

تعیین توپوگرافی سطح آب در خلیج فارس و دریای عمان از طریق تلفیق مشاهدات GPS و اطلاعات تایدگیج ها

علیرضا آزموده اردلان

استادیار گروه مهندسی نقشه برداری - دانشکده فنی - دانشگاه تهران

مهدی مسیب زاده

فارغ التحصیل کارشناسی ارشد گروه مهندسی نقشه برداری - دانشکده فنی - دانشگاه تهران

(تاریخ دریافت ۸۱/۱۱/۶، تاریخ تصویب ۸۲/۷/۱۲)

چکیده

سطح مبنای ارتفاعی بصورت سنتی در کشورهای مختلف جهان بر پایه مشاهدات تایدگیج بنا نهاده شده است. امروزه با پیشرفت در علم و تکنولوژی و به تبع آن افزایش دقت، مبنای ارتفاعی نیازمند بازنگری است. چرا که با از بین رفتن مرزها (بعنوان مثال ایجاد اروپای مشترک) و افزایش پروژه های همکاری بین دول (انتقال خطوط نفت و گاز) نیاز به مرتبط سازی شبکه های ارتفاعی کشورهای مجاور دارد. بنابراین این بحث سطوح مبنای ارتفاعی از مباحث داغ امروزه به شمار آمده و تلاشهای در جهت یافتن سطوح مبنای ارتفاعی و ارتباط بین آنها صورت گرفته است. یکی از مشکلاتی که در استفاده از ارتفاعات مطلق وجود دارد، جدایی بین سطح متوسط آبهای آزاد و ژئوئید می باشد. در حالت تئوریک سطح مبنای ارتفاعات مطلق، ژئوئید می باشد اما در عمل از سطح متوسط آبهای آزاد بعنوان سطح مبنای ارتفاعات مطلق استفاده می شود.

به جدایی بین این دو سطح، توپوگرافی سطح دریا (SST) گفته می شود. در گذشته بوسیله بررسی عوامل تاثیرگذار بر روی ارتفاع سطح آب، این اختلاف محاسبه می گردید. این مقاله روشی نوین را برای محاسبه توپوگرافی سطح دریا ارائه می دهد. این روش بر پایه مشاهدات تایدگیج، مختصات GPS در ایستگاههای تایدگیج و بسط پتانسیل به هارمونیکهای کروی تا درجه و مرتبه ۳۶۰ استوار می باشد. این روش توسط آقای دکتر اردلان و دیگران^۱ نیز مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش جدایی بین سطح متوسط آب و ژئوئید در مقیاس پتانسیل محاسبه شده و سپس با استفاده از رابطه میان پتانسیل و ارتفاع، به مقدار SST می رسیم. بعنوان بررسی عملی روش ابداعی، اطلاعات تایدگیج در چهار ایستگاه تایدگیج واقع در خلیج فارس و دریای عمان مورد بررسی و میزان SST در این ایستگاهها تعیین گردیده است. دقت نهایی SST در این چهار بندر حدود ۳/۵ سانتیمتر بدست آمده است.

واژه های کلیدی : توپوگرافی سطح دریا، جزرومد، سطح متوسط آبهای آزاد، ژئوئید، آنالیز فوریه، مدل ژئوپتانسیل

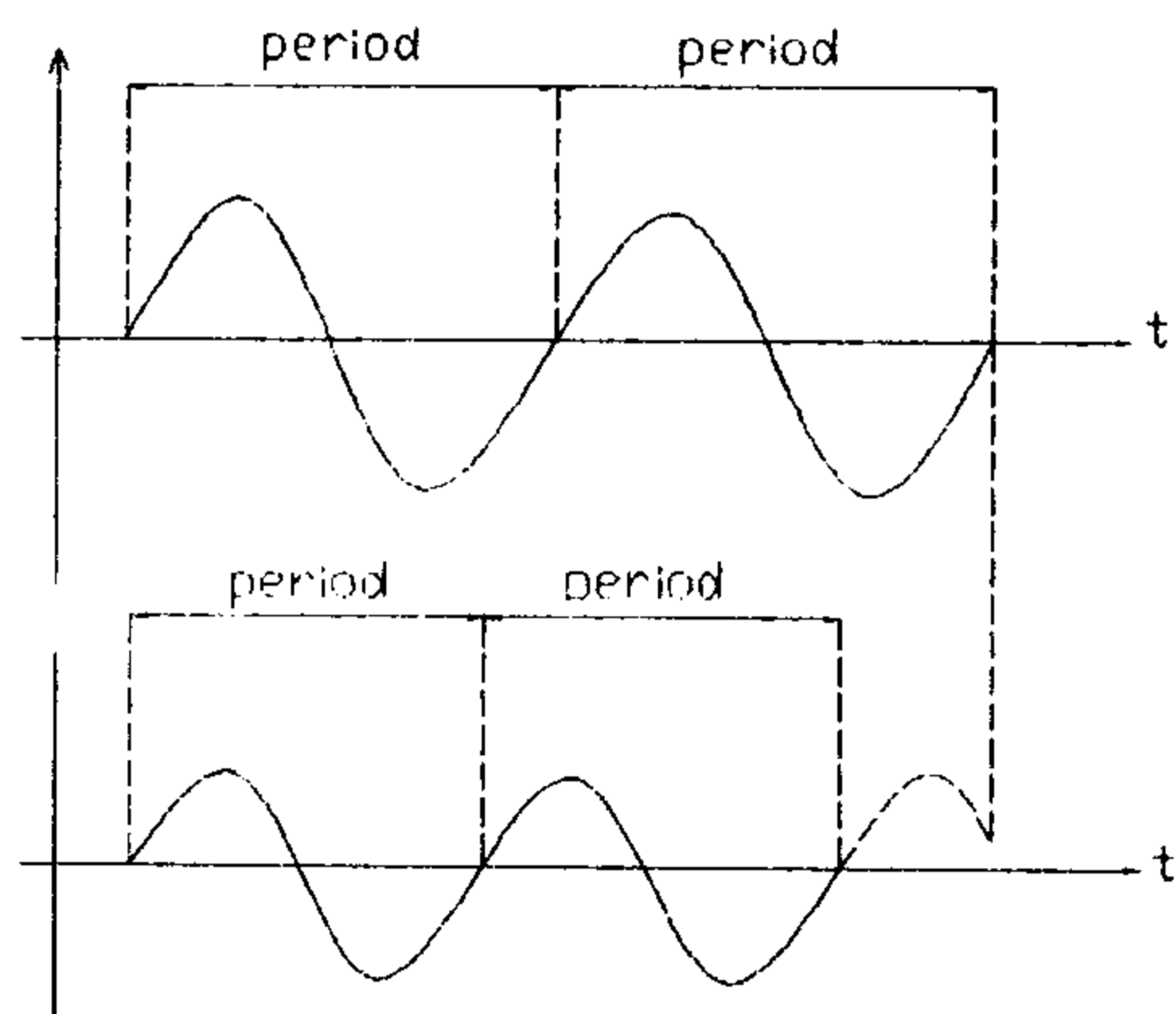
مقدمه

تعیین ارتفاع مطلق نقاط یکی از پارامترهای مهم در ژئودزی و بخصوص پروژه های نقشه برداری می باشد. برای تعیین این پارامتر، تعریف دقیق مبنای اندازه گیری ارتفاع از اهمیت ویژه ای برخوردار است. از مهمترین سطوحی که به عنوان مبنای ارتفاعی مورد استفاده قرار می گیرد، سطح ژئوئید می باشد. سطح ژئوئید بنا به تعریف گوس - لیستینگ، سطحی است هم پتانسیل، که به بهترین نحوی بر سطح متوسط آبهای آزاد کره زمین منطبق شده است [۱]. سطح ژئوئید با این تعریف، یک سطح فیزیکی می باشد که بوسیله اندازه

گیری ارتفاع نقاط از آن، می توان در هر نقطه ای ارتفاع مطلق را بدست آورد.

