

ارزیابی مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از تلفیق مدل ژئوپتانسیلی جهانی و مدل رقومی زمین در ایران

روح‌اله کریمی^۱

علیرضا آزموده اردلان^۲

سیاوش یوسفی^۳

تاریخ دریافت مقاله: ۹۸/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۹/۰۱/۰۶

چکیده

در حال حاضر بالاترین قدرت تفکیک مکانی مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی حدود ۵ دقیقه می‌باشد، در حالی که مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی حدود ۳ ثانیه و بالاتر در دسترس است. یکی از روش‌هایی که برای افزایش دقت مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی در تولید تابع‌های مختلف میدان ثقل مورد استفاده قرار می‌گیرد، تلفیق این مدل‌ها با مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالاتر از مدل ژئوپتانسیلی است. در این مقاله هدف ارزیابی مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از تلفیق مدل ژئوپتانسیلی جهانی و مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالا در ایران می‌باشد. تحقیق حاضر، از مدل EGM2008 با قدرت تفکیک مکانی حدود ۵ دقیقه به عنوان مدل ژئوپتانسیلی جهانی، از مدل SRTM با قدرت تفکیک مکانی ۳ ثانیه به عنوان مدل توپوگرافی و از مدل DTM2006 برحسب هارمونیک‌های کروی تا درجه ۲۱۹۰ به عنوان سطح هموار مرجع برای تولید مدل توپوگرافی باقیمانده (RTM) استفاده نموده است. روش تحقیق به این صورت است که ابتدا با استفاده از مدل جهانی، مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم در ۱۰ ایستگاه لاپلاس ایران محاسبه شده و سپس با استفاده از مدل توپوگرافی باقیمانده تصحیحی برای این مؤلفه‌ها بدست می‌آید. در پایان مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم محاسبه شده توسط مدل جهانی به تنهایی و تلفیق مدل جهانی و مدل توپوگرافی باقیمانده با مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی در ۱۰ ایستگاه لاپلاس مقایسه می‌شوند. نتایج این مقایسه‌ها حاکی از آن است که تلفیق مدل جهانی EGM2008 و RTM باعث بهبود حدود ۱۵٪ در مؤلفه شمالی-جنوبی (X) و ۱/۴٪ بهبود در مؤلفه شرقی-غربی (Y) در منطقه تست ایران می‌گردد. همچنین ارزیابی‌ها نشان می‌دهند که خطای نسبی در محاسبه مؤلفه X با استفاده از تلفیق مدل EGM2008 و RTM حدود ۶٪ و در محاسبه مؤلفه Y حدود ۳۷٪ است.

واژه‌های کلیدی: ایران، زاویه انحراف قائم، مدل ژئوپتانسیلی جهانی، مدل توپوگرافی باقیمانده، DTM2006، EGM2008، SRTM

۱- استادیار گروه ژئودزی و مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه تفرش، تفرش، ایران (نویسنده مسئول) karimi@tafreshu.ac.ir, rkarimy@ut.ac.ir

۲- استاد دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران ardalan@ut.ac.ir

۳- فارغ‌التحصیل کارشناسی ارشد دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

samfam443@gmail.com

۱- مقدمه

از جمله محاسن مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی، پوشش جهانی این مدل‌ها و امکان محاسبه پارامترهای میدان ثقل برای هر نقطه نظیر مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم (X مؤلفه شمالی-جنوبی، h مؤلفه شرقی-غربی) و ارتفاع ژئوئید (N) می‌باشد. از جمله مشکلات این مدل‌ها، قدرت تفکیک آنها بوده که برای بهبود آن می‌توان از تلفیق داده‌های زمینی و ماهواره‌ای به عنوان یک راه حل کمک گرفت. داده‌های ماهواره‌ای معمولاً باعث بهبود طول موج‌های بلند مدل‌های ژئوپتانسیلی و داده‌ای زمینی باعث بهبود طول موج‌های کوتاه می‌شوند. متأسفانه در برخی مناطق به علت عدم وجود مشاهدات زمینی راه حل یاد شده برای بهبود طول موج‌های کوتاه میسر نمی‌باشد. در حال حاضر بالاترین قدرت تفکیک مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی حدود ۵ دقیقه است، مانند مدل EGM2008[Pavlis et al. 2012]، مدل [EIGEN-6C4[Förste et al. 2014] و مدل GECO[Gilardoni et al. 2016]. یکی از راه‌حل‌هایی که برای افزایش دقت مدل‌های ژئوپتانسیلی مورد استفاده قرار می‌گیرد، استفاده از مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالاتر از مدل‌های ژئوپتانسیلی است. در حقیقت با تلفیق مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی و مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالا، سعی می‌شود خطای برش^۱ مدل‌های ژئوپتانسیلی کاهش پیدا کند. خطای برش شامل سیگنال‌های با فرکانس بالای میدان ثقل هستند که به دلیل بریدن یا کوتاه کردن بسط سری هارمونیک‌های کروی نمایش داده نمی‌شوند (Torge 2001; Sjöberg 2011).

