

بررسی کارایی روش ردیابی پرتو سه‌بعدی در کاهش اثر لایه وردسپهر در تعیین موقعیت مطلق دقیق

سعید حاجی آقاجانی^۱ و یزدان عامریان^{۲*}

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۲. استادیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۴/۱۷، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

چکیده

در این مقاله به بررسی میزان کارایی روش نوین ردیابی پرتو سه‌بعدی (3D Ray tracing) در تصحیح اثر وردسپهر (Troposphere) در تعیین موقعیت مطلق دقیق با استفاده از سیستم‌های تعیین موقعیت جهانی (Global Positioning System: GPS) پرداخته شده است. بدین‌منظور با انتخاب دو ایستگاه تبریز و ابرکوه در کشور ایران و استفاده از داده‌های هواشناسی ERA-Interim و مشاهدات فاز (Phase) و کد (Code) ایستگاه‌های GPS، تصحیحات وردسپهری با استفاده از روش ردیابی پرتو سه‌بعدی، ردیابی پرتو دو بعدی (2D Ray tracing) و مدل سستامینن (Saastamoinen) محاسبه شد. در ادامه تصحیحات وردسپهری به‌دست‌آمده از روش‌های فوق بر مشاهدات GPS اعمال شده و تعیین موقعیت در این سه حالت انجام گرفت. یک‌بار نیز با استفاده از نرم‌افزار Bernese موقعیت دو ایستگاه ابرکوه و تبریز با مجهول در نظر گرفتن تأخیر مربوط به لایه وردسپهر تعیین شد. معیار قرار دادن موقعیت محاسبه شده از نرم‌افزار Bernese و مقایسه آن با موقعیت به‌دست‌آمده از سه روش فوق، نشان‌دهنده این است که موقعیت به‌دست‌آمده از روش ردیابی پرتو سه‌بعدی در ایستگاه تبریز به‌اندازه ۰/۰۱۷ متر دقیق‌تر از موقعیت به‌دست‌آمده از روش ردیابی پرتو دو بعدی است و همچنین ۰/۰۴۹ متر دقیق‌تر از موقعیت به‌دست‌آمده در حالت استفاده از مدل سستامینن می‌باشد. در عین حال در ایستگاه ابرکوه نتایج سه روش تفاوت چندانی ندارند. این موضوع را می‌توان به تغییرات و اندازه بیشتر بخارآب در ایستگاه تبریز و در نتیجه اهمیت استفاده از روش‌های نوین و دقیق تصحیح خطای وردسپهری در این‌گونه مناطق نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: بخارآب، تعیین موقعیت مطلق، ردیابی پرتو، وردسپهر، ERA-Interim.

۱. مقدمه

(حاجی آقاجانی و عامریان، ۲۰۱۷-۲۰۱۰ بویس، ۲۰۱۰). در تعیین موقعیت با GPS انحراف ایجاد شده در سیگنال-های ارسالی از ماهواره در اثر عبور از لایه وردسپهر یکی از منابع عمده خطا محسوب می‌شود. در تعیین موقعیت مطلق دقیق علاوه بر موقعیت ایستگاه، میزان خطای وردسپهری در زمان‌های مختلف نیز می‌تواند به‌عنوان مجهول مد نظر قرار گرفته و برآورد شود. محاسبه خطای وردسپهری با استفاده از تعیین موقعیت مطلق دقیق باعث افزایش تعداد مجهولات مسئله می‌شود (بویس، ۲۰۱۰). از سوی دیگر وابستگی این روش به ایستگاه‌های GPS مانع از به‌کارگیری تأخیر محاسبه شده از این روش در همه مکان‌ها و زمینه‌ها می‌شود. در صورتی که روش‌های نوین با

با توجه به افزایش روز افزون استفاده از روش‌های ژئودزی ماهواره‌ای و نیاز به تعیین موقعیت با دقت هرچه بالاتر، استفاده از روش‌هایی که به افزایش دقت موقعیت برآورد شده می‌انجامد، ضروری است. امروزه تعیین موقعیت مطلق دقیق با استفاده از مشاهدات فاز و کد ماهواره‌های GPS به‌عنوان یکی از روش‌های مهم تعیین موقعیت در ژئودزی مطرح شده است. تعیین موقعیت مطلق دقیق روشی قدرتمند برای برآورد مختصات هر ایستگاه مستقل با استفاده از اطلاعات مربوط به مدار دقیق ماهواره‌ها می‌باشد. این روش در برخی مسائل مانند جابه‌جایی‌های بعد از زلزله و بازسازی سه‌بعدی بخارآب جو بسیار مورد توجه قرار گرفته است

به کارگیری داده‌های هواشناسی بتوانند با دقت مناسب تأخیر وردسپهری را محاسبه نمایند، علاوه بر قابلیت استفاده از تأخیر محاسبه شده در تعیین موقعیت مطلق دقیق و کاهش تعداد مجهولات، امکان محاسبه این تأخیر با دقت مناسب در مناطقی که ایستگاه GPS در آنجا وجود ندارد نیز میسر می‌شود. مؤلفه خشک تأخیر وردسپهری متأثر از دما و فشار و مؤلفه تر آن علاوه بر وابستگی به دما و فشار تابعی از میزان رطوبت موجود در طول مسیر سیگنال ارسالی از ماهواره می‌باشد. تغییرات زمانی و مکانی شاخص‌های هواشناسی به‌ویژه بخار آب باعث می‌شود که این خطا به سادگی قابل محاسبه نباشد.

