

مدل سازی سه بعدی تغییرات چگالی الکترونی یونوسفر با استفاده از مشاهدات GPS شبکه ژئودینامیک ایران در سه فصل مختلف

میررضا غفاری رزین^{۱*} و مسعود مشهدی حسینعلی^۲

او ۲- گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

*تهران، تقاطع خ ولی عصر و میرداماد

mirreza_ghaffari@yahoo.com

توموگرافی بر اساس توابع پایه یکی از تکنیک های موجود برای مدل سازی سه بعدی چگالی الکترونی در لایه یونوسفر است که در این مقاله بررسی می شود. در این روش تغییرات افقی چگالی الکترونی را توابع هارمونیک و تغییرات عمودی آن با توابع متعدد تجربی مدل سازی می شوند. نایپارکاری مسئله به صورت عددی بررسی و از روش TIKHONOV برای پایدار کردن مسئله استفاده شده است. مقدار بهینه پارامتر پایدار سازی از طریق مقایسه چگالی الکترونی به دست آمده از روش توموگرافی با چگالی الکترونی به دست آمده از ایستگاه یونوسوند تهران واقع در موقعیت $\varphi = 35.87^{\circ}$ و $\lambda = 51.64^{\circ}$ تعیین شده است. ماکریم خطای نسبی در بازسازی چگالی الکترونی به روش توموگرافی در منطقه موردنظر $+36/44^{\circ}$ درصد و مینیمم خطای آن $3/150^{\circ} + 0^{\circ}$ به دست آمده است. همچنین مقادیر VTEC به دست آمده از این روش با مقادیر VTEC حاصل از داده های شبکه IGS مقایسه شده است که بیشترین مقدار اختلاف در این شبکه، مقدار $+52/320^{\circ}$ TECU و کمترین مقدار آن $+1/261^{\circ}$ TECU است.

کلیدواژه: توموگرافی یونوسفر، پارامتر پایدار سازی، ایستگاه یونوسوند، روش TIKHONOV

این تأثیر به تأخیر در انتقال امواج شناخته می شود [۱-۴]. در ده سال اخیر، سیستم GPS به ابزاری مهم برای مطالعه فیزیک جو تبدیل شده است. در لایه یونوسفر، این ابزار امکان مطالعه و مدل سازی چگالی الکترونی های آزاد و در نتیجه TEC (انتگرال خطی چگالی الکترونی مابین گیرنده و ماهواره GPS) را فراهم ساخته است، به نحوی که تولید مدل های تک لایه برای TEC یکی از محصولات معمول شبکه بین المللی IGS محسوب می شود. به این ترتیب، با توسعه شبکه های GPS محلی، منطقه ای و جهانی؛ مطالعه ویژگی های یونوسفر با دقت کافی و با تراکمی بسیار مناسب تر در مقایسه با تکنیک های مستقیم تعیین چگالی الکترونی انجام پذیر است. تعیین چگالی الکترونی یا حداقل تعیین TEC در این لایه از جو،

مقدمه

یونوسفر، لایه ای از جو زمین است که از ارتفاع ۸۰ کیلومتری تا ارتفاع بیش از هزار کیلومتری از سطح زمین گسترش دارد. این لایه از جو، اثراتی مهم و اساسی بر انتشار امواج رادیویی در آن می گذارد. یونوسفر محیطی پاشنده است. میزان پاشنده ای امواج در این محیط به فرکانس آنها بستگی دارد. امواج رادیویی هنگام عبور از این لایه کندتر حرکت می کنند و در نتیجه زمان انتقال آنها طولانی تر می شود.

۱. کارشناس ارشد

۲. استادیار

3. Dispersive

دیگر بازسازی چگالی الکترونی در یونوسفر به کمک امواج رادیویی عبوری از این لایه از اتمسفر را پیشنهاد کرد [۳]. اولین نتایج استفاده از این تکنیک برای مدل‌سازی چگالی الکترونی در یونوسفر توسط آندروا^۸ و در سال ۱۹۹۰ ارائه شد [۳]. به دنبال این بررسی‌ها تلاش‌های دیگری نیز برای مطالعه چگونگی توزیع الکترون‌های آزاد به این روش صورت گرفت، به عنوان مثال: [۷-۱۱]. این نتایج نشان می‌دهند که بررسی سه بعدی توزیع الکترون‌های آزاد به این روش به نتایج با ارزشی منجر می‌شود.

عموماً مدل‌های توموگرافی به دو دسته طبقه‌بندی می‌شوند: مدل‌های مبتنی بر توابع پایه^۹ [۲-۴] و مدل‌های مبتنی بر المان‌های حجمی^{۱۰} [۱۲-۱۸]. در گروه نخست معمولاً از مجموعه توابع برای نمایش چگالی الکترونی یونوسفر استفاده می‌کنند. در روش المان‌های حجمی، یونوسفر به المان‌های حجمی کوچکی تقسیم شده و فرض می‌شود که چگالی الکترونی یونوسفر در داخل هر یک از این المان‌ها یکنواخت است. محاسبه محتوای الکترونی یونوسفر در یک امتداد خاص از جمع مقادیر الکترون در هر سلول به دست می‌آید. در این مقاله توموگرافی به روش توابع پایه مورد بررسی واقع می‌شود.

بازسازی سه بعدی چگالی الکترونی لایه یونوسفر در ایران نخستین بار توسط غفاری و حسینعلی [۲۰ و ۱۹] و به کمک مشاهدات فاز و کد شبکه GPS موردي «ایران سراسری» انجام شد. به دلیل دسترسی نداشتند به اندازه‌گیری‌های مستقیم چگالی الکترونی در بازه زمانی این مشاهدات، در این تحقیق از چگالی الکترونی حاصل از مشاهدات کد برای مدل‌سازی چگالی الکترونی یونوسفر در محدوده فلات ایران استفاده شد. از آنجاکه مدل به دست آمده در تحقیق مذکور نتوانست به خوبی تغییرات چگالی الکترونی یونوسفر را در محدوده فلات ایران مقید کند، در این مقاله، ضمن استفاده بخشی از مشاهدات ایستگاه‌های دائمی GPS کشور، از اندازه‌گیری‌های مستقیم چگالی الکترونی استفاده شده است. علاوه بر این، روش پایدارسازی به کاررفته در این تحقیق از معایب روش مورد استفاده در مقاله مذکور برخوردار نیست.

این مقاله شامل بخش‌های زیر است: در بخش دوم، مشاهدات مورد نیاز برای بازسازی چگالی الکترونی و نحوه محاسبه آن آورده شده است. بخش سوم، معادلات مشاهدات مورد نیاز در این روش را توضیح خواهد داد. بخش چهارم، در مورد نحوه تعیین توابع متعدد تجربی صحبت می‌کند. بخش پنجم، در مورد تعیین پارامترها و سرانجام بخش ششم، نتایج به دست آمده از این روش را شرح خواهد داد.

اطلاعات با ارزشی را در خصوص یونوسفر و فعالیت‌های آن در اختیار می‌گذارد. اهمیت این اطلاعات در مطالعات فضایی به حدی است که تعیین چگالی الکترونی در مراکز فضایی یکی از فعالیت‌های معمول این مراکز است [۱]. علاوه بر این، محاسبه تصحیح تأخیر گروه و تقدم فاز سیگنال، نه تنها در تعیین موقعیت دقیق با گیرندهای تک فرکانس، بلکه در مراحل مختلفی از پردازش داده‌های GPS اجتناب‌ناپذیر است. بازسازی سه بعدی چگالی الکترونی در این لایه از جو به روش توموگرافی، محاسبه TEC و در نتیجه تأخیر و تقدم زمانی مذکور را امکان‌پذیر می‌کند.

تاکنون، مدل‌های دو بعدی یونوسفری^۴ مختلفی به وجود آمده و برای کاربردهای مختلف، بسته به دقت مورد نیاز، استفاده شده‌اند. این مدل‌ها به دو دسته کلی زیر طبقه‌بندی می‌شوند: مدل‌های شبکه‌ای^۵ و مدل‌های غیرشبکه‌ای^۶. در مدل‌های شبکه‌ای، از الگوریتم‌های مختلفی برای به دست آوردن تغییرات چگالی الکترونی یونوسفر استفاده می‌شود [۲-۶]. مدل‌های غیرشبکه‌ای مبتنی بر برآراش کمترین مربعات یک مدل به اندازه‌گیری‌هاست. در این روش، مدل مورد نظر بر حسب توابع پایه مختلفی مانند توابع چندجمله‌ای و هارمونیک‌های کروی تعریف می‌شود [۲-۶].

