

مقایسه مدل‌های ژئوتانسیلی جدید در منطقه فارس ساحلی در تولید تابعک اندازه بردار شتاب ثقل

علیرضا آزموده اردلان^{۱*}، عبدالرضا صفری^۲ و عباسعلی جمعه‌گی^۳

^۱ دانشیار گروه مهندسی نقشه‌برداری، قطب مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی - پردیس
دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران

^۲ استادیار گروه مهندسی نقشه‌برداری، قطب مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی - پردیس
دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران

^۳ دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه مهندسی نقشه‌برداری - پردیس دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران
(تاریخ دریافت ۸۵/۵/۲۲، تاریخ دریافت اصلاح شده ۸۷/۸/۱۱، تاریخ تصویب ۸۸/۲/۲۹)

چکیده

پیشرفت‌های اخیر در زمینهٔ ثقل‌سنجی ماهواره‌ای، هوایی، زمینی، دریایی و ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای^۱، منجر به تولید مدل‌های ژئوتانسیل^۲ با توان تفکیک بالا گردیده است. از آنجائی که این مدل‌های ژئوتانسیلی متکی بر مشاهدات ثقلی مدرن با تراکم و دقت بالا هستند، منابع با ارزشی جهت بیان طول موج‌های بلند و متوسط میدان ثقل زمین به شمار رفته و بدین لحاظ بخش اصلی الگوریتم‌های جدید در مدل‌سازی میدان ثقل زمین را تشکیل می‌دهند. با توجه به تنوع نسبتاً زیاد این مدل‌ها، لازم است که کیفیت آن‌ها در مناطق مورد نظر، با مشاهدات ثقلی کنترل گردیده تا از میان آنها بهترین مدل برای منطقه انتخاب گردد. در این مقاله مدل‌های ژئوتانسیل جهانی EGM96، PGM2000A، GGM01S و GPM98CR و یک مدل ترکیبی پیشنهادی در منطقه جغرافیایی فارس ساحلی از نظر قابلیت تولید اندازه بردار شتاب ثقل، ارزیابی گردیده‌اند. بر اساس نتایج حاصل، مدل GPM98CR نزدیکترین مدل ژئوتانسیلی به مشاهدات اندازه بردار شتاب ثقل در منطقه فارس ساحلی می‌باشد. همچنین مدل ترکیبی پیشنهادی باعث بهبود صحت و دقت مدل‌های ژئوتانسیلی PGM2000A و EGM96 در منطقه مطالعاتی گردیده است.

واژه‌های کلیدی: مدل‌های ژئوتانسیلی، ضرائب هارمونیک بیضوی، معادله لاپلاس، EGM96، PGM2000A، GGM01S، GPM98CR

مقدمه

بنابراین در ذیل به بیان روابط تحلیلی توابع ذکر شده خواهیم پرداخت.

پتانسیل جاذبه در خارج از بیضوی فرانس $\mathbb{B}_{a,b}^2$ در معادله لاپلاس صدق می‌کند. از حل معادله لاپلاس در سیستم مختصات بیضوی ژاکوبی به روش تفکیک متغیرها $U(\lambda, \phi, \eta) = \Lambda(\lambda)\Phi(\phi)H(\eta)$ جواب ذیل تحت مقادیر مرزی از نوع دیریکله حاصل می‌شود [۱-۲]:

$$U(\lambda, \phi, \eta) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n u_{nm} \frac{Q_{nm}^*(\sinh\eta)}{Q_{nm}^*(\sinh\eta_0)} e_{nm}(\lambda, \phi) \quad (2)$$

در رابطه (۲) η_0 مؤلفه ارتفاعی در سیستم مختصات بیضوی ژاکوبی روی سطح بیضوی و $e_{nm}(\lambda, \phi)$ توابع هارمونیک بیضوی با تعریف ذیل است:

$$e_{nm}(\lambda, \phi) = P_{|m|}^*(\sin\phi) \begin{cases} \cos m\lambda & m \geq 0 \\ \sin |m|\lambda & m < 0 \end{cases} \quad (3)$$