به منظور تصحیح تأخیر وردسپهری و در واقع تعامل با این منبع خطا و دستیابی به موقعیت دقیق نیاز است که رفتار لایه مدل‌سازی شود. در حال حاضر از سه روش عمده برای مدل‌سازی وردسپهر جهت تصحیح این تأخیر استفاده می‌شود. استفاده از مدل‌های پیش‌بینی جهانی مانند مدل سستامین، مدل هاپفیلد (Hopfield) و مدل بلک (Black) از جمله اولین روش‌ها به منظور محاسبه این خطا می‌باشد. شکست امواج رفتاری وابسته به ارتفاع است و به همین علت آن را می‌توان به صورت تابعی از ارتفاع در نظر گرفت و آن را نیمرخ شکست‌پذیری نامید. تفاوت عمده مدل‌های پیش‌بینی جهانی در نیمرخ شکست‌پذیری و نحوه نگاشت تأخیر عمودی محاسبه شده در راستای زاویه ارتفاعی ماهواره است. تخمین تأخیر وردسپهری به عنوان مجهول در حالت استفاده معادلات مستقل از فرکانس بین مشاهدات GPS روش دیگری است که از آن به عنوان دقیق‌ترین راه تخمین تأخیر وردسپهری یاد می‌شود (بوهم و شو، ۲۰۰۳). روش نوین محاسبه تأخیر لایه وردسپهر استفاده از روش‌های چند بعدی ردیابی پرتو با استفاده از مدل‌های عددی پیش‌بینی وضع هوا و بر اساس موقعیت فرستنده و گیرنده است که موضوع این مقاله می‌باشد.

در سال‌های اخیر روش ردیابی پرتو به عنوان راه‌حلی متفاوت به منظور محاسبه تأخیر وردسپهری مطرح شده

است. این روش بر مبنای تعیین مسیر پرتو بین گیرنده و فرستنده می‌باشد. مبنای این برآورد، شاخص‌هایی مانند دما، فشار و فشار بخار آب می‌باشند. این شاخص‌ها در نهایت ضریب شکست را نتیجه می‌دهند که معیار مناسبی برای توصیف محیط لایه وردسپهر خواهد بود. قدمت مفهوم ردیابی پرتو به چند دهه می‌رسد. بخشی از مدل‌سازی‌ها در مباحث مربوط به زلزله‌شناسی انجام شده است که به دلیل برخی شباهت‌ها قابل استفاده در مطالعات جوی می‌باشد. در مدل‌های اولیه با توجه به داده‌های موجود و همچنین ابزارهای محاسباتی، ساده‌سازی‌های متعددی در نظر گرفته شده است که گاه باعث کاهش دقت نتایج می‌شود. تایر (۱۹۶۷) با استفاده از یک مدل هندسی ساده و ترکیب آن با قانون اسنل مدل ساده‌ای به لحاظ محاسباتی به دست آورد که روش ردیابی پرتو دو بعدی نامیده می‌شود. هاپیگر و همکاران (۲۰۰۸) ایده استفاده از روش ردیابی پرتو سه بعدی بر مبنای معادلات آیکونال را ارائه دادند. همچنین هافمایستر (۲۰۱۶) یکی از مهم‌ترین و جامع‌ترین منابع را در تئوری روش‌های ردیابی پرتو ارائه نمود.

در این مقاله به بررسی میزان تأثیر استفاده از روش نوین ردیابی پرتو سه بعدی در دقت تعیین موقعیت مطلق پرداخته خواهد شد. بدین منظور با استفاده از مدل داده‌های هواشناسی ERA-Interim و مشاهدات دو ایستگاه GPS تبریز و ابرکوه، تصحیحات وردسپهری با استفاده از روش ردیابی پرتو سه بعدی، ردیابی پرتو دو بعدی و مدل سستامین محاسبه شده و با به کارگیری روش تعیین موقعیت در قالب نرم‌افزار Bernese میزان تأثیر استفاده از روش ردیابی پرتو سه بعدی در تعیین موقعیت مطلق مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

۲. تأثیر لایه وردسپهر بر موج

سرعت امواج منتشر شده به دلیل عبور از لایه‌های مختلف جو، کاهش پیدا می‌کند. با در اختیار داشتن زمان انتشار

است. به دلیل آنکه ترم اول خود به تنهایی هم شامل تغییرات مربوط به ضریب شکست و هم شامل اثرات مربوط به انحنای پرتو است در اغلب موارد ترم اول به عنوان تأخیر وردسپهری در نظر گرفته شده و ترم دوم نادیده گرفته می شود (مندز، ۱۹۹۸). به این ترتیب منظور از تأخیر وردسپهری ترم اول از رابطه (۵) است. به عبارت دیگر:

$$d_{trop} = \int_{ray} (n-1) ds = 10^{-6} \int N_{trop} ds \quad (6)$$

در رابطه اخیر N_{trop} شکست پذیری نامیده می شود. شکست پذیری را می توان به دو مؤلفه خشک و تر تقسیم کرد (مندز، ۱۹۹۸). به همین ترتیب، تأخیر وردسپهری از دو بخش تشکیل می شود. تأخیر خشک حدود ۹۰ درصد تأخیر وردسپهری را تشکیل می دهد و میزان تأثیر آن در حدود ۲/۲۵ متر تا ۲/۳۵ متر در راستای قائم است. تأخیر تر مقدار کمتری داشته و میزان آن حدوداً بین صفر تا ۰/۴ متر می باشد. تأخیر خشک به طور عمده به فشار جو وابسته است به همین دلیل با گذر زمان به کندی تغییر می کند ولی از آنجا که تأخیر تر وردسپهری به بخار آب وابسته است و این شاخص از نظر زمانی و مکانی تغییرات سریع و نامنظمی دارد، این مؤلفه تأخیر رفتاری با تغییرات سریع و تصادفی را نسبت به زمان و مکان از خود نشان می دهد (مندز، ۱۹۹۸).