در تمامی روش‌های دو بعدی مدل‌سازی یونوسفر، این لایه از جو؛ با پوسته‌ای نازک که در ارتفاع ۴۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتری سطح زمین قرار دارد تقریب زده می‌شود. در این مدل‌ها معمولاً از ارتفاع ۳۵۰ کیلومتری به عنوان ارتفاعی که در آن چگالی الکترونی به ماکریم مقدار آن می‌رسد، استفاده می‌شود. این فرض با شرایط فیزیکی واقعی یونوسفر در توافق نبوده و بنابراین باعث ایجاد خطای در مدل‌سازی یونوسفر می‌شود. به ویژه در طول فعالیت‌های بالای خورشیدی، تغییرات ارتفاع پوسته یونوسفری افزایش یافته و در نتیجه این خطأ افزایش می‌یابد. مطالعات انجام گرفته در سال ۱۹۹۷ توسط کومجالی، نشان داده است [۳] که فرض یک ارتفاع ثابت برای پوسته یونوسفری، تأثیر زیادی بر دقت مدل‌سازی یونوسفر دارد و تغییرات زمانی و مکانی ارتفاع پوسته یونوسفری به تغییرات زیادی در مقدار TEC منجر می‌شود. علاوه بر این به لحاظ ماهیت دو بعدی مدل‌های تک لایه، بررسی تغییرات ارتفاعی چگالی الکترونی در یونوسفر به کمک این مدل‌ها امکان‌پذیر نیست. این ویژگی یکی دیگر از نقاط ضعف مدل‌های دو بعدی محسوب می‌شود.

در سال ۱۹۸۶، اوستون^۷ نخستین بار پیشنهاد مطالعه یونوسفر به کمک تکنیک توموگرافی با امواج رادیویی ماهواره‌ها، به عبارت

4. Two_dimensional (2D) ionospheric model

5. Grid_based

6. Non_grid_based

7. Austin

$$\gamma = \left(\frac{f_1}{f_2} \right)^2 = \left(\frac{77}{60} \right)^2 \quad (8)$$

به علت وجود دو ابهام فاز N_1 و N_2 در معادله (۶)، TEC که از مشاهدات فاز محاسبه می شود کمیتی نسبی^{۱۳} است. در مقابل، به این علت که در مشاهدات شبیه فاصله کد، ابهام در فاز وجود ندارد، مقدار TEC به دست آمده کمیتی مطلق^{۱۴} است. با وجود این، کمیت TEC به دست آمده از مشاهدات فاز موج حامل به علت بالاتر بودن دقت مشاهدات فاز موج حامل از مشاهدات کد، دقت بیشتری نسبت به TEC به دست آمده از مشاهدات کد دارد [۴ و ۲، ۳]. از طرف دیگر در صورتی که امواج سیستم به صورت پیوسته و بدون قطعی موقت (جهش فاز) دریافت شوند، دو ابهام فاز مذکور ثابت باقی میمانند. از این روی می توان با تشکیل ترکیب مناسبی از معادلات (۶) و (۷) به برآورده مطلق از TEC رسید که دقیقی بهتر از مقدار TEC حاصل از مشاهدات کد دارد. این مقدار TEC اصطلاحاً به TEC نرم شده^{۱۵} معروف است [۴ و ۳، ۲]. برای این کار در نخستین گام اختلاف بین دو مقدار TEC حاصل از مشاهدات کد و فاز در هر اپک محاسبه می شوند:

$$\Delta TEC_n = TEC_{R,n} - TEC_{\Phi,n} \quad (9)$$

مقادیر بایاس داخل فرکانسی برای گیرنده و ماهواره در طول یک پریود چند روزه، نسبتاً ثابت است [۲-۴]. بعد از محاسبه ΔTEC_n از معادله (۹)، افست میان TEC نسبی و مطلق می تواند با مقدار TEC_Φ به دست آمده از معادله (۶) جمع شود. بنابراین مقدار $TEC_{SM,N}$ برآورده مطلق از مقدار TEC بوده و از رابطه زیر تعیین می شود:

$$\Delta TEC_N = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \Delta TEC_n \quad (10)$$

$$TEC_{SM,N} = TEC_{\Phi,N} + \Delta TEC_N \quad (11)$$

گسترش مدل توموگرافی

با توجه به اینکه TEC انتگرال خطی چگالی الکترونی در طول مسیر حرکت سیگنال از ماهواره به گیرنده است، برای کمیت TEC می توان نوشت [۴ و ۳]:

$$TEC_{SM,N} = \int_{rx}^{sv} N_e(\lambda, \phi, z) ds = \int_{rx}^{sv} [N_e^0(\lambda, \phi, z) + \delta N_e(\lambda, \phi, z)] ds \quad (12)$$

در این رابطه $TEC_{SM,N}$ محتوای الکترون یونوسفر در طول مسیر حرکت سیگنال GPS از ماهواره (SV) تا گیرنده زمینی (RX)،

مشاهدات

گیرندهای دو فرکانس GPS، مشاهدات کد و فاز موج حامل (P_i, Φ_i) ($i=1,2$) را در باند L و با فرکانس های $L1(1575.42MHz)$ و $L2(1227.60MHz)$ در اختیار می گذارند. مدل ریاضی این مشاهدات که ویژگی های هندسی و فیزیکی فضای اندازه گیری را در بر می گیرد عبارت است از [۲۱]:

فرکانس L1 :

$$P_1 = \rho + c(dt - dT) + d_{orb} + d_{trop} + I \quad (1)$$

$$+ b_{p1} - B_{p1} + d_{mult/p1} + \varepsilon(P_1) \quad (2)$$

$$\Phi_1 = \rho + c(dt - dT) + \lambda_1 N_1 + d_{orb} + d_{trop} \quad (3)$$

$$- I + b_{\Phi 1} - B_{\Phi 1} + d_{mult/\Phi 1} + \varepsilon(\Phi_1) \quad (4)$$

فرکانس L2 :

$$P_2 = \rho + c(dt - dT) + d_{orb} + d_{trop} + \gamma I \quad (3)$$

$$+ b_{p2} - B_{p2} + d_{mult/p2} + \varepsilon(P_2) \quad (4)$$

$$\Phi_2 = \rho + c(dt - dT) + \lambda_2 N_2 + d_{orb} + d_{trop} \quad (3)$$

$$- \gamma I + b_{\Phi 2} - B_{\Phi 2} + d_{mult/\Phi 2} + \varepsilon(\Phi_2) \quad (4)$$

که در آن:

$$I = 40.3 \frac{TEC}{f_i^2} \quad (5)$$

ρ فاصله هندسی میان گیرنده و ماهواره، c سرعت نور در خلاء بر حسب متر بر ثانیه، dt خطای ساعت ماهواره نسبت به زمان d_{orb} GPS، dT خطای ساعت گیرنده نسبت به زمان d_{orb} GPS، L_i خطای مدار ماهواره بر حسب متر، λ_i طول موج سیگنال I بر حسب متر، N_i ابهام فاز، d_{trop} تأخیر تروپوسفری به متر، b_{p1} پارامتر تأخیر یونوسفری، d_{mult} اثر خطای چند مسیری به متر، $b_{\Phi 1}$ تأخیر ابزاری ماهواره^{۱۶} روی فرکانس های L1 و L2 و $B_{\Phi 1}$ و B_{p1} تأخیر ابزاری گیرنده^{۱۷} روی فرکانس های L1 و L2 به متر، $f_2 = 1227.60MHz$ ، $f_1 = 1575.42MHz$ و بالاخره ε نویز اندازه گیری ها بر حسب متر هستند.

با استفاده از مشاهدات فاز موج حامل در هر دو فرکانس L1 و L2 می توان کمیت TEC را به صورت زیر محاسبه کرد:

$$TEC_\Phi = \frac{f_1^2 [(\lambda_1 \Phi_1 - \lambda_2 \Phi_2) - (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) - b_i - b^p]}{40.3(\gamma - 1)} \quad (6)$$

همچنین کمیت TEC را می توان مستقیماً از مشاهدات شبیه فاصله به دست آورد:

$$TEC_R = \frac{f_1^2 [(P_1 - P_2) - B_i - B^p]}{40.3(1 - \gamma)} \quad (7)$$

γ مریع نسبت دو فرکانس به صورت زیر است:

13. Relative TEC

14. Absolute TEC

15. Smoothed Total Electron Content

11. Satellite instrumental delay

12. Receiver instrumental delay

تعیین توابع متعامد تجربی

در محاسبه توابع متعامد تجربی می‌توان از چگالی الکترونی حاصل از مدل‌های تجربی یونوسفر مانند مدل مرجع بین‌المللی^{۱۸} یا از مشاهدات مستقیم چگالی الکترونی استفاده کرد [۲۵]. مدل‌های رفرازین بین‌المللی یونوسفر مقادیر متوسط چگالی الکترونی را به صورت تابعی از ارتفاع برای یک موقعیت و در اپک زمانی مشخصی به دست می‌دهند.