برای یک زمین صلب و دارای دوران، میدان پتانسیل ثقل $W(\lambda, \phi, \eta)$ به دو قسمت، میدان پتانسیل جاذبه $U(\lambda, \phi, \eta)$ و میدان پتانسیل گریز از مرکز $V(\lambda, \phi, \eta)$ قابل تجزیه است [۱]:

$$W(\lambda, \phi, \eta) = U(\lambda, \phi, \eta) + V(\lambda, \phi, \eta) \quad (1)$$

در رابطه (۱) مؤلفه‌های مختصات بیضوی ژاکوبی $\{\lambda, \phi, \eta\}$ دارای تعریف ذیل‌اند:

$$\begin{aligned} x &= \varepsilon \cosh \eta \cos \phi \cos \lambda \\ y &= \varepsilon \cosh \eta \cos \phi \sin \lambda \\ z &= \varepsilon \sinh \eta \sin \phi \end{aligned}$$

همچنین $\varepsilon = \sqrt{a^2 - b^2}$ خروج از مرکزیت خطی بیضوی فرانس $\mathbb{B}_{a,b}^2$ با نصف قطر طول a و نصف قطر اقص b هستند.

برای مدل‌سازی میدان ثقل زمین، لازم است روابط تحلیلی توابع $U(\lambda, \phi, \eta)$ و $V(\lambda, \phi, \eta)$ را داشته باشیم.

هارمونیک بیضوی میدان جاذبه خارجی زمین یا به وسیله تبدیل هارمونیک‌های کروی به هارمونیک‌های بیضوی تعیین کرد. جهت تبدیل ضرایب هارمونیک کروی به هارمونیک بیضوی می‌توان به عنوان مثال از رابطه ذیل که از نظر تئوری بدون خطاست استفاده نمود [۳]:

$$u_{n,m}(\text{Ellipsoid}) = Q_{nml}^* (\sinh \eta_0) \sum_{l=0}^{(n-m)/2} \lambda_{n,ml} u_{n-2m,l} (\text{Sphere}) \quad (10)$$

$$\lambda_{n,ml} = \frac{(2n-2l)!n!}{(2n)!!l!(n-1)!} \times \left[\frac{(2n-4l+1)(n-m)!(n+m)!}{(2n+1)!(n-2l+m)!(n-2l-m)!} \right]^{1/2} \left(\frac{\varepsilon}{a} \right)^{2l}$$

$\forall n \in [0, \infty) \text{ and } m \in [-n, +n]$

لازم به ذکر است معمولاً مدل‌های ژئوپتانسیلی میدان ثقل زمین، ضرایب کروی $u_{n,m}$ را در اختیار قرار می‌دهند.

در زمینه مدل سازی میدان ثقل زمین بر حسب هارمونیک‌های کروی تاکنون فعالیت‌های عیدیه‌ای صورت گرفته که به عنوان نمونه می‌توان به [۱۵-۴] اشاره نمود. بعنوان مثال‌هایی از مدل‌های ژئوپتانسیل جدید می‌توان به مدل‌های EGM96، PGM2000A، GGM01S، GPM98CR اشاره کرد. از آنجایی که در این مقاله هدف بررسی صحت و دقت این مدل‌ها در منطقه جغرافیایی فارس ساحلی می‌باشد در ادامه به معرفی اجمالی این مدل‌ها، خواهیم پرداخت.

سازمان NASA، NIMA و دانشگاه ایالتی اوهایو با همکاری یکدیگر در سال ۱۹۹۶ یک مدل ژئوپتانسیلی برای پتانسیل جاذبه زمین بر حسب هارمونیک‌های کروی تا درجه و مرتبه ۳۶۰ را برآورد کرده‌اند. در ایجاد این مدل که مدل EGM96 نامیده می‌شود از داده‌های شتاب ثقل سطحی، آنامولی‌های جاذبه استخراج شده از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای حاصل از ماموریت ERS-1 و ماموریت ژئودتیک GEOSAT، داده‌های ردیابی ماهواره‌ای (با استفاده از داده‌های SLR، سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای GPS، سیستم فرانسوی DORIS و سیستم ردیابی داپلر TRINET) و به علاوه فواصل آلتیمتری مستقیم حاصل از ERS-1، TOPEX/Poseidon (T/P)، GEOSAT و استفاده شده است. [۱۴-۱۳].