محققین نشان داده‌اند که برای کاهش خطای برش می‌توان از مدل توپوگرافی باقیمانده (RTM^2) استفاده کرد (Hirt 2010; Hirt et al. 2010a,b; Hirt 2013; Ďuričková and Janák 2016). مدل توپوگرافی باقیمانده از تفاضل یک مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک بالا و یک مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک پایین‌تر (به عنوان سطح هموار مرجع^۳) بدست می‌آید (Forsberg

1984; Forsberg 1984). خوشبختانه در حال حاضر مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالا (به عنوان مثال، مدل توپوگرافی SRTM با قدرت تفکیک مکانی ۳ ثانیه) در دسترس عموم قرار دارد (Farr et al. 2007; Jervis et al. 2008). سطح هموارمرجع نیز به طرق مختلف قابل محاسبه است (Forsberg 1994). به عنوان مثال استفاده از متوسط گیری از مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک بالا (به عنوان یک فیلتر پایین گذر) و یا استفاده از مدل‌های توپوگرافی بر حسب هارمونیک‌های کروی (مثلاً مدل ۲۰۰۶ DTM) (Forsberg 1994). مطالعات زیادی در خصوص مدل توپوگرافی باقیمانده و کاربردهای آن انجام شده است که به عنوان نمونه می‌توان به (Rexer et al. 2017), (Mürdla et al. 2015), (AllahTavakoli et al. 2013), (Jekeli 2018) et al. و (Hirt et al. 2019) اشاره کرد.

هدف از این تحقیق، ارزیابی مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از تلفیق مدل ژئوپتانسیلی جهانی و مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک بالا در ایران می‌باشد.

ایجاد شبکه‌های زاویه انحراف قائم بیش از صدسال در دنیا سابقه دارد و تنها مشکل این شبکه‌ها، کندی تکثیر ایستگاه‌های آن است که طی چند سال اخیر، این مشکل نیز با استفاده از دوربین‌های دیجیتال زینیت مانند دستگاه TZK2-D^۴ (توسعه یافته در دانشگاه هانوفر آلمان) (Hirt 2004; Hirt et al. 2010c) و دستگاه DIADDEM^۵ (توسعه یافته در دانشگاه زوریخ سوئیس) (Bürki et al. 2004; Somieski 2008) برطرف شده است. در ایران نیز حدود شانزده نقطه لاپلاس ایجاد شده است. نقاط لاپلاس نقاطی هستند که مجهز به مشاهدات نجومی و ژئودتیکی^۶ می‌باشند و به کمک این مشاهدات می‌توان مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم را بدست آورد (Jekeli 1999). از طرفی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی نیز می‌توان مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم را برآورد کرد (Jekeli 1999). با مقایسه بین مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی^۶ (X, h)^{Astro} و مؤلفه‌های

4- Transportable Zenitkamera 2 - Digitalsystem

5- Digital Astronomical Deflection Measuring System

6- Astrogeodetic

1-Truncation error (or omission error)

2- Residual Terrain Model

3- Reference smooth surface

به عنوان محاسن این روش نیز می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

(۱) برآورد مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با این روش تنها نیاز به مجموعه داده‌هایی دارد که در دسترس عموم است مانند مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی، مدل‌های توپوگرافی و مدل‌های توپوگرافی بر حسب هارمونیک‌های کروی، (۲) بدون نیاز به اندازه‌گیری‌های نجومی، مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با دقت خوبی مخصوصاً در مناطق کوهستانی برآورد می‌شوند که این خود باعث صرفه‌جویی در زمان و هزینه می‌شود. در بخش‌های آتی روابط مورد نیاز و روش محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم و چگونگی ارزیابی آنها شرح داده خواهد شد.