نحوه محاسبه توابع EOF

با در اختیار داشتن پروفیل قائم چگالی الکترونی یونوسفر (مثلاً از طریق مدل‌های مرجع بین‌المللی) در اپک‌های زمانی و در نقاط مختلف، ماتریس پروفیل چگالی الکترونی را می‌توان به صورت زیر تشکیل داد:

$$N(t, h) = \begin{bmatrix} N(t_1, h_1) & N(t_1, h_2) & \dots & N(t_1, h_N) \\ N(t_2, h_1) & N(t_2, h_2) & \dots & N(t_2, h_N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ N(t_M, h_1) & N(t_M, h_2) & \dots & N(t_M, h_N) \end{bmatrix} \quad (۱۹)$$

که در آن (h_j, t_i) چگالی الکترونی در ارتفاع h_j و در اپک $(j=1, 2, \dots, N)$ و t_i ($i=1, 2, \dots, M$) است. در این ماتریس، هر سطر نشان‌دهنده مقادیر چگالی الکترونی در زمان‌های یکسان و هر ستون نشان‌دهنده مقادیر چگالی الکترونی در ارتفاعات یکسان است. به این ترتیب متوسط هر ستون در این ماتریس معرف میانگین زمانی چگالی الکترونی در هر ارتفاع است که با

$\bar{N}(h_j)$ نمایش داده می‌شود:

$$\bar{N}(h_j) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M N(t_m, h_j) \quad (۲۰)$$

به این ترتیب تغییرات چگالی الکترونی در منطقه مورد مطالعه و در بازه زمانی مورد بررسی به کمک ماتریس زیر بررسی می‌شود:

$$S = \tilde{N}^T(t, h) \tilde{N}(t, h) \quad (۲۱)$$

در این رابطه $\tilde{N}(t, h)$ ماتریسی است که هر ستون آن از کمک‌دن عناصر ستون نظیر در ماتریس N از میانگین مربوطه محاسبه می‌شود. ماتریس وریانس-کوواریانسی که از این طریق تشکیل می‌شود اطلاعاتی را در خصوص چگونگی تغییرات چگالی الکترونی در اختیار می‌گذارد [۲۶ و ۲۷]. برای بررسی این تغییرات، در آمار ریاضی از روشی موسوم به تجزیه به مؤلفه‌های اصلی^{۱۹} استفاده می‌شود [۲۶ و ۲۷]. در این روش داده‌های مورد نظر (در اینجا ماتریس S) به مؤلفه‌های اصلی آن تجزیه و سهم هریک از این

چگالی الکترونی یونوسفر در موقعیت (λ, ϕ, z) و ds المان طولی در مسیر حرکت سیگنال است. مقدار $N_e^0(\lambda, \phi, z)$ از اولیه‌ای از $N_e(\lambda, \phi, z)$ است که به کمک مدل‌های تجربی تعیین می‌شود. انتگرال‌گیری از مقدار تقریبی $N_e(\lambda, \phi, z)$ ، کمیت TEC_0 را به صورت زیر به دست می‌آید:

$$TEC_0 = \int_{rx}^{sv} N_0(\lambda, \phi, z) ds \quad (۱۳)$$

با جایگزینی معادله (۱۳) در معادله (۱۲) خواهیم داشت:

$$TEC_{SM, N} = TEC_0 + \int_{rx}^{sv} \delta N_e(\lambda, \phi, z) ds \quad (۱۴)$$

با تعریف اختلاف $TEC_{SM, N}$ و مقدار تقریبی TEC_0 با $\delta TEC = TEC_{SM, N} - TEC_0$ به صورت زیر خواهیم داشت:

$$\delta TEC = TEC_{SM, N} - TEC_0 \quad (۱۵)$$

با توجه به تعریف δTEC و رابطه (۱۳) داریم:

$$\delta TEC = \int_{rx}^{sv} \delta N_e(\lambda, \phi, z) ds \quad (۱۶)$$

به این ترتیب در بازسازی چگالی الکترونی به روش توموگرافی هدف تعیین $\delta N_e(\lambda, \phi, z)$ به عنوان ترم تصحیحی برای این مقدار اولیه $N_e^0(\lambda, \phi, z)$ است. توموگرافی به کمک توابع پایه یکی از روش‌های توموگرافی است که در آن، تغییرات افقی این کمیت (ترم تصحیحی $\delta N_e(\lambda, \phi, z)$) با تابع هارمونیک کروی^{۱۶} و تغییرات عمودی آن با تابع متعامد تجربی^{۱۷} توصیف می‌شوند. درجه بهینه و مرتبه ممکن تابع هارمونیک مورد استفاده متناسب با دقت مورد نیاز و حجم داده‌ای موجود تعیین می‌شود [۲۲ و ۲۳ و ۲۴]:

$$\delta N(\lambda, \phi, z) = \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=-|m|}^{|m|} [a_{nk}^m \cos(m\lambda) + b_{nk}^m \sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) \quad (۱۷)$$

در این رابطه $\bar{P}_n^m(\cos \phi)$ چند جمله‌ای لزاندراز مرتبه m درجه n ($Z_k(z)$) توابع متعامد تجربی که از داده موجود (داده‌های مشاهداتی) یا داده به دست آمده از مدل جهانی محاسبه و تعیین می‌شوند و a_{nk}^m, b_{nk}^m ضرایب مدل سه بعدی مورد نظرند که از حل دستگاه معادلات (۱۲) تعیین می‌شوند. ترکیب معادلات (۱۲) و (۱۷) معادله مشاهده پایه در مدل‌سازی توموگرافیک سه بعدی یونوسفر به روش توابع پایه را به دست می‌دهد:

$$\begin{aligned} TEC_{SM, N} &= \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=-|m|}^{|m|} a_{nk}^m \int_{rx}^{sv} \cos(m\lambda) \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) ds \\ &+ \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=-|m|}^{|m|} b_{nk}^m \int_{rx}^{sv} \sin(m\lambda) \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) ds \\ &+ \frac{f_1^2 B_i}{40.3(1-\gamma)} + \frac{f_1^2 B^p}{40.3(1-\gamma)} \end{aligned} \quad (۱۸)$$

۲. وجود عناصر نامتجانس در ماتریس ضرایب حاصل از سیستم معادلات (۱۸) باعث به وجود آمدن ناپایداری و در نتیجه بزرگ شدن عدد شرط ماتریس فوق است [۳۰-۳۷].

بنابراین استفاده از فنون پایدارسازی برای رسیدن به جوابی پایدار برای آن ضروری است. برای این منظور و در این مقاله از روش TIKHONOV استفاده شده است [۳۰].

پایدارسازی سیستم معادلات با روش TIKHONOV

یکی از روش‌های موجود برای حل مسائل ناپایدار، استفاده از تکنیک GSVD^{۲۳} است [۳۰]. در واقع این روش تعمیمی از روش SVD^{۲۴} است که اولین بار تیخونوف استفاده از آن را برای حل مسائل کمترین مربوطی که از جوابی ناپایدار برخوردارند پیشنهاد کرده است.

معادله اصلی برای برآورد پارامترها در این روش به صورت زیر است:

$$\min \| \mathbf{Gm} - \mathbf{d} \|_2^2 + \alpha^2 \| \mathbf{Lm} \|_2^2 \quad (23)$$

که در معادله بالا α پارامتر پایدارسازی است و مقداری بزرگ‌تر از صفر است. \mathbf{L} یک ماتریس معین مثبت است که نوع آن بستگی به مرتبه پایدارسازی دارد. برای روش پایدارسازی مرتبه صفرم تیخونوف، ماتریس \mathbf{L} یک ماتریس همانی است. برآورد پارامترها با روش پایدارسازی تیخونوف مرتبه صفرم، با رابطه زیر انجام می‌شود:

$$m_\alpha = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{L})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (24)$$

مقدار پارامتر پایدارسازی در این روش غالباً به کمک روش L -curve تعیین می‌شود. روش L -curve یکی از روش‌های موجود در تعیین بهینهٔ مقدار منفردی است که با آن، دستگاه معادلات حاصل پایداری کافی خواهد داشت [۳۰]. این روش یکی از ساده‌ترین روش‌های موجود برای انتخاب بهینهٔ پارامتر پایدارسازی (در اینجا α) در پایدارسازی یک مسئلهٔ گستتهٔ معکوس ناپایدار است که در آن تغییرات نرم جواب پایدارسازی شده نسبت به تغییرات نرم بردار باقیمانده‌ها برسی می‌شود [۳۰]. در مسائل گستتهٔ معکوس ناپایدار، نمایش لگاریتمی منحنی این تغییرات غالباً به شکل L است و نقطهٔ شکستگی این منحنی جواب پایدارسازی شده با خطای پایدارسازی مناسبی را پیشنهاد می‌کند.

میزان بایاس موجود در جواب مسئلهٔ پایدارشده غالباً از طریق ماتریس رزولوشن برسی و کنترل می‌شود. این ماتریس به صورت زیر تعریف می‌شود [۳۰]:

$$R = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{L})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{G} \quad (25)$$

مؤلفه‌ها در تغییرات ماتریس وریانس-کووریانس متغیر تصادفی مربوطه بررسی می‌شود. اگر $\mathbf{x} = [x_1, \dots, x_p]^T$ برداری تصادفی و \sum ماتریس وریانس-کووریانس مربوط به آن باشد، ثابت می‌شود که مؤلفه‌های اصلی این ماتریس شامل ترکیب‌های خطی به فرم $\mathbf{e}_h^T \mathbf{x} = y_h$ است که در آن \mathbf{e}_h بردار ویژهٔ نظیر مقدار ویژه λ_h این ماتریس است. علاوه بر این نشان داده می‌شود که وریانس هر مؤلفه اصلی برابر λ_h یا مقدار ویژهٔ نظیر آن است و هیچ کوواریانسی بین مؤلفه‌های اصلی مختلف وجود ندارد [۲۶ و ۲۷]. مؤلفه‌های اصلی یک ماتریس به توابع متغیر تجربی^{۲۵} آن نیز معروفند.

