

آنالیز سه بعدی تغییرات زمانی و مکانی چگالی الکترونی لایه یونوسفر بر مبنای داده های پیوسته GPS شبکه ژئودینامیک ایران

میر رضا غفاری رزین^{۱*}، بهزاد وثوقی^۲

^۱ دانشجوی دکتری ژئودزی - دانشکده مهندسی نقشه برداری - دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
rghaffari@mail.kntu.ac.ir

^۲ دانشیار گروه مهندسی ژئودزی - دانشکده مهندسی نقشه برداری - دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
(عضو قطب علمی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی)
vosoghi@kntu.ac.ir

(تاریخ دریافت اسفند ۱۳۹۲، تاریخ تصویب اردیبهشت ۱۳۹۳)

چکیده

یونوسفر لایه ای از جو زمین می باشد که از ارتفاع ۸۰ کیلومتری تا ارتفاع بیش از ۱۰۰۰ کیلومتری زمین گسترش پیدا کرده است. این لایه از جو به دلیل خاصیت الکتریکی، اثرات بسیار مهم و اساسی بروی امواج عبوری از آن دارد. پس از برداشتن اثر SA از سیستم تعیین موقعیت جهانی GPS، تاخیر یونوسفری به عنوان مهمترین منبع خطا، در تعیین موقعیت و ناوبری توسط این سیستم محسوب می شود. بررسی و حذف این اثر مستلزم شناخت توزیع چگالی الکترونی در یونوسفر است. در این مقاله از یک مدل سه بعدی جهت شناخت ویژگیهای این لایه استفاده شده است. برای انجام اینکار تغییرات افقی چگالی الکترونی توسط توابع هارمونیک کروی (SHF) و تغییرات عمودی آن بوسیله توابع متعامد تجربی (EOF) مدلسازی می شوند. به دلیل ماهیت خاص مدل مورد استفاده که نوعی از معادلات انتگرال فردهولم نوع اول می باشد، با یک مساله معکوس گسسته ناپایدار روبرو هستیم. جهت حل ناپایداری مساله فوق از روش تیخونوف مرتبه صفرم استفاده شده است. پارامتر پایدارسازی با استفاده از مقایسه مابین چگالی الکترونی حاصل از مدل سه بعدی و چگالی الکترونی اندازه گیری شده در ایستگاه یونوسوند تهران تعیین شده است. با کمک داده های GPS شبکه ژئودینامیک کشور ایران در ۳ فصل زمستان، بهار و تابستان آنالیز تغییرات زمانی و مکانی یونوسفر برای ۳۰ روز از هر فصل انجام گرفته است. نتایج بدست آمده نشان دهنده تغییرات روزانه در چگالی الکترونی در طول یک روز به اندازه $6 \times 10^{11} \text{ ele/cm}^3$ و نیز تغییراتی به اندازه $9 \times 10^{11} \text{ ele/cm}^3$ در طول یک ماه مخصوصاً در فصل زمستان می باشد.

واژگان کلیدی: یونوسفر، تغییرات فصلی یونوسفر، پایدارسازی، شبکه ژئودینامیک ایران، چگالی الکترونی

* نویسنده رابط

۱- مقدمه

در سالیان اخیر، با پیشرفت فن آوریهای مدرن ژئودزی، سیستم GPS به ابزاری مهم برای مطالعه فیزیک جو تبدیل شده است. در لایه یونوسفیر، این ابزار امکان مطالعه و مدلسازی چگالی الکترون های آزاد و در نتیجه TEC را فراهم ساخته است، به نحوی که تولید مدل های تک لایه برای TEC یکی از محصولات معمول شبکه بین المللی IGS^۱ محسوب می شود [۱]. چگالی الکترونی و متعاقب آن TEC دو پارامتر اساسی در بررسی تغییرات زمانی و مکانی یونوسفیر می باشند. هر کدام از این پارامترها دارای کاربردهای فراوان مهندسی و ژئوفیزیکی هستند. مطالعه و آنالیز تغییرات روزانه چگالی الکترونی جهت شناخت ویژگی های فیزیکی لایه یونوسفیر بسیار مفید و سودمند است. علاوه بر این آگاهی از نحوه تغییرات چگالی الکترونی و TEC در بدست آوردن میزان تاخیر بوجود آمده در سیگنال های عبوری از این لایه جهت کاربردهای ناوبری ضروری خواهد بود. باید توجه داشت که لایه یونوسفیر دارای تغییراتی همانند تغییرات فصلی و سالیانه می باشد. همچنین وجود آنامولی هایی در این لایه مانند آنامولی زمستانی و نیز اثر طوفان های خورشیدی بر روی چگالی الکترون های آزاد در این لایه، بررسی ویژگی های لایه یونوسفیر را امری مهم و پیچیده می نماید [۱، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸]. جهت بررسی ویژگی های فوق می توان از مدل های رفرانس بین المللی یونوسفیر همانند مدل IRI2007 و یا خروجی های بدست آمده از شبکه IGS استفاده کرد [۲، ۳]. مشکل اصلی در چنین مدل هایی نبود داده های لازم در نقاطی مانند کشور ایران است، بطور مثال در کشوری همانند ایران تنها یک ایستگاه یونوسوند (ایستگاه اندازه گیری مستقیم یونوسفیر) و یا تنها یک ایستگاه از شبکه IGS موجود می باشد. بنا به این عوامل و محدودیت ها و نیز گسترش شبکه های محلی و جهانی GPS، گسترش مدل های محلی و یا منطقه ای با استفاده از داده های چنین شبکه هایی امری اجتناب ناپذیر می باشد.

