

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر فصلنامهی علمی– پژوهشی فضای جغرافیایی

سال سیزدهم، شمارهی ۴۱ بهار ۱۳۹۲، صفحات ۳۶–۲۱

Email: kiamehr@kth.se

دکتر رامین کیامهر⁽ مجید ابرهدری^۲

عمق یابی با استفاده از دادههای ماهواره ارتفاع سنجی توپکس-پوزایدون، مطالعه موردی دریای عمان

تاريخ دريافت مقاله: ۸۹/۱۱/۰٤ تاريخ پذيرش مقاله: ۹۰/۰٥/۲۲

چکيده

استفاده از روش عمق یابی صوتی با کشتی با وجود حصول به دقت بالا، بسیار زمانبر، پرهزینه و در عمق-های زیاد حتی غیرعملی میباشد. این مسأله باعث شده که در حال حاضر استفاده از روش صوتی صرفا محدود به مناطق ساحلی و تا عمق متوسط گردد. امروزه با توجه به اهمیت و کاربرد نقشههای عمقیابی در علوم ژئوفیزیک، اقیانوس شناسی، ژئودزی و هیدروگرافی نیاز به تهیه نقشههای عمقیابی برای محدوده آبهای ایران در شمال و جنوب بیش از پیش احساس میگردد. در این تحقیق ضمن مرور اجمالی بر مبانی نظری ارتفاع سنجی ماهوارهای، مقادیر آنامولی ثقل و پارامتر عمق با استفاده از مشاهدات ماهواره توپکس- پوزایدون در طی سالهای ۲۰۰۳–۱۹۹۲ از روش ارتفاع سنجی ماهوارهای برای عمق یابی در محدوده دریای عمان استفاده گردید. روش بکار رفته در این تحقیق استفاده از مشاهدات ماهواره محدوده دریای عمان استفاده گردید. روش بکار رفته در این تحقیق استفاده از مناهی ژئوئید محدوده دریای عمان استفاده گردید. روش بکار رفته در این تحقیق استفاده از مناهی و تبدیل محدوده دریای عمان استفاده گردید. ماهواره ای و مدل جهانی ژئوئید EGM2008 در مناطق ساحلی و تبدیل آن به داده های آنامولی جاذبه از طریق فرمول معکوس وینینگ- مینز میباشد. داده های ثقلی سپس از ماریق روش کولوکیشن تبدیل به داده های عمق میگردند. مقایسه نتایج حاصل از روش ارتفاع سنجی ماهوارهای با نقشه هیدروگرافی حاصل از روش صوتی با کشتی انطباق خوب این دو مدل در اکثر مناطق

Email: (KTH) majid_abrehdary@yahoo.com دانشجوی دکتری ژئودزی، بخش ژئودزی، کالج سلطنتی تکنولوژی سوئد ۲

۱- دپارتمان کارتوگرافی، دانشگاه زنجان

را نشان میدهد. انحراف معیار انطباق دو مدل در منطقه در حد ۲۰/۸ متر ارزیابی گردید که با توجه به محدوده تغییرات عمق منطقه تا ۱۲۰۰ متر مناسب ارزیابی می شود. **کلید واژه ها**: ارتفاع سنجی ماهوارهای، فرمول معکوس وینینگ-مینز، روش کولوکیشن، آنامولی ثقل، عمق یابی، توپکس-پوزایدون، ژئوئید، EGM2008.

مقدمه

از آنجا که زمین همواره تحت تأثیر فعالیتهای تکتونیک صفحهای، فرسایش و رسوب میباشد، بنابراین وجود نقشه توپوگرافی دقیق یکی از مؤلفههای مهم و ضروری تحقیقات زمین شناسی میباشد. برنامه ریزی مأموریت شاتل برای نقشه برداری و نقشه توپوگرافی زمین با قدرت تفکیک افقی ۳۰ متر بسیاری از اطلاعات دقیق برای مطالعات مربوط به زمین را فراهم نمود (منبع SRTM) مأموریت شاتل توانست نقشه توپوگرافی سطح زمین را در طی ۱۰ روز جمع آوری کند در حالی که تهیه نقشه توپوگرافی برای عمق یابی اقیانوس ها و دریاها از روش های ماهواره ای به صورت مستقیم جز در آب های کم عمق غیر ممکن بوده و با استفاده از کشتی نیز بسیار زمان بر، غیر اقتصادی و حتی غیر عملی میباشد.

در این میان وجود نقشههای عمق یابی دقیق برای درک مفاهیم ژئوفیزیک دریایی و اقیانوس شناسی فیزیکی از اهمیت ویژه ای برخوردار می باشند. جریانها و جزر و مدها توسط شکلها و وضعیت حوضه-های اقیانوسی مانند بر آمدگیهای تند اقیانوسی و کوههای دریایی مهار می شوند بنابراین آگاهی از توپوگرافی به طور دقیق بسیار اهمیت دارد و همین طور از آنجا که نرخ فرسایش در اقیانوس های عمیق کند می باشد، عمق یابی الگوی جابجایی منتل، مرزهای صفحات، فرونشست لیتوسفر اقیانوس و فلاتهای اقیانوسی را نشان می دهد.فرایندهای بیولوژیکی نیز تا حد زیادی توسط عمق اقیانوس و زمین کنترل می-شوند. در واقع بستر دریا سطح زیرین لایههای آب می باشد و مدلسازی صحیح آن می تواند اطلاعات با ارزشی را برای طیف وسیعی از علوم از جمله ژئودزی، هیدروگرافی، اقیانوس شناسی فیزیکی، بیولوژی دریا و ژئوفیزیک فراهم کند. با توجه به اینکه عمق دریاها بر کمیتهای مختلف در ارتباط با میدان ثقل زمین مانند آنامولی ثقل، ارتفاع ژئوئید و انحراف قائم تأثیرگذار می باشد، بنابراین برای اقیانوس شناسی و