تعیین سهم هر مؤلفه اصلی در ماتریس کوواریانس

اثر^{۲۶} ماتریس وریانس-کووریانس یک متغیر تصادفی برابر حاصل جمع مقادیر ویژه آن است [۲۶ و ۲۷]. بنابراین می‌توان گفت که نسبت هر مقدار ویژه به حاصل جمع مقادیر ویژه یک ماتریس وریانس-کوواریانس، معرف سهم هر مؤلفه اصلی آن ماتریس در بیان تغییرات کل متغیر تصادفی مربوطه است. به این ترتیب، برای محاسبه و بررسی سهم هر مؤلفه اصلی در تغییرات چگالی الکترونی کافی است مقادیر ویژه (λ_i از ماتریس \mathbf{S} را محاسبه و به مجموع این مقادیر تقسیم کرد. مقادیر به دست آمده از این طریق $\sum_i \lambda_i / 100$ نشان‌دهندهٔ سهم هر مؤلفه اصلی ماتریس \mathbf{S} در تغییرات آن است. از مقایسه این مقادیر می‌توان به تعداد بهینهٔ توابع متغیر تجربی مورد نیاز برای مدل سازی تغییرات قائم چگالی الکترونی در منطقهٔ مورد نظر و در بازهٔ زمانی مورد نظر رسید.

تعیین مدل

دستگاه معادلات مشاهداتی را که بر پایهٔ معادله مشاهده (۱۸) نوشته می‌شود، می‌توان به فرم کلی زیر نوشت [۳۰-۳۷]:

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} + \mathbf{v} \quad (22)$$

که در آن \mathbf{d} بردار مشاهدات (در اینجا $\delta TEC = TEC_{SM,N} - TEC_0$)، \mathbf{m} بردار مدل (شامل پارامترهای مجھول بردار نویز مشاهدات، \mathbf{G} ماتریس ضرایب که ارتباط میان مشاهدات و پارامترهای مجھول را توصیف می‌کند. دستگاه معادلات حاصل از معادله (۱۸) به دو دلیل زیر دستگاه معادلاتی ناپایدار است [۳۰-۳۷]:

۱. معادله انتگرالی حاصل از رابطه (۱۸) جزء معادلات انتگرالی فردھولم نوع اول است. ثابت می‌شود که مسائل معکوس مبتنی بر انتگرال‌های فوق، مسائلی ناپایدارند [۳۰-۳۷].

ارتفاعات و زمان‌های متفاوت در موقعیت ایستگاه یونوسوند مقایسه شده است و خطاهای نسبی برای هر ارتفاع و زمان محاسبه شده است. نتایج بدست آمده با توجه به جدول‌های فوق نشان‌گر این است که روش توموگرافی به کمک توابع پایه قابلیت بالایی در بازسازی چگالی الکترونی به کمک داده‌های شبکه‌های GPS دارد.

جدول ۱- خطای نسبی برای چگالی الکترونی بدست آمده از الگوریتم بازسازی در ارتفاعات متفاوت- در روز ۲۰۰۷/۰۱/۰۳

خطای نسبی (%)	چگالی الکترونی حاصل از اندازه‌گیری‌های مستقیم (ele/m ³)	چگالی الکترونی بازسازی شده (ele/m ³)	ارتفاع مشاهده (Km)	ساعت مشاهده (LT)
-۱۱/۹۱۷۳	۰/۹۸۴۲	۱/۱۰۱۷	۲۷۸	۱
+۵/۸۶۷	۰/۸۳۸۲	۰/۶۵۳۵	۲۳۳	۳
+۱۵/۰۴۶۸	۳/۷۱۰۴	۳/۱۵۲۱	۲۲۳	۵
+۱۸/۸۶۰۷	۱۰/۷۷۱۶	۸/۷۴	۲۲۷	۷
+۳/۹۳۰۵	۴/۱۰۰	۳/۹۳۸۸	۲۱۹	۹
+۵/۰۱۳۶	۵/۱۹۱۰	۴/۹۳۰۸	۲۲۶	۱۱
-۰/۸۵۳۰	۳/۱۳۷۵	۳/۱۶۴۲	۲۱۱	۱۳
-۱۶/۴۶۲۹	۲/۵۱۱۱	۲/۹۲۴۵	۱۹۸	۱۵
-۲۲/۸۵۵۸	۱/۱۳۱۰	۱/۳۸۹۵	۲۴۴	۱۷
+۹/۷۴۲۷	۱/۱۹۱۷	۱/۰۷۵۶	۲۴۷	۱۹
+۱۳/۷۱۵۳	۱/۳۷۵۱	۱/۱۸۶۵	۳۱۹	۲۱
+۱۷/۶۳۷۰	۰/۹۳۷۸	۰/۷۷۲۴	۲۸۱	۲۳

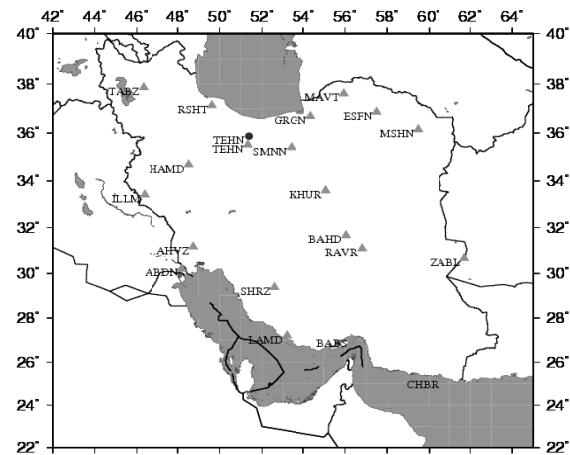
جدول ۲- خطای نسبی برای چگالی الکترونی بدست آمده از الگوریتم بازسازی در ارتفاعات متفاوت- روز ۲۰۰۷/۰۴/۰۳

خطای نسبی (%)	چگالی الکترونی حاصل از اندازه‌گیری‌های مستقیم (ele/m ³)	چگالی الکترونی بازسازی شده (ele/m ³)	ارتفاع مشاهده (Km)	ساعت مشاهده (LT)
+۱۸/۲۸	۰/۷۲۶۲	۰/۰۹۳۴	۲۵۱	۱
+۲۵/۴۴۳۲	۲/۹۰۴۹	۲/۱۶۵۸	۲۲۲	۳
+۱۴/۸۰۵۳	۴/۶۵۹۸	۳/۹۶۹۹	۲۵۳	۵
+۷/۹۶۴۱	۷/۸۳۷۶	۷/۲۱۳۴	۳۰۲	۷
+۵/۱۳۰۱	۹/۶۴۶۸	۹/۱۵۱۹	۲۵۷	۹
+۳/۵۳۳۸	۵/۷۸۴۸	۵/۵۸۰۴	۲۲۲	۱۱
-۱۷/۷۵۶۵	۴/۳۹۰۱	۵/۲۵۷۵	۲۳۶	۱۳
-۱۵/۹۲۴۳	۳/۵۲۲۹	۴/۰۸۳۹	۲۱۷	۱۵
+۸/۸۸۵۱	۱/۶۷۰۲	۱/۵۲۱۸	۲۷۵	۱۷
+۵/۱۸۴۴	۱/۳۲۶۰۰	۱/۲۴۸۹	۲۹۲	۱۹
-۵/۲۸۲۸	۱/۶۰۷۱	۱/۶۹۲۰	۲۶۸	۲۱
-۱/۶۷۷۳	۱/۲۹۳۷	۱/۳۱۵۴	۲۴۴	۲۳

در غیاب بایاس در نتایج، مقادیر روی قطر اصلی ماتریس رزوشن عدد یک خواهد بود. بنابراین هر چقدر درایه‌های روی قطر اصلی ماتریس رزوشن به عدد یک نزدیک‌تر باشند، صحت جواب پایدارسازی شده بیشتر است.