مدل ژئوپتانسیلی PGM2000A حاصل از اطلاعات توپوگرافی دینامیک اقیانوسی متوسط (Dynamic Ocean Topography) سال‌های ۱۹۹۴ تا ۱۹۹۳ و مدل جریان

جواب فوق با توجه به لحاظ نمودن مقادیر مرزی دیریکله، در فضای خارج بیضوی فرانس $\mathbb{E}_{a,b}^2$ صادق است. در روابط (۲) و (۳) P_{nml}^* و Q_{nml}^* به ترتیب توابع لژاندر وابسته نوع اول و دوم هستند.

پتانسیل گریز از مرکز $V(\lambda, \phi, \eta)$ را می‌توان در سیستم‌های مختصات کارتیزین و بیضوی ژاکوبی $\{\lambda, \phi, \eta\}$ و نیز بر حسب هارمونیک‌های بیضوی $e_{nm}(\lambda, \phi)$ به صورت ذیل نمایش داد [۲]:

در سیستم‌های مختصات کارتیزین $\{x, y, z\}$:

$$V(x, y, z) = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (4)$$

در سیستم مختصات $\{\lambda, \phi, \eta\}$:

$$V(\phi, \eta) = \frac{1}{2} \omega^2 \varepsilon^2 \cosh^2 \eta \cos^2 \phi \quad (5)$$

بر حسب هارمونیک‌های بیضوی $e_{nm}(\lambda, \phi)$:

$$V(\phi, \eta) = \frac{1}{3} \omega^2 (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) \cos^2 \phi$$

$$= \frac{2}{9} \omega^2 (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) P_{00}^*(\sin \phi)$$

$$- \frac{2}{9\sqrt{5}} \omega^2 (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) P_{20}^*(\sin \phi) \quad (6)$$

$$= \frac{2}{9} \omega^2 (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) e_{00}$$

$$- \frac{2}{9\sqrt{5}} \omega^2 (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) e_{20}$$

برای استخراج روابط (۶)، از تساوی‌های ذیل استفاده شده است:

$$\cos^2 \phi = \frac{2}{3} \left(P_{00}^*(\sin \phi) - \frac{1}{\sqrt{5}} P_{20}^*(\sin \phi) \right) \quad (7)$$

$$u^2 + \varepsilon^2 = \frac{2}{3} (P_{20}^*(\sinh \eta) + \varepsilon^2) \quad (8)$$

در روابط فوق، ω اندازه سرعت متوسط دوران زمین است.

چنانچه بسط هارمونیک‌های بیضوی میدان ثقل زمین تا درجه و مرتبه محدودی در نظر گرفته شود به یک میدان جاذبه فرانس برای فضای بیرونی زمین خواهیم رسید، که تا حد زیادی به میدان ثقل واقعی نزدیک است. چراکه طول موج‌های بلند، متوسط و قسمتی از طول موج‌های کوتاه میدان ثقل، مدل سازی می‌شود [۲۰]. به عنوان مثال اگر بسط هارمونیک بیضوی میدان جاذبه زمین را تا درجه و مرتبه n_{max} در نظر بگیریم، خواهیم داشت [۲]:

$$U_g(\lambda, \phi, \eta) = \sum_{n=0}^M \sum_{m=-n}^n u_{nm} \frac{Q_{nml}^*(\sinh \eta)}{Q_{nml}^*(\sinh \eta_0)} e_{nm}(\lambda, \phi) \quad (9)$$

در رابطه (۹) ضرایب u_{nm} را می‌توان از طریق آنالیز

$$\Gamma_g = \text{grad} \left(\sum_{n=0}^M \sum_{m=-n}^n u_{nm} \frac{Q_{n|m}^*(\sinh \eta)}{Q_{n|m}^*(\sinh \eta_0)} e_{nm}(\lambda, \phi) \right) \quad (12)$$