۲- محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی و مدل‌های ژئوپتانسیلی
دو نوع نگرش (یا تعریف) برای زاویه انحراف قائم وجود دارد: (۱) نگرش هلمرت و (۲) نگرش مولودنسکی (Jekeli 1999). در نگرش هلمرت زاویه بین خط شاقول واقعی و خط عمود بر بیضوی زاویه انحراف قائم تعریف می‌شود، در حالی که در نگرش مولودنسکی، زاویه انحراف قائم، زاویه بین خط شاقول واقعی و خط شاغول نرمال است. مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی و بر اساس نگرش هلمرت از روابط شماره (۱) بدست می‌آیند (Jekeli 1999) و (Hirt 2010):

$$\begin{aligned} x^{\text{Astro}} &= F - j + \frac{1}{2} h^2 \tan j \\ h^{\text{Astro}} &= (L - l) \cos j \end{aligned} \quad (1)$$

که (F, L) طول و عرض نجومی و (j, l) طول و عرض ژئودتیکی می‌باشند. برای محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی از مشتقات آنامولی پتانسیل استفاده می‌شود. لازم به توضیح است که محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیلی با نگرش مولودنسکی سازگار است. آنامولی پتانسیل با استفاده از ضرائب هارمونیک‌های کروی

زاویه انحراف قائم حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی $(x, h)^{\text{GGM}}$ ، خطای برش مشخص می‌شود. البته مقداری از این خطا، به موجب خطای برآورد خود ضرائب مدل‌های ژئوپتانسیلی نیز می‌باشد که به خطای کمیسون^۱ مشهور است. در این تحقیق قرار است با استفاده از مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک بالا در ایران، خطای برش مدل‌های ژئوپتانسیلی در محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم کاهش پیدا کند.

قبل از این تحقیق، (Jekeli 1999) در آمریکامدل ژئوپتانسیلی EGM96 را در محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم مورد مطالعه قرار داده است. همچنین (Hirt 2010) و (Hirt et al. 2010a) در اروپا و کوه‌های آلپ مدل ژئوپتانسیلی EGM2008 و تلفیق آن را با مدل توپوگرافی SRTM در محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم مورد ارزیابی قرار داده است. در ایران نیز توسط (Kiamehr and Chavoshi-Nezhad 2014)، مدل ژئوپتانسیلی (GO_CONS_GCF_2_TIM_R4) که فقط از مشاهدات ماهواره گوس استفاده شده) و مدل EGM2008 در محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم در ۱۰ ایستگاه لاپلاس ارزیابی شده‌اند. از دیگر کارها در این زمینه می‌توان به (Claessens et al. 2008) و (Huang and Veronneau 2009) اشاره کرد.

از جمله کاربردهای این تحقیق می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

(۱) در مکان‌هایی نظیر مناطق مرزی که نقاط مرزی از بین رفته است با استفاده از مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم می‌توان این نقاط را احیاء کرد،
(۲) مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم در ژئوفیزیک یک منبع سودمند برای تفسیر و آنالیز تغییرات دانسیته در زیر زمین است، که با توجه به دقت پائین مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی و عدم وجود اطلاعات کافی در برخی مناطق از جمله مناطق کوهستانی این تلفیق برای ارزیابی مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم جهت حصول به دقت بهتر مثر ثمر می‌باشد.

بنابراین مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم هلمرت حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی از روابط شماره (۵) بدست می‌آیند:

$$\begin{aligned} x^{\text{GGM}} &= x^* + dx \\ h^{\text{GGM}} &= h^* \end{aligned} \quad (5)$$

لازم به توضیح است که تصحیح دیگری به نام تصحیح بیضوی برای رابطه (۵) وجود دارد که به دلیل کوچک بودن آن، از این تصحیح در مطالعه حاضر صرف نظر شده است (برای جزئیات بیشتر به [Hirt 2010], [Jekeli 1999] و [Hirt et al. 2010a, b] مراجعه شود).