پردازش داده‌ها

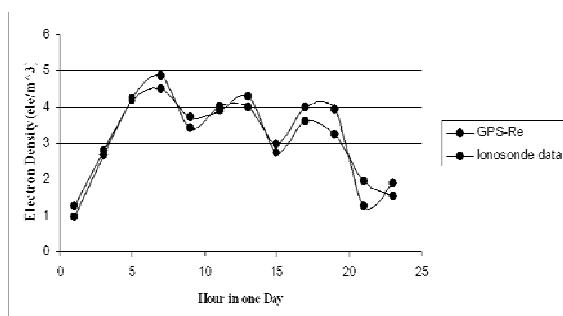
مطالعات ژئودینامیک در ایران از سال ۱۳۷۷ به‌منظور پایش تغییرات پوسته زمین و حرکات تکتونیکی مربوط به آن آغاز شده است. شبکه دائمی ژئودینامیک سراسری در سال ۱۳۸۳ به‌منظور بررسی ساز و کارهای حرکات گسل‌های ایران طراحی شده و از همان زمان شروع به کارکرده است. در حال حاضر این شبکه، ۱۰۶ ایستگاه دائمی GPS دارد. از این تعداد ایستگاه، ۴۰ ایستگاه با توزیع تقریباً یکنواخت در سراسر منطقه ایران و به فاصله تقریبی ۳۰۰ کیلومتر از هم به عنوان شبکه اصلی انتخاب شده است. در این تحقیق، از داده‌های ۲۲ ایستگاه شبکه اصلی برای مدل‌سازی توموگرافی یونوسوند در اتمسفر بالای ایران استفاده شده است. چگونگی توزیع تعدادی از ایستگاه‌های این شبکه در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- چگونگی توزیع ایستگاه‌های دائمی GPS در شبکه مورد بررسی در این تحقیق، مثلث‌های سبز نشان‌دهنده ایستگاه‌های دائمی و دایرة قرمز مربوط به ایستگاه یونوسوند در این شبکه هستند.

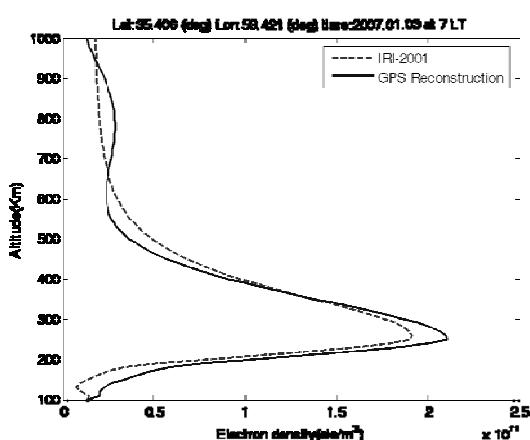
نتایج حاصل از پردازش داده‌ها

در این قسمت از داده‌های روزهای سوم ژانویه، سوم آوریل و سیزدهم جولای سال ۲۰۰۷، برای بدست‌آوردن نتایج مدل توموگرافی استفاده شده است. در جدول‌های (۱)، (۲) و (۳) به ترتیب چگالی الکترونی بدست‌آمده از الگوریتم بازسازی مورد استفاده با چگالی بدست‌آمده از اندازه‌گیری‌های مستقیم در

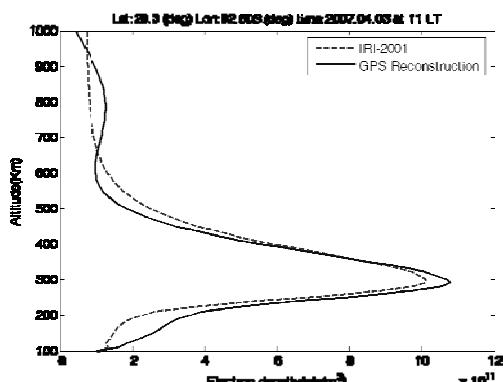


شکل ۴- نمودار تغییرات چگالی الکترونی بازسازی شده (ele / m^3) و مشاهده شده در طول روز ۲۰۰۷/۰۷/۱۳

به دلیل نبود داده های پیوسته از مقادیر چگالی الکترونی در ایستگاه یونوسوند واقع در تهران، این مقایسه به صورت نقطه به نقطه انجام شده است. همچنین در اشکال (۵)، (۶) و (۷) پروفیل بازسازی شده چگالی الکترونی با استفاده از داده های بدست آمده از سه روز موردنظر با پروفیل چگالی الکترونی بدست آمده از مدل IRI 2001 در یک موقعیت و زمان خاص، مقایسه شده است. مقایسه پروفیل های بدست آمده از دو روش بیانگر کیفیت بالای روش توموگرافی در بازسازی چگالی الکترونی است.



شکل ۵- پروفیل تغییرات چگالی الکترونی برای یک موقعیت خاص، نمودار آبی مریبوط به الگوریتم بازسازی، نمودار قرمز مریبوط به IRI 2001

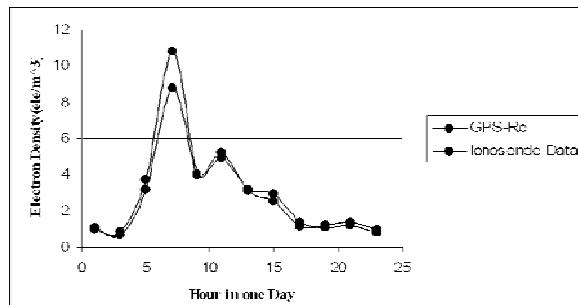


شکل ۶- پروفیل تغییرات چگالی الکترونی برای یک موقعیت خاص، نمودار آبی مریبوط به الگوریتم بازسازی، نمودار قرمز مریبوط به IRI 2001

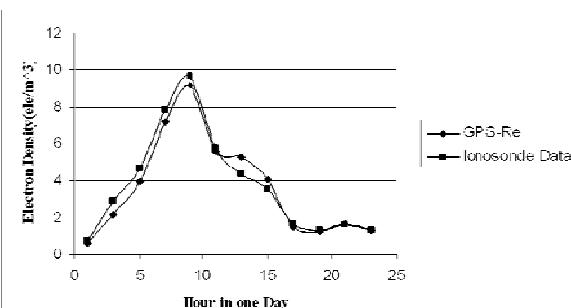
جدول ۳- خطای نسبی برای چگالی الکترونی به دست آمده از الگوریتم بازسازی در ارتفاعات متفاوت- روز ۲۰۰۷/۰۷/۱۳

خطای نسبی (%)	چگالی الکترونی حاصل از اندازه گیری های مستقیم (ele/m ³)	چگالی الکترونی بازسازی شده (ele/m ³)	ارتفاع مشاهده (Km)	ساعت مشاهده (LT)
+۲۱/۸۳۶۱	۱/۲۴۶۱	۰/۹۷۴۰	۲۴۵	۱
+۴/۹۶۸۰	۲/۷۹۷۹	۲/۶۵۸۹	۲۱۷	۳
-۱/۱۳۳۴	۴/۱۷۱۶	۴/۲۱۹۳	۲۹۲	۵
-۷/۴۸۵۰	۴/۵۰۹۰	۴/۸۴۶۵	۲۶۹	۷
+۷/۹۶۱۴	۳/۷۱۰۴	۳/۴۱۵۰	۳۱۹	۹
-۳/۵۰۹۹	۳/۸۸۸۹	۴/۰۲۵۴	۳۳۵	۱۱
+۷/۰۲۰۴	۴/۲۸۷۵	۳/۹۸۶۵	۲۵۱	۱۳
-۸/۲۵۳۹	۲/۷۳۹۳	۲/۹۶۵۴	۲۷۷	۱۵
-۱۱/۱۰۵	۳/۵۸۹۳	۳/۹۸۷۹	۲۴۵	۱۷
-۲۱/۶۴۳۱	۳/۲۲۵۴	۳/۹۲۳۵	۲۳۶	۱۹
+۳۶/۴۴۰	۱/۹۶۴۳	۱/۲۴۸۵	۲۱۹	۲۱
-۲۰/۵۱۳۹	۱/۵۱۹۱	۱/۸۷۶۳	۲۷۱	۲۳

در شکل های (۲)، (۳) و (۴) نمودار تغییرات چگالی الکترونی بازسازی شده به روش توموگرافی با چگالی الکترونی بدست آمده از ایستگاه یونوسوند، در طول سه روز مختلف نشان داده شده است.