در تمامی روش های دوبعدی مدلسازی یونوسفیر، این لایه از جو، با پوسته ای نازک که در ارتفاع ۲۵۰ تا ۴۵۰

کیلومتری سطح زمین قرار دارد تقریب زده می شود [۵، ۶، ۷، ۸]. در این مدل ها معمولاً از ارتفاع ۳۵۰ کیلومتری به عنوان ارتفاعی که در آن چگالی الکترونی به ماکزیمم مقدار آن می رسد، استفاده می شود. این فرض با شرایط فیزیکی واقعی یونوسفیر در توافق نبوده و بنابراین باعث ایجاد خطایی در مدلسازی یونوسفیر می گردد. به ویژه در طول فعالیت های بالای خورشیدی، تغییرات ارتفاع پوسته یونوسفیری افزایش یافته و در نتیجه این خطا افزایش می یابد. مطالعات انجام گرفته در سال ۱۹۹۷ توسط کومجاتی، نشان داده است که فرض یک ارتفاع ثابت برای پوسته یونوسفیری، تاثیر قابل ملاحظه ای بر دقت مدلسازی یونوسفیر داشته و تغییرات زمانی و مکانی ارتفاع پوسته یونوسفیری به تغییرات قابل توجهی در مقدار TEC منجر می شود. علاوه بر این به لحاظ ماهیت دوبعدی مدل های تک لایه، بررسی تغییرات ارتفاعی دانسیته الکترونی در یونوسفیر به کمک این مدل ها امکان پذیر نیست. این ویژگی یکی دیگر از نقاط ضعف مدل های دو بعدی محسوب می شود. به همین منظور و جهت بررسی ویژگی های فیزیکی و تغییرات زمانی و مکانی یونوسفیر، در این مقاله از روش مدلسازی سه بعدی استفاده گردیده است. مزیت استفاده از این مدل در دقت و صحت نتایج بدست آمده و نیز قابلیت استفاده از این مدل در شبکه های محلی و منطقه ای می باشد.

این مقاله شامل بخشهای زیر می باشد: در بخش دوم مدل سه بعدی مورد نیاز با استفاده از مشاهدات گیرنده های دو فرکانسه GPS بدست آمده و در ادامه همین بخش در مورد ناپایداری مساله و چگونگی پایدارسازی آن صحبت می شود. بخش سوم نتایج بدست آمده از این روش شرح داده شده و سرانجام در بخش چهارم نتیجه گیری و پیشنهادات برای کارهای آتی آورده شده است.

۲- گسترش مدل سه بعدی یونوسفیر

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 [۱، ۳، ۵، ۸]:

^۱ International GNSS Service

در این رابطه $\bar{P}_n^m(\cos \phi)$ چند جمله‌ای لژاندر از مرتبه m و درجه n ، $Z_k(z)$ توابع متعامد تجربی که از داده موجود (داده‌های مشاهداتی) و یا داده بدست آمده از مدلی جهانی محاسبه و تعیین می شوند و $a_{nk}^m(t)$ ، $b_{nk}^m(t)$ ضرایب مدل سه بعدی مورد نظرند که از حل دستگاه معادلات (۱) تعیین می شوند. ترکیب معادلات (۱) و (۶) معادله مشاهده پایه در مدلسازی سه بعدی یونوسفر به روش توابع پایه را به دست می دهد [۱۵، ۱۶]:

$$TEC(t) = \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M a_{nk}^m(t) \int_{rx}^{sy} \cos(m\lambda) \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) ds + \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M b_{nk}^m(t) \int_{rx}^{sy} \sin(m\lambda) \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) ds + \frac{f_1^2 B_i}{40.3(1-\gamma)} + \frac{f_1^2 B^p}{40.3(1-\gamma)} \quad (7)$$

دستگاه معادلات مشاهداتی را که بر پایه معادله مشاهده (۷) نوشته می شود می توان به فرم کلی زیر نوشت [۱]:

$$d = Gm + v \quad (8)$$

که در آن d بردار مشاهدات (در اینجا $d = TEC - TEC_0$)، v بردار نویز مشاهدات، m بردار مدل (شامل پارامترهای مجهول $a_{nk}^m(t)$ و $b_{nk}^m(t)$ و G ماتریس ضرایب که ارتباط میان مشاهدات و پارامترهای مجهول را توصیف می کند. دستگاه معادلات حاصل از معادله (۸) به دو دلیل زیر دستگاه معادلاتی ناپایدار است [۱۴، ۱۵]:

- ۱- معادله انتگرالی حاصل از رابطه ۸ جزو معادلات انتگرالی فردهولم نوع اول می باشد. ثابت می شود که مسائل معکوس مبتنی بر انتگرال های فوق، مسائلی ناپایدارند [۱۴، ۱۵].
- ۲- وجود عناصر نامتجانس در ماتریس ضرایب حاصل از سیستم معادلات ۸ باعث بوجود آمدن ناپایداری و در نتیجه بزرگ شدن عدد شرط ماتریس فوق است [۱۴، ۱۵].

با توجه به مطالبی که در بالا به آن اشاره گردید، جهت بدست آوردن پارامترهای مجهول، می بایستی دستگاه معادلات رابطه (۸) حل گردد. اما به دلیل ناپایداری مساله مورد نظری بایستی یکی از روشهای پایدارسازی مطلوب استفاده شود. بر اساس قضیه تجزیه یک ماتریس به مقادیر و بردارهای منفرد، ماتریس حقیقی

$$TEC(t) = \int_{rx}^{sy} N_e(\lambda, \phi, z) ds = \int_{rx}^{sy} [N_e^0(\lambda, \phi, z) + \delta N_e(\lambda, \phi, z)] ds \quad (1)$$