۳- محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مدل توپوگرافی باقیمانده (RTM)

جهت محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم توسط مدل توپوگرافی باقیمانده، نیاز به یک مدل توپوگرافی با قدرت تفکیک مکانی بالا (مانند مدل SRTM با قدرت تفکیک مکانی ۳ ثانیه) و سطح هموار مرجع می‌باشد. سطح هموار مرجع مورد نیاز در این مقاله از ضرایب هارمونیک‌های کروی مدل DTM2006 تا درجه و مرتبه ۲۱۹۰ بدست می‌آید. رابطه محاسبه مدل DTM2006 به صورت رابطه (۶) می‌باشد:

$$H^{\text{DTM2006}}(f, l) = \sum_{n=0}^{n_{\text{max}}} \sum_{m=0}^n (\bar{A}_{nm} \cos ml + \bar{B}_{nm} \sin ml) \bar{P}_{nm}(\sin f) \quad (6)$$

که \bar{A}_{nm} و \bar{B}_{nm} ضرایب نرمال شده هارمونیک‌های کروی مدل DTM2006 هستند. در نتیجه، ارتفاعات مدل توپوگرافی باقیمانده از رابطه (۷) محاسبه می‌شوند:

$$H^{\text{RTM}} = H^{\text{SRTM}} - H^{\text{DTM2006}} \quad (7)$$

اگر از روش منشوری برای محاسبه اثر توپوگرافی باقیمانده استفاده کنیم، مشتقات افقی پتانسیل گرانشی هر منشور مانند Δ با فرض اینکه چگالی جرمی ثابت و برابر ρ باشد از روابط (۸) بدست می‌آیند (Nagy et al. 2000, 2002):

$$\begin{aligned} V'_x &= Gr \left[\ln(z+l) + z \ln(y+l) - x \tan^{-1} \frac{yz}{xl} \right] \left| \begin{matrix} x_2 & y_2 & z_2 \\ x_1 & y_1 & z_1 \end{matrix} \right| \quad (8) \\ V'_y &= Gr \left[\ln(x+l) + x \ln(z+l) - y \tan^{-1} \frac{xz}{yl} \right] \left| \begin{matrix} x_2 & y_2 & z_2 \\ x_1 & y_1 & z_1 \end{matrix} \right| \end{aligned}$$

که (x_1, x_2) و (y_1, y_2) ابعاد سطح مقطع افقی منشور، (z_1, z_2) ارتفاع منشور در سیستم مختصات کارتزین محلی

مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی از رابطه (۲) محاسبه می‌شود (Torge 2001):

$$T(r, f, l) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{n_{\text{max}}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\alpha \bar{C}_{nm} \cos ml + \bar{S}_{nm} \sin ml) \bar{P}_{nm}(\sin f) \quad (2)$$

که \bar{C}_{nm} و \bar{S}_{nm} ضرایب نرمالیزه هارمونیک‌های کروی، GM ثابت جهانی جاذبه، (r, f, l) مؤلفه‌های کروی، n و m به ترتیب درجه و مرتبه هارمونیک‌های کروی، n_{max} ماکزیمم درجه مدل ژئوپتانسیلی جهانی، \bar{P}_{nm} توابع وابسته لژاندر نرمالیزه نوع اول و $\alpha \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm} - \bar{C}_{nm}^{\text{normal}}$ می‌باشند (Torge 2001).

$\bar{C}_{nm}^{\text{normal}}$ ضرایب هارمونیک‌های زونال میدان ثقل نرمال (معمولاً تا درجه ۸) می‌باشد. میدان ثقل نرمال معمولاً میدان حاصل از بیضوی GRS80 در نظر گرفته می‌شود. مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با تقریبات کروی (بر اساس نگرش مولودنسکی) به ترتیب از مشتقات آنامولی پتانسیل نسبت f و l به صورت رابطه (۳) به دست می‌آیند (Torge 2001) و

$$\begin{aligned} x^* &= - \frac{1}{rg} \frac{\eta T}{\eta f} \\ h^* &= - \frac{1}{rg \sin f} \frac{\eta T}{\eta l} \end{aligned} \quad (3) \quad \text{(Jekeli 1999)}$$

که g شتاب ثقل نرمال می‌باشد. با توجه به اینکه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم با استفاده از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی با تعریف هلمرت سازگاری دارند، برای اینکه بتوانیم مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی را با مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از مشاهدات نجومی مقایسه کنیم، لازم است تا مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم مولودنسکی به مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم هلمرت تبدیل شوند. برای این منظور از تصحیح رابطه (۴) (تصحیح انحنای خط شاقول نرمال) استفاده می‌شود