استفاده از تکنولوژیهای نوین عمقیابی ماهوارهای با استفاده از دادههای ارتفاع سنجهای ماهوارههای Geosat ،ERS-1/2) و Geosat ،ERS-1/2) توانست امکان تعیین میدان ثقل را تقریباً در تمام اقیانوسهای جهان با دقت و قدرت تفکیک بالا فراهم نماید. در ۲۸ جولای سال ۱۹۹۵ ماهواره Geosat تمامی اطلاعات خود را در اختیار کاربران قرار داد و همینطور ماهواره Topex/Poseidon دادههای با کیفیت بالایی را در سالهای متمادی جمع آوری نمود. از آنجا که بسیاری از مناطق جنوبی و برخی مناطق شمالی اقیانوس ها به صورت پراکنده و کم تراکم نقشه-برداری شدهاند بنابراین استفاده از روش های جدید ارتفاع سنجی ماهوارهای امکان آشکارسازی بسیاری از عوارضی که توسط روش های قدیمی نقشهبرداری نشدهاند را فراهم نمود.

بيأن مسأله

مدلسازی میدان ثقل زمین نیازمند مشاهدات ثقلی زمینی، دریایی، هوایی و فضایی است. مشاهدات ثقلی دریایی همواره از عدم دقت و نویز بالا رنج بردهاند. در این میان مشاهدات ارتفاعسنجی ماهوارهای امکان اندازه گیری تغییرات سطح آب دریا را با دقت بالایی پدید می آورند.

مطالعه میدان ثقل زمین و کمیت های مرتبط با آن مورد علاقه ژئودزین ها بوده و دانشمندان بسیاری در حال حاضر عهدهدار تحقیقات مرتبط با میدان ثقل میباشند. مأموریتهای اخیر ماهوارههایی نظیر GOCE. GRACE با حاضر عهدهدار تحقیقات مرتبط با میدان ثقل میباشند. مأموریتهای ماهوارهای جهت آشکارسازی فرکانسهای با طول موج بلند تا متوسط میدان ثقل زمین مؤثر بوده اما همچنان تکمیل فرکانسهای با طول موج متوسط نیازمند ثقل سنجی هوایی و دستیابی به فرکانسهای با طول موج کوتاه تنها از طریق مشاهدات زمینی امکان پذیر میباشد به همین جهت لازم است مشاهدات ثقلی زمینی در کل سطح زمین بر روی خشکی ها و به خاطر شتاب های ناشی از حرکت کشتی و تلاطم دریا و عدم توانایی ثقلسنجها، بر اساس «اصل هم ارزی انشتین»، در تفکیک اینگونه شتابها از شتاب ثقل زمین همواره از کمبود دقت رنج برده اند بعلاوه به خاطر وسعت بسیار دریاها و سرعت کم کشتی ها پوشش کافی از مشاهدات ثقلی در ماه همواره از کمبود دقت رنج برده اند بعلاوه به بوجود نیامده است به عنوان مثال شکل ۱ پراکندگی مشاهدات ثقلی موجود در بانک اطلاعات ثقلی BGI را در خلیج فارس و دریای عمان نشان میدهد.



شکل شماره ۱: دادههای ثقلی موجوددرخلیج فارس ودریای عمان

آنامولی نقل در دریا دارای کاربردهای متعددی است که از آن جمله می توان به موارد کاربرد آن در سیستم های ناوبری اینرشیال در زیردریایی های اتمی و یا هواپیماها و همچنین اکتشافات معدنی در بستر اقیانوس های بزرگ مانند اقیانوس کبیر اشاره نمود. عمده کاربردهای آنامولی ثقل در دریا کاربردهای ژئوفیزیکی است که از آن جمله می توان به کاربرد در اکتشافات مربوط به نفت و یا سایر منابع طبیعی در زیر آب اشاره کرد. برای مثال بیشترین مشتریان اطلاعات ثقل در دریا شرکت های بزرگ نفتی هستند زیرا که پیش از شرکت در مناقصه های اکتشافات دقیق لرزه نگاری، برای مطالعات مقدماتی استفاده از نقشه های نقل سنجی مناسب ترین راه می باشد. از دیگر کاربردهای ژئوفیزیکی می توان به پیش بینی بستر دریا، کاربرد در مطالعات مربوط به تکتونیک صفحه ای در بستر اقیانوس و همچنین مطالعات مربوط به ساختار لیتوسفریک اشاره کرد (Sandwell and Smith., 1997:1957-1962).

 $SSH(\}, \{, t\} = H_{sat}(\}, \{, t\} - Range(\}, \{, t\})$

 $H_{sat}(\},\{,t)$ ، ارتفاع سطح آب دریا در نقطهای به مختصات (},{) در لحظه t، (},t) در العظه t، (},t) در العظه ارتفاع ماهواره نسبت به بیضوی مرجع در لحظه t وt، (t, (t) فاصله ماهواره تا سطح آب در نقطه مشاهداتی در همان لحظه t است.

به منظور تعیین ارتفاع سطح آب دریا درنقطه مشاهداتی نسبت به بیضوی مرجع ابتدا باید خطاهای سیستماتیک فاصله ماهواره از سطح دریا که توسط ارتفاع سنج اندازه گیری شده است را تصحیح نمود. کلیه این تصحیحها در فایل های اطلاعاتی ماهواره وجود دارند. این تصحیحها برای هر نقطه به صورت مجزا ارائه شده است. با داشتن این تصحیحها میتوان مقدار فاصله تصحیح شده را به دست آورد. حال با فرض اینکه سری زمانی $n(t_i) = 1, 2, ..., n$ مشاهدات ارتفاع سطح لحظهای سطح آب در نقطه معینی باشد مدل مناسب برای مدل سازی جزر و مد به صورت زیر است:

$$h(\{,\},t) = a_0(\{,\}) + b_0(\{,\})t + \sum_{i=1}^k a_i(\{,\})\cos(\check{S}_i t) + b_i(\{,\})\sin(\check{S}_i t)$$

در رابطه فوق a_0 بیانگر سطح متوسط دریا، kحداکثر درجه بسط به سری فوریه، a_i, b_i دامنه امواج جزر و مدی هستند که میبایست به عنوان ضرایب فوریه تعیین شوند و b_0 نرخ افزایش دائمی سطح آب دریاهاست که به لحاظ ذوب یخهای قطبی فرض میشود در تمامی سطح دریا ثابت است. در گام بعدی به منظور تأمین اطلاعات حاشیهای مورد نظر (ژئوئید) در مناطق خشکی (نزدیک ساحل) که اطلاعات ارتفاع سنجی ماهوارهای برای آن نامناسب یا وجود نداشت، از مدل ژئوپتانسیل EGM2008 استفاده می گردد.