اندازه گیری ارتفاع هر نقطه نسبت به ژئوئید بوسیله ترازیبی دقیق، مستلزم معلوم بودن محل دقیق این سطح می باشد. اما به دلیل اینکه سطح ژئوئید کاملاً بر سطح متوسط آبهای آزاد در همه نقاط دریاهای آزاد منطبق نیست [۱]، این اندازه گیری دچار مشکل می باشد. جدایی بین سطح ژئوئید در هر نقطه با سطح متوسط آبهای آزاد، بعنوان توپوگرافی سطح دریا (SST)^۲ تعریف می شود [۱]. مبنای اندازه گیری ارتفاع مطلق نقاط در هر کشور، در یک تایدگیج و یا مجموعه ای از تایدگیجها می باشد اما چون SST باعث جدایی بین ژئوئید و سطح متوسط دریا

می باشند که کشف آنها مستلزم مشاهدات طولانی مدت می باشد. اکنون بنظر می رسد که با میانگین گیری به مدت ۱۸/۶ سال از مشاهدات، می توان به سطح متوسط آب رسید. اما با توجه بیشتر به شکل کامل یک سیگنال (شکل ۱) در طول یک بازه زمانی، متوجه می شویم که حتی میانگین گیری به مدت بیش از ۱۸/۶ سال نیز اثر این سیگنالها را حذف نمی کند.



شکل ۱: دو سیگنال با دو پریود مختلف در یک دوره زمانی.

چرا که هر سیگنال اگر به مدت طول پریود آن قرائت شود، در میانگین گیری از داده ها اثر آن حذف می گردد. اما اگر به مدتی بیشتر از طول پریود آن، از داده ها میانگین بگیریم، باز هم اثر این فرکانس بر روی داده ها باقی می ماند و به محض اینکه طول مدت مشاهده، به اندازه ضرایب صحیح طول پریود همین مؤلفه می رسد، اثر این مؤلفه در میانگین گیری از داده ها حذف می گردد. راه حل موجود این است که به جای میانگین گیری از داده ها، اثر تک تک امواج را از روی داده ها برداریم. با این روش حتی اگر طول زمان اندازه گیری، ضریب صحیح از طول پریود یک موج نباشد، اثر آن موج به وسیله روابط ریاضی خنثی می شود.

استخراج مؤلفه های جزرومدی از بین داده ها

بروش فوریه

فرض کنیم که یک سری مشاهدات گسسته از یک پدیده پریودیک در اختیار داریم. این مشاهدات بوسیله بردار x مشخص می شوند.

$$x(k) = x_0, x_1, \dots, x_{N-1}$$

(۱)

می گردد، مبنای اندازه گیری ارتفاعات در کشورهای مختلف متفاوت است. در نتیجه برای اینکه تحقیقات ژئودزی و پروژه های نقشه برداری در کشورهای مختلف که به نحوی به ارتفاع مطلق نقاط مرتبط می باشند، بتوانند با یکدیگر مرتبط گردند باید اختلاف مبنای ارتفاعات در کشورهای گوناگون نسبت به یکدیگر تعیین گردد.

بنابر این برای یافتن اختلاف ارتفاع سطوح مبنای ارتفاعات مطلق کافی است که SST بین نقاط مبنای ارتفاعی کشورها را بدست آوریم. حال برای یافتن SST ابتدا باید ژئوئید، که سطح مبنای مورد نظر می باشد، محاسبه گردد. در این مقاله برای محاسبه این سطح از مدل ژئوپتانسیلی EGM96 استفاده شده است. بعلاوه ما در این مقاله کار را از محاسبه سطح متوسط دریا آغاز نموده و نحوه یافتن این سطح را نیز مورد بررسی قرار داده ایم. برای این منظور از روش آنالیز فوریه برای حذف نا منظمی های پریودیک استفاده شده است. روش مورد استفاده برای تعیین فاصله بین سطح متوسط دریا (MSL) با ژئوئید، محاسبه پتانسیل MSL و بدست آوردن اختلاف پتانسیل آن از ژئوئید و تبدیل این اختلاف پتانسیل به ارتفاع معادل آن بوده است. این اختلاف ارتفاع همان SST است. پتانسیل ژئوئید مقداری مشخص بوده [۳] و پتانسیل سطح MSL نیز به شرط معلوم بودن مختصات ایستگاه تایدگیج و ارتفاع MSL از طریق مدل ژئوپتانسیلی قابل دستیابی می باشد.

همچنین از مختصات GPS ایستگاه تایدگیج استفاده شده است. در این مقاله، در چهار بندر جنوبی ایران که در سواحل شمالی خلیج فارس و دریای عمان قرار دارند، روش مشروحه مورد بررسی قرار گرفته است.

تجزیه و تحلیل اطلاعات جزرومدی و

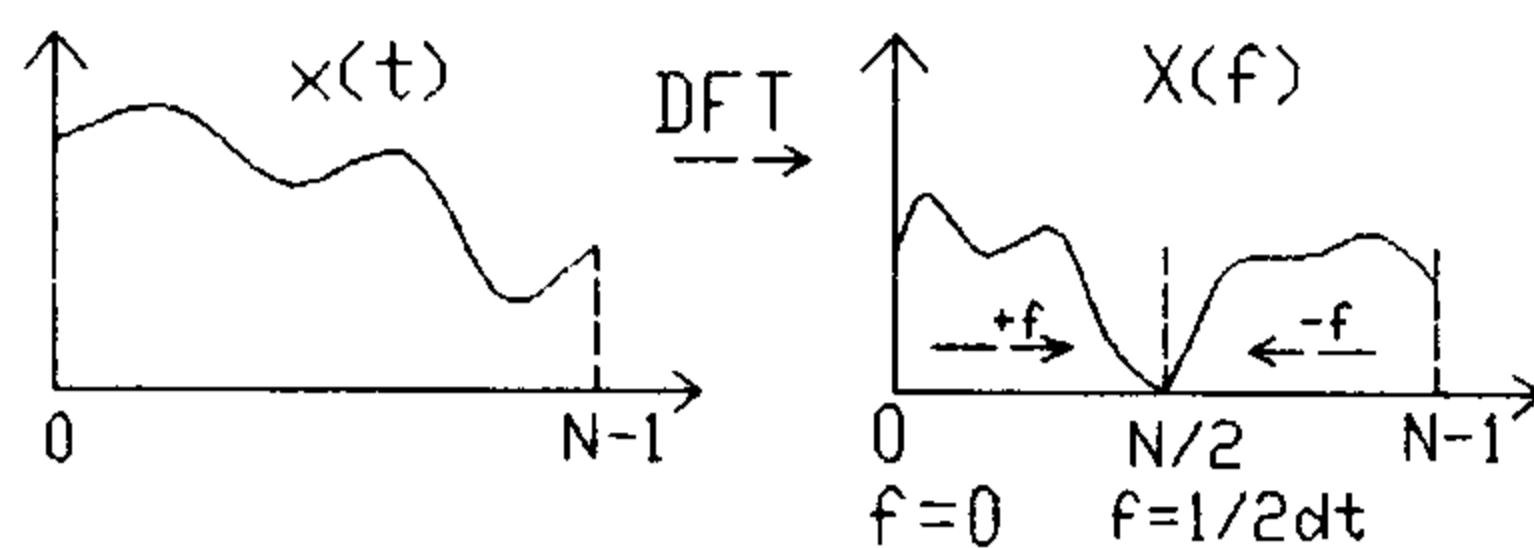
داده های مورد استفاده

هدف نهایی از مشاهدات تایدگیج، یافتن MSL می باشد. اما سیگنالهای موجود در اطلاعات جزر و مدی، دارای پریودهای مختلفی می باشند. براساس مطالعات تئوریک و نیز مشاهدات تجربی، بزرگترین پریود موجود در اطلاعات تایدگیج، پریود ۱۸/۶ ساله می باشد [۱۴]. پریودهای بلندتری نیز در داده های جزرومدی موجود

مولفه، بر روی داده ها می باشد.