در این رابطه TEC محتوای الکترون یونوسفر در طول مسیر حرکت سیگنال GPS از ماهواره (SV) تا گیرنده زمینی (rx)، $N_e(\lambda, \phi, z)$ چگالی الکترونی یونوسفر در موقعیت (λ, ϕ, z) و ds المان طولی در مسیر حرکت سیگنال می باشد. $N_e^0(\lambda, \phi, z)$ مقدار اولیه ای از $N_e(\lambda, \phi, z)$ است که به کمک مدل های تجربی تعیین می شود. انتگرال گیری از مقدار تقریبی $N_e^0(\lambda, \phi, z)$ ، کمیت TEC_0 را بصورت زیر به دست می دهد:

$$TEC_0(t) = \int_{rx}^{sy} N_e^0(\lambda, \phi, z) ds \quad (2)$$

با جایگزینی معادله (۲) در معادله (۱) خواهیم داشت:

$$TEC(t) = TEC_0(t) + \int_{rx}^{sy} \delta N_e(\lambda, \phi, z) ds \quad (3)$$

با تعریف اختلاف TEC و مقدار تقریبی TEC_0 با δTEC بصورت زیر خواهیم داشت:

$$\delta TEC(t) = TEC(t) - TEC_0(t) \quad (4)$$

با توجه به تعریف δTEC و رابطه (۲) داریم:

$$\delta TEC(t) = \int_{rx}^{sy} \delta N_e(\lambda, \phi, z) ds \quad (5)$$

به این ترتیب در بدست آوردن چگالی الکترونی با مدل سه بعدی هدف تعیین $\delta N_e(\lambda, \phi, z)$ به عنوان ترم تصحیحی برای این مقدار اولیه $N_e^0(\lambda, \phi, z)$ است. در مدلسازی سه بعدی یونوسفر به کمک توابع پایه تغییرات افقی این کمیت (ترم تصحیحی $\delta N_e(\lambda, \phi, z)$) با توابع هارمونیک کروی^۱ و تغییرات عمودی آن با توابع متعامد تجربی^۲ توصیف می شوند. اپتیمم درجه و مرتبه ممکن توابع هارمونیک مورد استفاده متناسب با دقت مورد نیاز و حجم داده ای موجود تعیین می گردد [۵، ۶، ۷]:

$$\delta N(\lambda, \phi, z) = \sum_{k=1}^K \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M [a_{nk}^m(t) \cos(m\lambda) + b_{nk}^m(t) \sin(m\lambda)] \bar{P}_n^m(\cos \phi) Z_k(z) \quad (6)$$

^۱ Spherical Harmonic Function (SHF)

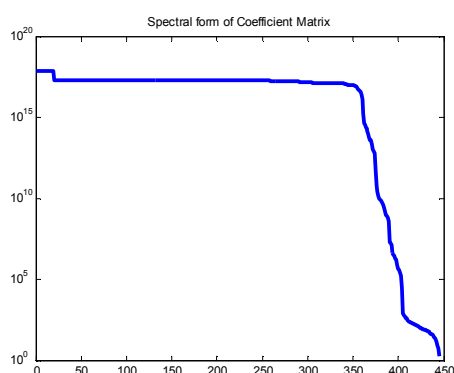
^۲ Empirical Orthogonal Function (EOF)

$$\frac{d\phi}{dm} = 0 \quad (14)$$

از حل معادله (۱۴) معادله زیر حاصل خواهد شد
[۱،۹،۱۰]:

$$m_{\alpha} = (G^T G + \alpha^2 L)^{-1} G^T d \quad (15)$$

در معادله بالا α پارامتر پایداری بوده و مقداری بزرگتر از صفر می باشد. L یک ماتریس معین مثبت می باشد که نوع آن بستگی به مرتبه پایداری دارد. برای روش پایداری مرتبه صفرم تیخونف، ماتریس L یک ماتریس همانی ایست. شکل (۱) فرم طیفی ماتریس G را نمایش می دهد. کاهش نمایی مقادیر منفرد در این شکل شاهدهی برای ناپایداری دستگاه معادلات مربوطه است. عدد شرط ماتریس طرح در دستگاه معادلاتی که ۱ ساعت داده را در بر می گیرد $2/328 \times 10^{16}$ است. این مقدار بزرگ عدد شرط ناپایداری دستگاه معادلات مربوطه را قویاً تایید می کند.



شکل ۱- نمودار تغییرات مقادیر سینگولار (منفرد) ماتریس طرح

مقدار پارامتر پایداری در این روش غالباً به کمک روش L -curve تعیین می شود [۱،۱۲،۱۳]. این روش یکی از ساده ترین روش های موجود برای انتخاب بهینه پارامتر پایداری (در اینجا α) در پایداری یک مساله گسسته معکوس ناپایدار است که در آن تغییرات نرم جواب پایداری شده نسبت به تغییرات نرم بردار باقیمانده ها مورد بررسی قرار می گیرد [۱،۱۴]. شکل (۲) منحنی بدست آمده از این روش را نمایش می دهد.

و دلخواه G با بعد $m \times n$ را می توان بصورت زیر به فرم طیفی نوشت [۱]:

$$USV^T = G \quad (9)$$

در این رابطه، U ماتریسی متعامد شامل بردارهای منفرد چپ ماتریس ضرایب (بردار های $u_i (i=1, \dots, m)$ ، V ماتریسی متعامد شامل بردارهای منفرد راست ماتریس ضرایب (بردار های $v_i (i=1, \dots, n)$ و S ماتریسی قطری با بعد $m \times n$ است که درایه های روی قطر اصلی آن مقادیر منفرد ماتریس G می باشند. در نمایش یک ماتریس به فرم طیفی، مقادیر منفرد و بردارهای نظیر، غالباً بصورت نزولی مرتب و در ماتریس های مربوطه قرار می گیرند. به عبارت دیگر (در صورتیکه G کمبود مرتبه نداشته باشد):