مدل ژئوپتانسیل جهانی موسوم به EGM با درجه و مرتبه ۲۱۳۰ در سال ۲۰۰۸ میلادی در اختیار کاربران قرار گرفته است. این مدل بر مبنای استفاده از داده های اصلاح شده اطلاعات ثقلی ۵ دقیقه در ۵ دقیقه در سراسر جهان و مدلهای ژئوپتانسیل بر اساس اطلاعات ماهواره GRACE (http://www.csr.utexas.edu/grace) شکل گرفته است. مهم ترین بخش، ترکیب اطلاعات کامل و دقیق از پایگاه داده های آنامولی ثقلی جهان (۵ دقیقه در ۵ دقیقه که از تمامی آخرین داده های مورد نیاز برای نواحی خشکی و دریایی بوده است) می باشد.

با استفاده از اطلاعات به دست آمده توسط ماهوارههای ارتفاع سنجی امکان تعیین مؤلفههای انحراف قائم وجود دارد.این کار را می توان با مشتق گیری از ژئوئید در راستاهای شرقی- غربی و همچنین شمالی-جنوبی انجام داد و البته تکنیکهای مختلفی برای انجام آن وجود دارد که از آن جمله می توان به مقالههای (Sandwell and Smith.,1997,2001,p.1957-1962,p.441) و همچنین -Olgiati et al,1995.252-260) (457) اشاره نمود. برای محاسبه مؤلفههای انحراف قائم لازم است تا از ژئوئید در راستاهای شمالی- جنوبی و شرقی- غربی مشتق بگیریم. ابتدا ژئوئید را بلوکبندی می کنیم سپس سطوح تحلیلی به ایـن بلـوکها برازش می دهیم که در این پروژه از سطوح تحلیلی درجه ۲ به فرمول زیر استفاده گردید: (۳)

$$N(x, y) = a_1 x^2 y^2 + a_2 x y^2 + a_3 x^2 y + a_4 y^2 + a_5 y^2 + a_6 x y + a_7 x + a_8 y + a_9$$

 $x = R(\{-\{0\}, y = R\cos(\{)(\}-\}_0))$

که در این فرمول _{۵٫٫۵}مختصات مبدأ میباشند. با مشتق گرفتن از فرمول ۱۱ در راستاهای x,y مؤلفههای انحراف قائم به دست میآید:

فرمول تحلیلی تبدیل معکوس ونینگ مینز به صورت زیر توسط هوانگ (Hwang, 1998,: 37-51) ارائـه شده است:

(٦)

$$\Delta g(\mathbf{w}_p, \mathbf{y}_p) = \frac{\mathbf{x}_0}{4f} \iint_{\mathbf{v}} ['(\mathbf{w}, \mathbf{y}) \cos a' + \mathbf{y}(\mathbf{w}, \mathbf{y}) \sin a'] \frac{dH(\mathbf{E})}{d\mathbf{E}} d\mathbf{E}$$

در این فرمول _{Δg} آنامولی ثقل، X شتاب ثقل نرمال و E عبارتست از فاصله کروی بین نقط ه محاسبه و نقطه متغیر و همچنین بیانگر بیضوی مقایسه می باشد. در این فرمول 'a آزیموت نقط ه متغیر نسبت به نقطه محاسبه است و (H(Œ) تابعی است (Kernel Function) که به صورت زیر تعریف می گردد: (۷)

$$H(\mathbb{E}) = \frac{1}{\sin(\mathbb{E}/2)} + \ln\left[\frac{\sin^3(\mathbb{E}/2)}{1 + \sin(\mathbb{E}/2)}\right] = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2n+1)(n-1)}{n(n+1)} P_n(\cos(\mathbb{E}))$$

پس از محاسبه مؤلفههای انحراف قائم نوبت به محاسبه آنامولی ثقل با استفاده از فرمول معکوس ونینگ-مینز میرسد. این فرمول را بر حسب مختصات ژئودتیکی به صورت زیر هم میتوان نوشت: (۸)

$$\Delta g(\{p, \}_p) = \frac{\chi_o}{4f} \int_{\{=-f/2\}=0}^{\{=f/2\}} \int_{=0}^{2f} \left[\langle \{, \} \rangle \cos(a') + y(\{, \}) \sin(a') \right] \frac{dH}{d\mathbb{E}} \cos(\{\}) d\} d\{$$

مشکل اصلی اینجاست که ما به تمام اطلاعات روی کره زمین برای محاسبه انتگرال دسترسی نداریم و از طرفی هم با مشاهده رفتار کرنل بکار رفته در این فرمول ملاحظه می شود که خو شبختانه نقاط دور دست نمی توانند اثر چندانی روی محاسبات بگذارند. به هر حال برای در نظر گرفتن اثر نقاط خارج از محدوده اطلاعاتی از روش حذف و جبران (Forsberg and Tescherning, 1981:7843-7854) استفاده شده است. در این روش برای در نظر گرفتن اثر نقاط دور از اطلاعات موجود در مدل ماهوارهای به صورت زیر استفاده می کنیم:

(٩)

$$\mathsf{u}\Delta g^{L}(\{ _{p}, \} _{p}) = \frac{\mathsf{x}_{o}}{4f} \int_{\{=\{_{\min}\}^{a}\}^{a}}^{\{=\{_{\min}\}^{a}\}^{a}} \int_{=\{_{\min}\}^{a}}^{\{=\{_{\min}\}^{a}\}^{a}} \int_{=\{_{\min}\}^{a}}^{\{=\{_{\min}\}^{a}\}^{a}} \log(a') + \mathsf{uy}^{L}(\{ , \}) \sin(a') \Big] \frac{dH(\mathbb{E})}{d\mathbb{E}} \cos(\{ , \}) d\} d\{$$

$$(1\cdot)$$

$$u\Delta g^{L} = \Delta g - \Delta g_{L}$$
, $u<^{L} = < -<_{L}$, $uy^{L} = y - y_{L}$

بعلاوه اینکه: (۱۱)

$$\Delta g_L(\{,\}) = \overline{K} \sum_{n=2}^{L} (n-1) \sum_{m=0}^{n} \left[\mathsf{U} \overline{J}_{nm} \cos m \right] + \mathsf{U} \overline{K}_{nm} \sin m \left\{ \right] \overline{P}_{nm} (\sin \{))$$

(17)

$$\kappa_{L}(\{,\}) = \overline{\kappa} \sum_{n=2}^{L} \sum_{m=0}^{n} \left[u \overline{J}_{nm} \cos m \right\} + u \overline{K}_{nm} \sin m \left\{ \right] \frac{\partial \overline{P}_{nm} (\sin \{)}{\partial \{}$$

$$(17)$$

$$\mathsf{y}_{L}(\{,\}) = \overline{\mathsf{x}} \sum_{n=2}^{L} \sum_{m=0}^{n} \left[-\mathsf{u}\overline{J}_{nm} \sin m \right] + \mathsf{u}\overline{K}_{nm} \cos m \left\{ \frac{1}{2} \frac{m\overline{P}_{nm} (\sin \{)}{\cos \{} \frac{m\overline{P}_{nm} (\sin \{)$$

در فرمول y,< ۱۰ مقادیر به دست آمده از ارتفاع سنجی ماهوارهای هستند و برای محاسبه _{Ag} باید که مقدار به دست آمده از فرمول ۱۶ را با _{۵۶۲} جمع کرد. مقدار بسط L بستگی به وسعت منطقه اندازهگیری دارد و اگر ابعاد این منطقه به فرض E°×E° باشد، آنگاه مقدار L از فرمول تجربی زیر محاسبه می شود: (1Σ)

$$L = \frac{180^{\circ}}{E^{\circ}}$$

عموماً در مقالههایی که برای محاسبه آنامولی ثقل از فرمول معکوس ونینگ- مینز استفاده میکنند، ضمن استفاده از روش حذف و جبران معمولاً از تکنیک تبدیل سریع فوریه بر روی فرمول ۱۰ استفاده شده است (Hwang, 1998) ولى براى انجام اين تحقيق بر اساس تبديل انتگرال به جمع محاسبات انجام شده است: (10)

$$\mathsf{u}\Delta g^{L}(\{_{p},\}_{p}) = \frac{\mathsf{x}_{0}}{4f} \sum_{\{=\{\min\}\}=\}_{\min}}^{\{\max\}} \sum_{=\{\min\}\}=\}_{\min}}^{\{\max\}} \left[\mathsf{u} < {}^{L}(\{,\})\cos(a') + \mathsf{u}y^{L}\sin(a')\right] \frac{dH(\mathbb{E})}{d\mathbb{E}}\cos(\{)\Delta\}\Delta\{$$

توپوگرافی به دست آمده ازفرایندهای تکتونیکی در میانه برآمدگیهای اقیانوسی به تدریج در زیر رسوبات مدفون می شوند که در این صورت اگر پوشش رسوبی به اندازه کافی ضخیم باشد، کف دریا نیز ممکن است صاف وهموار شود. اگر آنامولیهای ثقل با دامنه تقلیل یافته هنوز هم دیده شوند، ناشبی از ساختار بستر کف دریا به ویژه توپوگرافی میباشد. تباین چگالی صخرهها و رسوبات بسیار کمتر از تباین چگالی بین مواد کف دریا و آب دریا می باشد، هر کجا که کف دریا رسوب نازکی دارد g نیز معمولاً در ارتباط بـ ا توپوگرافی کف دریا می باشد. وقتی که توپوگرافی تا حدی زیـر رسـوبات مـدفون مـیشـود یـک ارتبـاط پیچیده و غیر خطی انتظار میرود. بـه عنـوان مثـال Smith and Sandwell 1994 , 1997,p.21824 and) p.1957-1962) نوعی ارتباط بین عمق،های فیلتر شده بالاگذر به دست آمده از کشتی و ثقل فیلتر شده بالاگذر و انتقال به پایین (Downward Continuation) را به منظور محاسبه ارتباط و نسبت بین ایـن دو مقدار، به منظور برآورد دقیق عمق دریا از ثقل به دست آمده از ارتفاع سنجی ماهوارهای را بیـان مـی کننـد این ارتباط در بسیاری از مناطق به ویژه کف دریا که نسبتاً صاف است رخ میدهد. ارتباط بین عمق کف دریا و ثقل سطح دریا پس از فیلتر کردن فرکانسهای معلوم و انتقال بـه سـمت پـایین بیان میشود. این همبستگی در نقاطی که کف اقیانوس به آرامی دستخوش رسوب گذاری شده است بـالا

بوده و توپوگرافی کف دریا با دامنهای وسیع در میانه برآمدگی اقیانوسی ایجاد میشود و همچنین همبستگی

در نقاطی که در آن دامنه ها کم و بیش از حوضه رسوبی میباشند پایین بوده و در آنجا آنامولی های ثقل دستخوش ساختارهای زیرین کف دریا و نه توپوگرافی کف دریا میباشند و همچنین میتوان بیان کرد که در باند طول موج ۱۰ الی ۱٦٠ کیلومتری تغییرات آنامولی ثقل بسیار وابسته به توپوگرافی بستر دریا می-باشد.