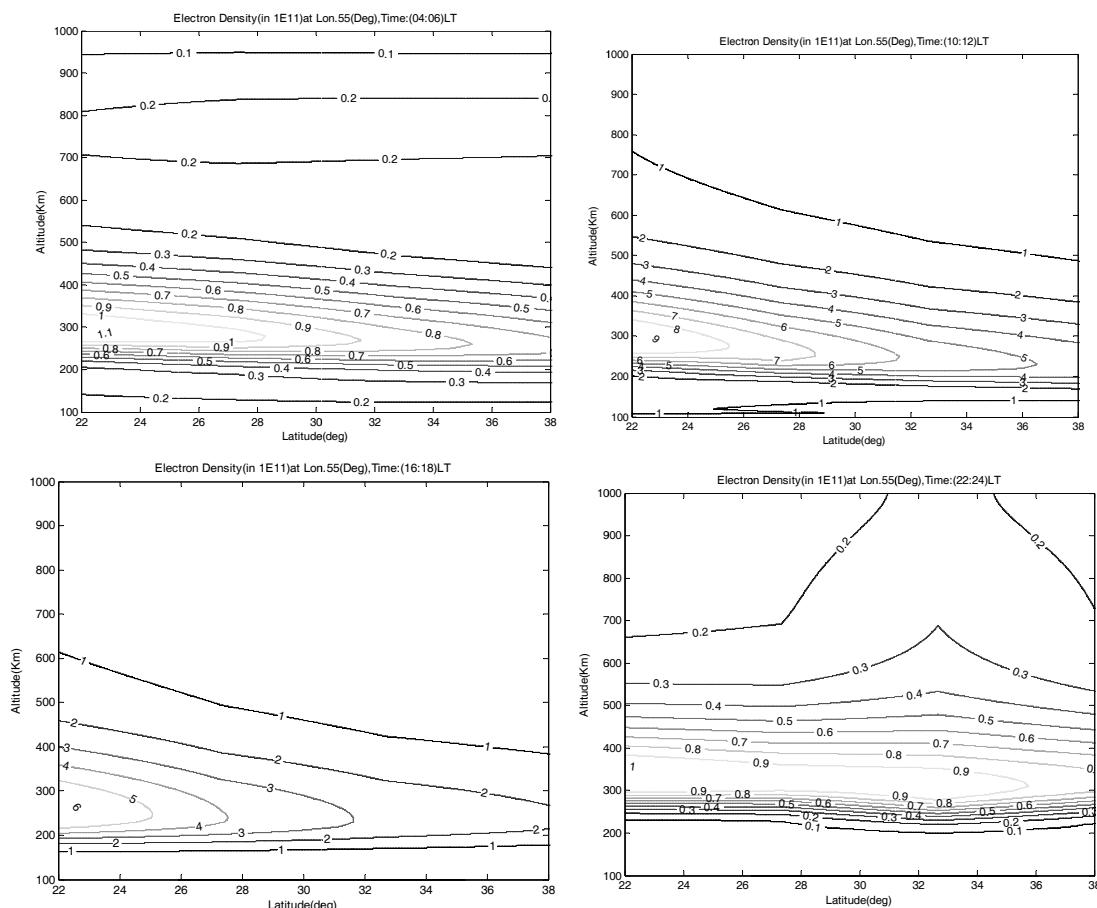
شکل ۲- نمودار تغییرات چگالی الکترونی بازسازی شده (ele / m^3) و مشاهده شده در طول روز ۲۰۰۷/۰۱/۰۳



شکل ۳- نمودار تغییرات چگالی الکترونی بازسازی شده (ele / m^3) و مشاهده شده در طول روز ۲۰۰۷/۰۴/۰۳

سطح زمین و در محدوده عرض جغرافیایی ۲۲ تا ۲۶ درجه رخ داده است.

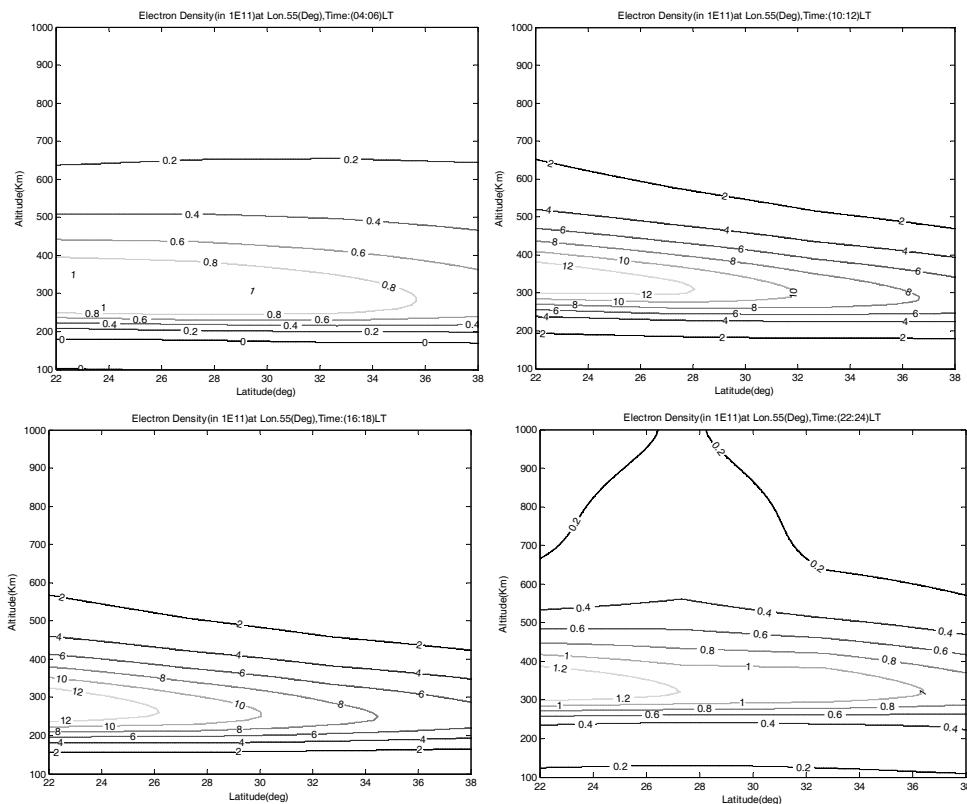
از تصویر به دست آمده در ساعت ۲۲ تا ۲۴ می‌توان دریافت که پیک چگالی الکترونی در ارتفاع ۳۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتری از سطح زمین و در محدوده عرض جغرافیایی ۲۲ تا ۲۶ درجه رخ داده است. این واقعیت که توزیع دانسته الکترونی یونوسفر با زمان متغیر است این نتایج را تأیید می‌کند. همچنین بررسی این نتایج نشان می‌دهد که ارتفاع پیک چگالی الکترونی یونوسفر، محاسبه شده از الگوریتم بازسازی یونوسفر با استفاده از داده‌های GPS، در طول شب و روز متفاوت است. نمایان شدن این تغییر در ارتفاع پیک چگالی الکترونی، بیانگر برتری روش توموگرافی در توصیف ویژگی تغییرات ارتفاعی یونوسفر در مقایسه با نتایج مدل‌های دو بعدی رایج است. اندازه‌گیری‌های مستقیم چگالی الکترونی در طول شب‌روز در مناطق مختلف و ایستگاه‌های دیگر یونوسوند این ویژگی نتایج حاصل را تأیید می‌کند. با توجه به شکل‌های (۹) و (۱۰) نیز می‌توان ویژگی‌های تغییرات ارتفاع پیک چگالی الکترونی و همچنین تغییرات مکانی چگالی الکترون‌های یونوسفر را به‌وضوح مشاهده کرد.



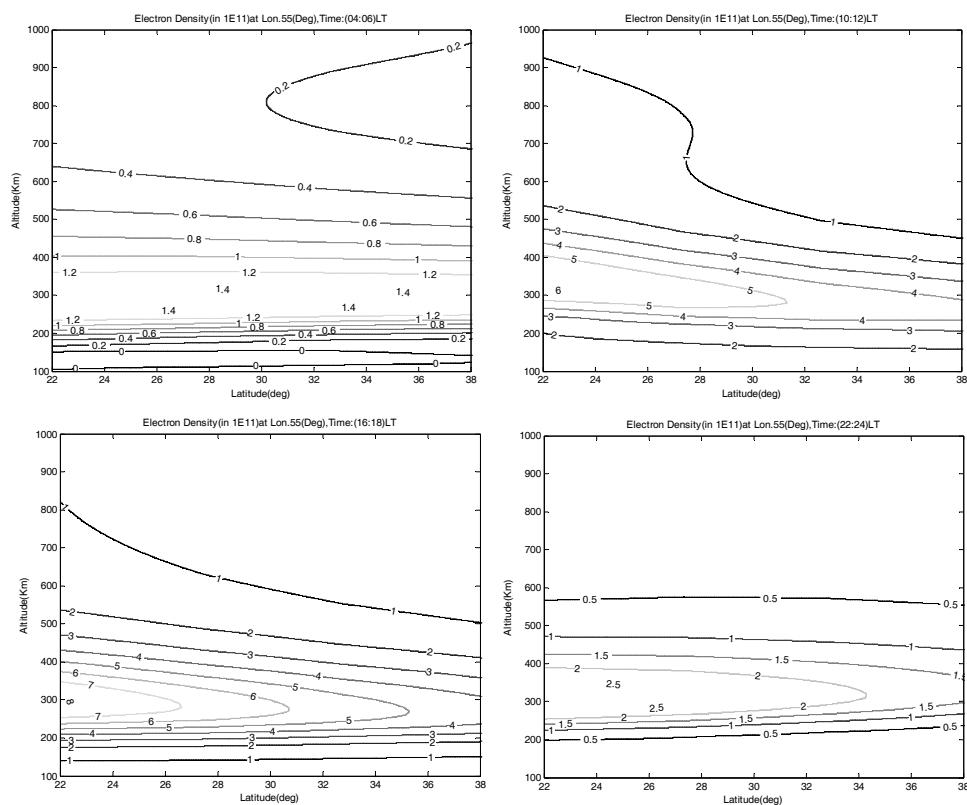
شکل ۷- پروفیل تغییرات چگالی الکترونی برای یک موقعیت خاص، نمودار آبی مربوط به الگوریتم بازسازی، نمودار قرمز مربوط به IRI 2001