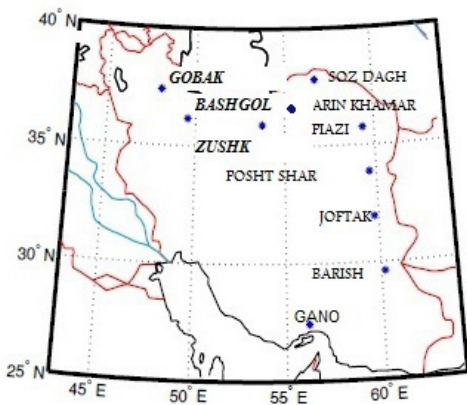
(Heiskanen and Moritz 1967)

$$dx = 0.17 \sin 2j \quad (4)$$

که h ارتفاع ژئودتیک می‌باشد. لازم به توضیح است که تصحیح فوق فقط به مؤلفه شمالی-جنوبی اعمال می‌شود.

مدل‌های ژئوپتانسیلی دیگر با قدرت تفکیک مکانی بالا مانند مدل EIGEN-6C4 (Förste et al. 2014) و مدل GECO (Gilardoni et al. 2016) می‌باشد. ضمن اینکه در زمان انجام محاسبات این مطالعه، این مدل دارای بالاترین قدرت تفکیک مکانی بود. به عنوان مدل توپوگرافی نیز از مدل توپوگرافی SRTM با قدرت تفکیک مکانی ۳ ثانیه استفاده شده است. همان طور که در بخش ۳ نیز اشاره شد، سطح هموارمرجع نیز مدل DTM2006 برحسب هارمونیک‌های کروی تا درجه و مرتبه ۲۱۹۰ می‌باشد.

جهت ارزیابی، از ۱۰ ایستگاه لاپلاس در دسترس که در نوار شمالی، شرقی و جنوبی کشور واقع شده‌اند استفاده می‌شود. این ایستگاه‌های لاپلاس در نگاره ۱ نشان داده شده‌اند.



نگاره ۱: ایستگاه‌های لاپلاس مورد استفاده در این مطالعه

در این قسمت، با استفاده از روش‌های اشاره شده در بخش‌های قبلی، مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم در ۱۰ ایستگاه لاپلاس با استفاده از مشاهدات نجومی و ژئودتیکی (در جداول با Astro نشان داده شده است)، با استفاده از مدل ژئوپتانسیلی EGM2008 (در جداول با EGM2008 نشان داده شده است)، با استفاده از مدل توپوگرافی باقیمانده (در جداول با RTM نشان داده شده است) و با استفاده از تلفیق مدل ژئوپتانسیلی و مدل توپوگرافی باقیمانده (در جداول با EGM2008/RTM نشان داده شده است) محاسبه می‌شوند.

و l فاصله نقطه (x, y, z) تا نقطه محاسباتی می‌باشند. در اینجا فرض شده است که نقطه محاسباتی در مبدأ سیستم مختصات واقع است. بنابراین:

$$l = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (9)$$

با توجه به اینکه مدل‌های توپوگرافی زمین معمولاً بر حسب طول و عرض ژئودتیکی بیان می‌شوند، برای تعیین (x_1, x_2) و (y_1, y_2) از سیستم تصویر هم مساحت چند استوانه‌ای بیضوی استفاده می‌شود (Ardalan and Safari 2004) و z_1 و z_2 نیز به ترتیب

برابر صفر و H^{RTM} در نظر گرفته می‌شوند. حال مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم ناشی از توپوگرافی باقیمانده از روابط زیر بدست می‌آیند:

$$x^{RTM} = -\frac{1}{g} \sum_{i=1}^K v_x^i$$

$$h^{RTM} = -\frac{1}{g} \sum_{i=1}^K v_y^i \quad (10)$$

که K تعداد منشورها می‌باشد. سرانجام، با محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی و توپوگرافی باقیمانده، مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از تلفیق آنها از روابط زیر بدست می‌آیند:

$$x^{GGM/RTM} = x^{GGM} + x^{RTM} \quad (11)$$

$$h^{GGM/RTM} = h^{GGM} + h^{RTM}$$

۴- نتایج عددی

همان طور که اشاره شد، هدف از این مطالعه، ارزیابی مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم حاصل از تلفیق مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی و مدل‌های توپوگرافی با قدرت تفکیک بالا در ایران می‌باشد. در اینجا مدل ژئوپتانسیلی EGM2008 تا درجه ۲۱۹۰ و مرتبه ۲۱۶۰ با قدرت تفکیک مکانی حدود ۵ دقیقه استفاده شده است، اگرچه روش ارائه شده در این مقاله می‌تواند برای هر مدل ژئوپتانسیلی دیگری نیز مورد استفاده قرار گیرد.