> اندازهگیری عمق اقیانوس ها به سه صورت انجام میگیرد: ۱- استفاده از ژرفا سنجهای صوتی اکوستیکی ۲- استفاده از دادههای به دست آمده از ارتفاعسنج های ماهوارهای ۳-استفاده از دادههای به دست آمده از لیدار (Lidar)

بسیاری از نقشههای اقیانوسی بر اساس اندازه گیریهای به دست آمده از ژرفاسنجهای صوتی طراحی شدهاند. این دستگاه امواج صوتی متوالی با فرکانس ۱۰ تا ۳۰ کیلو هرتز می فرستد و انعکاس این امواج را از بستر اقیانوس دریافت می کند. زمانی که وقفههای زمانی بین انتقال پالس و دریافت انعکاس در سرعت صدا ضرب می شود عمق اقیانوس را دو برابر نشان می دهد. نخستین ژرفاسنج اقیانوسی در سال ۱۹۲۲ ودر آن سوی اقیانوس اطلس توسط ناوگان Destroyer Steward ساخته شد. دقیق ترین ابزاردر اندازه گیری عمق اقیانوسها، ژرفاسنجهای صوتی هستند زیرا اختلاف سرعت صوت درمناطق مختلف اقیانوسی ئ درصد است که برای اصلاح اندازه گیری عمق از جداول سرعت متوسط با دقت ۱± درصد استفاده می شود. نقشه مربوط به برخی نقاط اقیانوسی به پهنای ۵۰۰ کیلومتر هرگز به وسیله ژرفاسنجهای صوتی طراحی نشده است که این مسأله بزرگترین عامل ایجاد خطا در نقشههایی است که به وسیله دادههای به دست آمده از ژرفاسنجهای صوتی کشیده شدهاند.

پیش از ابداع فن آوری های دریایی ماهوارهای در دهه ۱۹۳۰ تعیین موقعیت دقیق کشتیها ممکن نبود و خصوصاً در مناطق ابری هزاران کیلومتر خطا داشت. ارتفاعسنجها شکل سطح دریا را ترسیم میکنند که بسیار شبیه به ظاهر بستر اقیانوسهاست (Smith and Sand Well, 2001:441-457) برای این منظور ابتدا لازم است تأثیر گرانش بر سطح دریا را مورد بررسی قرار دهیم.

حال می پردازیم به اینکه چگونه سیستمهای ارتفاعسنج ماهوارهای شکل سطح زمین را مشخص می کنند. این سیستمها از یک رادار تشکیل شدهاند که ارتفاع ماهواره از سطح آب دریا را اندازه گیری می کنند ونیز یک سیستم پیگرد که همین ارتفاع را در مختصات زمینی می سنجد. این سیستم ارتفاع سطح آب دریا را با توجه به مرکز زمین می سنجد.

در حقیقت عمق، تعیین موقعیت ارتفاعی بستر دریا نسبت به سطح مبنا میباشد. همان طور که تعیین ارتفاع در نقشهبرداری زمینی نسبت به یک سطح مبنا (مانند ژئوئید یا بیضوی) صورت میگیرد، سطح مبنای مورد استفاده در هیدروگرافی را چارت دیتوم یا سطح مبنای عمقیابی^۳ مینامند. یک عمق اندازه گیری شده با این روش را یک ساندینگ^ئ میگویند.

3- Chart Datum

4- Sounding



شکل شماره ۲: اصول ارتفاع سنجی ماهوارهای

شناخت دقیق توپوگرافی زمین بر پایه درک عمیقی از فرآیندهای زمین میباشد. از زمانی که زمین بر اثر تکتونیک، فرسایش و رسوب گذاری شکل گرفته است، توپوگرافی برای تحقیقات زمین شناسی بسیار ضروری میباشد. در اقیانوسها عمقیابی برای درک عمیقی از اقیانوس شناسی فیزیکی، زیست شناسی و زمین شناسی دریا و هیدروگرافی لازم میباشد.

به دلیل اینکه نمی توان مستقیماً از فضا، توپوگرافی اقیانوس ها را نقشهبرداری کرد، بیشتر نقشهبرداری های توپوگرافی بستر دریاها کاری خسته کننده و وقت گیر میباشد که این کار با یک پریود ٤٠ ساله از طریـق کشتی های تحقیقاتی مجهز به اکوساندرهای مولتی بیم یا تک بیم انجام شده است.

نقشههای توپوگرافی تهیه شده از طریق روشهای سوار بر کشتی دارای مشکلات بسیار زیادی است که در اینجا به چند مورد آن می پردازیم:

توزیع نامنظم داده ها و کیفیت نامناسب در مناطق دوردست، توزیع جهانی داده های قابل دسترس بسیار نامنظم می باشد با گپهای زیاد بین نقشه برداری ها که اغلب آن ها در حدود ² ma می باشد و بع لاوه قدرت تفکیک و صحت داده ها بسیار مختلف می باشد، کشتی ها مناطق محدودی را شناسایی می کنند بنابراین اکثر داده ها در اقیانوس ها قدیمی و بی کیفیت می باشند، بعلاوه توزیع نامنظم و کیفیت ساندینگهای موجود و روش های گردآوری داده ها ناه مگن می باشند و به طور کلی اعماق اندازه گیری به وسیله ژرفاسنج های صوتی برای تعیین روابط منطقه ای به کار می رود و از ارتفاع سنج ها در بین اندازه گیری های ژرفاسنج موتی اکوستیکی استفاده می شود که قدرت تفکیک آن ها بین ۹-۲ کیلومتر می باشد (Smith and ژرفاسنج موتی اکوستیکی استفاده می شود که قدرت تفکیک آن ها بین ۹-۲ کیلومتر می باشد (مه بهان را پوشش می دهند و همچنین آن ها برای نمایش نیم رخ های منطقه ای و آنالیز عمومی بسیار مفید می -بهان را پوشش می دهند و همچنین آن ها برای نمایش نیم رخ های منطقه ای و آنالیز عمومی بسیار مفید می -بهان را پوشش می دهند و همچنین آن ها برای نمایش نیم رخ های منطقه ای و آنالیز عمومی بسیار مفید می -بهان را پوشش می دهند و همچنین آن ها برای نمایش نیم رخ های منطقه ای و آنالیز عمومی بسیار مفید می -باشند. روش های ار تفاع سنجی ماهواره ای اگر چه نمی توانند مستقیماً بستر دریا را نشان دهند اما آن ها می -توانند ار تفاع سطح آب را در نقاط مختلف اندازه گیری کرده و سپس از این ار نفاعات عمق به دست آید. با اینکه قدرت تفکیک نهایی روش های آکوستیکی نسبت به ار تفاع سنجی ماهواره ای بالا می باشد اما نقشه -

29

برداری و پوشش کامل اقیانوس های دقیق با استفاده از این روش ها بسیار پرهزینه است. روش های آکوستیکی از طول موجهای بلند (بیشتر از ۱٦۰ کیلومتر) و روش های ماهواره ای از باند طول موجهای ۱۲ تا ۱۲۰ کیلومتر استفاده می کنند. با به کارگیری تکنیک ارتفاع سنجی ماهواره ای عمق اقیانوس ها با دقت ۱۲۰ کیلومتر اندازه گیری می شود در حقیقت روش های ارتفاع سنجی ماهواره ای و اکوستیکی مکمل هم هستند. اطلاعات به دست آمده از طریق روش های ارتفاع سنجی ماهواره ای دارای دقت کافی می ما سیار پرهزینه است. روش های ماهواره ای و اکوستیکی مکمل هم تا ۱۲۰ کیلومتر استفاده می کنند. با به کارگیری تکنیک ارتفاع سنجی ماهواره ای عمق اقیانوس ها با دقت ۱۰۰ ± متر اندازه گیری می شود در حقیقت روش های ارتفاع سنجی ماهواره ای و اکوستیکی مکمل هم هستند. اطلاعات به دست آمده از طریق روش های ارتفاع سنجی ماهواره ای دارای دقت کافی می باشند و می نور به صورت رایگان در اختیار عموم قرار می گیرند. موان طور به صورت رایگان در اختیار عموم قرار می گیرند. در بخش های آتی اقدام به محاسبه مدل عمق یابی پیش بینی شده از آنامولی ثقل حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره ای می نوار ای آنامولی می از این می استخار (۱۲)

 $B(u,v) = K(u,v)\Delta G(u,v)$

در رابطه بالا B تبدیل فوریه عمق، ΔG آنامولی ثقل، K تابع تبدیل و (u,v)فرکانس های فضایی می باشـند. در اصل رابطه بین عمق و آنامولی ثقل غیرخطی است و رابطه خطی معادله بالا معتبر نمی باشد. (۱۷)

$$K(u,v) = \frac{1}{2f\Delta pG}e^{2fd\sqrt{u^2+v^2}}$$

 Δp اختلاف بین چگالی جنس بستر دریا از سطح آب می باشد، G ثابت گرانش (جاذبه) و b متوسط عمق می باشد. به علت وجود ترم $e^{2fd\sqrt{u^2+v^2}}$ پیش بینی عمق معمولاً با مسأله انتقال به سمت پایین (downward می باشد. به علت وجود ترم (continuation و مؤلفه های فرکانس بالای عمق یابی بسیار نوسانی می باشند مگراینکه از فطر فیلتر پایین گذر استفاده شود و مؤلفه های فرکانس بالای عمق یابی بسیار نوسانی می باشند مگراینکه از فطر فیلتر پایین گذر استفاده شود و مؤلفه های فرکانس بالای عمق یابی بسیار نوسانی می باشند مگراینکه از محاصباتی (continuation و باین رود و مؤلفه های فرکانس بالای عمق یابی بسیار نوسانی می باشند مگراینکه و فیلتر پایین گذر استفاده شود (Mesko, 1984) به بیان ریاضی DWC به عنوان یک مسأله مریض از نظر محاسباتی (interpret of the section و باین ریاضی Owc) به بیان ریاضی محال به عنوان یک مسأله مریض از نظر محاسباتی (interpret of the section و یابی در نظر گرفته شده است که راه حل آن منحصر به فرد و پایدار نخواهد بود. به دلیل این دو مسأله (Sight and Sandwell 1994:21803-21803) به بیان ریاضی Owc) به سادگی مؤلفه های با طول محاسباتی (interpret of the section و یابی در نظر گرفته شده است که راه حل آن منحصر به فرد و پایدار نخواهد بود. به دلیل این دو مسأله (Sight and Sandwell 1994:21803-21803) به سادگی مؤلفه های با طول موج های کوتاه تر از ۱۰ کیلومتر را در مدل نهایی خود حذف میکنند. رابط ه خطی بین عمق متوسط و آنامولی ثقل از رابطه زیر تعیین می شود:

$$\overline{b} = C_{bg} C_{gg}^{-1} \overline{\Delta g}$$

Hofmann and به روشنی می توان دید که رابطه بالا هم ارز فرمول Least Squares Collocation می باشد Icast Squares Collocation می باشد Moritz, 2006:369-379 (Moritz, 2006:369-379)) در رابطه بالا ماتریس های کوریانس G_{gg} و G_{gg} می توانند از توابع کوریانس به دست آیند. توابع کوریانس مورد نیاز نیز می توانند از مدل های تحلیلی موجود به دست بیایند. به عنوان مثال، (Tscherning and Rapp 1974) و (Tscherning and Forsberg 1978) توابع کوریانس را از آنامولی