۳. محاسبه تأخیر وردسپهری

روش های عمده به منظور مدل سازی لایه وردسپهر و محاسبه تأخیر مربوط به این لایه عبارتند از: تخمین تأخیر وردسپهری به عنوان مجهول، مدل های پیش بینی جهانی با استفاده از توابع نگاشت و روش های ردیابی پرتو چند بعدی. در این بخش به بررسی جزئیات این روش ها پرداخته خواهد شد.

۳-۱. معرفی خطای وردسپهر به عنوان مجهول

به منظور محاسبه موقعیت مطلق نقاط از معادلاتی استفاده می شود که در آنها با انواع ترکیبات بین مشاهدات GPS

موج الکترومغناطیس بین دو نقطه اختیاری و با اعمال سرعت نور در خلأ (c) انتگرال زیر را در طول مسیر سیگنال خواهیم داشت (مندز، ۱۹۹۸):

$$\delta \int_{ray} c dt = 0 \quad (1)$$

در این رابطه dt زمان انتشار موج و c سرعت نور در خلأ می باشد. از طرف دیگر بین المان دیفرانسیلی طول ds در امتداد مسیر انتشار موجی با سرعت v و سرعت انتشار نور در خلأ رابطه زیر برقرار است (مندز، ۱۹۹۸):

$$c dt = c \frac{ds}{v} = n ds \quad (2)$$

همچنین ضریب شکست (n) تابعی از طول مسیر طی شده است. پس برای طول مسیر موج خواهیم داشت:

$$L = \int_{ray} n ds \quad (3)$$

همان طور که گفته شد مسیر انتشار پرتو در نزدیکی سطح زمین به لایه های جو نفوذ می کند، در نتیجه جهت آن تغییر کرده و یک مسیر منحنی شکل را به سمت زمین طی می کند؛ بنابراین مسیر طی شده بزرگ تر از مسیر مستقیم یا به عبارت دیگر مسیر هندسی آن است (مندز، ۱۹۹۸). میزان تأخیر انتشار در عبور از لایه وردسپهر برابر است با اختلاف موجود بین طول مسیر واقعی و طول مسیر هندسی:

$$d_{trop} = \int_{ray} n ds - \int_{vac} ds \quad (4)$$

در نتیجه تأخیر وردسپهری به شکل زیر تبدیل می شود (مندز، ۱۹۹۸):

$$d_{trop} = \int_{ray} (n-1) ds + \left[\int_{ray} ds - \int_{vac} ds \right] \quad (5)$$

ترم اول معادله اخیر، طول اضافی پیموده شده به دلیل تأخیری است که موج ارسالی آن را تجربه کرده است. ترم دوم تأخیر هندسی نامیده می شود که ناشی از اختلاف مسیر طی شده در خلأ و محیط واقعی در لایه وردسپهر

تقریبی بودن آن و همچنین وابسته نبودن آن به شرایط مکانی و آب‌وهوایی اشاره کرد. در ادامه این بخش مروری بر این مدل‌ها و توابع نگاشت خواهیم داشت.

۳-۲-۱. مدل هاپفیلد

در این مطالعات شاخص‌های ورودی، داده‌های هواشناسی سطحی نزدیک محل مشاهده است. این مدل دارای الگوریتمی به فرم زیر می‌باشد (هاپفیلد، ۱۹۶۹):

$$d_{trop} = \frac{K_d}{\sin(E^2 + 6.25)^{\frac{1}{2}}} + \frac{K_w}{\sin(E^2 + 2.25)^{\frac{1}{2}}}$$

$$K_d = 155.2 \times 10^{-7} \frac{P}{T} H_d$$

$$K_w = 155.2 \times 10^{-7} \frac{4810e}{T^2} H_w \quad (8)$$

در رابطه بالا K_w و K_d به ترتیب توصیف کننده اثرات مؤلفه خشک تأخیر وردسپهری و مؤلفه تر تأخیر وردسپهری در راستای قائم می‌باشند. E زاویه ارتفاعی ماهواره T دمای سطحی بر حسب کلونین می‌باشد. شاخص H_w ارتفاع هم‌ارز تر (Wet equivalent height) و H_d ارتفاع هم‌ارز خشک (Dry equivalent height) می‌باشند. بالاتر از این دو ارتفاع به ترتیب تأخیرهای خشک و تر وردسپهر تقریباً صفر می‌شوند. این دو شاخص در واحد متر توسط هاپفیلد با روابط زیر تعریف شده است (هاپفیلد، ۱۹۶۹):

$$H_d = 40136 + 148.72(T - 273.16) \quad H_w = 11000 \text{ m} \quad (9)$$

۳-۲-۲. مدل سستامینن

مدل سستامینن یکی از رایج‌ترین و اجرایی‌ترین مدل‌های پیش‌بینی می‌باشد. سستامینن در سال ۱۹۷۲ میلادی دو مؤلفه خشک (d_h^z) و تر (d_w^z) تأخیر وردسپهری را در راستای قائم ایستگاه، با روابط زیر ارائه کرد (سستامینن، ۱۹۷۲ و ۱۹۷۳):

خطاهای موجود در امواج تصحیح و یا کاهش پیدا می‌کند. یکی از این ترکیبات، ترکیب مستقل از فرکانس بین مشاهدات است. خطاهای موجود در جو را می‌توان به دو لایه یونسپهر (Ionosphere) و وردسپهر نسبت داد (مندز، ۱۹۹۸). از طرف دیگر می‌دانیم که میزان تأخیر موج در لایه یونسپهر برخلاف لایه وردسپهر وابسته به فرکانس موج می‌باشد (غفاری و وثوقی، ۲۰۱۶). پس ترکیب مستقل از فرکانس می‌تواند اطمینان دهد که تنها خطای مربوط به لایه وردسپهر بر روی مشاهدات باقی مانده است. رابطه (۷) نشان‌دهنده‌ی این ترکیب برای هر دو نوع مشاهده فاز و کد می‌باشد.

