس شکل‌موج‌های اصلاح شده (*MW*)[3] به کمک الگوریتم حدآستانه-۲۰٪ بازتعقیب شدند. سری‌های زمانی ارتفاع به دست آمده از این روش در مقایسه با داده‌های نوسان‌نگار محلی *RMSE* ۲۱ سانتی‌متری را نشان دادند. دقت این روش در مقایسه با دقت الگوریتم بازتعقیب اقیانوسی نیز ۶۳٪ بهبود یافت.

روش پالایش شکل‌موج نیز توسط هوانگ و همکاران (۲۰۱۷) با تغییراتی در فرضیات روش اصلاح شکل‌موج توسعه یافت [۱]. دقت این روش در چهار ناحیه مطالعاتی شامل ایستگاه نوسان‌نگار نوآ در ساحل لس آنجلس در غرب آمریکا، ساحل کپ می در شرق آمریکا، سواحل جنوب جزیره مادیرا در پرتغال و ساحل کولاک در تایلند مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت. در این نواحی دقت بازتعقیب‌گر حدآستانه بر روی شکل-موج‌های پالایش شده (*DW*)[4] به ترتیب در مقایسه با مدل ژئوئید *EGM08*[5] و داده‌های نوسان‌نگار به ۱۵ و ۲۰ سانتی‌متر رسید. نسخه بهبود یافته این الگوریتم توسط وانگ و هوانگ (۲۰۲۱) معرفی شد [۱۴]. در این روش، از یک الگوریتم جابه‌جایی[6] و سپس آشکارساز گیت مبنا[7] به منظور تشخیص گیت‌های خطادار استفاده شد. بازتعقیب‌گرهای حدآستانه-۲۰٪ و *ICE1* که بر روی شکل‌موج‌های پالایش شده اعمال شدند، دقیق‌ترین سری‌های زمانی را در فاصله ۲۰ کیلومتری از خط ساحلی و با ضریب همبستگی بیش از ۹۰٪ با داده‌های نوسان‌نگار محلی ارائه کردند.

در این پژوهش نیز روش‌های جدیدی به منظور اصلاح و پالایش شکل‌موج‌ها ارائه می‌شود. تمامی این روش‌ها بر روی شکل‌موج‌های حاصل از داده‌های جیسون-۲ و جیسون-۳ ارزیابی شده که از جمله مأموریت‌های ارتفاع‌سنجی کلاسیک به حساب می‌آیند و به دلیل رد آنتن نسبتاً بزرگ (با شعاع ۸٫۳ کیلومتر) کاملاً تحت تأثیر *NOE* ها قرار می‌گیرند [۱۵]. مساحت رد آنتن ماهواره در مأموریت‌های نسل جدید (مانند سنتینل-۳)[8]، که به آن‌ها مأموریت‌های *SAR*[9] نیز گفته می-شود، به شدت کاهش یافته و به تبع آن تأثیرات *NOE* ها نیز بر روی شکل‌موج‌های *SAR* و به ویژه در بخش نزولی[10] آن‌ها به طور چشمگیری تقلیل می‌یابند. به همین دلیل، توسعه روش‌های آماری تنها بر مبنای داده‌های کلاسیک بوده و بررسی آن‌ها بر روی داده‌های *SAR* چندان مرسوم نیست.

ایستگاه‌های مورد مطالعه در سواحل دریای بالتیک واقع شده که از جمله حوزه‌های آبی بسته در جهان به شمار می‌رود [۲۵]. این ناحیه به دلیل عمق کم، چالش‌های جدیدی را در رابطه با تشکیل شکل‌موج مرجع و معیارهای تصحیح گیت‌های خطادار ایجاد می‌کند. بعد از ترمیم شکل‌موج‌ها از بازتعقیب‌گر اسپیلاین به منظور بازتعقیب آن‌ها استفاده می‌شود. به طور کلی، اهداف این پژوهش را می‌توان در قالب چند پرسش زیر خلاصه کرد:

۱- آیا استفاده از روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج همواره باعث بهبود دقت الگوریتم‌های بازتعقیب می-شود؟

۲- کدام یک از روش‌های آماری فوق، دقت بهتری را ارائه می‌دهد؟

۳- در پهنه‌های آبی بسته مانند دریای بالتیک از چه

[1] *Jason-2*
[2] *Envisat*
[3] *Modified Waveforms*
[4] *Decontaminated Waveforms*
[5] *Earth Gravitational Model 2008*
[6] *Realignment algorithm*
[7] *Gate-wise outlier detector*
[8] *Sentinel-3*
[9] *Synthetic Aperture Radar*
[10] *Trailing edge*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

معیار یا معیارهایی می‌توان به منظور تشخیص و ترمیم گیت‌های خطادار استفاده کرد؟

آن‌چه که در ادامه این بخش می‌آید، توضیح خلاصه‌ای از ویژگی‌های فیزیکی و ژئومورفولوژیکی ناحیه مورد مطالعه و داده‌های مورد استفاده است. در بخش ۳ شرح مختصری از مبانی نظری تحقیق ارائه می‌شود. در بخش ۴ به بررسی روش تحقیق پرداخته می‌شود. بخش ۵ به توضیح و تفسیر نتایج پژوهش اختصاص یافته است. در پایان نیز مهم‌ترین دستاوردهای پژوهش به صورت خلاصه در بخش ۶ ارائه می‌شوند.

۲- داده‌ها و نواحی مورد مطالعه

دریای بالتیک یک دریای محصور در خشکی است که با فرسایش ساحلی، بادهای شدید و نوسانات جزرومدی کم دامنه آن شناخته می‌شود *[۲۵ و ۲۶]*. تنها راه ارتباطی این دریا با دریای شمال از طریق تنگه اسکاگراک بوده و به دلیل ارتباطات محدود آن با اقیانوس آزاد، به ندرت شاهد نفوذ جزرومدهای اقیانوسی است *[۲۵]*. پژوهش انجام شده توسط مدودف و همکاران (۲۰۱۶)، بیشترین ارتفاع جزرومد در این ناحیه را در بازه زمانی ۱۹۱۶ تا ۲۰۱۶ حدود ۲۳ سانتی‌متر نشان می‌دهد *[۲۵]*. نواحی مورد مطالعه در این پژوهش در سواحل جنوب غرب سوئد واقع شده که موقعیت هر یک از آن‌ها به همراه مسیرهای ماهواره‌ای گذرنده به طور خلاصه در جدول (۱) ذکر شده است.

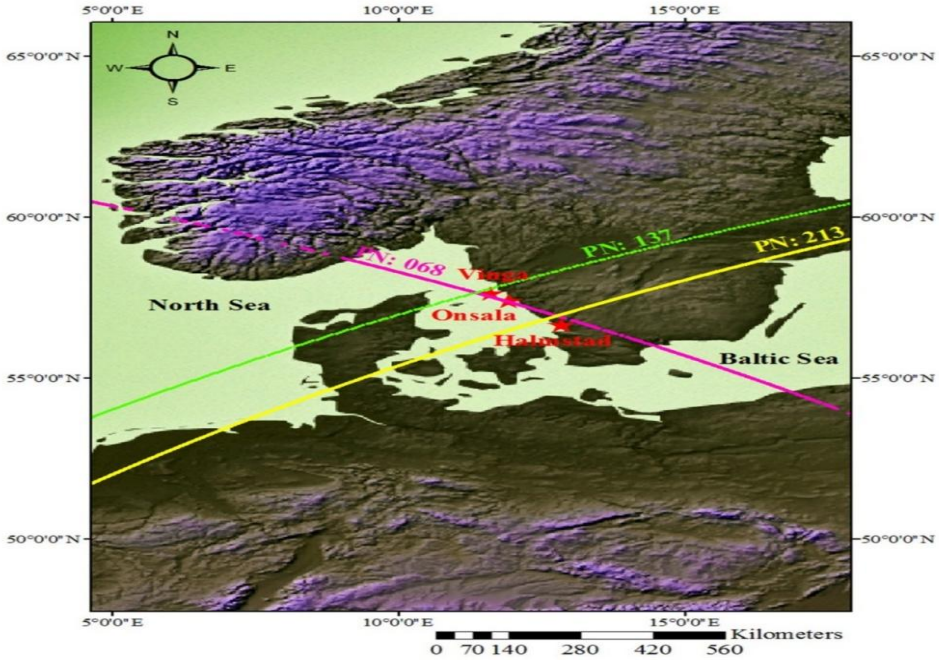
در ایستگاه آنسالا به دلیل محدود بودن داده‌های نوسان‌نگار، تنها از داده‌های مأموریت جیسون-۳ به منظور تهیه سری زمانی ارتفاع سطح آب استفاده شده است. شکل (۱) نیز موقعیت هر ایستگاه را نسبت به مسیرهای ماهواره‌ای گذرنده از مجاورت آن نشان می‌دهد.

جدول ۱: نام و موقعیت ایستگاه‌های نوسان‌نگار محلی به همراه مسیرهای ماهواره‌ای گذرنده از نزدیکی هر ایستگاه.