ب - شماره هر مولفه

در بردار X به تعداد مشاهدات، دارای مولفه هستیم. هر کدام از این مولفه ها نشان دهنده یک فرکانس می باشد. شماره هر مولفه در بردار X نشان دهنده یک فرکانس می باشد. در این تبدیل، مقادیر تابع اولیه، که با $x(k)$ نمایش داده شده است، با یک انتقال، به یک تابع دو بخشی تقسیم می شود (شکل ۲).



شکل ۲: تجسم هندسی ترانسفورماسین فوریه.

در صورتی که داده های اولیه مقادیر مختلط باشند، نیمه اول این بردار بدست آمده، حاکی از فرکانسهای مثبت موجود در تابع و نیمه دوم آن، حاکی از فرکانسهای منفی موجود در مشاهدات اولیه خواهد بود [۲۲]، اما اگر داده های اولیه، اعداد غیر مختلط باشند (مثل مشاهدات تایدگیج) نیمه دوم این بردار، قرینه نیمه اول خواهد بود [۲۰] و در واقع فرکانسهای واقعی، همان نیمه اول بردار X می باشد. در نتیجه در سری زمانی حقیقی مثل مشاهدات جزر و مد، فقط نیمه اول بردار محاسبه شده مورد استفاده بوده و فرکانسهای حقیقی موجود در مشاهدات، به تعداد نصف کل داده ها می توانند قابل دسترسی باشند.

پس از تبدیل بردار مشاهدات $x(t)$ به بردار تبدیل یافته $X(t)$ ، به تعداد نصف کل داده ها در بردار $X(t)$ عنصر حقیقی خواهیم داشت که هر کدام دارای یک شماره و یک اندازه می باشند.

بزرگترین فرکانس قابل دسترسی بوسیله فرمول (۸) بدست می آید که به Nyquist frequency مشهور است [۱۱].

$$f_{nyquist} = \frac{1}{2\Delta T}$$

(۸)

حال هر مولفه از بردار X نشان دهنده یک فرکانس می باشد که بصورت زیر بدست می آید [۱۱].

هر مشاهده، یک عدد مختلط به صورت زیر می باشد [۲۳].

$$x_j = x_{real} + ix_{imag}$$

(۲)

البته مشاهدات می توانند کاملاً حقیقی باشند (قسمت موهومی آنها صفر می باشد). حال فرض می کنیم که مشاهدات در خارج از فاصله شماره های ۰ تا $N-1$ ، پیروی یک می باشند [۲۰]. یعنی:

$$x_k = x_{k+N}$$

(۳)

ترانسفورماسیون فوریه بردار $x(k)$ که با $X(K)$ تعریف می شود، یک بردار می باشد که با بردار $x(k)$ یک تناظر یک به یک داشته و با استفاده از فرمول زیر محاسبه می شود [۲۰].

$$X(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} x(k) e^{-\frac{2\pi kni}{N}}, n = 0, 1, \dots, N-1$$

(۴)

همچنین معکوس این ترانسفورماسیون نیز با فرمول زیر قابل دستیابی است [۲۰].

$$x(n) = \sum_{k=0}^{N-1} X(k) e^{\frac{2\pi kni}{N}}, n = 0, 1, \dots, N-1$$

(۵)

پس از اینکه مشاهدات $x(k)$ بوسیله تبدیل فوریه انتقال یافتند، یک بردار متناظر با $x(k)$ بوجود می آید بنام $X(K)$ که اعداد موجود در بردار $X(k)$ اعداد موهومی بصورت زیر می باشند [۲۰]:

$$X_j = X_{real} + iX_{imag}$$

(۶)

بردار X بدست آمده در اینجا دو مشخصه دارد:

الف - اندازه هر مولفه

این اندازه با فرمول (۷) محاسبه می شود [۲۰].

$$magnitudo = \|X(n)\| = (X_{real}^2 + X_{imag}^2)^{1/2}$$

(۷)

این عدد در واقع، مقدار تاثیر هر کدام از مولفه های بردار X در بردار مشاهدات x را نشان می دهد. یعنی مولفه های این بردار X بنحوی، تصویر بردار مشاهدات در فضای فرکانس می باشند. در نتیجه بزرگی هر کدام از مولفه های بردار X نشان دهنده تاثیر بیشتر فرکانس متناظر با این

$$A = \sqrt{a^2 + b^2}, \quad \varphi = 2 \tan^{-1} \left(\frac{b}{A+a} \right) \quad (11)$$

برای یافتن دامنه و فاز تمام مؤلفه های موجود در یک سری زمانی از روش کمترین مربعات استفاده می کنیم. مشاهدات جزرومدی را می توان بصورت زیر نمایش داد.

$$h = [h(t_1) \ h(t_2) \ \dots \ h(t_n)]^T \quad (12)$$

معادلات مشاهدات نیز بصورت زیر تشکیل می گردد

$$h(t_1) = a \cdot \cos(\omega t_1) + b \cdot \sin(\omega t_1)$$

$$h(t_2) = a \cdot \cos(\omega t_2) + b \cdot \sin(\omega t_2)$$

⋮

$$h(t_n) = a \cdot \cos(\omega t_n) + b \cdot \sin(\omega t_n)$$

$$\underbrace{\begin{bmatrix} h(t_1) \\ h(t_2) \\ \vdots \\ h(t_n) \end{bmatrix}}_L = \underbrace{\begin{bmatrix} \cos(\omega t_1) & \sin(\omega t_1) \\ \cos(\omega t_2) & \sin(\omega t_2) \\ \vdots & \vdots \\ \cos(\omega t_n) & \sin(\omega t_n) \end{bmatrix}}_B \times \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix}$$

$$\Rightarrow \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = (B^T B)^{-1} B^T \cdot L$$

(۱۳)

بدین ترتیب مجهولات a و b و در نتیجه مجهولات دامنه و اختلاف فاز هر موج، براحتی مشخص می شود. در این روش، پس از اینکه یک موج بطور کامل از داده ها استخراج شد، فرمول ریاضی موج را بازسازی کرده و اثر این موج را از روی تمامی ارتفاعات قرائت شده برمی داریم. سپس دوباره از تبدیل فوریه بر روی داده ها استفاده می کنیم. در تبدیل فوریه جدید، یک فرکانس دیگر نیز از داده ها پیدا شده و اثر آن حذف می گردد. این عملیات را آنقدر ادامه می دهیم تا دامنه مؤلفه های بدست آمده، عملاً صفر گردند.

مطالعات خاص

الف) معرفی اطلاعات مورد استفاده و آنالیز جزرومدی داده ها

داده های استفاده شده در این پروژه، از سازمان نقشه برداری کشور تهیه گردیده است. اطلاعات جزر و

$$f(i) = \frac{i}{N/2} \cdot f_{nyquist} \quad (9)$$

در فرمول (۹) i شماره هر مؤلفه و N کل تعداد داده ها می باشد. باید توجه کرد که در نقطه $i=0$ یعنی اولین درایه بردار X فرکانس پدیده ای با پیروی بی نهایت نشان داده شده است. یعنی درایه اول قابل استفاده برای یافتن فرکانس موجود در داده ها نیست.