ثقل به دست آوردند. در رابطه ۱۷ به ترتیب b عمق و ΔG آنامولی ثقل میباشد. مدل تصحیح شده نیاز به روز شدن (Updating) با استفاده از داده های بیشتری دارد. در ابتدا تنها عمق های به دست آمده از روش های سوار بر کشتی برای به روز کردن استفاده می شدند. فرایند به روز کردن به بهترین نحو توسط کالمن فیلترینگ (Kalman filtering) توضیح داده می شود. (۱۹)

$$\overline{x}^{c} = \overline{x}^{p} + R(\overline{l} - A\overline{x}^{p})$$
$$= (I - RA)\overline{x}^{p} + R\overline{l}$$

 x^{-r} و x بردارهایی شامل پارامترهای به روز شده و پیشبینی شده میباشند (عمقهای جدید) و l بردار x^{-r} مشاهدات، A ماتریس طرح و R ماتریس افزوده (بهینه) کالمن میباشند.

یافته ها و نتایج

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق دریای عمان میباشد. علت انتخاب این منطقه تغییرات عمق منطقه از عمق بسیار کم تا ٤٥٠٠ متر میباشد که امکان مقایسه نقشه عمقیابی ماهوارهای و کشتی را برای عمق های مختلف فراهم مینماید.

دادههای ماهواره توپکس-پوزایدون که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است شامل دادههای خام ۱۱ سال (۲۰۰۳–۱۹۹۲) از مشاهدات ماهوارهای واقع در سیکلهای ۱۱ تا ۳۷۰ میباشد که به فرمت باینری MGDR-B در سایت سازمان فضایی آمریکا (NASA) قابل دسترسی میباشد. برای آماده سازی مشاهدات جهت مدلسازی، در این مقاله ابتدا ۲۰ داده اصلی: شماره روز، زمان با دقت میلی ثانیه، ارقام میکروثانیه زمان، عرض جغرافیایی نقطه نادیر، طول جغرافیایی نقطهی نادیر، ارتفاع ماهواره از سطح بیضوی، فاصله ماهواره از سطح دریا، مقدار RMS فاصله ماهواره از سطح دریا، تصحیح تغییرات مرکز ثقل آنتن ارتفاع سنج، تصحیح تروپسفر خشک، تصحیح معکوس فشار، تصحیح تروپسفرتر، تصحیح یونسفر، تصحیح بایاس الکترومغناطیس، ارتفاع سطح متوسط دریا، ارتفاع ژئوئید، جزر و مد الاستیک دریا، جزر و مد قطبی، عمق دریا و نشان گر نوع جنس زمین از نظر آب، خاک یا یخ را از فایلهای بایزی عامی مایی میرو فاین مای و م نماییم.(ترابی، ۱۳۸۵: ۲۰۷۵).

از طریق آنالیز داده های دریافتی مقدار میانگین سطح دریا برای منطقه مورد نظر بر آورد شد (بخش ۲-۲) پس از تعیین پارامتر سطح متوسط دریا، با توجه به دقت کم داده های روش ارتفاع سنجی ماهواره ای در مناطق نزدیک ساحل، از داده های ژئوئید جهانی EGM2008 (شکل ۳) در این مناطق استفاده گردید (Pavlis et al., 2008) در صورت وجود مدل های دقیق ژئوئید محلی توصیه می شود از داده های این مدل ها در تلفیق داده های آلتی متری برای منطق ساحلی استفاده گردد. متأسفانه با توجه به شکل ۱ تعداد داده های ثقل سنجی با کشتی در منطقه مورد مطالعه ناچیز بوده بنابراین استفاده از مدل های محلی در این تحقیق توصیه نمی گردد (Kiamehr, 2006:117).



با استفاده از مباحث بخش ۲–٤ ابتدا مقادیر آنامولی جاذبه برای منطقه با استفاده از دادههای سطح متوسط آب و ژئوئید تعیین و سپس بر اساس روش بخش ٤–۳ این دادهها تبدیل به عمق گردید (شکل ٤).



شکل ۵ نقشه هیدرو گرافی بخشی از منطقه مورد مطالعه را که دارای دادههای عمق یابی صوتی می باشد نشان می دهد. مقایسه بصری اشکال ۵ و ٦ انطباق نسبی این دو مدل را به خوبی نشان می دهد. برای تحلیل دقیق تر، در نقاط مشترک اختلاف دو مدل به صورت شبکه ای محاسبه گردید. جدول ۱ و شکل ۷ تحلیل آماری و نقشه منحنی میزان اختلاف بین مدل های ارتفاع سنجی ماهواره ای و صوتی را نشان می دهند. با توجه شکل ۷ می توان گفت در اکثر مناطق اختلاف دو مدل در حد ۱۰ متر می باشد. بیشترین اختلاف بین دو مدل در مناطق عمیق مرکزی دریای عمان هست که اختلافی در حد ۱۰ متر می باشد. بیشترین اختلاف بین با توجه به تغییرات شدید جاذبه در منطقه مرزی عمان و امارات متحده عربی (شکل ٤)، در این بخش نیـز مقدار اختلاف بیشتر از سایر مناطق هست. این مسأله می تواند ناشی از وجود مدل خاص پوسته در ایـن مقدار اختلاف بیشتر از سایر مناطق هست. این مسأله می تواند ناشی از وجود مدل خاص پوسته در ایـن



شکل شماره ۵ : نقشه عمق یابی به دست آمده از دادههای ماهواره توپکس–پوزایدون در دریای عمان درواحد متر



شکل شماره ۲: نقشه عمقیابی به دست آمده از روشهای آکوستیکی در دریای عمان در واحد متر