شماره دوره‌ها	گذر /مأموریت	طول (درجه)	عرض (درجه)	نام ایستگاه
[۲۰۳-۲۵۴], [۲۵۶-۲۶۷], [۲۷۱-۲۸۶]	۱۳۷/جیسون-۲	۱۱٫۶۰۷۶	۵۷٫۶۳۱۷	وینگا
[۲۱-۹۵]	۶۸/جیسون-۳			
[۲۱-۹۵]	۶۸/جیسون-۳	۱۱٫۹۱۹۰	۵۷٫۳۹۲۰	آنسالا
[۲۰۲-۲۴۲], [۲۴۴-۲۵۴], [۲۵۶-۲۸۳]	۲۱۳/جیسون-۲	۱۲٫۸۳۵۸	۵۶٫۶۴۸۸	هالمستد
[۲۵-۲۹], [۳۱-۳۳], [۳۵-۵۵], [۵۷-۸۶], [۸۸-۹۹]	۲۱۳/جیسون-۳			

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]



شکل۱: وضعیت مسیرهای ماهواره‌ای گذرنده از مجاورت ایستگاه‌های نوسان‌نگار محلی. منحنی‌های رنگی نشان‌دهنده مسیرهای ماهواره‌ای و ستاره‌های قرمز رنگ بیانگر موقعیت ایستگاه‌های نوسان‌نگار محلی هستند. پهنه‌های آبی به رنگ روشن و خشکی-ها با رنگ‌های تیره نمایش داده شده‌اند.

۳- مبانی نظری تحقیق

به طور کلی، روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج را می‌توان به ترتیب در چهار مرحله زیر خلاصه کرد:

- تشکیل شکل‌موج مرجع اکوگرام
- محاسبه شکل‌موج باقیمانده
- معیارهای تشخیص خطا
- روش‌های تصحیح توان‌های خطادار

۳-۱- تشکیل شکل‌موج مرجع اکوگرام:

مهم‌ترین مسئله در انجام این محاسبات، تشکیل شکل-موج مرجع است که نقش مهمی در تشخیص گیت‌های خطادار ایفا می‌کند. تاکنون، روش‌های متنوعی برای این منظور ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به میانگین شکل‌موج‌های ساحلی در فواصل ۲۰-۳۰ کیلومتری و همچنین میانگین شکل‌موج‌ها در حد فاصل ۲۰ کیلومتری از ساحل اشاره کرد [۱ و ۲]. در این روش‌ها فرض می‌شود که بیشتر (بیش از ۹۰٪) شکل‌موج‌هایی که در فواصل کمتر از ۳۰ کیلومتر از ساحل قرار دارند، از مدل براون تبعیت می‌کنند. تحقیقات انجام شده توسط مرسیر و همکاران (۲۰۱۰) نیز فرضیه فوق را تأیید می‌کنند [۲۷]. بنابراین میانگین این شکل‌موج‌ها نیز یک شکل‌موج اقیانوسی با حداقل مقدار NOE خواهد بود.

۳-۲- محاسبه شکل‌موج باقیمانده:

شکل‌موج‌های باقیمانده اکوگرام از تفاضل هر شکل‌موج از شکل‌موج مرجع به دست می‌آیند. این شکل‌موج‌ها که مبنایی برای تشخیص گیت‌های خطادار هستند، به کمک رابطه (۱) محاسبه می‌شوند [۱ و ۲]:

رابطه(۱)

$$\Delta P(i,k) = P(i,k) - P_{\text{ref}}(k);\ 1 \le i \le N,\ 1 \le k \le L$$

در رابطه (۱)، N تعداد کل شکل‌موج‌های اکوگرام، i اندیس مربوط به شماره شکل‌موج، k k-امین گیت شکل‌موج، $P(i,k)$ توان مربوط به شکل‌موج i-ام و

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

گیت k-ام و $\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)$ به توان k-امین گیت شکل‌موج مرجع اشاره می‌کنند. پارامتر L در داده‌های جیسون-۲ و جیسون-۳ نیز به تعداد گیت‌های شکل‌موج اشاره می‌کند که مقدار آن ۱۰۴ است.

۳-۳- معیارهای تشخیص خطا:

در روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج از معیارهای متفاوتی برای تشخیص نمونه‌های خطادار استفاده می‌شود. در روش‌های اصلاح، معیار تشخیص خطا برای هر شکل‌موج به صورت مستقل و بر اساس انحراف معیار توان‌های شکل‌موج باقیمانده (σ) تعریف می‌شود. در این روش‌ها، اگر چنانچه $\left|\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)\right|>2\sigma_i$ باشد، در آن صورت گیت k-ام شکل‌موج به عنوان گیت خطادار تشخیص داده می‌شود *[۲]*. در روش‌های پالایش، از *RMSE* توان‌های تمامی شکل‌موج‌های باقیمانده اکوگرام به عنوان معیاری برای شناسایی خطا استفاده می‌شود *[۱]*:

$$\mathrm{RMSE}=\sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{\mathrm{L}}\sum_{i=1}^{\mathrm{N}}\Delta P(i,k)^2}{\mathrm{NL}}} \qquad \text{رابطه(۲)}$$

به این ترتیب، اگر $\left|\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)\right|>2\mathrm{RMSE}$ باشد، در آن صورت گیت k-ام شکل‌موج به عنوان نمونه خطادار معرفی می‌شود.

۳-۴- روش‌های تصحیح توان‌های خطادار

از جمله روش‌های رایج در این بخش روش میانگین‌گیری وزن‌دار معکوس فاصله (*IDW*)[1] است که توسط تی‌سنگ و همکاران (۲۰۱۴) توسعه یافت *[۲]*. در این تحقیق نیز ایده‌های میانگین‌گیری وزن‌دار دو مرحله‌ای (*IDW²*) و میانه به عنوان روش‌های ابداعی جدید برای تصحیح توان‌های خطادار معرفی می‌شوند. جزئیات تمامی این روش‌ها در بخش ۴-۲ بحث می‌شود.

۴- روش تحقیق

در این بخش، به بررسی ایده‌های پژوهش پرداخته و تفاوت‌های آن‌ها با روش‌های ارائه شده در مبانی نظری تحقیق شرح داده می‌شود. از جمله چالش‌های مهم می‌توان به نحوه ایجاد شکل‌موج مرجع در دریای بالتیک و روش‌های تصحیح توان اشاره کرد که جزئیات آن‌ها به تفصیل در ادامه بیان می‌گردد.

۴-۱- تشکیل شکل‌موج مرجع در دریای بالتیک

فرضیات مطرح شده در بخش قبل در خصوص نحوه تشکیل شکل‌موج مرجع اگرچه می‌تواند در نواحی ساحلی اقیانوس‌های آزاد معتبر باشد، اما در پهنه کم عمق دریای بالتیک که ارتباطات محدودی نیز با اقیانوس آزاد دارد، لزوماً برقرار نیست. بنابراین نخستین چالش در تشکیل شکل‌موج مرجع انتخاب شکل‌موج‌های براونی است. از جمله داده‌های موجود در فایل‌های *SGDR*[2]، پارامترهای مدل فیزیکی اقیانوسی هستند که توسط *CNES*[3] و *NASA/JPL*[4] مخصوص شکل‌موج‌های براونی محاسبه شده‌اند *[۸ و ۹]*.

این پارامترها که با نام‌های *thermal_noise_20hz_ku*، *off_nadir_angle_wf_20hz_ku*، *epoch_20hz_ku*، *width_leading_edge_20hz_ku* و *amplitude_20hz_ku* مشخص می‌شوند به ترتیب به سطح نویز حرارتی، زاویه انحراف از نادیر[5]، لحظه برگشت پالس از سطح آب، عرض لبه صعودی شکل‌موج و دامنه مدل فیزیکی اشاره می‌کنند *[۲۱ و ۲۲]*. به این ترتیب، هر شکل‌موجی که پارامترهای پنج‌گانه فوق برای آن محاسبه شده باشد، یک شکل‌موج براونی خواهد بود. بر این اساس، شکل‌موج‌های اقیانوسی به طور متوسط حدود ۶۰٪ کل شکل‌موج‌های موجود در هر اکوگرام را تشکیل می‌دهند. در نهایت، شکل‌موج مرجع با انجام مراحل زیر محاسبه می‌شود:

- میانگین تمامی شکل‌موج‌های براونی اکوگرام محاسبه

[1] *Inverse Distance Weighting*

[2] *Sensor and Geophysical Data Records*

[3] *Centre national d'études spatiales*

[4] *National Aeronautics and Space Administration/Jet Propulsion Laboratory*

[5] *Off nadir*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

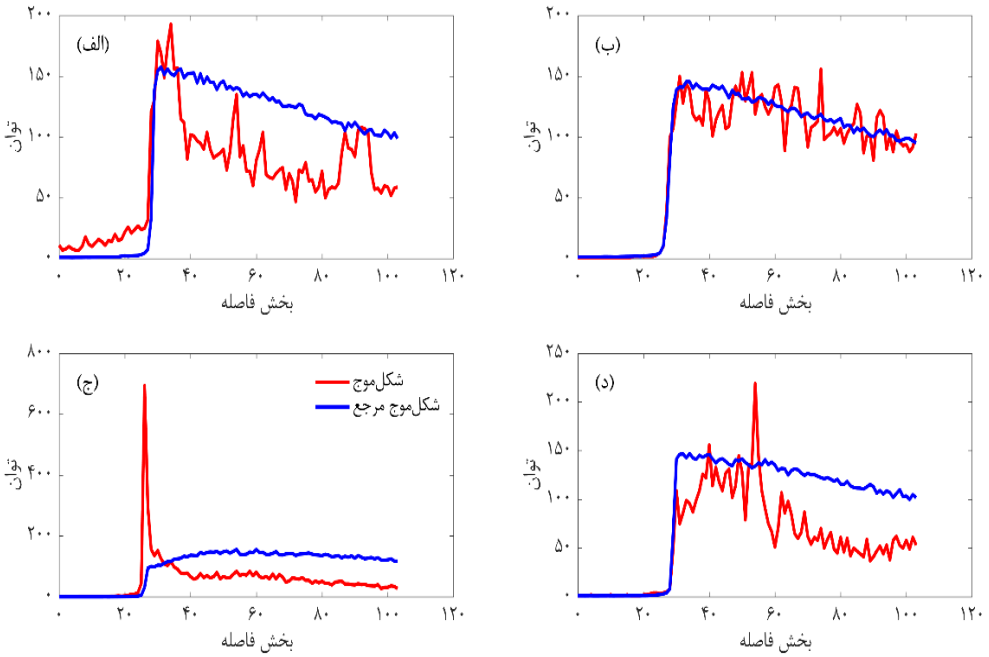
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

می‌شود.