پس از انجام تبدیل، بزرگترین عدد موجود در درایه X نشان دهنده تاثیر گذارنده ترین مؤلفه بر روی بردار مشاهدات می باشد. در نتیجه با انتخاب بزرگترین درایه و بدست آوردن شماره آن، مقدار فرکانس آن مؤلفه از طریق فرمول فوق به دست می آید.

استفاده از روش کمترین مربعات

روش ریاضی فوریه روشی برای یافتن فرکانس، از طریق اطلاعات می باشد. اما برای اینکه بتوانیم اثر جزر و مد را از روی سطح متوسط آب جدا کنیم، باید سایر عوامل هر موج را نیز شناسایی کنیم. حال برای اینکه یک موج کسینوسی را بتوان استخراج نمود، باید سه المان مربوط به معادله هر موج یعنی فرکانس، دامنه و اختلاف فاز را به دست آورد.

تا اینجا توانستیم یک سری فرکانس موجود در داده ها را بیابیم. اما اکنون می خواهیم مجهولات دامنه و اختلاف فاز را بیابیم.

یک روش یافتن مجهولات، تقسیم منحنی کسینوسی به دو منحنی ساده می باشد. در فرم کلی یک موج، مجهولات φ و A بصورت غیر خطی با یکدیگر ترکیب شده اند. برای اینکه بتوانیم این دو مجهول را بدست آوریم، معادله غیر خطی فوق را به دو قسمت خطی ذیل تبدیل می کنیم [۱۱].

$$h(t_i) = a \cos(\omega t_i) + b \sin(\omega t_i) \quad (10)$$

در فرمول فوق، دو مجهول a و b بصورت خطی با یکدیگر ترکیب شده اند. در نتیجه با یک مدل خطی می توان آنها را از یک مدل پارامتریک کمترین مربعات استخراج نمود.

با یافتن a و b ، مجهولات دامنه و اختلاف فاز با دو فرمول (۱۱)، براحتی به دست می آیند [۱۱].

در هر ایستگاه می باشد که پریود ۱۲ ساعته می باشد. اکثر این پریودهای ۱۲ ساعته محصول یک پریود ۱۲ ساعته می باشند که تعدادی از آنها اثر مستقیم جزرومد محلی بوده و تعدادی نیز اثر جزرومدهای مناطق اطراف می باشد که با تاخیر فاز، به محل اندازه گیری رسیده اند. همچنین پریود اول حدود ۱۲ ساعته، اثر مستقیم جزرومد بوده ولی برخی از سایر سیگنالهایی که با این سیگنال دارای پریود مشابه می باشند، در واقع اثر همان سیگنال اولیه می باشند. در واقع این سیگنالها، سیگنالهای غیر واقعی می باشند که بعلت حذف نشدن کامل پریود ۱۲ ساعته در مرحله قبل خود، در داده ها تاثیر می گذارند.

در صورتی که بخواهیم اثر پریود ۱۲ ساعته را بصورت کامل حذف کنیم، باید تمام این سیگنالها اعم از واقعی یا غیر واقعی حذف کنیم. زیرا این سیگنالهای غیر واقعی نیز بهر حال یک پدیده پریودیک (هرچند غیر واقعی) می باشند که روی داده ها تاثیر می گذارند.

در بررسی فرکانسهای موجود در داده های جزرومدی اولین مطلب مهم، وجود فرکانسهای اصلی در هر یک از بنادر می باشد. چهار فرکانس K1, O1, S2, M2 قسمت عمده داده های ارتفاع آب را تشکیل می دهد [۱۴]. پریود این چهار مؤلفه که از کارهای نجومی بدست آمده اند، بصورت زیر می باشد [۱۴].

جدول ۳: پریود مؤلفه های اصلی جزرومد.

M2	12.42 h
S2	12.00 h
O1	25.82 h
K1	23.93 h

در آنالیز این چهار بندر تعداد زیادی فرکانس بدست آمده است. تعدادی از این فرکانسها دارای بزرگترین دامنه ها در بین نتایج می باشند که همان چهار فرکانس اصلی می باشند. به همراه این فرکانسها، تعدادی از مؤلفه های موجود در داده ها که دارای اختلاف فاحش با چهار فرکانس اصلی می باشند وجود دارند. اثر این سری از فرکانسها نسبت به فرکانسهای اصلی بسیار کوچک می باشد. تعدادی از این فرکانسها به همراه فرکانسهایی که دارای ماکزیمم دامنه می باشند به شرح زیر می باشند.

- در بندر شهید رجایی این پریودها عبارتند از ۱۲/۴۲ و ۱۲ و ۲۳/۹۵ و ۲۵/۸۳۸ و ۱۲/۶۶ و ۲۴/۰۵ ساعته

مدی مورد بررسی، مربوط به چهار بندر به نامهای شهید رجایی، بوشهر، جاسک و کنگان می باشد. موقعیت مکانی این چهار بندر و مقدار داده موجود در هر بندر در جدول زیر آمده است.

این ایستگاه ها در خلیج فارس و دریای عمان در کناره شمالی این آبها قرار دارند.

در این مرحله ابتدا فایل اطلاعات خوانده شده و سپس یک تبدیل فوریه زمانی روی اطلاعات موجود انجام گرفته و اطلاعات هر ایستگاه، به روی یک محور در روی پریودوگرام تصویر گردید. سپس با در دست داشتن پریودوگرام فوریه هر ایستگاه، فرکانسهای موجود در هر ایستگاه تشخیص داده شده و با استفاده از مدل کمترین مربعات، دامنه و فاز هر مؤلفه استخراج گردیده است. نتایج بدست آمده در هر کدام از بنادر بصورت جدول زیر می باشد. در این نتایج، از تست 3σ برای حذف نویزها در مرحله نهایی استفاده شده است.

جدول ۱: مختصات ایستگاهها و طول داده ها در هر بندر.

NAME	φ (degree)	λ (degree)	h	Length of data (hour)
RAJAI	$27^{\circ} 6'$ 10.61447°	$56^{\circ} 4'$ 27.24409°	-26.35218	12143
JASK	$25^{\circ} 38'$ 44.16866°	$57^{\circ} 46'$ 1.03140°	-21.84346	17520

جدول ۲: خلاصه محاسبات MSL.

NAME	Mean height of MSL (cm)	RMS of MSL (cm)
RAJAI	320.0377	3.5114
JASK	201.9901	2.7351

بررسی فرکانسهای بدست آمده از آنالیز فوریه

اولین نکته قابل توجه، پریود اصلی بدست آمده

بررسی دامنه مؤلفه ها

در ایستگاه شهید رجایی حداکثر دامنه یک مؤلفه، ۹۴ سانتیمتر می باشد. همین عدد در بندر بوشهر به ۳۴ سانتیمتر کاهش می یابد. در بندر جاسک حداکثر دامنه، ۴۹ سانتیمتر و در بندر کنگان به ۵۷ سانتیمتر می رسد. به این ترتیب ملاحظه می شود که دامنه جزرومد در بندر شهید رجایی بیشتر از سایر بنادر می باشد. اما نسبت دامنه مؤلفه نیمروزانه (۱۲ ساعته) به مؤلفه روزانه (۲۴ ساعته) در بندر شهید رجایی ۳ برابر و در بندر بوشهر ۱/۷ برابر و در جاسک ۱/۵ برابر و در کنگان ۴ برابر می باشد. با توجه به آمار فوق، متوجه می شویم که رژیم جزرومدی کنگان، از بنادر دیگر، به رژیم نیمروزانه نزدیکتر است. خلاصه مطالب فوق در جدول زیر مشاهده می گردد.

جدول ۵: مقایسه دامنه های مؤلفه ها.