که در رابطه (۱۲) $\{e_\lambda, e_\phi, e_\eta\}$ بردارهای پایه سیستم مختصات متحرک محلی^۵ می باشد که به صورت ذیل به دست می آیند:

$$e_\lambda = \Gamma_\lambda / \|\Gamma_g\|_2; e_\phi = \Gamma_\phi / \|\Gamma_g\|_2; e_\eta = \Gamma_\eta / \|\Gamma_g\|_2 \quad (13)$$

در فرمول (۱۲) $g_{\phi\phi}, g_{\lambda\lambda}$ و $g_{\eta\eta}$ ضرایب تانسور متریک بوده که به صورت ذیل تعریف می شوند:

$$g_{\lambda\lambda} = \varepsilon^2 \cosh^2 \eta \cos^2 \phi \quad (14)$$

$$g_{\phi\phi} = g_{\eta\eta} = \varepsilon^2 (\cosh^2 \eta - \cos^2 \phi)$$

$\Gamma_\lambda, \Gamma_\phi, \Gamma_\eta$ نیز مولفه های بردار شتاب ثقل رفرانس Γ_g در سیستم مختصات بیضوی ژاکوبی می باشند. برای آشنائی با مشتقات جزئی به کار رفته در رابطه (۱۲) به [۲] مراجعه شود.

مطالعه موردی بر اساس داده های واقعی

به منظور ارزیابی مدل های ژئوپتانسیل جهانی، منطقه فارس ساحلی، واقع در $26.5465^\circ \leq \phi \leq 27.2760^\circ$ و $53.4217^\circ \leq \lambda \leq 55.5779^\circ$ در جنوب کشور انتخاب شد. علت انتخاب این منطقه، پوشش کامل منطقه با ۶۳۵۰ نقطه گرانی در فواصل ۵۰۰ متری در جهت عرض جغرافیایی و ۲۰۰۰ متری در جهت طول جغرافیایی است. موقعیت این نقاط با GPS دو فرکانسه تعیین و اندازه شتاب ثقل با گراویمتر دقیق به دقت میکروگال، بصورت نسبی اندازه گیری و به نقطه ثقل مطلق درجه یک کشوری واقع در فرودگاه بندر عباس متصل گردیده است. توزیع این نقاط در شکل (۱) نمایان است.

با استفاده از رابطه (۱۲)، اندازه بردار شتاب ثقل، در ۶۳۵۰ نقطه ثقلی مشاهداتی، از طریق مدل های ژئوپتانسیلی جهانی مختلف محاسبه گردید. نتایج آماری مقایسه اندازه شتاب ثقل برآورد شده با استفاده از مدل های ژئوپتانسیلی EGM96, PGM2000A, GGM01S, GPM98CR و GPM98CR با اندازه شتاب ثقل مشاهده شده در جدول (۱) آمده است.

POCM_4B (Circulation) است. اطلاعات یاد شده با داده های شتاب ثقل سطحی و داده های آلتیمتری حاصل از Topex/Poseidon و ERS-1 نیز ترکیب گردیده و نهایتاً مدلی از نوع هارمونیک های کروی تا درجه و مرتبه ۳۶۰ بنام PGM2000A تولید شده است [۸].

مدل GGM01S از اطلاعات ماهواره ثقل سنجی گریس^۳ (اطلاعات ۱۱۱ روز از ماه آپریل تا نوامبر سال ۲۰۰۲) برآورد شده است. در برآورد این مدل، از هیچ اطلاعات اولیای استفاده نشده است. این مدل شامل ضرایب هارمونیک های کروی تا درجه و مرتبه ۱۲۰ می باشد. دقت کلی مدل تقریباً برابر با یک متر بر حسب ژئوئید برآورده شده است [۱۵].

مدل PGM98CR توسط ونستل^۴ از طریق بسط تیلور ژئوئید به هارمونیک های کروی بدست آمده است. دقت کلی مدل تقریباً برابر با یک 0.15 متر بر حسب ژئوئید برای قاره اروپا برآورده شده است [۱۸-۱۶].