- اختلاف هر شکل‌موج براونی از شکل‌موج میانگین محاسبه شده و انحراف معیار شکل‌موج تفاضلی (s) به دست می‌آید.
- با توجه به انحراف معیار، برای هر شکل‌موج براونی یک وزن به صورت $w=1/s^2$ تعیین می‌شود.
- در نهایت، میانگین وزن‌دار شکل‌موج‌های براونی به عنوان شکل‌موج مرجع در نظر گرفته می‌شود(رابطه(۳)):

رابطه(۳)
$$P_{ref} = \frac{\sum_{j=1}^{m} w_j P_j^B}{\sum_{j=1}^{m} w_j}$$

که در رابطه (۳)، m تعداد کل شکل‌موج‌های براونی، P_j^B j-امین شکل‌موج براونی اکوگرام و w_j به وزن محاسبه شده برای شکل‌موج اشاره می‌کنند.



شکل۲: مقایسه چند شکل‌موج مختلف با شکل‌موج مرجع محاسبه شده برای اکوگرام مربوطه. شکل‌موج‌های مرجعی که به کمک رابطه (۳) محاسبه می‌شوند، دارای توان‌های حرارتی نزدیک صفر، لبه صعودی کاملا خطی و حداقل نوسانات در محدوده لبه نزولی شکل‌موج هستند. این شکل‌موج‌ها از داده‌های مأموریت جیسون-۳، گذر ۲۱۳ و به ترتیب از دوره‌های ۴۰ (شکل (الف))، ۵۰ (شکل (ب))، ۸۰ (شکل (ج)) و ۹۰ (شکل (د)) انتخاب شده‌اند.

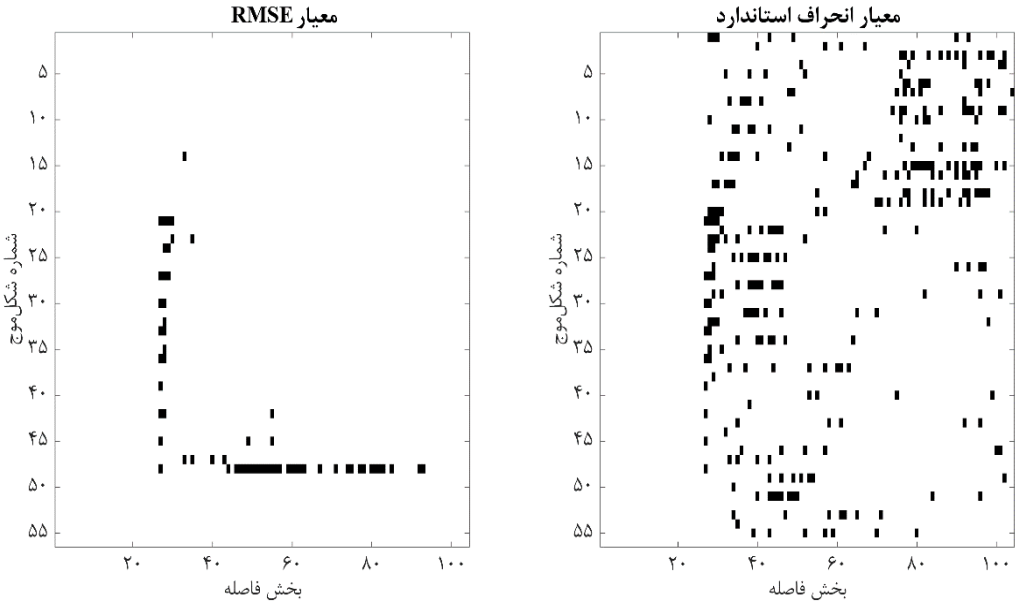
در شکل (۲)، همانگونه که ملاحظه می‌شود، میانگین وزن‌دار شکل‌موج‌های براونی عموماً یک شکل‌موج براونی است. اما، در حالت (ج) تفاوت‌هایی بین یک شکل‌موج براونی و شکل‌موج مرجع به دست آمده دیده می‌شود. علت این امر را می‌توان به وجود شکل‌موج‌های براونی با لبه نزولی بالارونده[1] و همچنین جابه‌جایی لبه صعودی شکل‌موج‌های براونی اکوگرام نسبت داد. این دو مسئله باعث ایجاد انحنا در لبه نزولی شکل‌موج مرجع می‌شوند.

طبق روند تعریف شده در بخش قبل، بعد از محاسبه

[1] *Brownian with rising trailing edge*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

شکل‌موج مرجع، شکل‌موج‌های باقیمانده اکوگرام به دست آمده و از معیارهای σ و $RMSE$ به منظور تشخیص گیت‌های خطادار استفاده می‌شود. در شکل(۳) مقایسه‌ای بین گیت‌های خطادار تشخیص داده شده به ازای دو معیار σ و $RMSE$ انجام می‌شود. این شکل‌موج‌ها از دوره ۸۰ و گذر ۲۱۳ داده‌های مأموریت جیسون-۳ و در فاصله ۱۵ کیلومتری از خط ساحل انتخاب شده‌اند.



شکل۳: مقایسه نمونه‌های خطادار تشخیص داده شده در یک اکوگرام با استفاده از معیارهای *RMSE* (معیار پالایش شکل‌موج) و انحراف معیار استاندارد (معیار اصلاح شکل‌موج).

در شکل (۳)، هر سطر معرف یک شکل‌موج است که گیت‌های خطادار آن با کد صفر (مربع‌های سیاه رنگ) و سیگنال‌های اقیانوسی با کد ۱ (بخش‌های سفید رنگ) مشخص می‌شوند. در نهایت، ماتریس باینری برای هر روش به صورت یک تصویر جداگانه ترسیم می‌شود. همانگونه که از این شکل برمی‌آید، توزیع گیت‌های خطادار در یک اکوگرام کاملا به معیار تعریف شده برای تشخیص خطا بستگی دارد. علاوه بر این، گیت‌های خطادار معمولاً بر روی لبه صعودی و در بخش‌هایی از لبه نزولی قرار می‌گیرند.

۴-۲- روش‌های تصحیح توان‌های خطادار

بعد از تشخیص نمونه‌های خطادار، از روش‌های زیر به منظور تصحیح توان‌های مربوطه استفاده می‌شود.

۱- میانگین‌گیری وزن‌دار معکوس فاصله: این روش بر پایه یک میانگین‌گیری وزن‌دار از توان‌های گیت‌های مجاور است که توسط تی‌سنگ و همکاران (۲۰۱۴) توسعه یافت *[۲]*. در این روش، فاصله بین هر دو گیت متوالی ۱ واحد در نظر گرفته شده و فاصله سایر گیت‌ها با گیت خطادار نیز به کمک فاصله اقلیدسی تعیین می‌شود. رابطه تصحیح در این روش به صورت رابطه(۴) است:

$$\bar{\mathrm{P}}(i,k)=\frac{1}{2\sqrt{2}+4}\left\{\begin{array}{l}\left[\mathrm{P}(i,k+1)+\mathrm{P}(i,k-1)+\mathrm{P}(i+1,k)+\mathrm{P}(i-1,k)\right]+\\ +\frac{1}{\sqrt{2}}\left[\mathrm{P}(i+1,k+1)+\mathrm{P}(i-1,k-1)+\mathrm{P}(i+1,k-1)+\mathrm{P}(i-1,k+1)\right]\end{array}\right\} \quad \text{رابطه(۴)}$$

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

در رابطه (۴) نیز همانند روابط (۲) و (۳) اندیس‌های i و k به ترتیب به شکل‌موج i-ام و گیت k-ام اشاره می‌کنند.

۲- میانگین‌گیری وزن‌دار دو مرحله‌ای: همانگونه که از شکل(۳) پیداست، در بسیاری از مواقع گیت‌های خطادار در مجاورت هم قرار می‌گیرند. در این حالت، مقادیر *NOE* گیت‌های مجاور قطعاً در رابطه (۴) اثرگذار خواهند بود. به منظور کاهش خطای گیت‌های مجاور ابتدا یک تصحیح اولیه بر روی نمونه‌های خطادار صورت می‌گیرد.

در این روش، اگر $\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)>2\sigma_i$ یا $\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)>2\mathrm{RMSE}$ باشد، در آن صورت گیت مورد نظر احتمالا دارای اثرات تارگت‌های روشن است و تصحیح اولیه آن به صورت $\mathrm{P}^1(i,k)=\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)+2\sigma_i$ یا $\mathrm{P}^1(i,k)=\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)+2\mathrm{RMSE}$ خواهد بود.

حال چنانچه $\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)-\mathrm{P}(i,k)>2\sigma_i$ یا $\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)-\mathrm{P}(i,k)>2\mathrm{RMSE}$ باشد، در آن صورت گیت مورد نظر احتمالا تحت تأثیر اثرات خشکی است و تصحیح اولیه به شکل $\mathrm{P}^1(i,k)=\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)-2\sigma_i$ یا $\mathrm{P}^1(i,k)=\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)-2\mathrm{RMSE}$ اعمال می‌شود.