در شکل (۸) که مربوط به داده‌های استفاده شده از روز سوم ژانویه است تغییرات چگالی الکترونی در محدوده عرض جغرافیایی مربوط به مطالعه و در ارتفاعات و زمان‌های مختلف نشان داده شده است. با توجه به این تصاویر می‌توان دریافت که در ساعت ۶-۱۰ به وقت محلی، پیک چگالی الکترونی تقریباً در ارتفاع ۳۰۰ کیلومتری از

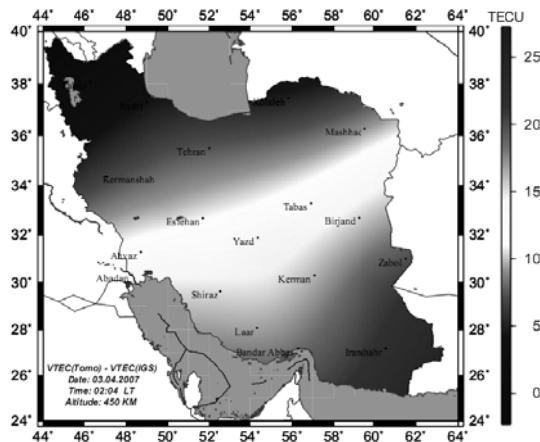
شکل ۸- تغییرات چگالی الکترونی برای عرض‌های جغرافیایی مختلف در محدوده شبکه مورد مطالعه در طول روز سوم ژانویه ۲۰۰۷



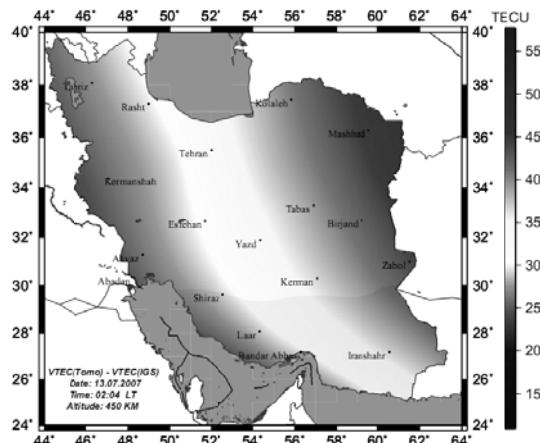
شکل ۹- تغییرات چگالی الکترونی برای عرض‌های جغرافیایی مختلف در محدوده شبکه مطالعه در طول روز سوم آوریل ۲۰۰۷



شکل ۱۰- تغییرات چگالی الکترونی برای عرض‌های جغرافیایی مختلف در محدوده شبکه مطالعه در طول روز سیزدهم جولای ۲۰۰۷



شکل ۱۲- مقادیر اختلاف میان (ele/m^2) TEC به دست آمده از توموگرافی و TEC به دست آمده از داده‌های شبکه IGS برای محدوده طول و عرض جغرافیایی شبکه مورد مطالعه_سوم اوریل ۲۰۰۷



شکل ۱۳- مقادیر اختلاف میان (ele/m^2) TEC به دست آمده از توموگرافی و TEC به دست آمده از داده‌های شبکه IGS برای محدوده طول و عرض جغرافیایی شبکه مورد مطالعه_روز سیزدهم جولای ۲۰۰۷

جدول ۴- مقایسه اختلاف میان TEC به دست آمده از توموگرافی با TEC به دست آمده از داده‌های شبکه IGS_ روز ۱۰/۰۳/۲۰۰۷

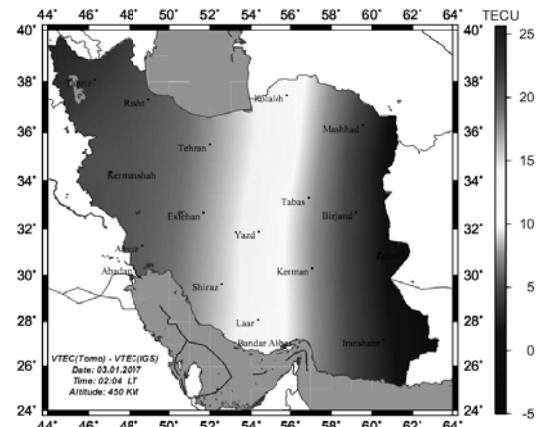
مقادیر به دست آمده از مقایسه نتایج حاصل برای TEC از روش توموگرافی و شبکه IGS	
ماکریم اخلاق (TECU)	مینیمم اخلاق (TECU)
+۲/۶۱۰	+۲۳/۰۶۳

جدول ۵- مقایسه اختلاف میان TEC به دست آمده از توموگرافی با TEC به دست آمده از داده‌های شبکه IGS_ روز ۰۳/۰۴/۲۰۰۷

مقادیر به دست آمده از مقایسه نتایج حاصل برای TEC از روش توموگرافی و شبکه IGS	
ماکریم اخلاق (TECU)	مینیمم اخلاق (TECU)
+۱/۲۶۸	+۲۳/۳۹۴

با توجه به نتایج به دست آمده از الگوریتم بازسازی توموگرافی و استفاده از سه روز داده در فصل‌های مختلف سال ۲۰۰۷ میلادی در منطقه ایران، ارزیابی تغییرات روزانه چگالی الکترونی لایه یونوسفر و توصیف ویژگی‌های تغییرات مکانی و زمانی این لایه امکان‌پذیر شده است. اما باید توجه داشت که لایه یونوسفر تغییرات دیگری همانند تغییرات فصلی و سالیانه دارد. همچنین وجود آنامولی‌های در این لایه مانند آنامولی زمستانی و استوایی و همچنین اثر طوفان‌های خورشیدی بر روی چگالی الکترون‌های آزاد در این لایه، بررسی ویژگی‌های لایه یونوسفر را مسئله‌ای مهم و پیچیده می‌کند. بررسی چنین ویژگی‌هایی از لایه یونوسفر مستلزم وجود داده‌های لازم و کافی در این زمینه است، مثلاً در مورد ارزیابی تغییرات فصلی لایه یونوسفر و همچنین بررسی آنامولی‌های موجود خصوصاً آنامولی زمستانی و تأثیر آن بر الکترون‌های آزاد لایه یونوسفر وجود حداقل ۱۵ روز داده از هر ماه یک فصل لازم و ضروری است. به دلیل نبود داده‌های کافی، بررسی این ویژگی‌ها و تفسیر نتایج حاصله و نیز نشان دادن کارایی یا عدم کارایی روش توموگرافی در این زمینه، این مسئله در تحقیق حاضر غیرممکن شده است.

برای ارزیابی میزان معنی‌دار بودن نتایج حاصل در زمینه تغییرات روزانه، تغییرات چگالی الکترونی در این منطقه با نمودار حاصل از مدل جهانی IGS مقایسه شده است (شکل‌های (۱۱)، (۱۲) و (۱۳)). با مراجعه به این شکل‌ها به سادگی می‌توان دید که نتایج حاصل از روش مورد استفاده (روش توموگرافی) در بررسی تغییرات مسطحاتی به نتایج با مقدار خطای نسبتاً زیاد در محاسبه مقدار TEC متنه می‌شود. ارزیابی دقیق‌تر این موضوع مستلزم بررسی نقش تعداد توابع پایه مسطحاتی مورد استفاده در مدل بازسازی شده است. همچنین در جدول‌های (۴)، (۵) و (۶) ماکریم و مینیمم این اختلاف در سطح شبکه مورد مطالعه و در ارتفاع ۴۵۰ کیلومتری ارائه شده است.