$$S_1 \geq S_2 \geq \dots \geq S_{\min} \neq 0 \quad (10)$$

جهت پایداری دستگاه معادلات و نیز برآورد پارامترهای مجهول، در این مقاله از روش تیخونوف مرتبه صفر استفاده می شود [۱،۹،۱۰]. برای معرفی این روش مساله کمترین مربعات $\min \|Gm - d\|_2^2$ را در نظر می گیریم که در آن d بردار مشاهدات با بعد n بردار مجهولات با بعد u و G ماتریسی $n \times u$ است. این مساله به دستگاه معادلات نرمال $G^T Gm = G^T d$ منتهی می گردد که از حل آن جواب $\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T d$ برای دستگاه معادلات ناسازگار $Gm = d$ بدست می آید. در نظر بگیرید که در حل این مساله کمترین مربعات شرط کمترین مربعات با شرط زیر جایگزین گردد:

$$\min \|Gm - d\|_2^2 + \alpha^2 \|m\|_2^2 \quad (11)$$

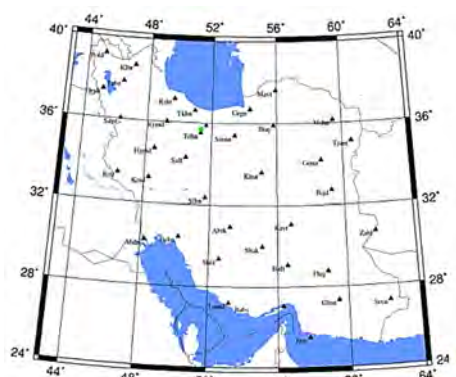
برای حل مساله بالا از روش لاگرانژ استفاده می کنیم. مقدار m را چنان تعیین می کنیم که نقطه ای مینیمم برای تابع اسکالر زیر باشد:

$$\phi(m) = \min \|Gm - d\|_2^2 + \alpha^2 \|m\|_2^2 \quad (12)$$

و یا

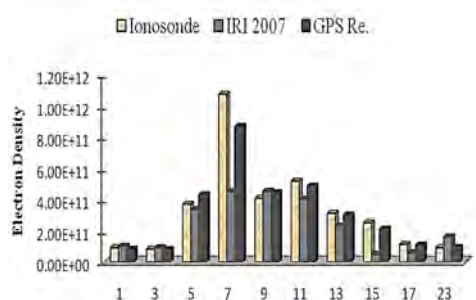
$$\phi(m) = (Gm - d)^T (Gm - d) + \alpha^2 m^T m \quad (13)$$

چون m نقطه ای مینیمم برای تابع اسکالر ϕ است:



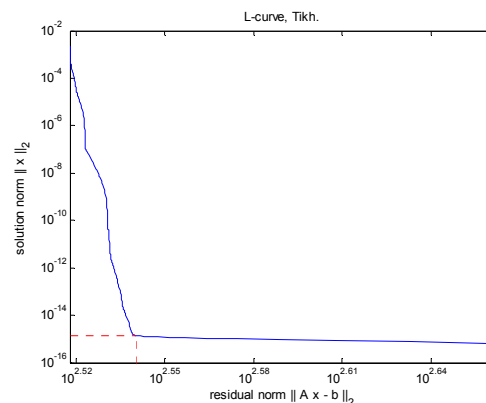
شکل ۳- چگونگی توزیع ایستگاه‌های GPS مورد استفاده در این تحقیق از شبکه مبنای ژئودینامیک کشور ایران، مثلث‌های سیاه مربوط به ایستگاه‌های GPS، دایره سبز مربوط به ایستگاه یونوسوند و مربع آبی مربوط به ایستگاه شبکه IGS

برای ارزیابی کمی قابلیت مدل بدست آمده در محاسبه چگالی الکترونی، نتایج حاصل از این روش با اندازه‌گیری‌های مستقیم بدست آمده از تنها ایستگاه یونوسوند موجود در کشور ایران و نیز مدل رفرانس بین المللی یونوسفر ۲۰۰۷ مقایسه شده است. این مقایسه در شکل (۴) آورده شده است. با توجه به این شکل می‌توان دریافت که نتایج حاصل از مدل مورد نظر از دقت بالایی در مدلسازی یونوسفر برخوردار می‌باشد.



شکل ۴- مقایسه چگالی الکترونی حاصل از مدل سه بعدی، مدل بین المللی IRI2007 و اندازه‌گیری مستقیم ایستگاه یونوسوند (محور افقی زمان محلی و محور قائم نشان‌دهنده مقادیر چگالی الکترونی می‌باشد)

اشکال (۵) و (۶) پروفیل دانسیته الکترونی بدست آمده از مدل سه بعدی را برای یک موقعیت خاص نشان می‌دهد. در این شکل نمودار قرمز، پروفیل دانسیته الکترونی بدست آمده از مدل IRI 2007 و نمودار آبی مربوط به مدل سه بعدی مورد استفاده است. اختلاف موجود در این نتایج میزان بهبود نتایج حاصل از این مدل