بدیهی است چنانچه $\left|\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)\right|\le 2\sigma_i$ یا $\left|\mathrm{P}(i,k)-\mathrm{P}_{\mathrm{ref}}(k)\right|\le 2\mathrm{RMSE}$ باشد، در آن صورت $\mathrm{P}^1(i,k)=\mathrm{P}(i,k)$ خواهد بود. بعد از انجام تصحیحات اولیه، از رابطه(۵) برای انجام تصحیح نهایی استفاده می‌شود:

رابطه(۵)
$$\overline{\mathrm{P}^1}(i,k)=\frac{1}{2\sqrt{2}+4}\left\{\begin{array}{l}\left[\mathrm{P}^1(i,k+1)+\mathrm{P}^1(i,k-1)+\mathrm{P}^1(i+1,k)+\mathrm{P}^1(i-1,k)\right]+\\ +\frac{1}{\sqrt{2}}\left[\mathrm{P}^1(i+1,k+1)+\mathrm{P}^1(i-1,k-1)+\mathrm{P}^1(i+1,k-1)+\mathrm{P}^1(i-1,k+1)\right]\end{array}\right\}$$

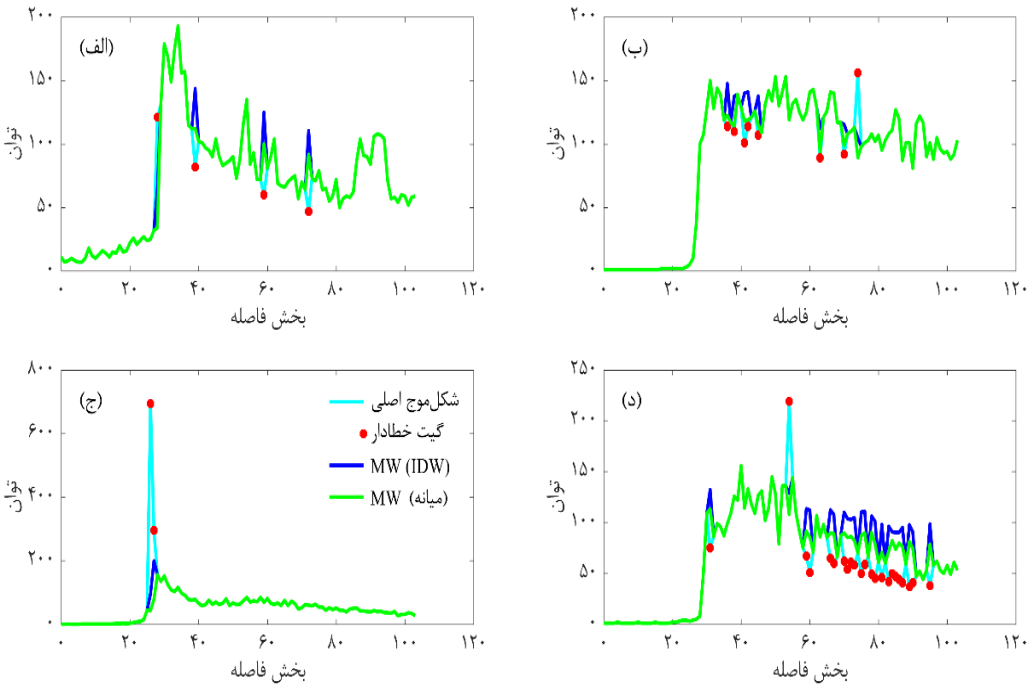
۳- میانه توان‌های مجاور یک گیت: با انجام تصحیحات اولیه بخشی از *NOE* ها از روی شکل‌موج‌ها حذف می‌شوند. در این روش، اگر بعد از انجام تصحیحات، رفتار سیگنال‌های غیر اقیانوسی باقیمانده بر روی گیت‌های مجاور را همانند نویزهای تصویری نمک و فلفل فرض کنیم، در آن صورت با اعمال فیلتر میانه می‌توان تأثیر سیگنال‌های باقیمانده را تا حدودی کاهش داد *[۳۰]*. به این ترتیب، توان تصحیح شده از رابطه(۶) به دست می‌آید:

رابطه(۶)
$$\overline{\mathrm{P}^1}(i,k)=\mathrm{med}\left\{\begin{array}{l}\mathrm{P}^1(i,k+1),\mathrm{P}^1(i,k-1),\mathrm{P}^1(i+1,k),\mathrm{P}^1(i-1,k),\ldots\\ ,\frac{1}{\sqrt{2}}\mathrm{P}^1(i+1,k+1),\frac{1}{\sqrt{2}}\mathrm{P}^1(i-1,k-1),\frac{1}{\sqrt{2}}\mathrm{P}^1(i+1,k-1),\frac{1}{\sqrt{2}}\mathrm{P}^1(i-1,k+1)\end{array}\right\}$$

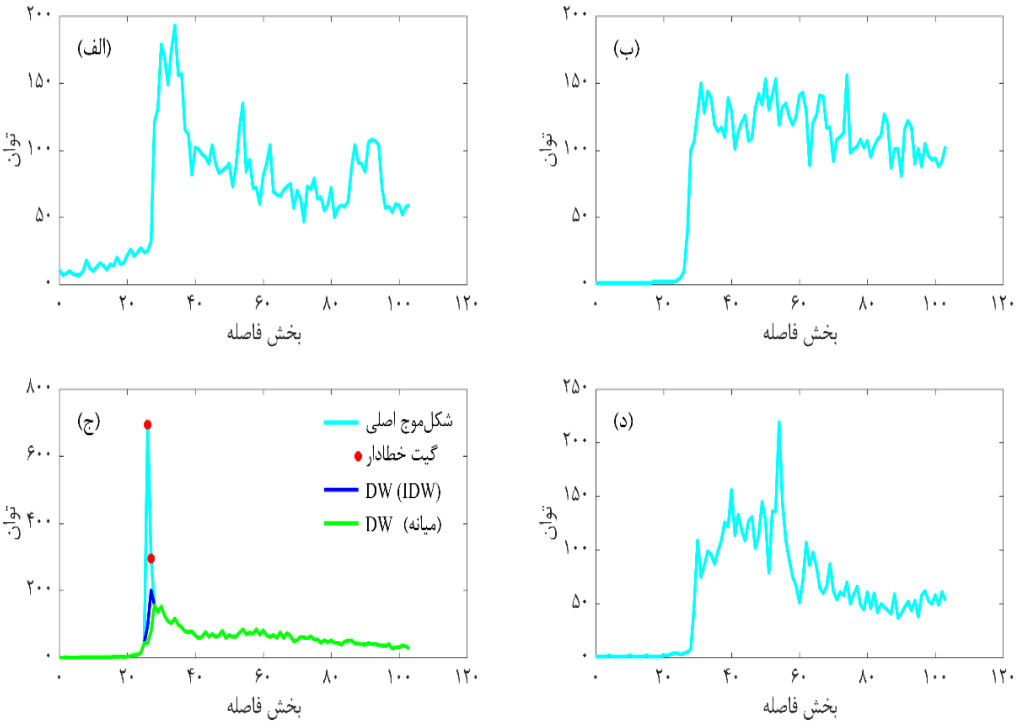
لازم به ذکر است که روش‌های تصحیح فوق هم در اصلاح و هم در پالایش شکل‌موج‌ها به کار می‌روند. در نهایت، از شکل‌موج‌های اصلاح شده و پالایش شده برای انجام محاسبات بازتعقیب استفاده می‌شود.

شکل‌های (۴) و (۵) نحوه ترمیم شکل‌موج‌های ارائه شده در شکل (۲) را به کمک روش‌های آماری شرح می‌دهند.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]



شکل۴: ارزیابی کارایی روش‌های آماری اصلاح شکل‌موج



شکل۵: ارزیابی کارایی روش‌های آماری پالایش شکل‌موج

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

شکل (۴) به تشخیص گیت‌های خطادار به کمک انحراف معیار استاندارد (اصلاح شکل‌موج) و شکل (۵) نیز به تشخیص این گیت‌ها به کمک *RMSE* اکوگرام (پالایش شکل‌موج) اشاره می‌کند. انحراف معیارهای محاسبه شده برای شکل‌موج‌های فوق به ترتیب از (الف) تا (د) عبارتند از: ۳۴٫۶۶۶، ۱۳٫۰۱۴، ۸۵٫۵۲۱ و ۳۱٫۱۱۸. این شکل‌موج‌ها به ترتیب از دوره‌های ۴۰، ۵۰، ۸۰ و ۹۰ و گذر ۲۱۳ داده‌های جیسون-۳ انتخاب شده‌اند. *RMSE* های محاسبه شده برای اکوگرام‌های مربوطه نیز به ترتیب عبارتند از: ۴۵٫۲۴۴، ۴۸٫۰۵۶، ۵۶٫۷۴۱ و ۵۶٫۷۸۰.