$$P_{\text{Iono-Free}} = \frac{f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2}{f_1^2 - f_2^2}$$

$$\Phi_{\text{Iono-Free}} = \frac{f_1^2 \Phi_1 - f_2^2 \Phi_2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (7)$$

Φ ، P و f به ترتیب نشان‌دهنده‌ی فاز، کد و فرکانس امواج حامل می‌باشند. این خطا در کنار موقعیت ایستگاه در بین مجهولات قرار گرفته و با حل معادلات برآورد می‌شود. این روش دقیق‌ترین راه به منظور محاسبه میزان تأخیر کلی ناشی از لایه وردسپهر در طول مسیر موج می‌باشد (بوهم و شو، ۲۰۰۳).

۳-۲-۳. مدل‌های پیش‌بینی جهانی و توابع نگاشت

مدل‌های بسیاری به منظور محاسبه تأخیر لایه وردسپهر ارائه شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به مدل هاپفیلد، مدل سستامینن و مدل بلک اشاره کرد. تفاوت عمده مدل‌های پیش‌بینی جهانی در نحوه نگاشت تأخیر عمودی محاسبه شده در راستای زاویه ارتفاعی ماهواره است. بدین منظور توابع نگاشت متعددی توسط محققین مطرح شده است از جمله آنها می‌توان به توابع Isobaric Mapping Function (IMF)، Neill Mapping (NMF) اشاره کرد. حسن استفاده از این توابع دسترسی سریع به تأخیر در زاویه ارتفاعی مورد نظر است. از معایب آن می‌توان به

$$mf(\varepsilon) = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + c} + \frac{\sin(\varepsilon) + \frac{a}{b}}{\sin(\varepsilon) + c} + H_s \cdot 10^{-3} \left(\frac{1}{\sin(\varepsilon)} - \frac{1 + \frac{a_h}{b_h}}{\sin(\varepsilon) + \frac{a_h}{b_h}} \right) \quad (14)$$

در این رابطه ε زاویه برخورد موج و a ، b و c ضرایب برای تابع نگاشت خشک و تر و H_s ارتفاع ارتومتریک ایستگاه می‌باشند (نیل، ۱۹۹۶).
تابع نگاشت IMF توسط نیل (۲۰۰۱) پیشنهاد شد. رابطه آن عبارت است از:

$$mf(\varepsilon) = \frac{1 + \frac{a}{b}}{1 + c} + \frac{\sin(\varepsilon) + \frac{a}{b}}{\sin(\varepsilon) + c} \quad (15)$$

تابع نگاشت GMF توسط بوهم و همکاران (۲۰۰۶) ارائه شد. این تابع با استفاده از یک شبکه جهانی از شاخص‌های جوئی حاصل شد و ضرایب آن با استفاده از هارمونیک‌های کروی بر روی یک شبکه جهانی محاسبه می‌شود.

۳-۳. ردیابی پرتو

روش ردیابی پرتو به‌عنوان یکی از روش‌های برآورد تأخیر وردسپهری، به‌طور کلی به روش‌های دو بعدی و سه بعدی تقسیم می‌شود. در روش دو بعدی مسیر پرتو صرفاً در یک صفحه با سمت (Azimuth) ثابت در نظر گرفته شده ولی در روش سه بعدی این امکان برای پرتو در نظر گرفته می‌شود که در سه جهت آزادی عمل داشته باشد.

$$d_h^z = \frac{0.002277 P_s}{(1 - 0.0026 \cos 2\varphi - 0.00000028 H_s)} \quad (10)$$

$$d_w^z = 0.002277 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) e_s$$

در این رابطه H_s ارتفاع ایستگاه، P_s فشار جو در ایستگاه برحسب میلی‌بار، e_s فشار بخار آب برحسب میلی‌بار، T_s دما در ایستگاه برحسب کلون و φ عرض جغرافیایی ایستگاه می‌باشد (سستامین، ۱۹۷۲ و ۱۹۷۳). مجموع دو تأخیر به دست آمده میزان تأخیر وردسپهری را در راستای قائم به دست می‌دهند.

۳-۲-۳ مدل بلک

مدل بلک از رابطه (۱۱) پیروی می‌کند (بلک، ۱۹۷۸):

$$d_{trop} = K_d \left(\left(1 - \left(\frac{\cos E}{1 + l_c \left(\frac{H_d}{r} \right)} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} - b(E) \right) + K_w \left(\left(1 - \left(\frac{\cos E}{1 + l_c \left(\frac{H_w}{r} \right)} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} - b(E) \right) \quad (11)$$

$$l_c = 0.167 - (0.076 + 0.00015 (T - 273)) \exp^{-0.3E} \quad (12)$$

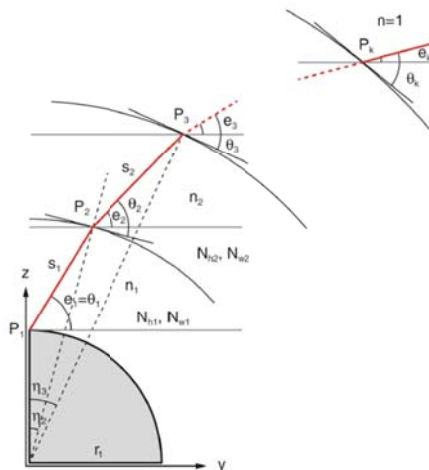
در این رابطه r فاصله زمین مرکز ایستگاه مشاهده است و $b(E)$ تصحیح خمیدگی می‌باشد که از رابطه (۱۳) می‌توان آن را محاسبه نمود (بلک، ۱۹۷۸):

$$b(E) = \frac{1.92}{(E^2 + 0.6)} \quad (13)$$

به‌منظور محاسبه تأخیر در راستای مایل باید تأخیر محاسبه شده در راستای قائم را بر راستای خط دید ماهواره تصویر نمود. بدین‌منظور از توابع نگاشت استفاده می‌شود که IMF، NMF و GMF از مهم‌ترین این توابع می‌باشند. تابع نگاشت NMF توسط نیل (۱۹۹۶) محاسبه شد. رابطه آن عبارت است از:

۳-۱-۳. ردیابی پرتو دو بعدی

یکی از متداولترین روش‌های ردیابی پرتو دو بعدی روش تکرار (Piecewise-linear) می‌باشد (بوهم، ۲۰۰۴). در این روش با در نظر گرفتن یک سیستم مختصات محلی و استفاده از روابط مثلثاتی مسیر پرتو در بین هر لایه مشخص شده و در نهایت با استفاده از روابط ۱۶ تا ۱۹ تأخیر مربوط به لایه ورودی به دست می‌آید. به‌طور کلی این روش ردیابی پرتو، یک روش تکراری است. به‌یاد دیگر با یکبار انجام ردیابی پرتو از پایین‌ترین لایه تا بالاترین لایه ورودی نمی‌توان به جواب مورد نظر دست یافت زیرا زاویه برخورد پرتو به دلیل شکستگی در طول مسیر نامعلوم می‌باشد. در شکل ۱ نمایی کلی از این روش ملاحظه می‌شود. نقطه P_1 ایستگاه مورد نظر بوده و زاویه ارتفاعی ورود پرتو به لایه ورودی e_k می‌باشد. این زاویه با توجه به مختصات ماهواره‌ها و گیرنده‌ها معلوم بوده و زاویه e_1 که نامعلوم است می‌تواند در تکرار اول با زاویه e_k یکسان در نظر گرفته شود. با انجام ردیابی پرتو و به دست آوردن زاویه ارتفاعی در لایه انتهایی و مقایسه آن با e_k تصحیحی به دست می‌آید که می‌توان آن را به زاویه شروع اعمال کرده و دوباره ردیابی پرتو صورت پذیرد و این کار تا جایی ادامه می‌یابد که زاویه ارتفاعی در لایه آخر با زاویه e_k در حد قابل قبولی اختلاف داشته باشد (بوهم، ۲۰۰۴).



شکل ۱. ردیابی پرتو با روش تکرار (بوهم ۲۰۰۴).

روابط زیر را برای این روش خواهیم داشت:

$$r_i = r_0 + h_i \quad i = 1, 2, \dots \quad (16)$$

در رابطه (۱۶)، r شعاع متوسط کره زمین و h فاصله بین لایه‌ها می‌باشد.

$$e_i = \theta_1 \quad e_{i+1} = \theta_{i+1} - \eta_{i+1} \quad i \geq 2$$

$$s_i = -r_i \sin(\theta_i) + \sqrt{r_{i+1}^2 - r_i^2 \cos^2(\theta_i)} \quad (17)$$

$$z_{i+1} = z_i + s_i \sin(e_i)$$

$$y_{i+1} = y_i + s_i \cos(e_i)$$

$$\eta_{i+1} = \arctan\left(\frac{y_{i+1}}{z_{i+1}}\right)$$

$$\delta_{i+1} = \eta_{i+1} - \eta_i \quad (18)$$

s طول پرتو در هر کدام از وکسل‌ها و η زاویه مرکز گرا می‌باشد (بوهم، ۲۰۰۴).

$$\theta_{i+1} = \arccos\left(\frac{1 + N_i 10^{-6}}{1 + N_{i+1} 10^{-6}} \cos(\theta_i + \delta_{i+1})\right) \quad (19)$$

با توجه به اینکه بیشترین میزان تأخیر ورودی مربوط به لایه‌های نزدیک به زمین می‌باشد بدین منظور باید فواصل ارتفاعی بین لایه‌ها در مجاورت زمین کمتر و تعداد لایه‌ها بیشتر در نظر گرفته شود؛ بنابراین شاخص‌های هواشناسی اعم از فشار و فشار بخار آب و دما در این لایه‌ها می‌بایست درون‌یابی شوند. برای دما یک درون‌یابی خطی ولی برای فشار و فشار بخار آب با توجه به اینکه نسبت به افزایش ارتفاع یک نرخ تقریباً نمایی وجود دارد، درون‌یابی غیرخطی خواهیم داشت (والاس و هابز، ۲۰۰۶).

۳-۲-۳. ردیابی پرتو سه بعدی

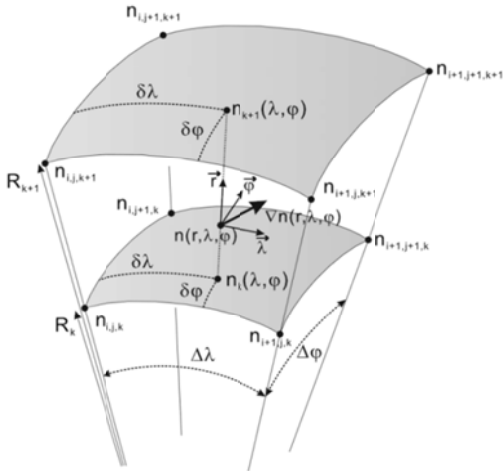
برای انجام یک ردیابی پرتو سه بعدی می‌بایست معادلات آیکنال (Eikonal) پرتو در سیستم مختصات مورد نظر نوشته شوند، فرم همیلتونین معادلات آیکنال طبق روابط زیر است (هابیگر و همکاران، ۲۰۰۸):

$$H(r_i, \nabla L_i) \{(\nabla L_i \cdot \nabla L_i)^{\frac{1}{2}} - n(r_i)\} = 0$$

$$i = 1, 2, 3 \quad (20)$$

$$B = (L_r^2 + \frac{1}{r^2} L_\theta^2 + \frac{1}{r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda^2)^{\frac{1}{2}} = n(r, \theta, \lambda) \quad (28)$$