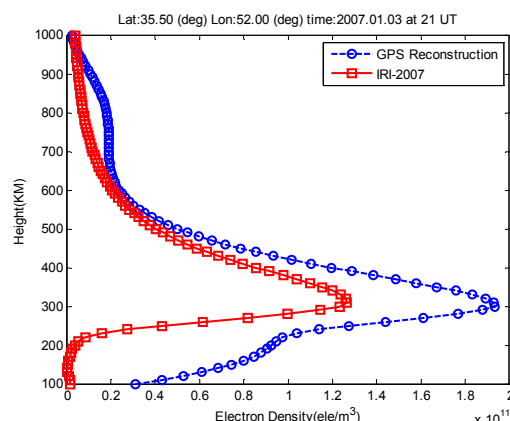


شکل ۲- منحنی L برای ماتریس طرح

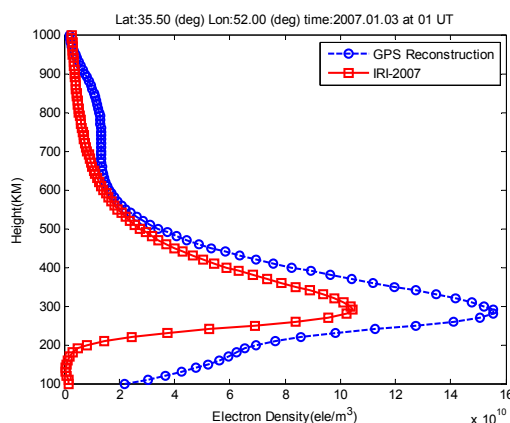
۳- نتایج عددی

مطالعات ژئودینامیک در ایران از سال ۱۳۷۷ به منظور پایش تغییرات پوسته زمین و حرکات تکتونیکی مربوط به آن آغاز شده است. شبکه دائمی ژئودینامیک سراسری در سال ۱۳۸۳ به منظور بررسی ساز و کارهای حرکات گسل‌های ایران طراحی شده و از همان زمان شروع به کار کرده است. در حال حاضر این شبکه دارای ۱۲۰ ایستگاه دائمی GPS می‌باشد. 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 [۱۴]. در این تحقیق از داده‌های ۳۸ ایستگاه شبکه اصلی در ۳ ماه ژانویه، آوریل و جولای سال ۲۰۰۷ جهت بررسی ویژگی‌های فیزیکی یونوسفر و نیز تغییرات مکانی در اتمسفر بالای ایران استفاده شده است. چگونگی توزیع این ایستگاه‌ها در شکل (۳) نشان داده شده است. در این شکل مثلث‌های سیاه نشانگر ایستگاه‌های GPS شبکه ژئودینامیک کشور ایران، دایره سبز مربوط به تنها ایستگاه یونوسوند کشور ایران واقع در موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و مربع آبی مربوط به ایستگاه GPS شبکه IGS می‌باشد.

را برای منطقه مورد مطالعه در این بررسی را نشان می‌دهد.



شکل ۵- پروفیل چگالی الکترونی حاصل از مدل سه بعدی و مدل بین المللی IRI2007 در یک موقعیت و زمان خاص

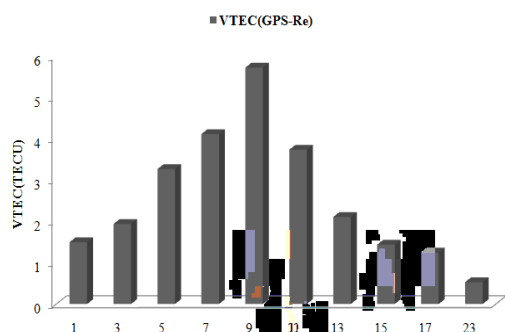


شکل ۶- پروفیل چگالی الکترونی حاصل از مدل سه بعدی و مدل بین المللی IRI2007 در یک موقعیت و زمان خاص

با توجه بشکل (۳) می توان به این موضوع پی برد که با وجود تنها یک ایستگاه اندازه گیری مستقیم یونوسفر (یونوسوند) در ایران نمی توان از مدل های رفرانس بین المللی یونوسفر (IRI) و یا خروجی های شبکه جهانی IGS ویژگی های فیزیکی یونوسفر و نیز تغییرات زمانی و مکانی آنرا مورد بررسی قرار داد. به همین منظور استفاده از مدل های مبتنی بر مشاهدات شبکه های محلی و منطقه ای GPS امری ضروری است.

نکته بسیار مهم در این بررسی اشاره به این مورد می‌باشد که هدف در این مقاله استفاده از داده های GPS در طول یک روز و در بازه های زمانی متفاوت (اپوک های ۲ ساعته) به عنوان ورودی مدل سه بعدی گسترش داده شده است. در واقع TEC کمیتی است که در طول زمان در حال تغییر بوده و این کمیت متغیر در زمان، به عنوان

ورودی مدل سه بعدی (رابطه ۷) در نظر گرفته می شود. شکل (۷) نشان دهنده تغییرات TEC در زمانهای متفاوت (اپوکهای زمانی دو ساعته) در طول یک روز (۲۴ ساعت) می باشد.



شکل ۷- چگونگی تغییرات TEC در طول ۲۴ ساعت (محور افقی زمان محلی و محور قائم نشان دهنده مقادیر TEC می باشد)

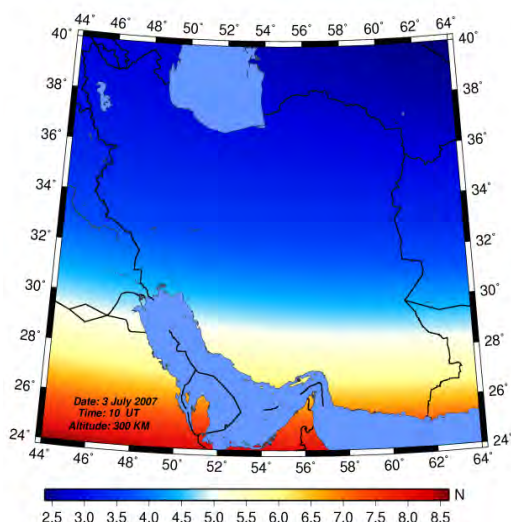
با توجه بشکل (۷) به راحتی می توان به این نکته پی برد که کمیت TEC دارای تغییرات در طول زمان است. بیشترین مقدار این کمیت در طول روز و در ساعت ۹ به وقت محلی و کمترین مقدار آن در طول شب و در ساعت ۲۳ به وقت محلی رخ داده است.