۴-۳- تعیین *SSH*

اندازه *SSH* در مرکز رد آنتن ماهواره و به کمک رابطه(۷) تعیین می‌شود *[۳۱]*:

رابطه(۷)

$$SSH=alt-\left(Range+C_{Media}+C_{Geophysical}+C_{ret}\right)$$

در رابطه (۷)، alt، Range، C_{Media}، $C_{Geophysical}$ و C_{ret} به ترتیب به ارتفاع ماهواره از سطح بیضوی مرجع، فاصله ماهواره از سطح دریا، مجموع تصحیحات محیطی، مجموع تصحیحات ژئوفیزیکی و تصحیح بازتعقیب اشاره می‌کنند. تصحیحات محیطی و ژئوفیزیکی از روابط(۸) و (۹) به دست می‌آیند *[۳۱]*:

رابطه(۸)

$$C_{Media}=C_{Iono}+C_{Dry\,Trop}+C_{Wet\,Trop}$$

رابطه(۹)

$$C_{Geophysical}=C_{Pole\,Tide}+C_{Solid\,Earth\,Tide}+C_{Load\,Tide}+C_{Sea\,State\,Bias}$$

در رابطه(۸) و (۹)، C_{Iono}، $C_{Dry\,Trop}$، $C_{Wet\,Trop}$، $C_{Pole\,Tide}$، $C_{Solid\,Earth\,Tide}$، $C_{Load\,Tide}$ و $C_{Sea\,State\,Bias}$ به ترتیب به تصحیحات یونوسفری، تروپوسفری خشک، تروپوسفری تر، جزرومد قطبی، جزرومد زمین صلب، جزرومد ناشی از بارگذاری و بایاس وضعیت دریا مربوط می‌شوند. تصحیحات محیطی و ژئوفیزیکی مورد استفاده در روابط (۸) و (۹) از مدل‌های فیزیکی به دست می‌آیند و مقادیر آن‌ها را می‌توان در داده‌های *SGDR* یافت *[۲۱ و ۲۲]*. شایان ذکر است که در برخی موارد، مقادیر غیر عددی (*NaN*) در تصحیحات تروپوسفری مشاهده می‌شوند. در این حالت، مقادیر عددی به صورت خطی بر حسب زمان درونیابی شده و مقادیر *NaN* با استفاده از توابع درونیاب خطی در زمان-های مربوطه محاسبه می‌گردند. تصحیح بازتعقیب نیز از رابطه(۱۰) حاصل می‌شود *[۷]*:

رابطه(۱۰)

$$C_{ret}=\left(g_{ret}-g_{nom}\right)c\frac{\tau}{2}$$

در رابطه (۱۰)، g_{ret} گیت بازتعقیب محاسبه شده، $g_{nom}=32$ گیت اسمی شکل‌موج‌های جیسون-۲ و جیسون-۳، $c=299792458\,m/sec$ سرعت انتشار موج الکترومغناطیس و $\tau=3.125ns$ عرض گیت هستند *[۳۱ و ۳۲]*. روش بازتعقیب مورد استفاده در این پژوهش نیز الگوریتم بازتعقیب اسپیلاین است *[۱۶]*. در این الگوریتم به دلیل برازش تابع اسپیلاین به نمونه-های شکل‌موج، *NOE* ها نیز در محاسبات بازتعقیب اثرگذار خواهند بود، اما تأثیر آن‌ها بر روی گیت بازتعقیب به دلیل استفاده از ضرایب فیلتر به شدت کاهش می‌یابد *[۱۶ و ۳۳]*. به این ترتیب، استفاده از این الگوریتم در بازتعقیب شکل‌موج‌های اصلی و ترمیم شده و سپس مقایسه نتایج با یکدیگر می‌تواند معیار مناسبی به منظور ارزیابی کارایی روش‌های آماری اصلاح و پالایش شکل‌موج باشد. گیت بازتعقیب در روش اسپیلاین از روابط(۱۱) و (۱۲) محاسبه می‌شود *[۱۶]*:

رابطه(۱۱)

$$g_{ret}=\sum_{r=1}^{l}c_r g_{init}^{(r)}$$

رابطه(۱۲)

$$c_r=\frac{\lambda P\left(g_{init}^{(r)}\right)}{\sum_{k=1}^{L}(k-1)P(k)}$$

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

در روابط (۱۱) و (۱۲)، l تعداد گیت‌های اولیه[1] شکل-موج، $g_{\text{init}}^{(r)}$ r-امین گیت اولیه، c_r ضریب ترکیب خطی، $P\left(g_{\text{init}}^{(r)}\right)$ توان گیت اولیه، λ ضریب مقیاس و L تعداد کل گیت‌های شکل‌موج (۱۰۴) است. پارامتر ضریب مقیاس نیز از بازتعقیب شکل‌موج‌های آب خالص (شکل‌موج‌های براونی با حداقل نوسانات در لبه نزولی) به دست می‌آید. گیت‌های اولیه نیز به کمک فرض هندسی حرکت رفت و برگشتی و متقارن پالس راداری، بر روی شکل‌موج تعیین می‌شوند *[۱۶]*.

پژوهش انجام شده توسط وو و همکاران (۲۰۱۸) در خلیج بیسکای نشان داد که اختلاف بین تصحیح یونوسفری دو فرکانسه و تصحیح مدل یونوسفری جهانی (*GIM*)[2]در فواصل کمتر از ۱۵ کیلومتری از ساحل قابل توجه است *[۳۱]*. به عبارت دیگر، از تصحیح دو فرکانسه به دلیل خطای بیشتر صرف نظر شده و از تصحیح *GIM* به جای آن استفاده می‌شود. به همین دلیل، در پژوهش فعلی نیز از شکل‌موج‌هایی استفاده می‌شود که مراکز آن‌ها در فواصل حداکثر ۱۵ کیلومتری از ساحل قرار دارند. اختلاف بین این تصحیحات در فواصل بیش از ۱۵ کیلومتر قابل اغماض است *[۳۱]*.

با در نظر گرفتن منابع خطای موجود در محاسبه *SSH* (مانند خطای بازتعقیب، اثر خطی‌سازی در تصحیحات تروپوسفری و همچنین خطای مدل‌های مورد استفاده در محاسبه تصحیحات محیطی و ژئوفیزیکی)، مجموعه ارتفاعات محاسبه شده در هر دوره قطعاً عاری از خطاهای بزرگ نخواهد بود. آزمون باردا از جمله روش-هایی است که از آن برای حذف مشاهدات خطادار استفاده می‌شود *[۳۴]*. معیار مورد نظر به منظور کشف خطا طبق رابطه(۱۳) است *[۳۵]*:

$$-K_{\alpha/2} < \frac{e_i}{\delta} < K_{\alpha/2};\ i = 1,2,...,N \qquad \text{رابطه(۱۳)}$$

در رابطه (۱۳)، N تعداد شکل‌موج‌های اکوگرام، $K_{\alpha/2} = 1.96$ مقدار بحرانی، $\alpha=0.05$، $1\text{-}\alpha$ سطح اطمینان ۹۵٪، e_i باقیمانده‌های *SSH* (اختلاف *SSH* از میانگین ارتفاعات اکوگرام) و δ انحراف معیار مشاهدات را تشکیل می‌دهند. در این روش، هر مشاهده‌ای که شرط مذکور را نقض کند به عنوان مشاهده‌ای دارای خطا تشخیص داده شده و از مجموعه اندازه‌گیری‌ها حذف می‌شود. سپس شرط ذکر شده بر روی مجموعه جدید مشاهدات (مجموعه کاهش یافته) ارزیابی شده و این فرآیند تکرار می‌شود تا زمانی که تمام ارتفاعات محاسبه شده با این نامعادله سازگار شوند. در نهایت، میانگین ارتفاعات آخرین مجموعه کاهش یافته به عنوان ارتفاع سطح آب در نظر گرفته می‌شود.

۴-۴- معیارهای ارزیابی نتایج

داده‌های نوسان‌نگار محلی، داده‌های مرجع به منظور ارزیابی نتایج ارتفاع‌سنجی محسوب می‌شوند. برای استفاده از این داده‌ها، ابتدا زمان اندازه‌گیری‌های نوسان‌نگار را برحسب ثانیه *UTC*[3] بیان کرده تا با داده-های ارتفاع‌سنجی در یک چارچوب زمانی قرار گیرند. سپس ارتفاع سطح آب در ایستگاه زمینی در زمان‌های ارتفاع‌سنجی درونیابی می‌شوند. در پایان نیز، میانگین ارتفاع سطح آب در زمان‌های درونیابی شده با میانگین ارتفاع به دست آمده از ارتفاع‌سنجی با یکدیگر مقایسه می‌شوند. ابزارهای آماری که از آن‌ها به منظور ارزیابی نتایج استفاده می‌شود، جذر میانگین مربعات خطای نااریب (*ubRMSE*)[4]و ضریب همبستگی پیرسون (*PCC*)[5]هستند که روابط آن‌ها در ضمیمه آ ارائه شده-اند *[۶ و ۳۶]*.

۵- بحث و نتایج

در این بخش به ارزیابی عملکرد روش‌های آماری در اصلاح و پالایش شکل‌موج‌ها پرداخته می‌شود.

[1] *Initial gates*
[2] *Global Ionospheric Model*
[3] *Universal Time Coordinate*
[4] *unbiased Root Mean Squared Errors*
[5] *Pearson Correlation Coefficient*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

تصحیحات انجام شده در هر ایستگاه به صورت جداگانه بررسی شده و نتایج آن به ترتیب در جداول (۲)، (۳) و (۴) ارائه می‌شوند.

۵-۱-بررسی تصحیحات انجام شده در ایستگاه وینگا

بر اساس جدول (۲)، استفاده از روش‌های پالایش شکل‌موج در گذر ۱۳۷ منجر به کاهش دقت روش ارتفاع‌سنجی می‌شود. این بدان معناست که معیار *RMSE* (رابطه (۲)) برای تشخیص گیت‌های خطادار معیار مناسبی نبوده و به تبع آن استفاده از روش‌های تصحیح توان منجر به از دست رفتن سیگنال‌های آب می‌شود. در این‌جا، استفاده از روش‌های دو مرحله‌ای تصحیح توان (IDW^2 و میانه) دقت کمتری نسبت به روش *IDW* دارند. این نکته به این مسئله اشاره دارد که تشخیص گیت‌های اشتباه و اعمال تصحیحات اولیه بر روی آن‌ها منجر به از بین رفتن درصدی از سیگنال‌های آب می‌شود. در مرحله بعد، میانگین‌گیری انجام شده نیز کاهش اثرات سیگنال‌های آب را تشدید می‌کند چرا که میانگین‌گیری به عنوان یک فیلتر پایین‌گذر همواره باعث از دست رفتن بخشی از سیگنال می‌شود *[۳۰]*. در مقابل، روش‌های اصلاح شکل‌موج نتایج بهتری را در این گذر ارائه می‌دهند. دقیق‌ترین نتیجه زمانی به دست می‌آید که اثرات باقیمانده از سیگنال‌های غیراقیانوسی را به صورت نویزهای تصویری فرض کنیم که در این حالت روش میانه دقیق‌ترین سری زمانی از ارتفاع سطح آب را تولید می‌کند. *ubRMSE* این روش در مقایسه با *ubRMSE* نتایج حاصل از شکل‌موج‌های تصحیح نشده حدود ۲٫۵٪ بهبود دقت و افزایش ۳٪ ضریب همبستگی را نشان می‌دهد.