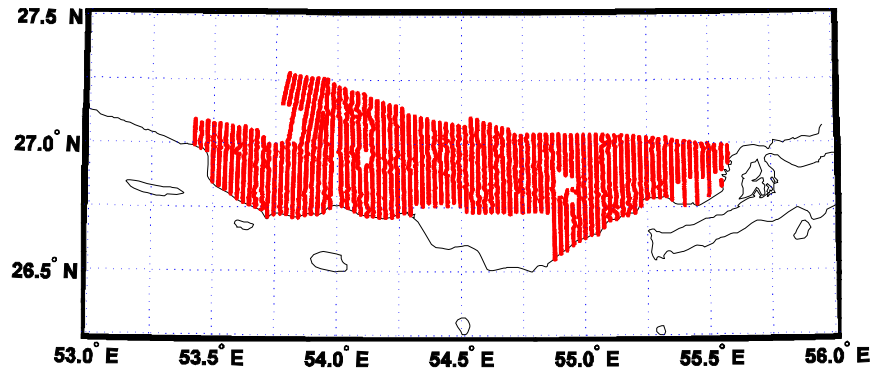
با این مقدمه سراغ نحوه تولید تابع شتاب ثقل بر حسب هارمونیک های بیضوی رفته و در ادامه از آن جهت ارزیابی مدل های ژئوپتانسیلی ذکر شده، در منطقه مطالعاتی فارس ساحلی استفاده خواهیم کرد.

اندازه بردار شتاب ثقل حاصل از بسط هارمونیک های بیضوی

در بخش نخست، پتانسیل ثقل در خارج زمین را بر حسب هارمونیک های بیضوی به صورت ذیل به دست آوردیم:

$$W(\lambda, \phi, \eta) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n u_{nm} \frac{Q_{n|m}^*(\sinh \eta)}{Q_{n|m}^*(\sinh \eta_0)} e_{nm}(\lambda, \phi) + \frac{1}{2} \omega^2 \varepsilon^2 \cosh^2 \eta \cos^2 \phi \quad (11)$$

در رابطه (۱۱) ضرایب هارمونیک های بیضوی بوده که به عنوان مثال می توانند از طریق رابطه (۱۰) با انتقال ضرایب هارمونیک های کروی به بیضوی محاسبه شوند. جهت به دست آوردن بردار شتاب ثقل در فضای بیرونی زمین، می توان از اعمال اپراتور گرادیانت به رابطه (۱۱) استفاده کرد. محدود نمودن درجه و مرتبه بسط، تا درجه و مرتبه n_{\max} منجر به تولید یک میدان شتاب ثقل رفرانس، به صورت ذیل، برای فضای بیرونی زمین می شود [۲]:



شکل ۲: پراکندگی ۶۳۵۰ نقطهٔ ثقلی مشاهده شده در فارس ساحلی توسط مدیریت اکتشاف- شرکت ملی نفت ایران.

جدول ۱: مقایسه مدل‌های ژئوپتانسیلی بر اساس اندازه بردار شتاب ثقل مشاهداتی بر حسب mGal.

مدل ژئوپتانسیلی جهانی	درجه / مرتبه	مینیمم	متوسط	ماکزیمم	انحراف معیار	نرم‌باقیمانده‌ها
EGM96	360	-57.563	-8.1184	95.341	27.13	2256.5
PGM2000A	360	-57.547	-8.087	95.387	27.135	2256.1
GGM01S	120	-68.008	10.583	-20.239	35.123	2923
GPM98CR	360	-44.367	-2.714	95.454	27.404	2194.2
GPM98CR	720	-45.324	-1.6267	95.89	27.284	2177.9

جدول ۲: مقایسه مدل‌های ژئوپتانسیلی در طول موج‌های بلند و متوسط میدان ثقل بر حسب mGal.