چنین کمیتی که در طول زمان متغیر می باشد به عنوان مشاهده ورودی وارد دستگاه معادلات (۷) می شود. به کمک این رابطه ضرایب یونوسفری $(a(t), b(t))$ برآورد می شوند. این ضرایب با تغییر مشاهدات ورودی در زمان تغییر خواهند کرد، در واقع ضرایب یونوسفری وابسته به زمان می باشند. پس از محاسبه ضرایب یونوسفری، از رابطه (۶) استفاده کرده و تصحیح دانسیته الکترونی در یک موقعیت خاص و در یک زمان مشخص محاسبه می گردد. نمونه بارز این نوع بررسی ویژگیهای تغییرات زمانی و مکانی دانسیته الکترونی یونوسفر البته بصورت دوبعدی، داده های TEC و ضرایب یونوسفری تولید شده توسط وب سرویس بین المللی IGS فرمتهای IONEX^۵ می باشد. داده های تولید شده توسط این مرکز بصورت ضرایب یونوسفری و نیز TEC در بازه های زمانی دو ساعته و در یک موقعیت مسطحاتی مشخص می باشند.

با کمک رابطه (۶) و نیز ضرایب یونوسفری وابسته بزمان، بدست آمده از رابطه (۷)، می توان چگونگی توزیع چگالی الکترونی را در یک موقعیت و زمان خاص بدست

^۱ <ftp://ftp.unibe.ch/aiuib/CODE>

آورد. با توجه به اینکه هدف این مقاله بررسی سه بعدی تغییرات چگالی الکترونی بوده و نیز با توجه به این نکته که تفاوت مدل ارائه شده در این تحقیق (سه بعدی) با مدل‌های دو بعدی موجود، در محاسبه چگالی الکترونی در لایه های ارتفاعی متفاوت می باشد، برای اختصار در زمان ۱۰ بوقت محلی و در سه ارتفاع ۲۰۰، ۲۵۰ و ۳۰۰ کیلومتری در محدوده طول و عرض جغرافیایی کشور ایران چگونگی توزیع دانسیته الکترونی نشان داده شده است. نتایج این محاسبات در اشکال (۸)، (۹) و (۱۰) نشان داده شده است.

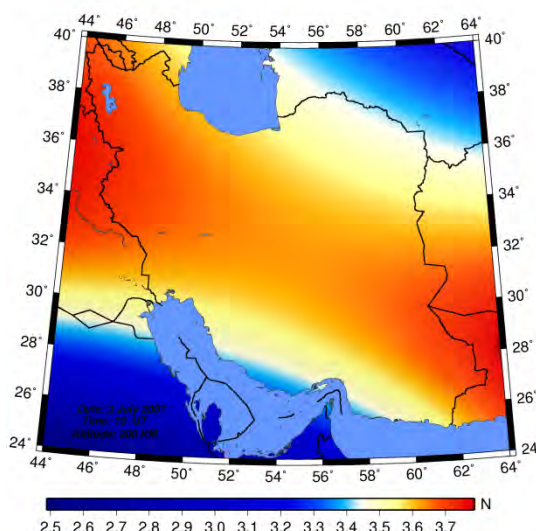


شکل ۱۰- چگونگی توزیع مکانی الکترون های آزاد لایه یونوسفر در ارتفاع ۳۰۰ کیلومتری ساعت ۱۰ بوقت محلی

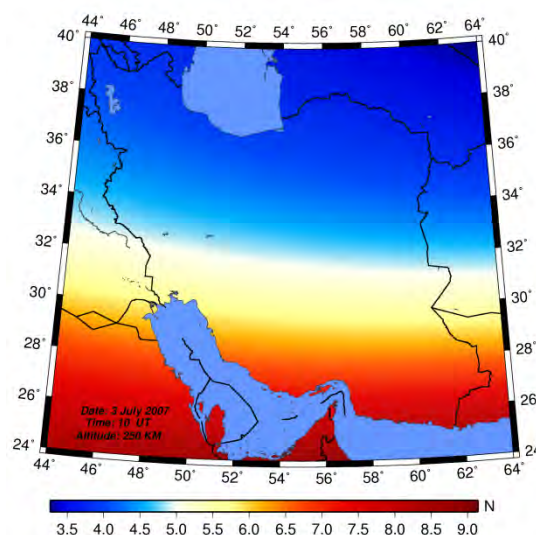
با توجه به تصویر بدست آمده در ارتفاع ۲۰۰ کیلومتری می توان دریافت که پیک چگالی الکترونی در محدوده عرض جغرافیایی ۳۰:۴۰ درجه و طول جغرافیایی ۴۴:۶۰ درجه رخ داده است. از تصویر بدست آمده در ارتفاع ۳۰۰ کیلومتری می توان دریافت که پیک چگالی الکترونی تقریباً در عرض جغرافیایی ۲۴:۲۸ درجه و محدوده طول جغرافیایی ۴۴:۵۴ شبکه مورد مطالعه اتفاق افتاده است. مهمترین نتیجه بدست آمده از تصاویر بالا این است که چگالی الکترونی یونوسفر دارای تغییرات بسیار زیادی در لایه های ارتفاعی مختلف است، علاوه بر این پیک چگالی الکترونی تقریباً در محدوده ارتفاعی ۳۰۰ تا ۳۵۰ کیلومتری از سطح زمین رخ می دهد، که این نتیجه با واقعیت فیزیکی یونوسفر مطابقت دارد.

با توجه به نتایج بدست آمده در اشکال (۸)، (۹) و (۱۰) جهت بررسی، آنالیز بیشتر و دقیقتر تغییرات روزانه و فصلی یونوسفر از داده های شبکه ژئودینامیک کشور ایران در سه ماه متفاوت از فصول زمستان، بهار و تابستان ۲۰۰۷ استفاده گردیده است. از داده های سه ماه ژانویه، آوریل و جولای جهت بدست آوردن خروجیهای مدل سه بعدی استفاده شده است. اشکال (۱۱)، (۱۲) و (۱۳) نتایج بدست آمده را نشان می دهند.