جدول ۲: بررسی تأثیرات روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج در بازتعقیب اسپیلاین در ایستگاه وینگا.

مأموریت	گذر	الگوریتم بازتعقیب	روش اصلاح/پالایش	*ubRMSE (cm)*	*PCC (%)*
جیسون-۲	۱۳۷	*Spline (λ = ۳۴)*	-	۲۳٫۱۱	۶۷٫۰۸
		Spline-MW (λ = ۳۴)	*IDW*	۲۳٫۷۸	۶۵٫۶۶
		Spline-DW (λ = ۳۴)	*IDW*	۲۴٫۶۶	۶۳٫۶۴
		Spline-MW (λ = ۳۴)	IDW^2	۲۳٫۸۱	۶۵٫۶۶
		Spline-DW (λ = ۳۴)	IDW^2	۲۵٫۹۱	۶۱٫۹۱
		Spline-MW (λ = ۳۴)	میانه	۲۲٫۵۵	۷۰٫۴۳
		Spline-DW (λ = ۳۴)	میانه	۲۴٫۹۰	۶۳٫۸۵
جیسون-۳	۶۸	*Spline (λ = ۳۷)*	-	۹٫۴۰	۸۹٫۳۵
		Spline-MW (λ = ۳۷)	*IDW*	۱۰٫۱۹	۸۷٫۷۱
		Spline-DW (λ = ۳۷)	*IDW*	۹٫۲۴	۸۹٫۸۳
		Spline-MW (λ = ۳۷)	IDW^2	۹٫۶۹	۸۸٫۵۴
		Spline-DW (λ = ۳۷)	IDW^2	۹٫۰۹	۹۰٫۴۰
		Spline-MW (λ = ۳۷)	میانه	۱۱٫۲۷	۸۵٫۲۶
		Spline-DW (λ = ۳۷)	میانه	۹٫۳۳	۸۹٫۷۷

روش‌های آماری در گذر ۶۸، نتایج کاملا متفاوتی را نشان می‌دهند. در این گذر برخلاف گذر ۱۳۷، روش-های پالایش شکل‌موج تماماً باعث بهبود کیفیت سری-های زمانی ارتفاع سطح آب می‌شوند. به این ترتیب، الگوی تشخیص نمونه‌های خطادار در این روش‌ها تطابق بهتری با واقعیت سیگنال‌های غیراقیانوسی دارد. دقیق‌ترین نتایج از روش تصحیح توان IDW^2 به دست می‌آیند. در این‌جا روش IDW^2 دقت بهتری را نسبت به

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

روش *IDW* ارائه می‌دهد. این به این معناست که تصحیحات اولیه انجام شده بر روی شکل‌موج‌ها تا حدودی باعث کاهش اثرات سیگنال‌های غیراقیانوسی می‌شوند. *ubRMSE* روش IDW^2 در مقایسه با *ubRMSE* نتایج حاصل از شکل‌موج‌های تصحیح نشده حدود ۳٫۵٪ بهبود دقت و بیش از ۱٪ بهبود ضریب همبستگی را نشان می‌دهد.

۵-۲-بررسی تصحیحات انجام شده در ایستگاه آنسالا

در این ایستگاه، روش‌های پالایش شکل‌موج نتایج دقیق‌تری را نسبت به روش‌های اصلاح ارائه می‌دهند. دقیق‌ترین نتایج نیز از روش‌های تصحیح توان *IDW* و میانه حاصل می‌شوند. اما به طور کلی نیازی به استفاده از این روش‌های آماری نیست، چرا که کیفیت تمامی سری‌های زمانی به دست آمده از شکل‌موج‌های تصحیح شده پایین‌تر از کیفیت حاصل از شکل‌موج‌های اصلی است. این بدان معناست که رفتار سیگنال‌های غیر اقیانوسی در این ناحیه پیچیده‌تر از آن است که بتوان آن‌ها را به کمک روش‌های تصحیحی کاهش داد.

گذر ۶۸ که برای هر دو ایستگاه آنسالا و وینگا یک گذر مشترک است، نتایج متفاوتی از سری‌های زمانی آن به دست می‌آید. در ایستگاه وینگا، به‌کارگیری روش‌های پالایش شکل‌موج باعث افزایش دقت سری‌های زمانی *SSH* شد، در حالی که در ایستگاه آنسالا به کاهش دقت انجامید. علت این مسئله را باید در شکل‌موج‌هایی جستجو کرد که در اکوگرام ایستگاه وینگا وجود داشته اما در مجموعه داده‌های ایستگاه آنسالا قرار نمی‌گیرند و بالعکس. رفتار *NOE* ها بر روی این شکل‌موج‌ها به صورت کاملا پیچیده بوده به گونه‌ای که روش‌های آماری مورد استفاده یا قادر به تشخیص درست گیت‌های خطادار نبوده و یا این که توان‌های تصحیح شده همواره درصدی از سیگنال‌های اقیانوسی را حذف می‌کنند.

جدول۳: بررسی تأثیرات روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج در بازتعقیب اسپیلاین در ایستگاه آنسالا. در این‌جا مطابق با جدول (۱) تنها از گذر ۶۸ برای ارزیابی الگوریتم‌ها استفاده شده است.

مأموریت	گذر	الگوریتم بازتعقیب	روش اصلاح/پالایش	*ubRMSE (cm)*	*PCC (%)*
جیسون-۳	۶۸	*Spline (λ = ۳۷)*	-	۹٫۶۸	**۸۸٫۹۱**
		Spline-MW (λ = ۳۷)	*IDW*	۱۰٫۷۵	**۸۵٫۹۵**
		Spline-DW (λ = ۳۷)	*IDW*	۱۰٫۰۵	**۸۷٫۹۲**
		Spline-MW (λ = ۳۷)	IDW^2	۱۰٫۵۸	**۸۶٫۲۷**
		Spline-DW (λ = ۳۷)	IDW^2	۱۰٫۰۹	**۸۷٫۸۷**
		Spline-MW (λ = ۳۷)	میانه	۱۲٫۱۷	**۸۳٫۰۴**
		Spline-DW (λ = ۳۷)	میانه	۱۰٫۰۵	**۸۷٫۹۱**

۵-۳- بررسی تصحیحات انجام شده در ایستگاه هالمستد

مطابق جدول (۴)، اعمال روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج‌ها بر داده‌های جیسون-۲ باعث ارتقاء کیفیت سری‌های زمانی *SSH* می‌شود. اما روش‌های اصلاح در مقایسه با روش‌های پالایش نتایج دقیق‌تری را ارائه می‌دهند. این به این معنی است که در این حالت توزیع گیت‌های خطادار در اکوگرام با واقعیت سیگنال‌های غیر اقیانوسی همخوانی بهتری دارند. دقیق‌ترین سری زمانی نیز از روش تصحیح *IDW* حاصل می‌شود که نسبت به سری‌های زمانی حاصل از داده‌های تصحیح نشده ۲۳٫۵٪ کاهش *ubRMSE* و حدود ۱۱٪ افزایش ضریب همبستگی را نشان می‌دهد. کاهش چشمگیر *ubRMSE* در سری زمانی به دست آمده به معنای

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

وجود *NOE* های کاملاً متمایز در شکل‌موج‌های این ناحیه است. این نکته لزوم استفاده از این روش‌ها را در تهیه سری‌های زمانی دقیق *SSH* تأیید می‌کند. حداقل مقادیر بالای *NOE* را می‌توان تا حدودی به کمک روش‌های فوق تعدیل کرد. این شرایط در مورد داده‌های جیسون-۳ کاملا متفاوت است. در این حالت، این روش‌های پالایش شکل‌موج هستند که می‌توانند تا حدودی باعث کاهش *NOE* ها شوند. بهترین نتایج نیز از روش تصحیح میانه عاید می‌گردد که منجر به کاهش ۵٪ *ubRMSE* و افزایش حدود ۱٪ ضریب همبستگی می‌شود.

جدول ۴: بررسی تأثیرات روش‌های اصلاح و پالایش شکل‌موج‌ها در بازتعقیب اسپیلاین در ایستگاه هالمستد.