دلیل انتخاب این مدل این است که این مدل اولین مدل ترکیبی با قدرت تفکیک بالا بوده و یکی از محبوب‌ترین و شناخته شده‌ترین مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی است. علاوه بر این، این مدل پایه‌ای برای محاسبه

توپوگرافی باقیمانده، این مقدار به $1/0.2$ می‌رسد که نشان دهنده 1.5% بهبود است. همچنین همان طور که در جدول ۲ ملاحظه می‌شود، این میزان بهبود در مؤلفه شرقی-غربی (h) $1/4$ است که به مراتب کمتر از مؤلفه شمالی-جنوبی است. با توجه به اینکه مقدار x در ایستگاه‌های لاپلاس به 17 ثانیه (متوسط مربعی 7 ثانیه) و مقدار h به 15 ثانیه (متوسط مربعی 8 ثانیه) می‌رسد، بنابراین استفاده از تلفیق مدل ژئوتانسیلی EGM2008 و RTM باعث خطای نسبی حدود 6% در مؤلفه x و خطای نسبی حدود 3.7% در مؤلفه h می‌شود. به طور کلی در منطقه جغرافیایی ایران، مدل ژئوتانسیلی EGM2008 و تلفیق آن با RTM در محاسبه x موفق‌تر عمل کرده است تا محاسبه h . دلیل این امر به طور کامل مشخص نیست، شاید به دلیل وجود خطا در مشاهدات طول نجومی یا ژئودتیکی ایستگاه‌های لاپلاس باشد.

۵- نتیجه‌گیری

ارزیابی محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم در ایران با استفاده از مدل ژئوتانسیلی EGM2008 با قدرت تفکیک مکانی 5 دقیقه و تلفیق آن با مدل توپوگرافی SRTM با قدرت تفکیک مکانی 3 ثانیه حاکی از موفقیت آن دارد. اختلاف روش EGM2008 با Astro در مؤلفه شمالی-جنوبی (x) $1/2$ ثانیه می‌باشد که با تلفیق آن با مدل توپوگرافی باقیمانده، این مقدار به $1/0.2$ می‌رسد که نشان دهنده 1.5% بهبود است. همچنین اختلاف روش EGM2008 با Astro در مؤلفه شرقی-غربی (h) $5/7$ ثانیه است که با تلفیق آن با مدل توپوگرافی باقیمانده، این مقدار به $5/6$ می‌رسد که نشان دهنده $1/4\%$ بهبود است. با توجه به اینکه مقدار x در ایستگاه‌های لاپلاس به 17 ثانیه (متوسط مربعی 7 ثانیه) و مقدار h به 15 ثانیه (متوسط مربعی 8 ثانیه) می‌رسد، بنابراین استفاده از تلفیق مدل ژئوتانسیلی EGM2008 و RTM باعث خطای نسبی حدود 6% در مؤلفه x و خطای نسبی حدود 3.7% در مؤلفه h می‌شود. به طور کلی در منطقه جغرافیایی ایران، مدل ژئوتانسیلی

خلاصه اطلاعات آماری مربوط به این محاسبات در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱: اطلاعات آماری مربوط به محاسبه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم توسط روش‌های مختلف

Method	ξ				η			
	min	max	mean	RMS	min	max	mean	RMS
Astro	-17.116	6.543	-0.838	6.936	-0.944	15.649	4.360	8.590
EGM2008	-17.921	7.653	-0.219	7.341	-0.404	13.5343	6.088	8.190
RTM	-0.398	0.301	-0.069	0.242	-0.258	0.8322	0.113	0.435
EGM2008/RTM	-17.805	7.329	-0.288	7.261	-0.250	13.613	6.201	8.326