NAME	Maximom Amplitude (cm)	Amplitude of 12 hour period (cm)	Amplitude of 24 hour period (cm)	Ratio of 12h with respect to 24h period
RAJAI I	94	94	29	3
BUSHHER	34	34	36	1.5
JASK	49	49	36	1.5
KANGAN	57	57	36	1.5

در جدول (۴) پریودهای اصلی بدست آمده برای هر بندر بطور خلاصه ذکر گردیده است.

بررسی دقت MSL

جدول زیر انحراف معیار سطح متوسط بدست آمده در هر ایستگاه را نشان می دهد.

جدول ۶: خلاصه طول داده ها و نتایج آنالیز فوریه.

NAME	Length of data (h)	Height of MSL (cm)	RMS of MSL (cm)
RAJAI I	12143	320.0377	3.511
BUSHHER	2116	317.0377	3.511
JASK	17520	201.9901	2.735
KANGAN	40116	201.9901	2.735

با توجه به اعداد ذکر شده در جدول فوق دقت متوسط

و ۵۰۶ و ۲۵۳ و ۱۲۶ و ۱۶۹ و ۴۶ روزه و پریود ۱۷/۸ ساعته.

- در بندر بوشهر عبارتند از پریودهای ۱۲/۴۲ و ۲۳/۹۲ و ۲۳/۹۵ و ۲۵/۸۲ و ۱۲ ساعته و ۴۶۷ و ۳۱۱ و ۲۳۳ و ۱۵۶ روزه و ۲۴/۰۷ و ۲۲/۴۲ ساعته.
- در بندر جاسک این پریودها عبارتند از ۱۲/۴۱۷ و ۱۲/۴۲۵ و ۲۳/۹۳ و ۱۲ و ۱۲/۶۵ ساعته و ۱۴۱ و ۲۴۳ و ۷۳۰ و ۳۶۵ روزه.
- در بندر بوشهر عبارتند از پریودهای ۱۲/۴۲ و ۱۲ و ۲۳/۹۳ و ۱۲/۶۶ و ۲۳/۹۴ ساعته و ۳۳۷ روزه و ۱۸۲/۲۵ ساعته و ۴۲۱ روزه و ۲۴/۰۷ و ۲۵/۸۱ و ۲۳/۹۱ ساعته و ۲۸۰ و ۵۶۱ و ۸۴۲ و ۱۶۸ روزه.

باتوجه به فرکانسهای بدست آمده در هر ایستگاه، چند نکته زیر قابل بحث می باشد.

(۱) تعدادی از فرکانسها در تمام بنادر مشترک می باشند.

این فرکانسها عبارتند از

۱۲ ساعته - ۲۴ ساعته - ۸ ماهه - ۴ ماهه

(۲) پریودهای زیر ۱۲ ساعت در این ایستگاهها بندرت یافته می شود. همچنین اولین فرکانس قابل توجه در تمام ایستگاهها پریود ۱۲ ساعته می باشد. بهمین دلیل اولین برداشت از نتایج، نشان دهنده رژیم جزرومدی نیمروزانه در تمام بنادر می باشد.

(۳) مؤلفه های با پریودهای بیش از یک ساله، در این داده ها وجود ندارد. این مطلب نشان دهنده این موضوع است که با این تعداد از داده ها نمی توان پریودهای بلند مدت بیرون کشید. جدول ذیل خلاصه نتایج حاصل را نشان می دهد

جدول ۴: خلاصه نتایج فرکانسهای بدست آمده در روش اول.

NAME	Main periods	First main period	Common periods (hour)
RAJAI I	12,24,12000,6100,3060	12	12,24,5750,2900
BUSHHER	12,24,12000,7500,5750,3600,22500	12	12,24,5750,2900
JASK	12,24,4300,5800,17000,3600,8600,2900	12	12,24,5750,2900
KANGAN	12,24,7500,10000,5750,3700,20200	12	12,24,5750,2900

نقطه از اشل نصب شده بعنوان tidegauge) می توانیم پتانسیل همان نقطه را در یک ارتفاع دیگر پیدا کنیم. این رابطه نحوه تبدیل اختلاف پتانسیل به اختلاف ارتفاع و بالعکس را به ما می آموزد.

فرمول مشتقات استفاده شده بصورت زیر می باشد.

$$W = W_g + W_c \quad (17)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial r} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-n-1)}{r} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos(m\bar{\lambda}) + S_{nm} \sin(m\bar{\lambda})) P_{nm}^*(\sin\bar{\varphi}) \quad (18)$$

$$\frac{\partial^2 W_g}{\partial r^2} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(n+1)(n+2)}{r^2} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos(m\bar{\lambda}) + S_{nm} \sin(m\bar{\lambda})) P_{nm}^*(\sin\bar{\varphi}) \quad (19)$$

$$\frac{\partial^3 W_g}{\partial r^3} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{-(n+1)(n+2)(n+3)}{r^3} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos(m\bar{\lambda}) + S_{nm} \sin(m\bar{\lambda})) P_{nm}^*(\sin\bar{\varphi}) \quad (20)$$

$$\frac{\partial^4 W_g}{\partial r^4} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(n+1)(n+2)(n+3)(n+4)}{r^4} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos(m\bar{\lambda}) + S_{nm} \sin(m\bar{\lambda})) P_{nm}^*(\sin\bar{\varphi}) \quad (21)$$

$$\frac{\partial W_c}{\partial r} = r \cdot \cos^2(\bar{\varphi}) \cdot \omega^2 \quad (22)$$

$$\frac{\partial^2 W_c}{\partial r^2} = \cos^2(\bar{\varphi}) \cdot \omega^2 \quad (23)$$

محاسبه سطح آب ۳ سانتیمتر در این روش بدست می آید. البته در صورتی که بتوان از داده های طویل مدت استفاده کرد، دقت حدود ۳ سانتیمتر در بالا، به زیر سانتیمتر نیز خواهد رسید.

ب) رابطه بین پتانسیل و ارتفاع

پتانسیل واقعی ثقل در یک نقطه را می توان از رابطه ذیل بدست آورد [۵]:

$$W = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m \bar{\lambda} + S_{nm} \sin m \bar{\lambda}) P_{nm}^*(\sin \bar{\varphi}) + \frac{1}{2} (r \cdot \cos \varphi)^2 \omega^2 \quad (14)$$

قسمت اول این رابطه بسط پتانسیل به هارمونیکهای کروی و قسمت دوم آن، پتانسیل گریز از مرکز در سیستم مختصات کروی است. با توجه به رابطه فوق، متوجه می شویم که این رابطه، یک چند جمله ای بر حسب r می باشد. در نتیجه از رابطه بین پتانسیل و ارتفاع در فرمول فوق، باید به رابطه ای بین اختلاف ارتفاع و اختلاف پتانسیل برسیم. برای این منظور میتوان از گرادیان پتانسیل در راستای r استفاده نمود [۱].

پتانسیل هر نقطه را با استفاده از پتانسیل نقطه ای دیگر، می توان از طریق بسط به سری تیلور بصورت فرمول (۱۵) محاسبه کرد [۴].

$$W_2 = W_1 + \frac{1}{1!} \frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 + \frac{1}{3!} \frac{\partial^3 W}{\partial r^3} \Big|_{w_1} \delta r^3 + \frac{1}{4!} \frac{\partial^4 W}{\partial r^4} \Big|_{w_1} \delta r^4 + \dots \quad (15)$$

یا با انتقال W_1 به طرف چپ تساوی

$$W_2 - W_1 = \delta W = \frac{1}{1!} \frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 + \frac{1}{3!} \frac{\partial^3 W}{\partial r^3} \Big|_{w_1} \delta r^3 + \frac{1}{4!} \frac{\partial^4 W}{\partial r^4} \Big|_{w_1} \delta r^4 + \dots \quad (16)$$

با استفاده از رابطه فوق، با داشتن δr یعنی اختلاف ارتفاع دو نقطه در راستای r می توان به اختلاف پتانسیل رسید. به این ترتیب در صورتی که پتانسیل یک نقطه را در یک ارتفاع مشخصی داشته باشیم (بطور مثال پتانسیل یک

جدول زیر نشان‌دهنده روابط ریاضی لازم برای این منظور است. همانطور که ملاحظه می‌شود، ضرایب رابطه معکوس از روی ضرایب رابطه مستقیم محاسبه می‌شود اما این رابطه تا بی نهایت ادامه می‌یابد. در مورد تبدیل δW به δr چندجمله‌ای معکوس به سرعت همگرا شده و عملاً به بیش از چهار جمله در چندجمله‌ای معکوس احتیاج نداریم.