مأموریت	گذر	الگوریتم بازتعقیب	روش اصلاح/پالایش	*ubRMSE (cm)*	*PCC (%)*
جیسون-۲	۲۱۳	*Spline* (λ = ۳۴٫۵)	-	۱۴٫۹۵	**۷۰٫۷۹**
		Spline-MW (λ = ۳۴٫۵)	*IDW*	۱۱٫۴۴	**۸۱٫۴۰**
		Spline-DW (λ = ۳۴٫۵)	*IDW*	۱۴٫۶۱	**۷۳٫۰۸**
		Spline-MW (λ = ۳۴٫۵)	IDW^2	۱۲٫۷۶	**۷۶٫۵۶**
		Spline-DW (λ = ۳۴٫۵)	IDW^2	۱۴٫۴۸	**۷۳٫۲۹**
		Spline-MW (λ = ۳۴٫۵)	میانه	۱۳٫۰۴	**۷۵٫۷۵**
		Spline-DW (λ = ۳۴٫۵)	میانه	۱۴٫۲۵	**۷۲٫۸۹**
جیسون-۳	۲۱۳	*Spline* (λ = ۳۳)	-	۱۴٫۳۹	**۸۳٫۵۶**
		Spline-MW (λ = ۳۳)	*IDW*	۱۵٫۲۰	**۸۱٫۰۸**
		Spline-DW (λ = ۳۳)	*IDW*	۱۴٫۱۹	**۸۳٫۲۶**
		Spline-MW (λ = ۳۳)	IDW^2	۱۶٫۲۵	**۷۷٫۴۶**
		Spline-DW (λ = ۳۳)	IDW^2	۱۴٫۱۸	**۸۳٫۲۴**
		Spline-MW (λ = ۳۳)	میانه	۱۵٫۵۵	**۷۹٫۴۰**
		Spline-DW (λ = ۳۳)	میانه	۱۳٫۶۷	**۸۴٫۲۹**

۴-۵- بررسی روش‌های آماری بر روی شکل‌موج‌ها

مطابق شکل (۵)، *RMSE* های محاسبه شده برای اکوگرام‌ها معمولاً بزرگ‌تر از انحراف معیارهای به دست آمده از شکل‌موج‌های باقیمانده هستند. به همین دلیل، تعداد گیت‌های خطادار تشخیص داده شده در روش‌های پالایش شکل‌موج معمولاً کمتر از تعداد نمونه‌های خطادار معرفی شده در روش‌های اصلاح هستند. این نکته به وضوح در شکل‌های (۴) و (۵) نمایش داده شده است. در این‌جا اگر از انحراف معیار استاندارد به عنوان معیار تشخیص خطا استفاده شود، تمامی شکل‌موج‌ها دارای گیت‌های خطادار بوده اما اگر *RMSE* اکوگرام به عنوان معیاری برای تشخیص نمونه‌های خطادار مد نظر قرار گیرد، تنها یک شکل‌موج دارای گیت‌های خطادار خواهد بود. علاوه بر این، مقایسه الگوریتم‌های تصحیح خطا در گذر ۲۱۳ نشان می‌دهد که روش میانه نسبت به روش *IDW*، شکل‌موج‌های تصحیح شده هموارتری را نتیجه می‌دهد. یکی از مشکلات روش *IDW* که در مورد برخی از شکل‌موج‌ها نیز صادق است، تولید پیک‌های بلندتر در برخی از گیت‌های خطادار است. علت این مسئله را می‌توان به وجود *NOE* های نسبتا بزرگ در گیت‌های مجاور نسبت داد. این نکته در حالت‌های (الف)، (ب) و (د) از شکل (۴) به تصویر کشیده شده است.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]
[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

۶- نتیجه‌گیری

این پژوهش، ایده‌های جدیدی را بر اساس پارامترهای آماری به دست آمده از شکل‌موج‌ها به منظور تصحیح *NOE* ها معرفی می‌کند. اولین گام در این پردازش‌ها و محاسبات تشکیل شکل‌موج مرجع است که به کمک یک میانگین‌گیری وزن‌دار از شکل‌موج‌های اقیانوسی اکوگرام به دست آمد. این روش برای هر پهنه آبی ساحلی از جمله سواحل حوزه‌های آبی بسته مانند دریای بالتیک نیز معتبر است.

در ادامه از دو معیار انحراف معیار استاندارد که برای هر شکل‌موج باقیمانده به صورت جداگانه محاسبه می‌شود و *RMSE* که بر اساس شکل‌موج‌های باقیمانده اکوگرام به دست می‌آید، به منظور تشخیص گیت‌های خطادار استفاده شد. انحراف معیار در روش‌های اصلاح شکل-موج و *RMSE* نیز در پالایش شکل‌موج‌ها مورد استفاده قرار گرفت. معیارهای فوق، الگوهای متفاوتی را از گیت-های خطادار موجود در اکوگرام ارائه کردند (شکل (۳)) و استفاده از آن‌ها به ویژگی‌های فیزیکی ناحیه مورد مطالعه بستگی داشت. با توجه به اینکه مقدار *RMSE* اکوگرام معمولاً بیشتر از مقدار انحراف معیار محاسبه شده برای هر شکل‌موج باقیمانده است، تعداد گیت‌های خطادار معرفی شده در روش‌های پالایش شکل‌موج معمولاً کمتر از گیت‌های تشخیص داده شده در روش-های اصلاح است (به شکل‌های (۳)، (۴) و (۵) رجوع شود).

بعد از تشخیص گیت‌های خطادار، از سه روش به منظور تصحیح توان‌ها استفاده شد. روش اول یک میانگین‌گیری وزن‌دار معکوس فاصله است که توسط تی‌سنگ و همکاران (۲۰۱۴) توسعه یافت *[۲]*. یکی از چالش‌های مهم این الگوریتم وجود خطا در گیت‌های مجاور بود که در برخی از موارد باعث کاهش دقت این روش می‌شد. برای رفع این مشکل روش‌های تصحیح دو مرحله‌ای معرفی شدند. در این روش‌ها بسته به اختلاف توان گیت خطادار با توان متناظر آن بر روی شکل‌موج مرجع، ابتدا یک تصحیح اولیه بر روی توان خطادار اعمال شده و سپس از روش‌های *IDW* و میانه به منظور انجام تصحیح نهایی استفاده شد. این روش‌ها در برخی موارد باعث بهبود کیفیت سری‌های زمانی ارتفاع سطح آب شدند اما در مواردی نیز منجر به از دست رفتن سیگنال‌های آب شده و دقت نتایج ارتفاع-سنجی را کاهش دادند. در تصحیح میانه فرض بر این است که بعد از انجام تصحیحات اولیه رفتار *NOE* های باقیمانده بر روی نمونه‌های خطادار به صورت نویزهای نمک و فلفلی است. به این ترتیب، اعمال فیلتر میانه باعث کاهش این اثرات خواهد شد. در نظر گرفتن این فرض در برخی از موارد منجر به بهبود کیفیت سری-های زمانی ارتفاع سطح آب گردید.

به طور کلی، این مطالعه ماهیت پیچیده *NOE* ها را بر روی شکل‌موج‌های ارتفاع‌سنجی آشکار می‌سازد. اگرچه، استفاده از روش‌های آماری نیز همواره باعث بهبود نتایج نخواهد شد، همانگونه که در گذر ۶۸ ایستگاه آنسالا ملاحظه گردید، اما به‌کارگیری این روش‌ها به منظور حذف سیگنال‌های آشکار غیراقیانوسی خالی از فایده نبوده و در بهبود سری‌های زمانی ارتفاعی قطعاً موثر خواهند بود. نتایج به دست آمده از روش‌های آماری نیز کاهش ۲٫۵ تا ۲۳٫۵٪ را در *ubRMSE* و افزایش حداکثر ۱۱٪ را در ضریب همبستگی بین سری زمانی ارتفاع سطح آب و سری زمانی داده‌های نوسان-نگار محلی نشان دادند.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

◆ دسترسی به داده‌ها

لینک‌های مورد استفاده برای دریافت داده‌های ارتفاع‌سنجی و نوسان‌نگار:

https://www.ncei.noaa.gov/products/jason-satellite-products

https://www.smhi.se/data/oceanografi/ladda-ner-oceanografiska-observationer

◆ ضمیمه آ

محاسبات *ubRMSE* و *PCC*

پارامترهای ارزیابی کیفیت به کمک روابط زیر تعیین می‌شوند:

$$\mathrm{ubRMSE}=\sqrt{\frac{\sum_{q=1}^{n}\left[\left(H_q^S-\overline{H^S}\right)-\left(H_q^T-\overline{H^T}\right)\right]^2}{n}}$$

$$\mathrm{PCC}=\frac{\sum_{q=1}^{n}H_q^S H_q^T-\frac{\sum_{q=1}^{n}H_q^S\sum_{q=1}^{n}H_q^T}{n}}{\sqrt{\left(\sum_{q=1}^{n}\left(H_q^S\right)^2-\frac{\left(\sum_{q=1}^{n}H_q^S\right)^2}{n}\right)\left(\sum_{q=1}^{n}\left(H_q^T\right)^2-\frac{\left(\sum_{q=1}^{n}H_q^T\right)^2}{n}\right)}}$$

در این روابط، n، H_q^S و H_q^T به ترتیب به تعداد دوره‌ها، میانگین ارتفاع حاصل از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و میانگین ارتفاع نوسان‌نگار محلی در دوره q-ام اشاره می‌کنند. مقادیر $\overline{H^S}$ و $\overline{H^T}$ نیز به ترتیب بیانگر میانگین ارتفاع حاصل از ارتفاع‌سنجی و میانگین ارتفاع نوسان‌نگار در کل سری زمانی هستند.

مراجع

[1] *Z. Huang, H. Wang, Z. Luo, C. Shum, K.-H. Tseng, and B. Zhong, "Improving Jason-2 Sea Surface Heights within 10 km Offshore by Retracking Decontaminated Waveforms," Remote Sens., vol. 9, no. 10, p. 1077, Oct. 2017, doi: 10.3390/rs9101077.*

[2] *K.-H. Tseng et al., "The Improved Retrieval of Coastal Sea Surface Heights by Retracking Modified Radar Altimetry Waveforms," IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 52, no. 2, pp. 991–1001, Feb. 2014, doi: 10.1109/TGRS.2013.2246572.*

[3] *A. Levermann et al., "The multimillennial sea-level commitment of global warming," Proc. Natl. Acad. Sci., vol. 110, no. 34, pp. 13745–13750, Aug. 2013, doi: 10.1073/pnas.1219414110.*

[4] *F. Göttl, D. Dettmering, F. L. Müller, and C. Schwatke, "Lake Level Estimation Based on CryoSat-2 SAR Altimetry and Multi-Looked Waveform Classification," Remote Sensing, vol. 8, no. 885, Oct. 2016, doi: 10.3390/rs8110885.*

[5] *P. L. Woodworth, J. R. Hunter, M. Marcos,*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

P. Caldwell, M. Menéndez, and I. Haigh, "Towards a global higher-frequency sea level dataset," Geosci. Data J., vol. 3, no. 2, pp. 50–59, Nov. 2016, doi: 10.1002/gdj3.42.