همان طور که در جدول ۱ ملاحظه می‌شود، دامنه تغییرات مؤلفه شمالی-جنوبی (x) از حدود 17 - تا حدود 7 ثانیه می‌باشد، در حالیکه دامنه تغییرات مؤلفه شرقی-غربی (h) از حدود 1 - تا حدود 15 ثانیه است. این نشان می‌دهد که در منطقه ایران، مؤلفه شمالی-جنوبی (x) تا حدودی بزرگتر از مؤلفه شرقی-غربی (h) است. همچنین از جدول ۱ می‌توان نتیجه گرفت که نتایج روش EGM2008/RTM نسبت به نتایج روش Astro نزدیکتر است. برای مشخص‌تر شده این موضوع، مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم محاسبه شده توسط روش‌های EGM2008 و EGM2008/RTM با مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم محاسبه شده توسط روش Astro مقایسه می‌شوند. اطلاعات آماری مربوط به این مقایسه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲: اطلاعات آماری مربوط به مقایسه مؤلفه‌های زاویه انحراف قائم محاسبه شده توسط روش‌های EGM2008 و

Astro با روش EGM2008/RTM

Comparison	ξ				η			
	min	max	mean	RMS	min	max	mean	RMS
Astro-EGM2008	-1.78	1.03	-0.62	1.20	-14.82	2.11	-1.73	5.71
Astro-EGM2008/RTM	-1.60	0.73	-0.55	1.02	-14.56	2.04	-1.84	5.63
Improvement (%)	15				1.4			

همان طور که در جدول ۲ ملاحظه می‌شود، ریشه متوسط مربعی (RMS) اختلاف روش EGM2008 با Astro در مؤلفه شمالی-جنوبی (x) $1/2$ ثانیه است که با تلفیق آن با مدل

models: Case study in Central Europe. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60: 622-643.

6. Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., and Alsdorf D. (2007) The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

7. Forsberg R., and Tscherning C. (1981) The use of height data in gravity field approximation by collocation. *Journal of Geophysical Research* 86:7843-7854.

8. Forsberg R. (1984) A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling. Report 355, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, USA.

9. Forsberg R. (1994) Terrain Effects in Geoid Computations. International School for the Determination and Use of the Geoid. Lecture Notes, International Geoid School (IGS), Milan, Italy.

10. Förste Ch., Bruinsma S.L., Abrikosov O., Lemoine J.-M., Schaller T., Götze H.-J., Ebbing J., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., and Biancale R. (2014) EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. 5th GOCE User Workshop, Paris, 25.-28.11.2014.

11. Heiskanen W.A., and Moritz H. (1967) Physical Geodesy. W.H. Freeman and Company, San Francisco.

12. Gilardoni M., Reguzzoni M., and Sampietro D. (2016) GECCO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60: 228-247.

13. Hirt C. (2004) Entwicklung und Erprobung eines digitalen Zenitkamarasystems für die hochpräzise Lotabweichungsbestimmung., Ph.D. Thesis. Wissen. Arb. der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik an der Universität Hannover Nr. 253.

14. Hirt C. (2010) Prediction of vertical deflections from high-degree spherical harmonic synthesis and residual terrain model data. *Journal of Geodesy* 84: 179-190.

15. Hirt C., Marti U., Bürki B., and Featherstone W.E.

EGM2008 و تلفیق آن با RTM در محاسبه x موفق‌تر عمل کرده است تا محاسبه h .

تشکر و قدردانی

اساتید راهنما (نویسندگان اول و دوم) این مقاله را به خاطر زنده نگهداشتن یاد و خاطره نویسنده سوم، که با کمال تأسف و تأثر دار فانی را وداع گفته‌اند، از نتایج تحقیقات و مطالعات پایان‌نامه کارشناسی ارشد ایشان، استخراج نموده‌اند. روحش شاد و یادش گرامی باد. از سازمان نقشه‌برداری کشور به موجب در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز این مطالعه تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع و مأخذ