مدل ژئوپتانسیلی جهانی	درجه / مرتبه	مینیمم	متوسط	ماکزیمم	انحراف معیار	نرم‌باقیمانده‌ها
EGM96	90	-59.142	18.546	133.95	35.026	3158
PGM2000A	90	-59.201	18.577	134	35.04	3160.2
GGM01S	90	-59.463	17.389	12.832	34.977	3112.5
GPM98CR	90	-59.142	18.546	133.95	35.026	3158

بهترین مدل ژئوپتانسیلی که طول موج‌های بلند و متوسط میدان ثقل را بخوبی مدل کند، طول موج های بلند و متوسط میدان ثقل تولید شده به وسیلهٔ مدل های ژئوپتانسیلی مختلف موجود را به وسیلهٔ تولید اندازه بردار شتاب ثقل با رابطه (۱۲) در نقاط مشاهداتی با هم مقایسه کردیم. با مقایسه اندازه شتاب ثقل برآورد شده تا درجه و مرتبه ۹۰ با اندازه شتاب ثقل مشاهده شده، می‌توان صحیح‌ترین مدل ژئوپتانسیلی که طول موج های بلند و متوسط را مدل سازی می‌کند، به دست آورد. نتایج آماری این مقایسه در جدول (۲) آمده است.

طبق نتایج جدول (۲)، مدل ژئوپتانسیلی GGM01S طول موج های بیشتری از میدان ثقل را نسبت به مدل‌های ژئوپتانسیلی دیگر به ازای ماکزیمم درجه ۹۰، مدل سازی می‌کند.

همان طور که مشاهده می‌شود، مدل ژئوپتانسیلی GPM98CR تا درجه و مرتبه ۷۲۰، بطور متوسط مشاهدات ثقلی را با صحتی حدود ۲ میلی‌گال برآورد می‌کند که از بین مدل های موجود در جدول (۱) مناسب ترین مدل ژئوپتانسیلی جهانی می‌باشد.

در کنار مدل های فوق، آقای وانگ^۷ و رُمن^{۱۹} در یک مدل ترکیبی برای آمریکای شمالی ارائه نمودند که باعث بهبود مدل های پیشین گردید. این مدل ترکیبی حاصل از تلفیق مدل GGM01S از درجه و مرتبه ۰ تا درجه و مرتبه ۹۰، و مدل EGM96 از درجه و مرتبه ۹۱ تا درجه و مرتبه ۳۶۰ می‌باشد. برای ایجاد یک مدل ترکیبی مشابه در فارس ساحلی، می‌بایست از میان مدل‌های ژئوپتانسیلی موجود، مدلی را به عنوان تولید کننده طول موج های بلند و متوسط و مدلی را نیز بعنوان تولید کننده طول موج های کوتاه معرفی کرد. برای تعیین

جدول ۳: ارزیابی مدل ژئوتانسیلی پیشنهادی بر اساس تابعک شتاب ثقل مشاهداتی بر حسب mGal.

مدل ژئوتانسیلی جهانی	درجه / مرتبه	مینیمم	متوسط	ماکزیمم	انحراف معیار	نرم باقیمانده‌ها
مدل ترکیبی GGM01S+PGM2000A	360	-55.699	-6.2754	92.465	26.114	2217.4

اولیه در بسیاری از فعالیت‌ها نظیر فعالیت‌های اکتشافی می‌توان با استفاده از این مدل با دقت مورد نیاز مطالعات یاد شده شتاب ثقل تولید کرد.

۲ - استفاده از مدل های تلفیقی باعث بهبود مدل‌های ژئوتانسیلی خواهد شد.

۳ - با توجه به جدول (۱)، و مقایسه نتایج مدل EGM96 و GPM98CR می‌توان دریافت که مدل GPM98CR نیز یک مدل تلفیقی است. چرا که طول موج های بلند و متوسط این مدل ژئوتانسیلی دقیقاً با طول موج‌های بلند و متوسط مدل EGM96 برابری می‌کند.

۴ - مدل های ژئوتانسیلی EGM96 و PGM2000A در محدوده جغرافیائی فارس ساحلی تقریباً دارای صحت و دقتی مساوی‌اند.

۵ - با توجه به جدول (۲) مشاهدات حاصل از ماموریت های ماهواره‌های ثقل‌سنجی اخیراً، طول موج های بلند و متوسط میدان ثقل را با صحت و دقت بیشتری تولید می‌کنند.