در حقیقت جهت بررسی تغییرات زمانی یونوسفر در طول یک روز و نیز در طول یک ماه، داده های ورودی به مدل در طول زمان تغییر می یابند. در شکل (۱۱) که از داده های ۳۰ روز ماه ژانویه استفاده شده می توان

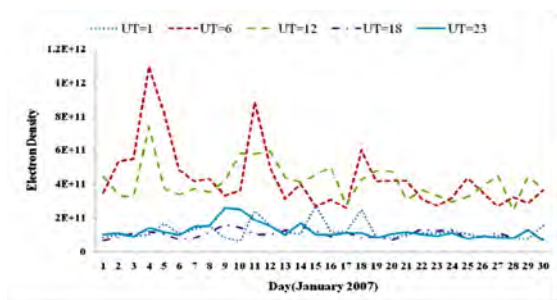


شکل ۸- چگونگی توزیع مکانی الکترون های آزاد لایه یونوسفر در ارتفاع ۲۰۰ کیلومتری ساعت ۱۰ بوقت محلی

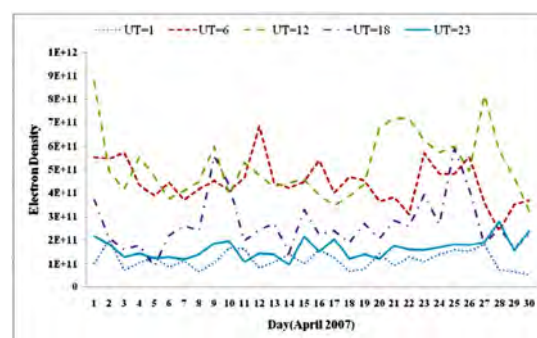


شکل ۹- چگونگی توزیع مکانی الکترون های آزاد لایه یونوسفر در ارتفاع ۲۵۰ کیلومتری ساعت ۱۰ بوقت محلی

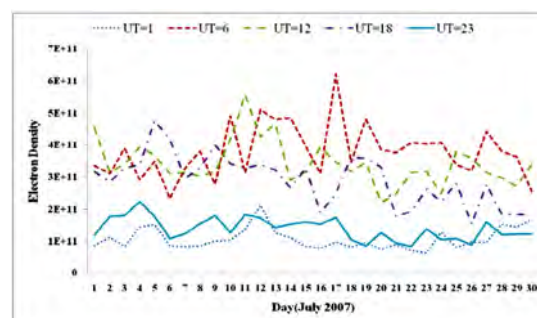
تغییرات روزانه را براحتی مشاهده کرد. جهت سادگی کار در این شکل تنها در ۵ زمان مختلف در هر روز چگالی الکترونی از مدل سه بعدی بدست آمده است.



شکل ۱۱- مقایسه تغییرات زمانی چگالی الکترونی یونوسفر در ۳۰ روز از ماه ژانویه، تغییرات در ۵ زمان مختلف از هر روز نشان داده شده است.



شکل ۱۲- مقایسه تغییرات زمانی چگالی الکترونی یونوسفر در ۳۰ روز از ماه آوریل، تغییرات در ۵ زمان مختلف از هر روز نشان داده شده است.



شکل ۱۳- مقایسه تغییرات زمانی چگالی الکترونی یونوسفر در ۳۰ روز از ماه جولای، تغییرات در ۵ زمان مختلف از هر روز نشان داده شده است.

با توجه به اشکال (۱۱)، (۱۲) و (۱۳) می توان به نکات زیر پی برد:

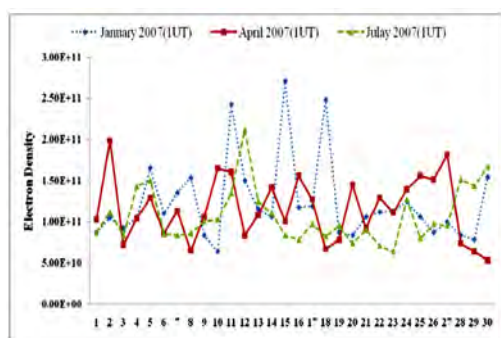
✓ در هر سه ماه از ۳ فصل مختلف تغییرات چگالی الکترونی در طول روز بیشتر از شب می باشد. این موضوع را می توان به تشعشعات شدید خورشیدی و

نیز مقدار یونیزاسیون زیاد در طول روز مربوط دانست.

✓ با توجه به همین ۳ شکل می توان به این موضوع پی برد که تغییرات چگالی الکترونی در طول روز مابین ساعات میانی روز (۱۰ الی ۱۶) اتفاق افتاده و همچنین دارای نوسانات زیادی است.

✓ از لحاظ عددی تغییرات چگالی الکترونی در طول ساعات مختلف شب خیلی هموار و نزدیک بهم بوده است.

در شکل (۱۴) تغییرات چگالی الکترونی در سه ماه مختلف از سال ۲۰۰۷ مقایسه شده است. با توجه به این شکل و مقایسه انجام شده می توان به این نکته بسیار مهم پی برد که تغییرات چگالی الکترونی در طول ماه ژانویه (زمستان) بیشتر از ماه های دیگر بوده است. این نکته می تواند به پدیده آنامولی زمستانی موجود در لایه یونوسفر اشاره داشته باشد.



شکل ۱۴- مقایسه تغییرات زمانی چگالی الکترونی یونوسفر در سه ماه ژانویه، آوریل و جولای در ساعت یک

۴- نتیجه گیری و پیشنهادات

در این مقاله، تغییرات روزانه و ماهیانه لایه یونوسفر مورد آنالیز و ارزیابی قرار گرفت. از مدل ۳ بعدی و داده های GPS شبکه ژئودینامیک کشور ایران جهت بدست آوردن نتایج استفاده گردید. همچنین جهت بررسی دقیق تر تغییرات لایه یونوسفر از داده های ۳ ماه از فصول زمستان، بهار و تابستان سال ۲۰۰۷ استفاده شد. جهت ارزیابی صحت نتایج بدست آمده از مدل ۳ بعدی گسترش داده شده در این تحقیق، از اندازه گیریهای بدست آمده از تنها ایستگاه یونوسوند موجود در تهران استفاده شد. نتیجه این ارزیابی نشان دهنده مینیمم

داده‌های این نوع گیرنده‌ها در مدل‌سازی سه بعدی چگالی الکترونی استفاده شود، می‌توان تغییرات یونوسفر را با بالاترین دقت ممکن بررسی کرد.