- AllahTavakoli Y., Safari A., Ardalan A. and Bahrodi A. (2015) Application of the RTM-technique to gravity reduction for tracking near-surface mass-density anomalies: A case study of salt diapirs in Iran. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59: 409-423.
- Ardalan A.A., and Safari A. (2004) Ellipsoidal terrain correction based on multi-cylindrical equal-area map projection of the reference ellipsoid. *Journal of Geodesy*, 78: 114-123.
- Bürki B., Müller A., and Kahle H-G. (2004) DIADEM: The New Digital Astronomical Deflection Measuring System for High-precision Measurements of Deflections of the Vertical at ETH Zurich. *Electronic Proc. IAG GGSM2004 Meeting in Porto, Portugal*. Published also in: CHGeoid 2003, Report 03-33 A (ed. U. Marti et al.), Bundesamt für Landestopographie (swisstopo), Wabern, Schweiz.
- Claessens S.J., Featherstone W.E., and Anjasmara I.M. (2008) Is Australian data really validating EGM2008 or is EGM2008 just in/validating Australian data. In: Mertikas, S. (ed.) *Gravity Geoid and Space Missions*, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Đuríčková Z., and Janák J. (2016) RTM-based omission error corrections for global geopotential

- E., and Liepinš I. (2017) From Discrete Gravity Survey Data to a High-resolution Gravity Field Representation in the Nordic-Baltic Region. *Marine Geodesy*, 40: 416-453.
26. Nagy D., Papp G., and Benedek J. (2000) The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, 74: 552-560
27. Nagy D., Papp G., and Benedek J. (2002) Corrections to "The gravitational potential and its derivatives for the prism". *Journal of Geodesy*, 76, 475
28. Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C., and Factor J.K. (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research*, 117, B04406, doi:10.1029/2011JB008916
29. Rexer M., Hirt C., Bucha B., and Holmes S. (2018) Solution to the spectral filter problem of residual terrain modelling (RTM). *Journal of Geodesy*, 92: 675-690
30. Safari A., and Ardalan A.A. (2007) New Cylindrical Equal Area and Conformal Map Projections of the Reference Ellipsoid for Local Applications. *Survey Review*, 39: 132-144
31. Sjöberg L.E. (2011) Quality Estimates in Geoid Computation by EGM08. *Journal of Geodetic Science*, 1: 361-366
32. Somieski A.E. (2008). *Astrogeodetic Geoid and Isostatic Considerations in the North Aegean Sea, Greece*, Diss. ETH No. 17790, ETH Zurich, Switzerland
33. Torge W. (2001) *Geodesy*, 3rd ed., de Gruyter, Berlin, New York
- (2010a) Assessment of EGM2008 in Europe using accurate astrogeodetic vertical deflections and omission error estimates from SRTM/DTM2006.0 residual terrain model data. *Journal of Geophysical Research*, 115, B10404, doi:10.1029/2009JB007057.
16. Hirt C., Featherstone W.E., and Marti U. (2010b) Combining EGM2008 and SRTM/DTM2006.0 residual terrain model data to improve quasigeoid computations in mountainous areas devoid of gravity data. *Journal of Geodesy*, 84: 557-567.
17. Hirt, C., Bürki B., Somieski A., and Seeber G. (2010c) Modern determination of vertical deflections using digital zenith cameras, *Journal of Surveying Engineering*, 136: 1-12.
18. Hirt C. (2013) RTM gravity forward-modeling using topography/bathymetry data to improve high-degree global geopotential models in the coastal zone. *Marine Geodesy*, 36: 1-20.
19. Hirt C., Bucha B., Yang M., and Kuhn M. (2019) A numerical study of residual terrain modelling (RTM) techniques and the harmonic correction using ultra-high-degree spectral gravity modelling. *Journal of Geodesy*, doi.org/10.1007/s00190-019-01261-x (published online).
20. Huang J., and Veronneau M. (2009) Evaluation of the GRACE-based Global Gravity Models in Canada. *Newton's Bulletin No. 4*, 66-72.
21. Jekeli C. (1999) An analysis of vertical deflections derived from high-degree spherical harmonic models. *Journal of Geodesy*, 73: 10-22.
22. Jekeli C. (2013) Extent and resolution requirements for the residual terrain effect in gravity gradiometry. *Geophysical Journal International*, 195: 211-221.
23. Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., and Guevara E. (2008) Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Available from the CGIAR-SXI SRTM 90m database: <http://srtm.csi.cgiar.org>.
24. Kiamehr R., and Chavoshi-Nezhad A. (2014) Evaluation of the EGM2008 and GOCE global geoid models versus the Laplace points in Iran (in Persian). *Iranian Journal of Geophysics*, 8: 110-122.
25. Märdla S., Ågren J., Strykowski G., Oja T., Ellmann A., Forsberg R., Bilker-Koivula, M., Omang O., Paršelinas