تقدیر و تشکر

بدین وسیله نویسندگان مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران در حمایت مالی از این تحقیق تحت طرح پژوهشی شماره ۸۱۵۱۰۰۷/۱/۰۲ اعلام می‌دارند. همچنین نگارندگان مقاله بر خود واجب می‌دانند که از جناب آقای مهندس خراسانی، جناب آقای مهندس نائینی و جناب آقای دکتر طباطبائی از مدیریت اکتشاف- شرکت ملی نفت ایران بخاطر همکاری‌های مستمر و در اختیار قرار دادن مشاهدات ثقل‌سنجی منطقه فارس ساحلی، تشکر و قدردانی قلبی خود را ابراز دارند.

از بین مدل های ژئوتانسیلی EGM96 و PGM2000A، صحت و دقت مدل PGM2000A نسبت به مدل EGM96، طبق جدول (۱)، بهتر می‌باشد، بنابراین برای مدل سازی طول موج های کوتاه میدان ثقل در فارس ساحلی از مدل جهانی PGM2000A از درجه و مرتبه ۹۱ تا درجه و مرتبه ۳۶۰ استفاده کردیم. نتایج آماری مقایسه انداره شتاب ثقل برآورد شده با اندازه شتاب ثقل مشاهده شده در مدل ترکیبی پیشنهادی در جدول (۳) آمده است.

از مقایسه مدل ترکیبی GGM01S+PGM2000A با مدل EGM96 و PGM2000A، چنین استنباط می‌گردد که مدل ترکیبی، از صحت و دقت بالاتری برخوردار باشد. دلیل این امر شاید بخاطر صحت و دقت بالای طول موج‌های بلند و متوسط موجود در مدل ژئوتانسیلی GGM01S باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

با توجه پیشرفت‌های اخیر در ثقل‌سنجی ماهواره‌ای، هوایی و زمینی و تولید مدل‌های ژئوتانسیل جدید همواره این سوال در ذهن متخصصین علوم زمین، دست اندرکار میدان ثقل، مطرح بوده که استفاده از این مدل ها چه میزان میدان ثقل واقعی را مدل سازی خواهد کرد. برای پاسخ به این سوال در این مقاله، اقدام به محاسبه شتاب ثقل با استفاده از مدل‌های ژئوتانسیلی EGM96، PGM2000A، GGM01S، و GPM98CR و مدل ترکیبی پیشنهادی گردید.

بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق :

۱ - مدل GPM98CR دارای دقت متوسط ۱/۵ میلی‌گال برای تولید داده‌های شتاب ثقل در منطقه جغرافیائی فارس ساحلی می‌باشد. به طوری که حتی برای مطالعات

مراجع

- 1 - Heiskanen, W. A. and Moritz, H. (1967). "Physical Geodesy." *Institute of Physical Geodesy*, Technical University of Graz, Austria, W.H. Freeman.