معادلات می بایست به صورت هم زمان حل شوند. در شکل ۲ نمایی کلی از روش ردیابی پرتو سه بعدی ملاحظه می شود (هایبگر و همکاران، ۲۰۰۸):



شکل ۲. ردیابی پرتو سه بعدی (هایبگر و همکاران ۲۰۰۸).

به منظور حل معادلات مذکور از مقادیر زیر به عنوان نقطه اولیه استفاده نموده و با استفاده از روش های عددی معادلات را در هر لایه حل می کنیم:

$$r=r_0 \quad \lambda=\lambda_0 \quad \theta=\theta_0 \quad (29)$$

$$L_{r_0} = n_0 \cos z_0 \quad L_{\theta_0} = n_0 r_0 \sin z_0 \cos a_0 \quad (30)$$

$$L_{\lambda_0} = n_0 r_0 \sin z_0 \sin a_0 \sin \theta_0$$

در این معادلات a_0 و z_0 به ترتیب مقادیر آزمون ژئودتیک و زاویه زینتی ایستگاه هستند. بدین ترتیب لایه به لایه حرکت کرده و در هر کدام از لایه ها مختصات جدید پرتو را در فضای سه بعدی با استفاده از حل معادلات می یابیم. حل معادلات با استفاده از روش عددی استاندارد رانگ-کوتا صورت پذیرفته است. n_0 نیز ضریب شکست اولیه می باشد که با به کارگیری داده های هواشناسی محاسبه می شود.

$$\frac{dr_i}{du} = \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \quad \frac{d \nabla L_i}{du} = - \frac{\partial H}{\partial r_i} \quad (21)$$

$$\frac{dL}{du} = \nabla L_i \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i}$$

در معادلات بالا $\Gamma_i = \Gamma_i(\mathbf{u})$ مسیر سه بعدی پرتو را توصیف می کند. در سیستم مختصات کروی داریم (هایبگر و همکاران، ۲۰۰۸):

$$\frac{dL}{du} = \nabla L_i \frac{\partial H}{\partial \nabla L_i} \quad (22)$$

با انجام مشتقات در سیستم مختصات کروی به فرم زیر خواهد رسید (هایبگر و همکاران، ۲۰۰۸):

$$H(r, \theta, \lambda, L_r, L_\theta, L_\lambda) = (L_r^2 + \frac{1}{2} L_\theta^2 + \frac{1}{r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda^2)^{\frac{1}{2}} - n(r, \theta, \lambda) = 0 \quad (23)$$

که در آن r فاصله شعاعی از مرکز زمین، θ متمم عرض جغرافیایی و λ طول جغرافیایی است. در این معادله n پارامتر ضریب شکست است که تابعی از سه مؤلفه سیستم مختصات کرویست و $L_r = \frac{\partial L}{\partial r}$ و $L_\theta = \frac{\partial L}{\partial \theta}$ و $L_\lambda = \frac{\partial L}{\partial \lambda}$ می باشد. با استفاده از معادلات بالا و مشتق گیری از فرم همپلتونین به روابط زیر خواهیم رسید (هایبگر و همکاران، ۲۰۰۸؛ حاجی آقاجانی و عامریان، ۲۰۱۷):

$$\frac{dr}{du} = \frac{1}{B} L_r \quad \frac{d\theta}{du} = \frac{1}{B \cdot r^2} L_\theta \quad (24)$$

$$\frac{d\lambda}{du} = \frac{1}{B \cdot r^2 \sin^2(\theta)} L_\lambda$$

$$\frac{dL_r}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial r} + \frac{1}{Br} \left(\frac{L_\theta^2 \cos \theta L_\lambda^2}{r^2 r^2 \sin^2(\theta)} \right) \quad (25)$$