[6] Q. Gao et al., "Analysis of Retrackers' Performances and Water Level Retrieval over the Ebro River Basin Using Sentinel-3," Remote Sensing, vol. 11, no. 6, 2019, doi: 10.3390/rs11060718.

[7] S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, Eds., Coastal Altimetry. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0.

[8] G. Hayne, "Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering," IEEE Trans. Antennas Propag., vol. 28, no. 5, pp. 687–692, Sep. 1980, doi: 10.1109/TAP.1980.1142398.

[9] G. Brown, "The average impulse response of a rough surface and its applications," IEEE Trans. Antennas Propag., vol. 25, no. 1, pp. 67–74, Jan. 1977, doi: 10.1109/TAP.1977.1141536.

[10] A. Halimi, C. Mailhes, J.-Y. Tourneret, P. Thibaut, and F. Boy, "Parameter Estimation for Peaky Altimetric Waveforms," IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 51, no. 3, pp. 1568–1577, Mar. 2013, doi: 10.1109/TGRS.2012.2205697.

[11] J. Tournadre, "Signature of Lighthouses, Ships, and Small Islands in Altimeter Waveforms," J. ATMOSPHERIC Ocean. Technol., vol. 24, pp. 1143–1149, Jun. 2007, doi: 10.1175/JTECH2030.1.

[12] J. Tournadre, F. Girard-Ardhuin, and B. Legrésy, "Antarctic icebergs distributions, 2002-2010: ICEBERG DISTRIBUTION," J. Geophys. Res. Oceans, vol. 117, no. C5, p. n/a-n/a, May 2012, doi: 10.1029/2011JC007441.

[13] C. Gommenginger et al., "Retracking Altimeter Waveforms Near the Coasts: A Review of Retracking Methods and Some Applications to Coastal Waveforms," in Coastal Altimetry, S. Vignudelli, A. G. Kostianoy, P. Cipollini, and J. Benveniste, Eds., Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011, pp. 61–101. doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_4.

[14] H. Wang and Z. Huang, "Waveform Decontamination for Improving Satellite Radar Altimeter Data Over Nearshore Area: Upgraded Algorithm and Validation," Front. Earth Sci., vol. 9, p. 748401, Sep. 2021, doi: 10.3389/feart.2021.748401.

[15] S. Dinardo, "Techniques and Applications for Satellite SAR Altimetry over water, land, and ice," Technische Universität Darmstadt, 2020.

[16] S. Mafi, S. Farzaneh, M. A. Sharifi, and E. Forootan, "Spline retracker: a geometrical retracking algorithm for coastal and open ocean altimetry," Mar. Geod., vol. 47, no. 2, pp. 83–118, Mar. 2024, doi: 10.1080/01490419.2023.2291772.

[17] D. Wingham, C. Rapley, and G. H D, "New Techniques in Satellite Altimeter Tracking Systems," presented at the IGARSS 86 Symposium, Zurich, Sep. 1986, pp. 1339–1344.

[18] C. H. Davis, "A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeters," IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 35, no. 4, pp. 974–979, Jul. 1997, doi: 10.1109/36.602540.

[19] H. Lee, C. K. Shum, Y. Yi, A. Braun, and C.-Y. Kuo, "Laurentia crustal motion observed using TOPEX/POSEIDON radar altimetry over land," J. Geodyn., vol. 46, no. 3–5, pp. 182–193, Oct. 2008, doi: 10.1016/j.jog.2008.05.001.

[20] T. V. Martin, H. J. Zwally, A. C. Brenner, and R. A. Bindschadler, "Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms," J. Geophys. Res. Oceans, vol. 88, no. C3, pp. 1608–1616, Feb. 1983, doi: 10.1029/JC088iC03p01608.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

[21] *B. Legrésy and F. Rémy, "Altimetric observations of surface characteristics of the Antarctic ice sheet," J. Glaciol., vol. 43, no. 144, pp. 265–275, 1997, doi: 10.3189/S002214300000321X.*

[22] *M. Passaro et al., "Validation of an Empirical Subwaveform Retracking Strategy for SAR Altimetry," Remote Sens., vol. 14, no. 16, p. 4122, Aug. 2022, doi: 10.3390/rs14164122.*

[23] *M. Passaro, P. Cipollini, S. Vignudelli, G. D. Quartly, and H. M. Snaith, "ALES: A multi-mission adaptive subwaveform retracker for coastal and open ocean altimetry," Remote Sens. Environ., vol. 145, pp. 173–189, Apr. 2014, doi: 10.1016/j.rse.2014.02.008.*

[24] *M. Passaro et al., "ALES+: Adapting a homogenous ocean retracker for satellite altimetry to sea ice leads, coastal and inland waters," Remote Sens. Environ., vol. 211, pp. 456–471, Jun. 2018, doi: 10.1016/j.rse.2018.02.074.*

[25] *I. P. Medvedev, A. B. Rabinovich, and E. A. Kulikov, "Tides in Three Enclosed Basins: The Baltic, Black, and Caspian Seas," Front. Mar. Sci., vol. 3, 2016, doi: 10.3389/fmars.2016.00046.*

[26] *E. Pranzini and A. Williams, Coastal erosion and protection in Europe, 1st ed. Abingdon, Oxon New York, NY: Earthscan from Routledge, 2013.*

[27] *F. Mercier, V. Rosmorduc, L. Carrere, and P. Thibaut, Coastal and Hydrology Altimetry Product (PISTACH) Handbook. 2010.*

[28] *J. P. Dumont et al., OSTM/Jason-2 Products Handbook. 2011.*

[29] *J. P. Dumont et al., Jason-3 Products Handbook. 2020.*

[30] *R. C. Gonzalez and R. E. Woods, Digital image processing, 3rd ed. Upper Saddle River, N.J: Prentice Hall, 2008.*

[31] *P. Vu et al., "Multi-Satellite Altimeter Validation along the French Atlantic Coast in the Southern Bay of Biscay from ERS-2 to SARAL," Remote Sens., vol. 10, no. 2, p. 93, Jan. 2018, doi: 10.3390/rs10010093.*

[32] *B. Uebbing, J. Kusche, and E. Forootan, "Waveform Retracking for Improving Level Estimations From TOPEX/Poseidon, Jason-1, and Jason-2 Altimetry Observations Over African Lakes," IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., vol. 53, no. 4, pp. 2211–2224, Apr. 2015, doi: 10.1109/TGRS.2014.2357893.*

[33] *T. Young and M. J. Mohlenkamp, Introduction to Numerical Methods and MATLAB Programming for Engineers. Ohio University, 2021.*

[34] *W. Baarda, A testing procedure for use in geodetic networks, vol. 2. Delft, 1968.*

[35] *M. J. Tourian, "Controls on Satellite Altimetry Over Inland Water Surfaces for Hydrological Purposes," Universitätsbibliothek der Universität Stuttgart, 2012.*

[36] *M. J. Evans and J. S. Rosenthal, Probability and Statistics: The Science of Uncertainty. Toronto, 2009.*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.12, No.2, Summer 2024

Research Paper

Efficiency evaluation of waveform modification and decontamination methods in the enclosed basin of the Baltic Sea

Saleh Mafi [1], Saeed Farzaneh [2*], Mohammad Ali Sharifi [2], Ehsan Forootan [3]

1- PhD student, School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran
2- Associate professor, School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran
3- professor ,Geodesy Group, Department of Planning, Aalborg University, Denmark.

Abstract

One of the important challenges in the coastal altimetry is the contamination of the waveforms by non-oceanic effects. These effects, which have complex behavior, appear in different forms on the waveforms. Therefore, omitting or mitigating their effects is one of the important issues in preparing the precise time series of Sea Surface Height (SSH). So far, several statistical methods have been proposed by the altimetry experts, which can be classified into two categories: waveform modification and decontamination. The main difference between these two methods is related to detecting the erroneous gates of the waveforms in which the standard deviation of the residual waveform is used for modification, and the Root-Mean-Squared-Error (RMSE) of all of the residual waveforms of the echogram is used for decontamination. The residual waveform is obtained by subtracting a waveform from the reference waveform of the echogram. In this study, a comparison is made between the efficiency of each of these methods. Some novel ideas are also presented regarding the construction of the reference waveform and the methods for trimming the gates contaminated by non-ocean effects. The gate trimming is conducted by three methods, namely, weighted averaging of inverse distance, two-step weighted averaging, and the median of the adjacent powers around the erroneous gate. In the end, the trimmed waveforms are retracked by the spline retracker, and the time series of the SSH is compared with the tide-gauge data. This algorithm, which is evaluated on the three stations of Vinga, Onsala, and Halmstad on the coast of the Baltic Sea, on Jason-2 and Jason-3 data from passes 137, 68, and 213, provides a high-quality time series of the SSH 15 km away from the coastline. The comparisons between the SSH time series derived from the trimmed and raw waveforms reveal an improvement between 2.5 to 23.5% in unbiased RMSE and a maximum increase of 11% in the correlation coefficient.

Key words: *waveform, waveform modification, waveform decontamination, Jason-2, Jason-3, retracking the waveform.*

Correspondence Address *: Geodesy Group, School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.*
Tel*: +98 61114242*
Email*: Farzaneh@ut.ac.ir*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-24]

[DOI: 10.61186/jgit.12.2.83]