- 2 - Ardalan, A. A. (1999). 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 , Ph.D. thesis , stuttgart university.
- 3 - Jekeli, C. (1988). The exact transformation between ellipsoidal and spherical harmonic expansions. *Manuscripta geodaetica*, Vol. 13, PP. 106-113.
- 4 - Rapp, R. H., Wang, Y. M. and Pavlis, N. K. (1991). The Ohio State 1991 Geopotential and Sea Surface Topography Harmonic Coefficient Models. Report No. 410, Department of Geodetic Science and Surveying, the Ohio State University, Columbus, Ohio.
- 5 - Featherstone, W. E. (2002a). "Expected contributions of dedicated satellite gravity field missions to regional geoid determination with some examples from Australia." *Journal of Geospatial Engineering*, Vol. 4, PP. 2-19.
- 6 - Featherstone, W. E. (2002b). "Comparison of different satellite altimeter-derived gravity anomaly grids with ship-borne gravity data around Australia." *Proceedings of GG2002*, Thessaloniki, <http://olimpia.topo.auth.gr/GG2002/SESSION4/session4.html>.
- 7 - Jekeli, C. (1999). "An analysis of vertical deflections derived from high-degree spherical harmonic models." *Journal of Geodesy*, Vol. 73, PP. 10-22.
- 8 - Pavlis, N. P., Chinn, D. S., Cox, C. M. and Lemoine, F. G. (2000). Geopotential Model Improvement Using POCM_4B Dynamic Ocean Topography Information: PGM2000A.. Presented to Joint TOPEX/Poseidon and Jason-1 SWT Meeting Miami, FL. Nov. 15-17, 2000.
- 9 - Reigber, C., Schmidt, R., Flechtner, F., König, R., Meyer, U., Neumayer, K., Schwintzer, P. and Zhu, S. Y. (2005). "An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE:EIGEN-GRACE02S." *Journal of Geophysics*, Vol. 39, PP. 1-10.
- 10 - Reigber, C., Schwintzer, P., Stubenvoll, R., Schmidt, R., Flechtner, F., Meyer, U., R. König(1), Neumayer H., Förste C., Barthelmes, F., Zhu, S. Y., . Balmino, G, Biancale, R., Lemoine, J. M., Meixner, H. and Raimondo, J. C. (2004). A High Resolution Global Gravity Field Model Combining CHAMP and GRACE Satellite Mission and Surface Gravity Data: EIGEN-CG01C. Accepted for publication in *Journal of Geodesy*.
- 11 - Tscherning, C. C., Rapp, R. H., and Goad, C. (1983). "A comparison of methods for computing gravimetric quantities from high degree spherical harmonic expansions." *Manuscripta geodaetica*, Vol. 8, PP. 249-272.
- 12 - Wenzel, H. G. (1999). Global models of gravity field of high and ultra-high resolution. In *Lecture Notes of IAG's Geoid school*, Milano, Italy.
- 13 - Lemoine, F. G., Smith, D. E., Kunz, L., Smith, R., Pavlis, E. C., Pavlis, N. K., Klosko, S. M., Chinn, D. S., Torrence, M. H., Williamson, R. G., Cox, C. M., Rachlin, K. E., Wang, Y. M. Kenyon, S. C., Salman, R., Trimmer, R., Rapp, R. H., and Nerem, R. S. (1996). The development of the NASA GSFC and NIMA joint geopotential model. In: J. Segawa, H. Fujimoto, and S. Okubo (eds), *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, International Association of Geodesy Symposia, Vol. 117, Springer Berlin Heidelberg, PP. 461-469.
- 14 - Lemoine, F. G., Smith, D. E., Kunz, L., Smith, R., Pavlis, E. C., Pavlis, N. K., Klosko, S. M., Chinn, D. S., Torrence, M. H., Williamson, R. G., Cox, C. M., Rachlin, K. E., Wang, Y. M., Kenyon, S. C., Salman, R., Trimmer, R., Rapp, R. H., and Nerem, R. S. (1998) The development of the NASA GSFC and NIMA joint geopotential model. NASA, technical report No. 206861.
- 15 - Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M. M. and Reigber, Ch. (2004). "The Gravity Recovery and Climate

- Experiment: Mission Overview and Early Results.” *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920.
- 16 - Wenzel Georg Home page (2005). <http://www1.gik.uni-karlsruhe.de/~wenzel/geopmods.htm>
- 17 - Wenzel, H. G. (1998). Ultra High Degree Geopotential Models GPM98A, B and C to Degree 1800. URL: <http://www.gik.uni-karlsruhe.de/~wenzel/gpm98abc/gpm98abc.htm>
- 18 - Wenzel, G., Ultra high degree geopotential models GPM98A, GPM98B and GPM98C to degree 1800, <http://www.gik.uni-karlsruhe.de/~wenzel/gpm98abc/gpm98abc.htm>
- 19 – Wang, Yan M. and Roman, D. R. (2004). Validation of Gravity Models from CHAMP/GRACE Gravity Missions Using the GPS/leveling Data from the Continental US, National Geodetic Survey NOAA, Potsdam, Germany, July 5-9.
- 20 - Schwarz, K. P. (1986). “Data types and their spectral properties.” *Proceeding of the International Summer School on Local Gravity Field Approximation*, PP. 1-67.

واژه‌های انگلیسی به ترتیب استفاده در متن

- | | |
|-------------------------|-------------------------------|
| 1 - Satellite Altimetry | 2 - Global Geopotential Model |
| 3 - Grace | 4 - Wenzel |
| 5 - Local moving frame | 6 - Wang |
| 7 - Roman | |