شکل ۱۱- مقادیر اختلاف میان (ele/m^2) TEC به دست آمده از توموگرافی و TEC به دست آمده از داده‌های شبکه IGS برای محدوده طول و عرض جغرافیایی شبکه مورد مطالعه_ روز سوم ژانویه ۲۰۰۷

- [3] Liu Z. Z , “Ionosphere Tomographic Modeling and applications Using Global Positioning System (GPS) Measurements,” *UCGE Reports*, Number 20198, University of CALGARY, June 2004.
- [4] Liu Z. Z. and Gao, Y., “Ionospheric Tomography Using GPS Measurements,” *Proceeding of the International Symposium on Kinematic Systems in Geodesy, Geomatics and Navigation*, Banff, Alberta, Canada, June 5-8, 2001, 2001, pp. 111-120.
- [5] El-Arini, M. B., Hegarty C. J., Fernow, J. P. and Klobuchar, J. A.,“Development of an Error Budget for a GPS Wide-Area Augmentation System (WAAS),” *Proceeding of the Institute of Navigation NTM-94*, San Diego, CA, January, 1994.
- [6] El-Arini, M. B., O'Donnell, P. A., Kellam, P., Klobuchar, J. A, Wisser, T. C. and Doherty P. H., “The FAA Wide Area Differential GPS (WADGPS) Static Ionosphere Experiment,” *Proceeding of the Institute of Navigation NTM-93*, San Francisco, CA, January, 1993.
- [7] El-Arini, M. B., Conker, R. S., Albertson, T. W., Reagan, J. K, Klobuchar, J. A. and Doherty, P. H., “Comparison of Real-Time Ionosphere Algorithms for a GPS Wide-Area Augmentation System (WAAS),” *Journal of The Institute of Navigation*, Vol. 41, No.4, 1994-1995, pp. 393-413.
- [8] Gao, Y., Heroux, P. and Kouba, J.,“Estimation of GPS Receiver and Satellite L1/L2 Signal Delay Biases Using Data from CACS,” *Processing of KIS-94*. Banff, Canada, Aug. – Sep., 1994.
- [9] Skone, S., “Wide Area Ionosphere Grid Modeling in the Auroral Region,” *UCGE Reports Number 20123*, [Ph.D thesis], The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada, 1999.
- [10] Schaeer. S., “Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global positioning System,” *Ph.D Dissertation, Astronomical Institute*, University of Berne, Switzerland, 1999
- [11] Komjathy, A., “*Global Ionospheric Total Electron Content Mapping Using the Global Positioning System*,” [Ph.D Dissertation, Department of Geodesy and Geomatics Engineering], Technical Report No. 188, University of New Brunswick, Canada, 248, 1997.
- [12] Coster, A. J., Foster. J. and Erickson, P., “Monitoring the Ionosphere with GPS,” *Space Weather, GPS World*, Vol.14, No.5, 2003, pp.42-49.
- [13] Walker, J. K.,“Spherical Cap Harmonic Modeling of High Latitude Magnetic Activity and Equivalent Sources with Sparse Observations,” *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, Vol. 51, No. 2, 1989, pp. 67-80.
- [14] Raymund, T. D., Pryse, S. E., Kersley, L., Heaton, J. A. T., “Tomographic Reconstruction of Ionospheric Electron Density with European Incoherent Scatter Radar Verification Methods,” *Radio Science* 28, No. 5, 1993, pp. 811–818.

جدول ۶ - مقایسه اختلاف میان TEC به دست آمده از توموگرافی با به دست آمده از داده های شبکه IGS - روز ۲۰۰۷/۰۷/۱۳

مقادیر به دست آمده از مقایسه نتایج حاصل برای TEC از روش توموگرافی و شبکه IGS	
ماکریم اختلاف (TECU)	مینیمم اختلاف (TECU)
+۷/۵۴	+۰۲/۳۰

نتیجه گیری

در این مقاله، تکنیک بازسازی چگالی الکترونی لایه یونوسفر با استفاده از روش توموگرافی مورد بررسی قرار گرفت. از داده های بخشی از شبکه ژئودینامیک سراسری کشور برای بررسی خصوصیات لایه یونوسفر و نیز داده چگالی الکترونی به دست آمده از ایستگاه یونوسوند واقع در تهران برای به دست آوردن پارامتر مناسب پایدارسازی استفاده شد. توابع پایه هارمونیک کروی و توابع معتماد تجربی برای به دست آوردن محتوای الکترون یونوسفر استفاده شده است. بررسی و آنالیز نتایج به دست آمده از این روش، تغییرات مکانی و زمانی مورد انتظار در چگالی الکترونی لایه یونوسفر را تأیید می کند. همچنین نتایج به دست آمده نشان دهنده تغییرات ارتفاع پیک چگالی الکترونی در طول شب و روز است، واقعیتی که مدل های دو بعدی یونوسفر (TEC) به دست آمده از شبکه IGS قادر به توصیف آن نبوده اند. با توجه به نتایج به دست آمده، این روش توانایی بازسازی ۶۴ تا ۹۹ درصد از تغییرات چگالی الکترونی لایه یونوسفر را دارد. در تعیین TEC با استفاده از این روش با توجه به نتایج به دست آمده، نقش تعداد توابع پایه مورد استفاده و نیز نوع توابع پایه مورد استفاده (مانند توابع پایه هار یا موجک ها) باید مورد توجه و بررسی واقع شود. با توجه به خصوصیات روش توموگرافی در بازسازی چگالی الکترونی لایه یونوسفر استفاده از این روش برای حذف خطای یونوسفری در تعیین موقعیت و همچنین استفاده از آن در تعیین موقعیت آنی پیشنهاد می شود.

منابع

- [1] Feltens, J., Dow, J. M., Martin-Mur, T. J., Romero, I. and Martinez, C. G., “Routine Production of Ionosphere TEC Maps at ESOC,” *In Proceedings of the 1998 IGS Analysis Centers Workshop*, Essoc Darmstad, Germany, 1998, pp. 273-284.
- [2] Gao, Y. and Liu, Z. Z., “Precise Ionosphere Modeling Using Regional GPS Network Data,” *Journal of Global Positioning System*, Vol. 1, No. 1, 2002, pp. 18-24.

- [24] Liu, Z. Z. and Gao, Y., "Optimization of Parameterization in Ionospheric Tomography," *Proceeding of Institute of Navigation GPS 2001*, Salt Lake City, Utha, USA, September 11-14, 2001, pp. 2277-2285
- [25] Bilitza, D., "International Reference Ionosphere 2000," *Radio science*, Vol. 36, No. 2, 2001, pp. 261-275.
- [26] Jackson, J. E., *A Users' Guide to Principal Components*, Wiley & Sons Inc, 2003.
- [27] Johnson, R. A. and Wichern, D. W., *Applied Multivariate Statistical Analysis*, Prentice Hall, Edit 5, 2001.
- [28] Fremouw, E. J., Secan, J. A., Bussey, R. M., Howe, B. M., "A Status Report on Applying Discrete Inverse Theory to Ionospheric Tomography," *International Journal Imaging Systems and Technology*, Vol. 5, Issue 2, 1994, pp. 97-105.
- [29] Fremouw, E. J., Secan, J. A. and Howe, B. M., "Application of Stochastic Inverse Theory to Ionospheric Tomography," *Radio Science*, Vol. 27, No. 5, 1992, pp. 721-732.
- [30] Aster, R. C., Borchers, B. and Thurber, C., *Parameter Estimation and Inverse Problems*, Elsevier Academic Press, 2005
- [31] Watkins, D. S., *Fundamentals of Matrix Computations*, John Wiley & Sons, 2002.
- [32] Moler, C. B., *Numerical computing with Matlab*, SIAM, 2004.
- [33] Miler, K., "Least-Squares Method for Ill-Posed Problems with a Prescribed Bound," *SIAM, Journal on Mathematical Analysis*, Vol. 1, Issue 1, 2011, pp. 52-74.
- [34] Mansilla, G. A., Mosert, M. R. and Ezquer, G., "Seasonal Varation of the Total Electron Content, Maximum Electron Density and Equivalent Slab Thichness at a South-American Station," *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 67, Issue 17-18, 2005, pp. 1687-1690.
- [15] Foster, J., C. and et al., "Russian American Tomography experiment," *International Journal of Imaging System and Technology*, Vol. 5, Issue 2, 1994, pp.148-159.
- [16] Mitchell, C. N., Kersley, L., Heaton, J. A. T. and Pryse, S. E., "Determination of the Vertical Electron-Density Profile in Ionospheric Tomography: Experimental Results," *Annales Geophysicae*, Vol. 15, Issue 6, 1997, pp. 747-752.
- [17] Yin, P., Mitchell, C. N., Spencer, P. S. J. and Foster, J. C., "Ionospheric Electron Concentration Imaging Using GPS Over the USA During the Storm of July 2000," *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, Issue 12, L12806, 2004, pp. 1-4.
- [18] Yizengaw, E., Moldwina, M. B., Dysonb, P. L. and Essexb, E. A., "Using Tomography of GPS TEC to Routinely Determine Ionospheric Average Electron Density Profile," *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, Vol. 69, Issue 3, 2007, pp. 314-321.
- [۱۹] غفاری، میررضا و مشهدی حسینعلی، مسعود. توموگرافی یونوسفر به کمک داده‌های شبکه ژئودینامیک کشور ایران، [پایان‌نامه کارشناسی ارشد] دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ۱۳۸۸
- [۲۰] غفاری، امیررضا و مشهدی حسینعلی، مسعود. «تعیین دانسیته الکترونی لایه یونوسفر در منطقه ایران با استفاده از تکنیک توموگرافی بر اساس مشاهدات GPS ایران سراسری،» نشریه فناوری اطلاعات مکانی، شماره اول، ۱۳۸۸، ص ۲۶-۴۲
- [21] Seeber G., *Satellite Geodesy*, Walter de Gruyter, Berlin and New York, 1993.
- [22] Liao, X., *Carrier Phase Based Ionosphere Recovery Over a Regional Are GPS Network*, UCGE Reports, Number 20143, The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada, 2004.
- [23] Liao, X. and Gao, Y., "High-Precision Ionosphere TEC Recovery Using a Regional - Area GPS Network," *Navigation*, Vol. 48, No. 2, 2001, pp. 101-111.