حال با استفاده از روش فوق، مقدار δ را بر حسب تغییر پتانسیل $W\delta$ به صورت زیر صریح می‌کنیم.

<p>در صورتی که y یک چندجمله‌ای از x باشد</p> $y = f_1(x)$ $= a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n$ <p>(۲۸)</p> <p>معکوس این رابطه بصورت زیر بیان می‌شود [۶]:</p> $\Rightarrow x = f_2(y)$ $= b_1y + b_2y^2 + \dots + b_ny^n$ $b_1 = a_1^{-1}$ $b_2 = -a_2a_1^{-3}$ $b_3 = -(a_3a_1 - 2a_2^2)a_1^{-5}$ $b_4 = (-a_4a_1^2 + 5a_2a_3a_1 - 5a_2^3)a_1^{-7}$ <p>(۲۹)</p>

$$\delta r = B_1\delta W + B_2\delta W^2 + B_3\delta W^3 + B_4\delta W^4 + \dots$$

(۳۰)

$$B_1 = \left(\frac{1}{1!} \frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right)^{-1}$$

(۳۱)

$$B_2 = - \left(\frac{1}{2!} \frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 \right) \left(\frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right)^{-3}$$

(۳۲)

$$B_3 = - \left(\frac{\partial^3 W}{\partial r^3} \Big|_{w_1} \delta r^3 \times \frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r - 3 \left(\frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 \right) \left(\frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right)^{-5} \right)$$

(۳۳)

$$B_4 = \left(- \left(\frac{\partial^4 W}{\partial r^4} \Big|_{w_1} \delta r^4 \right) \left(\frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right)^2 + 5 \left(\frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 \right) \left(\frac{\partial^3 W}{\partial r^3} \Big|_{w_1} \delta r^3 \right) \right. \\ \left. - \left(\frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right) - 5 \left(\frac{\partial^2 W}{\partial r^2} \Big|_{w_1} \delta r^2 \right)^3 \right) \times \left(\frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{w_1} \delta r \right)^{-7}$$

(۳۴)

$$\frac{\partial^3 W_c}{\partial r^3} = 0$$

(۲۶)

$$\frac{\partial^4 W_c}{\partial r^4} = 0$$

(۲۵)

فرمول δW به صورتی که نشان داده شده، نحوه تبدیل اختلاف ارتفاع بر حسب δr به δW را به ما می‌آموزد. برای محاسبه δr بر حسب δW ، لازم است معکوس این رابطه که در واقع یک چندجمله‌ای هموزن بر حسب δr است را بدست آوریم.

برای این منظور می‌توان از روشهای موجود برای محاسبه معکوس چندجمله‌ای‌های هموزن استفاده کرد. در بخش بعدی این روش را به تفصیل توضیح خواهیم داد.

یافتن SST با استفاده از روش inversion of a univariate homogeneous polynomial [۶]

رابطه δW و δr را می‌توان به صورت زیر نوشت [۶]:

$$f(\delta W, \delta r) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n(x_0) \delta r^n + \delta W(x_0) = 0$$

$$, a_n = \frac{1}{n!} \frac{\partial^n W}{\partial r^n} \Big|_{w_0}$$

(۲۶)

برای اینکه بتوان این رابطه را نسبت به δr صریح نمود، بر اساس قضیه توابع ضمنی، باید دترمینان ژاکوبین f نسبت به δr مخالف صفر باشد. یعنی:

$$\det \left[a_1 + \sum_{n=2}^{\infty} n a_n(x_0) \delta r^{n-1} \right] \neq 0$$

$$\Rightarrow a_1 \neq 0 \Rightarrow \frac{\partial W}{\partial r} \neq 0$$

(۲۷)

همانطور که مشاهده می‌شود مقدار a_1 در فرمول فوق، مشتق پتانسیل نسبت به r می‌باشد که همان شتاب ثقل در راستای r می‌باشد بنابراین مخالف صفر است. در نتیجه شرط معکوس‌پذیری برقرار بوده و می‌توان این معادله را نسبت به δr صریح نمود.

$$W_{MSL} = W(GM, a, C_{nm}, S_{nm}, \bar{\varphi}, \bar{\lambda}, r, \omega) \quad (37)$$

$$\sigma_{W_{MSL}}^2 = \left(\frac{\partial W}{\partial r}\right)^2 \sigma_r^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial GM}\right)^2 \sigma_{GM}^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial a}\right)^2 \sigma_a^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial C_{nm}}\right)^2 \sigma_{C_{nm}}^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial S_{nm}}\right)^2 \sigma_{S_{nm}}^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial \lambda}\right)^2 \sigma_\lambda^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial \varphi}\right)^2 \sigma_\varphi^2 + \left(\frac{\partial W}{\partial \omega}\right)^2 \sigma_\omega^2 \quad (38)$$

$$\frac{\partial W}{\partial GM} = \frac{1}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}^*(\sin \varphi) \quad (39)$$

$$\frac{\partial W}{\partial a} = \dots, \quad \sigma_a^2 = 0 \quad (40)$$

$$\frac{\partial W}{\partial C_{nm}} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n \cos m\lambda P_{nm}^*(\sin \varphi) \quad (41)$$

$$\frac{\partial W}{\partial S_{nm}} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n \sin(m\lambda) P_{nm}^*(\sin \varphi) \quad (42)$$

$$\frac{\partial W}{\partial \lambda} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (-C_{nm} \sin(m\lambda) + S_{nm} \cos(m\lambda)) P_{nm}^*(\sin \varphi) \quad (43)$$

$$\frac{\partial W}{\partial \varphi} = \frac{GM}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}^*(\sin \varphi) - r^2 \cdot \sin(\varphi) \cdot \cos(\varphi) \cdot \omega^2 \quad (44)$$

$$\frac{\partial W}{\partial \omega} = r^2 \cos^2(\varphi) \cdot \omega \quad (45)$$

$$r = \sqrt{x_{GPS}^2 + y_{GPS}^2 + z_{GPS}^2} + \delta h_{MSL \rightarrow \text{tidgauge}} + \delta h_{GPS \rightarrow \text{tidgauge}} \quad (46)$$

$$\sigma_r^2 = \sigma_{r_{GPS}}^2 + \sigma_{MSL}^2 + \sigma_{Leveling}^2 \quad (47)$$

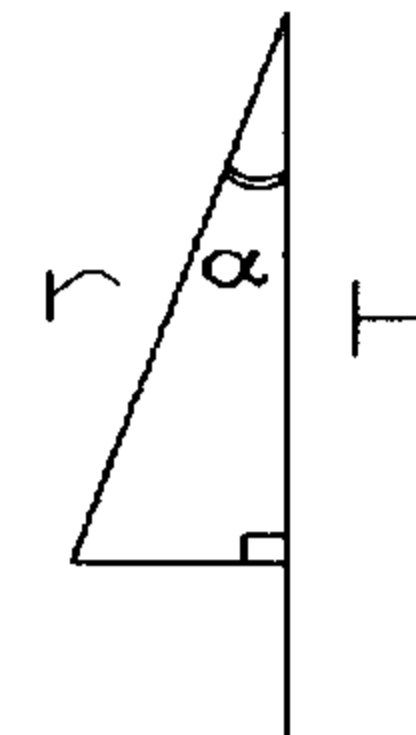
$$\sigma_{MSL} = RMS(Data_{Analyzed}) \quad (48)$$

در معادلات فوق، دقت ثوابت مستقیماً وارد می شود اما دقت ارتفاع محل عبور MSL از روی خود مشاهدات و

ضریب B5 در رابطه فوق الذکر، بسیار کوچک بوده و قابل حذف است. در نتیجه بوسیله فرمول δr در روابط بالا و با داشتن اختلاف پتانسیل، می توان به اختلاف ارتفاع رسید.