ماكزيمم	مينيمم	انحراف معيار	میانگین
४٦٩/٧٩٩	_٣٦٦/•¥٨	٤•/٧٨٤	1/777

جدول ۱- نتایج آماری به دست آمده از اختلاف مدل.های ارتفاعسنجی ماهوارهای و صوتی در واحد متر



شکل شماره ۷: مقایسه عمق.های به دست آمده از طریق ژرفاسنجی صوتی و ارتفاع سنجی ماهوارهای در واحد متر

نتيجه گيري

عدم وجود اطلاعات کافی عمق یابی به روش صوتی به خاطر هزینه و زمان زیاد برای تهبه ایس اطلاعات محققین را بر آن داشت تا با استفاده از تلفیق دادههای ارتفاع سنجی ماهواره توپکس-پوزایدون و مدل ژئوئید جهانی EGM2008 نقشه آنامولی ثقل و عمقیابی را برای منطقه دریای عمان تهیه نمایند. در ایس تحقیق ابتدا داده های آلتی متری ماهواره ای توپکس-پوزایدون به ارتفاع ژئوئید تبدیل شده سپس زوایای انحراف قائم محاسبه می گردد. با توجه به ضعف روش آلتی متری ماهواره ای در مناطق ساحلی، در این مناطق ارتفاعات ژئوئید از مد دقیق ژئوئید جهانی EGM2008 استخراج گردید. در مرحله بعد مقادیر ارتفاعات ژئوئید حاصل از تلفیق داده های ماهواره ای و مدل ژئوئید جهانی با استفاده از فرمول معکوس ونینگ- مینز به پارامتر انامولی جاذبه تبدیل می شوند. در نهایت با استفاده از روش کولوکیشن ایس دادهها ونینگ- مینز به پارامتر انامولی جاذبه تبدیل می شوند. در نهایت با استفاده از روش هیدرو گرافی تبدیل به عمق می گردند. مقایسه نتایج این تحقیق با نقشه های عمق یابی حاصل از روش هیدرو گرافی ونینگ- میز به می می داخلاق خوب این دو مدل در اکثر مناطق مورد مطالعه می باشد. انحراف معیار انطباق تونینگ- میز نی مینگر انطباق خوب این دو مدل در اکثر مناطق مورد مطالعه می باشد. انحراف معیار انطباق این دقت می تواند مناسب ارزیابی شود. از این مدل می توان در مطالعات آتی برای تحلی های زا میل این دقت می تواند مناسب ارزیابی شود. از این مدل می توان در مطالعات آتی موادهای آنامولی ثقلی این دقبی شناسی، تکتونیک و هیدرو گرافی استفاده نمود. برای مطالعات آتی معق منطقه تا ۲۰۰ متر، زمینی و ماهواره ای و همچنین به کارگیری دادههای کامل تر ارتفاع سنجی ماهواره ای و کشتی توصیه می-رومین شناسی و ماهواره ای و همچنین به کارگیری داده مای کامل تر ارتفاع سنجی ماهواره دای و کشتی توصیه می-گردد.

منابع

2-Forsberg, R., Tscherning, C.C., (1981), "The use of Height Data in Gravity Field Approximation by Collocation", *J.Geophys.Res* 86(B9)7843-7854.

3-Hofmann-Wellenhof, B ., Moritz, M (2006), "Physical Geodesy", Springer.

4-Hwang, C., (1998), " A bathymetric model for the South China Sea from satellite altimetry and depth data", *Mar Geod* 22:37–51.

5-Kiamehr, R, (2006), "Determination of a gravimetric geoid model for Iran based on method least square modification of stokes's formula based on combination gravity data and global satellite models GRACE, STRM", *Journal of Physic of Earth and Space*, 3 (1): 117-129.(In Persian).

6-Kiamehr, R., (2010), "The New Quasi-Geoid Model IRQG09 for Iran", J. Applied. Geophysics, 73 (1): 65-73.

7-MacMillan, D., Bock, Y., Fang, P.,Beckely, B., (2011), "Calibration of the TOPEX and Jason-1 altimeter microwave radiometers using VLBI and GPS derived tropospheric delays", <u>http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/topexPoseidoninfo.html</u>.

8-Olgiati, A., Balmino, G., Sarrailh, M., Green, CM., (1995), "Gravity anomalies from satellite altimetry: comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical", *Bull Géod* 69: 252-260.

9-Pavlis, NK., Holmes, SA., Kenyon ,SC., Factor, JK., (2008), "An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008, Presented to <u>EGU-2008</u>, Vienna, Austria, April, 2008.

10-Smith, WHF., Sandwell, DT., (1994), "Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry", *J. Geophys. Res*, 99 (B11):21803–21824. doi:10.1029/94JB00988.

11-Smith, WHF, and DT, Sandwell, (1997), "Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings", *Science*, v. 277, p. 1957-1962.

12-Sandwell, DT.,Smith, WHF., (2001), "Bathymetric estimation", In: Fu LL, Cazenave A (eds) *Satellite altimetry and Earth Sciences*, A handbook of techniques and applications. Academic press, San Diego, pp 441–457.

13-Rapp, RH., Smith, DA., (1994), "Preliminary estimates of Gulf Stream characteristics from TOPEX data and a precise gravimetric geoid", *J. Geophys. Res.* 99: 24707-24723.

14-Tscherning, C.C., Forsberg, R., (1978), "Prediction of Deflections of the Vertical", <u>Proceedings Second Int. Symposium On Problems Related to the Redefinition of North</u> <u>American Geodetic Networks</u>, Arlington, Virginia, April, 1978, pp. 225-231, U.S. Dep. of Commerce. فصلنامهی علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، سال سیزدهم، شمارهی ۴۱، بهار ۱۳۹۲

15-Tscherning, C.C., Rapp, RH., (1974), "<u>Closed covariance expressions for gravity</u> <u>anomalies geoid undulations and deflections, of the vertical implied by anomaly degree</u> <u>variance models</u>", Rep 208, Dept of GeodSci, Ohio State University, Columbus.