۳- در این تحقیق از داده‌های شبکه منطقه‌ای واقع در

ایران جهت مدل‌سازی یونوسفر استفاده شد. اگر از

داده‌های شبکه‌های جهانی GPS استفاده شود، می‌توان

تغییرات یونوسفر را در ابعاد جهانی مورد بررسی قرار داد.

۴- در این تحقیق تنها از داده‌های ۳ روز مختلف در

۳ ماه متفاوت جهت بررسی ویژگی‌های فیزیکی لایه

یونوسفر استفاده شد. جهت انجام آنالیزهای دقیق تر

داشتن داده‌های تمامی ماه‌های یک سال امری لازم و

ضروری می‌باشد.

۵- این روش قابلیت ارائه خواص دینامیکی لایه

تروپوسفر را نیز دارد. در واقع از مدل ارائه شده در این

تحقیق با اندک تغییرات می‌توان جهت بررسی خواص

دینامیکی لایه تروپوسفر نیز استفاده کرد.

۶- می‌توان توابع پایه مورد استفاده در این روش را

تغییر داده و نتایج بدست آمده را با همدیگر مقایسه کرد.

سپاسگزاری

نویسندگان از سازمان نقشه برداری کشور جهت در

اختیار گذاشتن داده‌های ایستگاه‌های شبکه ژئودینامیک

تشکر می‌نمایند.

خطای نسبی ۰/۹۷ درصد و ماکزیمم خطای نسبی ۲۸/۲

درصد می‌باشد. این مقدار خطاهای نسبی محاسبه شده

بیانگر این موضوع است که مدل ارائه شده در این مقاله

قابلیت بازسازی تغییرات چگالی الکترونی در حد ۷۲ تا

۹۹ درصد می‌باشد.

نتایج بدست آمده تغییرات روزانه و ماهیانه مورد

انتظار در چگالی الکترونی لایه یونوسفر را تایید می‌کنند.

همچنین نتایج بدست آمده نشان دهنده تغییرات مکانی

پیک چگالی الکترونی در طول یک روز می‌باشد.

همچنین از مقایسه نتایج بدست آمده تغییرات بزرگ

چگالی الکترونی در فصل زمستان که نشانگر پدیده

آناملوی زمستانی در این لایه است را می‌توان بوضوح

مشاهده کرد. با بررسی انجام گرفته در این مقاله می‌توان

پیشنهادهای زیر را جهت ادامه این تحقیق مطرح کرد:

۱- در این تحقیق از داده‌های ۳۸ ایستگاه GPS

شبکه ژئودینامیک کشور ایران استفاده شده است. اگر از

داده‌های GPS با دقت بالا و توزیع ایستگاهی زیاد

استفاده شود، می‌توان پروفیل دانسیته الکترونی یونوسفر

را با کمک مدل سه بعدی ارائه شده، در بالاترین دقت

ممکن برآورد کرد.

۲- در این تحقیق، از داده‌های GPS با نرخ اندازه

گیری ۳۰ ثانیه استفاده شده است. با توجه به بوجود

آمدن گیرنده‌های با نرخ اندازه‌گیری ۱ ثانیه، اگر از

مراجع

- [1] Aster R.C, Borchers B, Thurber C (2003) Parameter Estimation and Inverse Problems," Elsevier Academic Press
- [2] Bilitza D (2007) International Reference Ionosphere 2007. Radio science," Vol. 36, No. 2, pages 261-275,
- [3] Feltens J, Dow J.M (1996) Routine Production of Ionosphere TEC Maps at ESOC
- [4] G.A.Mansilla, M.Mosert, R.G.Ezquer (2005) Seasonal variation of the total electron content, maximum electron density and equivalent slab thickness at a South-American station", August
- [5] Komjathy A (1997) 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
- [6] 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.
- [7] Yin P, Mitchell C.N, Spencer P.S.J, Foster J.C (2004) Ionospheric electron concentration imaging using GPS over the USA during the storm of July 2000," Geophysical Research Letters 31, L12806,

- [8] Seeber G (1993) Satellite Geodesy: Foundations, Methods and Application. Walter de Gruyter, Berlin and New York, 531.
 - [9] Miler K (1970), Least-squares method for ill-posed problems with a prescribed bound. SIAM, J. Math. Anal., 1, 52-74.
 - [10] Lawson C.L, Hanson R.J (1974), Solving Least Squares Problems. SIAM
 - [11] Fremouw EJ, Secan JA, Howe BM (1992), Application of stochastic inverse theory to ionosphere tomography. Radio Sci 27:721–732
 - [12] Hansen, P. C. (1992): Analysis of Discrete Ill-Posed Problems by Means of the L-Curve: SIAM Review, 34: 561-580.
 - [13] Hansen, P. C. and IMM, MATLAB regularization toolbox, version 3.1,
 - [15] Liu, Z. (2004). Ionosphere Tomographic Modeling and Applications Using Global Positioning System (GPS) Measurements. Ph.D thesis, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary.
 - [16] Liu, Z. and Gao, Y. (2003). Ionosphere TEC predictions over a local area GPS reference network. GPS Solutions 8 (1), 23–29.
- [۱۷] میر رضا غفاری و مسعود مشهدی حسینعلی "تعیین چگالی الکترونی لایه یونوسفیر در منطقه ایران با استفاده از تکنیک توموگرافی بر اساس مشاهدات GPS ایران سراسری"، نشریه فناوری اطلاعات مکانی، شماره اول، ص ۱۲-۲۶. ۱۳۸۸