تنها مشکل باقی مانده تصویر نمودن δr به راستای شاقولی است. چراکه معمولاً اختلاف ارتفاع را در امتداد شاقولی اندازه می گیریم. شکل ذیل نشان دهنده اختلاف بین δr و δH (اختلاف ارتفاع در امتداد شاقولی) است.

$$\delta r - \delta H = \delta r - \delta r \cdot \cos(\alpha) \quad (35)$$



شکل ۳: جدایی بردار ثقل از امتداد بردار GEOCENTER.

نکته دیگر در این محاسبات انتقال مختصات GPS به تایدگیج می باشد. برای این منظور می توان از مشاهدات ترازیبی دقیق، اختلاف ارتفاع بین MSL و نقطه GPS را بدست آورده و از مختصات $\{\varphi, \lambda\}$ تایدگیج استفاده نمود. در اینجا نیز باید به تبدیل δH و δr توجه نمود. با توجه به محاسبات انجام شده در هر دو مورد، به خاطر کوچکی اختلاف می توان از آن صرف نظر نمود.

ج - نحوه محاسبه دقت SST

محاسبه دقت SST حاصل، با استفاده از اعمال قانون انتشار خطاها به مدل مربوط به یافتن SST انجام می شود. مقدار SST به دست آمده در مقیاس پتانسیل، وابسته به دو پارامتر W0 و W_egm96 می باشد. در نتیجه دقت این SST را با استفاده از قانون انتشار خطاها محاسبه میکنیم. با داشتن دقت SST در مقیاس پتانسیل، دقت SST در مقیاس ارتفاعی برآورد می گردد. (دقت ارتفاعی تقریباً یک دهم دقت در مقیاس پتانسیل می باشد).

$$SST_{potential} = W_{MSL} - W_0 \Rightarrow \sigma_{SST}^2 = \sigma_{W_{MSL}}^2 + \sigma_{W_0}^2 \quad (36)$$

لازم به ذکر است که تمام محاسبات در اینجا در سیستم mean tide انجام شده است.

همچنین بدلیل اینکه ضرایب مدل EGM96 در مدل ژئوئید tidefree می باشند، این ضرایب به مدل mean tide تبدیل شده اند [۱۵].

مقدار W_0 انتخابی برای ژئوئید نیز (± 62636855.75) مقدار $0.21(m^2/sec^2)$ در نظر گرفته شده است [۱].

بررسی مقدار SST

در چهار بندر فوق، مقدار SST و همچنین دقت آن در هر ایستگاه بصورت جدول (۹) بدست آمده است. (دقت در مقیاس پتانسیل)

جدول ۹: خلاصه نتایج بدست آمده برای SST و دقت آنها.

NAME	SST (m)	RMS of SST (in potential) (m ² /sec ²)
RAJAI	0.250197	0.39377021
BUSHEHR	0.113441	0.32147916
JASK	0.113441	0.32147916

با توجه به جدول فوق می توان دریافت که حدود دقت این روش برای یافتن SST، در حد ۳/۵ سانتی متر می باشد. البته با توجه به اینکه دقت در راستای ارتفاعی، یک دهم دقت در مقیاس پتانسیل می باشد. اکنون با توجه به اینکه دقت یافتن MSL تقریباً ۳ سانتیمتر بدست آمده است، متوجه می شویم که سهم خطای استفاده از مدل نسبت به خطای محاسبه MSL بسیار کم می باشد. حال بحث مقدار صحت و دقت در اینجا مطرح می گردد. این مطلب را در دو بخش صحت و دقت می توان بصورت زیر بیان نمود:

۱- دقت اندازه گیری ارتفاع سطح آب بسیار کمتر از دقت محاسبه پتانسیل با استفاده از مدل می باشد. با توجه به این مطلب می توان نتیجه گرفت که دقت SST بدست آمده، فقط متأثر از دقت محاسبه MSL می باشد و با بالا بردن دقت MSL می توان دقت SST را بالا برد.

۲- صحت اندازه گیری MSL در این روش بسیار خوب می باشد. تنها عامل مهمی که می تواند باعث وارد شدن یک خطا به مقدار MSL شود جزرومد پوسته زمین در

بصورت عملی محاسبه می شود و سپس جاگذاری می گردد.

د - محاسبات پتانسیل برای تمام ایستگاه ها

در این مرحله، با استفاده از مختصات GPS هر چهار بندر ذکر شده و مشاهدات ترازبایی دقیق بین ایستگاههای GPS و تایدگیج ها، مختصات MSL بدست آمده و سپس این مختصات در بسط پتانسیل به هارمونیکهای کروی قرار داده شده و مقدار پتانسیل آن نقطه محاسبه شده است. در مرحله بعد با استفاده از رابطه پتانسیل (فرمول ۱۴)، پتانسیل جاذبه برای ایستگاههای تایدگیج محاسبه و اختلاف این پتانسیل از پتانسیل ژئوئید محاسبه می گردد

$$(\delta W = W(\lambda, \varphi, r) - W_0)$$

(۴۹)

که در واقع همان SST در مقیاس پتانسیل می باشد. سپس اختلاف پتانسیل هر نقطه با استفاده از فرمول معکوس بدست آمده برای δr ، به مقیاس ارتفاعی برده شده و مقدار SST بدست می آید.

جداول ذیل بیانگر نتایج حاصل در چهار بندر مورد مطالعه می باشد.

جدول ۷: پتانسیل نقاط و اختلاف پتانسیل آنها.

NAME	H From GPS (m)	Potential W from EGM96 (m ² /sec ²)	W_egm96-W0 (m ² /sec ²)
RAJAI	6.998	62636853.3005948	-2.44940518
JASK	5.383	62636854.6393475	-1.11065253

در جدول فوق، پتانسیل محاسبه شده برای محل عبور MSL و همچنین اختلاف پتانسیل هر نقطه، با پتانسیل ژئوئید بصورت خلاصه ملاحظه می شود.

در جدول زیر نتایج نهایی مقادیر SST در چهار این بندر بهمراه دقت محاسبه شده برای آنها ملاحظه می گردد.

جدول ۸: نتایج بدست آمده برای SST و دقت آنها.

NAME	H_msl - H0 (m)	SST (m)	RMS of SST In Potential (m ² /sec ²)
RAJAI	3.200377	0.250197	0.39377021
JASK	2.0199	0.113441	0.32147916

۳) در بندر بوشهر این اختلاف می‌تواند ناشی از دقت روش ماهواره ای نیز باشد.

بحث و بررسی نتایج

باتوجه به نتایج حاصله، محاسن استفاده از این روش را می‌توان بصورت زیر خلاصه نمود.