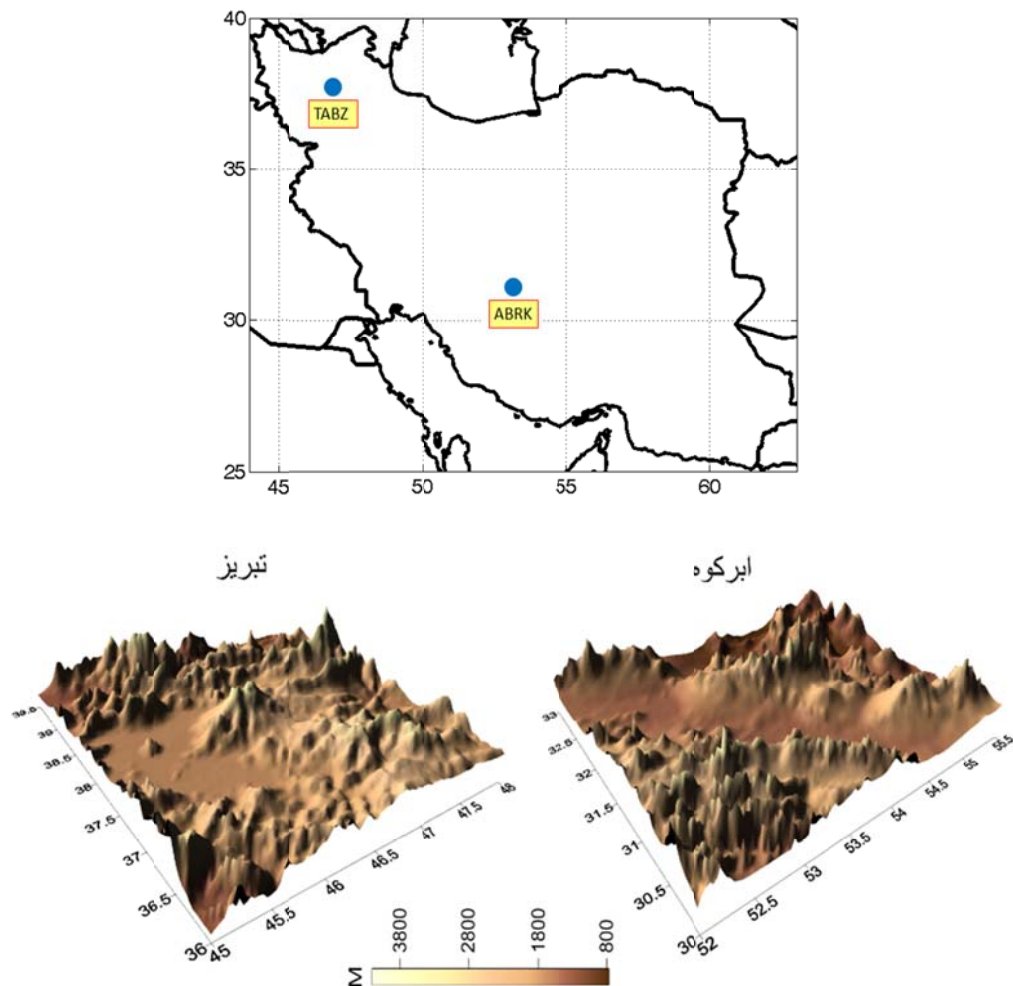
$$\frac{dL_\theta}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \theta} + \frac{1}{B} \left(\frac{L_\lambda^2}{r^2 \sin^3(\theta)} \right) \quad (26)$$

$$\frac{dL_\lambda}{du} = \frac{\partial n(r, \theta, \lambda)}{\partial \lambda} \quad (27)$$

۴. منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

کشور ایران به دلیل شرایط گوناگون آب‌وهوایی جهت بررسی اهداف این مقاله انتخاب شد. به منظور انجام پردازش‌ها باید روزهای مناسبی از لحاظ وجود و تطابق مشاهدات انتخاب می‌شدند. به جهت پیاده‌سازی روش ردیابی پرتو و همچنین ارزیابی نتایج، نیاز به وجود ایستگاه‌های GPS و مشاهدات آنها می‌باشد. علاوه بر این موضوع به منظور مقایسه نتایج در شرایط آب‌وهوایی متفاوت، می‌بایست مناطقی انتخاب می‌شدند که از لحاظ شرایط آب‌وهوایی تفاوت قابل ملاحظه‌ای داشتند. به همین

علت و با توجه به تعداد مشاهدات، دو ایستگاه ابرکوه و تبریز که موقعیت جغرافیایی و تغییرات ارتفاعی منطقه اطراف آنها در شکل ۳ قابل مشاهده می‌باشند به منظور پیاده‌سازی پردازش‌ها انتخاب شدند. از بین روزهای مختلف، ۲۰۰۷/۰۷/۰۱ (تاریخ اول) و ۲۰۰۷/۰۷/۲۰ (تاریخ دوم) به منظور پیاده‌سازی روش‌ها در نظر گرفته شدند. دلیل این انتخاب، میزان قابل ملاحظه اختلاف رطوبت و دما در دو منطقه و همچنین عدم دسترسی به مشاهدات GPS در سایر روزهای این ماه بوده است.



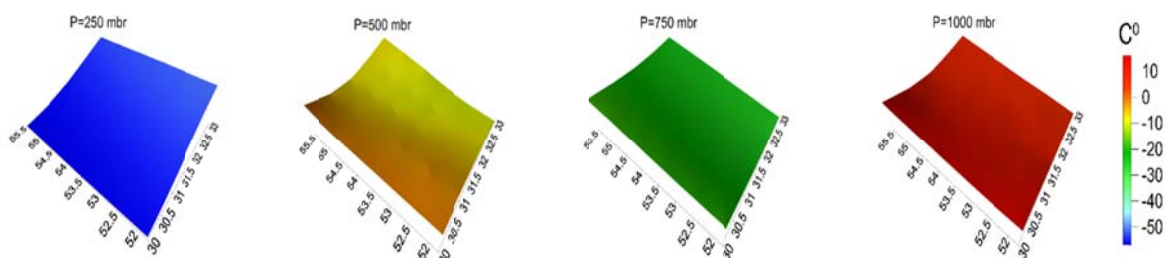
شکل ۳. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های انتخابی و تغییرات ارتفاعی در اطراف آنها.

(حاجی آقاجانی و همکاران، ۲۰۱۷).