- داده های ارتفاع لحظه ای آب استفاده شده در این روش، دقیق و قابل اطمینان می باشند. برخلاف روشهای بررسی پاسخ پدیده‌ها یا روش ماهواره‌ای که همواره در صحت اندازه گیری ارتفاع سطح آب و عوامل تاثیرگذار، مورد شک و تردید می باشند.
- در داده های این روش، چون تایدگیج‌ها در کنار سواحل نصب شده اند، اکثرا تحت تاثیر خطاهای ناشی از آبهای کم عمق و پدیده‌هایی مثل Resonance بوده و باتوجه به نتایج حاصل از این روش، می توان این پدیده‌ها را مورد مطالعه قرار داد.
- جمع آوری داده‌ها در این روش قابلیت انعطاف زیادی داشته و می توان فاصله زمانی بین مشاهدات را تغییر داده و هر محدوده ای از فرکانس را مورد بررسی قرار دهیم.
- در این روش داده‌ها بطور مستقیم مورد استفاده قرار می گیرد. در صورتی که داده‌های روشهای بررسی پاسخ پدیده‌ها یا روش ماهواره‌ای بصورت یک شبکه منظم که از برازش یک سطح بر روی داده‌های اصلی بدست آمده، استفاده می شود. در انتها متذکر می‌گردد که دقت بدست آمده در این روش با افزایش طول مدت اندازه گیری، بسیار بالا رفته و نتایج حاصل دقیقتر می گردند.

محل نسب اشل اندازه گیری می باشد. اما صحت محاسبه پتانسیل در این روش مورد تردید بوده و برای رسیدن به صحت بالاتر باید از عدم وجود بایاس در مدل مورد استفاده اطمینان حاصل کرد. یکی از مسائلی که در استفاده از مدل مطرح می باشد، وجود بایاس حاصل از عدم در نظر گرفتن تصحیح توپوگرافی در مدل ژئوپتانسیلی می باشد.

در نهایت مقدار SST بدست آمده در این روش را با SST بدست آمده برای همین بنادر به روش ارتفاع سنجی ماهواره ای در طول ۱۰ سال مقایسه ای انجام می دهیم که بصورت جدول زیر می‌باشد.

جدول ۱۰: مقایسه SST بدست آمده با روش Satellite Altimetry

NAME	SST In this method (m)	Sst In satellite altimetry (m)	Different between two method (m)
RAJAI	0.250197	0.308	0.058
JASK	0.113441	-.109	0.222

با توجه به مقدار بدست آمده برای SST در این روش، متوجه می شویم که در بندر جاسک و بندر شهید رجایی، مقدار SST به عدد بدست آمده از روش ماهواره ای نزدیک می‌باشد. اما در بندر شهید بوشهر و بندر کنگان، اعداد بدست آمده در دو روش نزدیک به هم نمی باشند. این اختلاف می‌تواند ناشی از تاثیر سه مطلب باشد:

۱) ممکن است مختصات GPS استفاده شده برای این بنادر که از سازمان نقشه برداری تهیه شده است، مختصات واقعی نقطه قرار گیری اشل نباشد.

۲) همچنین ممکن است اختلاف ارتفاع نقطه صفر اشل از محل قرار گیری گیرنده GPS، عدد واقعی نباشند.

مراجع

- 1 - Ardalan, A. A., Grafarend, E. W. and Kakkuri, J. (2002). "National height datum, the guss-listing geoid level value and its time variation." Baltic sea level project Epoch 1990.8,1993.8,1997.4 *Journal of Geodesy*, Vol. 75, PP. 1-38.
- 2 - Ardalan, A. A. and Grafarend, E. W. (2000). Reference ellipsoidal gravity potential field and gravity intensity field of degree/order 360/360 (Manual of using ellipsoidal harmonic coefficients "ellipfree.dat" and "ellipmean.dat"). <http://www.uni-stuttgart.de/gi/research/index.html#projects>.

- 3 – Ardalan, A. A. and Grafarend, E. W. (2001). "Ellipsoidal geoidal undulations (ellipsoidal Bruns formula) case stuies." *Journal of Geodesy*, Vol. 75, PP. 544-552.
- 4 – Ardalan, A. A. and Grafarend, E. W. (2000), *High resolution regional geoid computation in the world geodetic datum 2000 based upon collocation of linearized observational functionals of the type GPS*, gravity potential and gravity intensity PhD Thesis, department of geodesy and geoinformatics, Stuttgart University.
- 5 – Smith, D. A. (1998). "There is no such thing as The EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model." *National Oceanic and Atmospheric Administration/National Geodetic Survey*, 1315 East-West Highway, Silver Spring Maryland, PP. 20910.
- 6 – Grafarend, E. W., Krarup, T. and Syffus, R. (1996). "An algorithm for the \inverse of a multivariate homogeneous polynomial of degree n." *Journal of Geodesy*, Vol. 70, PP. 276-286.
- 7 - *IERS technical note. 13* (July 1992) Dennis.D. McCarthy. US Naval Observatory
- 8 – Morits, H. and Heiskanen, W. A. (1979). *Physical Geodesy*. Technical University Graz, Austria. Report of Special Commission 3 on Fundamental Constants (SCFC) at the General Assembly of IUGG at Birmingham in 1999. Erwin Groten, Technische Hochschule Darmstadt, Institut für Physikalische Geodäsie, Petersenstrasse 13, D-64287, Darmstadt, Germany.
- 9 – Seeber, G. (1993). *Satellite Geodesy, the concept*. North Gruyter.
- 10 - Vanicek, P. and Krakiwsky, E. (1986). *Geodesy the concepts*, Second Edition. Elsevier Science Publishers B.V.
- 11 - Vanicek, P. and Krakiwsky, E. (1991). *Lecture note. Geodynamics for geodesists*. University of New Brunswick, Canada.
- 12 - Vanicek, P. and Krakiwsky, E. (1991). *Lecture note. Recapitulation of adjustment*. University of New Brunswick, Canada.
- 13 – Lachapelle, G. (1991). *Hydrographic surveying (ENSU545) section 2.0 Waves currents, tides and water levels*. The University of Calgary Department of surveying engineering.
- 14 - *NIMA/NASA EGM96, N=M=360 EARTH GRAVITY MODEL*.
<http://164.214.2.59/GandG/wgsegm/egm96.html>.
- 15 - *The NASA GSFC and NIMA Joint Earth Geopotential Model*.
<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/potfld/gravity/document/html/egm96.htm>
- 16 - *Evaluation of the EGM96 Model of the Geopotential in the United States*.
http://www.ngs.noaa.gov/PUBS_LIB/egm96.html.
- 17 - *Subtle points on the use of a global geopotential model*.
http://www.ngs.noaa.gov/PUBS_LIB/EGM96_GEOID_PAPER/egm96_geoid_paper.html
- 18 - *NEWS AND RESULTS USING THE FINAL GSFC/DMA MODEL EGM96* Updated December 20, 1996.
<http://www.ucalgary.ca/~sideris/SWG/EGM96.html>.
- 19 - *Discrete Fourier Transform*. <http://astronomy.swin.edu.au/~pbourke/analysis/dft>
- 20 - *THEORETICAL CONSIDERATIONS*.
http://www.gmat.unsw.edu.au/final_year_thesis/p_epstein/theory_t.html.
- 21 - *Discrete Fast Fourier Transform*. <http://www.intersrv.com/~dcross/fft.html>.
- 22 - *An Introduction to Fourier Theory*. <http://aurora.phys.utk.edu/~forrest/papers/fourier>.
- 23 - *Introduction: Fourier analysis*. http://www.neurophys.wisc.edu/phys675lab/hippo1_analysis.html.
- 24 - *Summation of Series*. http://www.nag.co.uk/numeric/fd/manual/pdf/C06/c06_intro_fd03.pdf.

واژه های انگلیسی به ترتیب استفاده در متن

- 1 – E. Grafarend, J. Kakkuri
- 2 – Sea Surface Topography