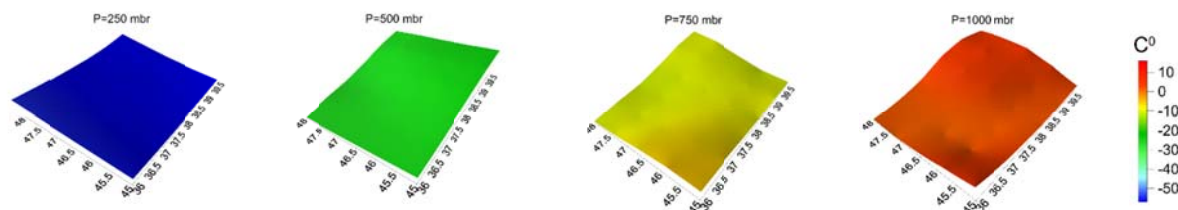
۵. پردازش

به منظور انجام پردازش‌ها ابتدا داده‌های هواشناسی دریافت و مرتب‌سازی شده و در ادامه شاخص‌های جوئی مورد نیاز از جمله فشار سطح، دما در سطوح فشاری مختلف، رطوبت نسبی در سطوح فشاری مختلف استخراج شدند. به دلیل آنکه فشار بخار آب به طور مستقیم از طریق پایگاه داده قابل دریافت نیست، مقادیر مربوط به فشار بخار آب با در دست داشتن سایر شاخص‌ها در سطوح فشاری مختلف محاسبه شد. در شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۷ نحوه توزیع دما و فشار بخار آب در چهار سطح فشاری در مناطق مربوط به دو ایستگاه قابل ملاحظه می‌باشد. با توجه به این شکل‌ها می‌توان تفاوت شرایط آب‌وهوایی دو منطقه و همچنین بیشینه و کمینه دو شاخص جوئی دما و فشار بخار آب در دو منطقه را در تاریخ و زمان اول مشاهدات ملاحظه نمود.

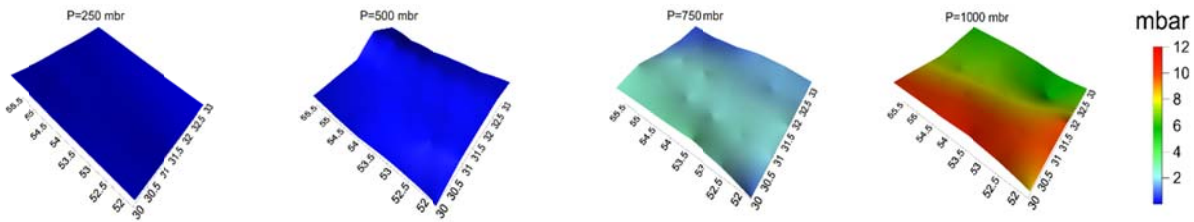
در این مقاله از داده‌های باز تحلیل شده ERA-Interim استفاده شده است. این داده‌ها حاصل از آخرین تحلیل دوباره جو است که از سال ۱۹۸۹ آغاز شد و تاکنون ادامه دارد. این داده‌ها مجموعه‌ای از شاخص‌های هواشناسی از ژانویه ۱۹۸۹ تاکنون را دربردارد. قدرت تفکیک مکانی آنها از ۰/۱ درجه تا ۳ درجه متغیر است. همچنین حدود ۳۰۰ شاخص از جمله رطوبت نسبی، دما، فشار و... را در فرمت Network Common Data Form (NetCDF) در اختیار کاربران قرار می‌دهند. این داده‌ها از عرض جغرافیایی ۸۹/۴۲۵ تا ۸۹/۴۲۵- درجه و از طول جغرافیایی ۰ تا ۳۵۹/۲۵ درجه را شامل می‌شوند. قدرت تفکیک زمانی آنها ۶ ساعت است و اطلاعات را در ۳۷ لایه فشاری و در ساعات ۶ صبح ۱۲ ظهر ۶ بعدازظهر و ۱۲ شب دربردارند. با توجه به آنکه رطوبت نسبی از تقسیم فشار بخار آب واقعی بر فشار بخار آب اشباع محاسبه می‌شود، می‌توان فشار بخار آب را در بازه دمایی صفر تا ۳۷۳ درجه سانتی‌گراد با استفاده از روابط موجود محاسبه نمود



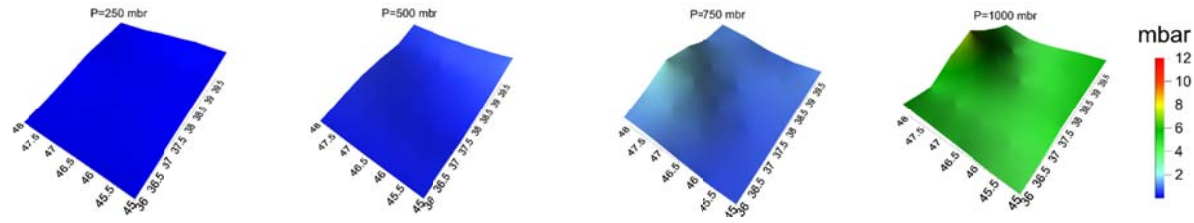
شکل ۴. توزیع دما در چهار سطح فشاری در اطراف ایستگاه ابرکوه در تاریخ و زمان اول مشاهدات.



شکل ۵. توزیع دما در چهار سطح فشاری در اطراف ایستگاه تبریز در تاریخ و زمان اول مشاهدات.

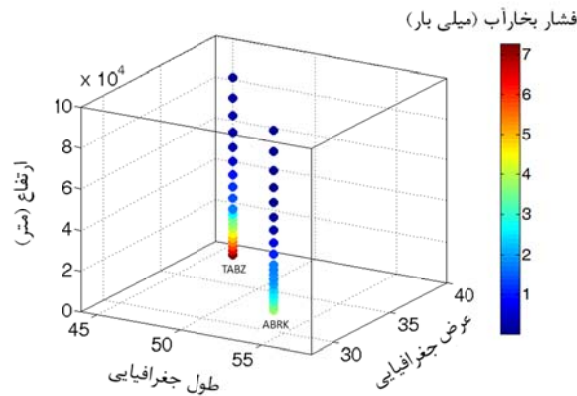


شکل ۶. توزیع فشار بخار آب در چهار سطح فشاری در اطراف ایستگاه ابرکوه در تاریخ و زمان اول مشاهدات.

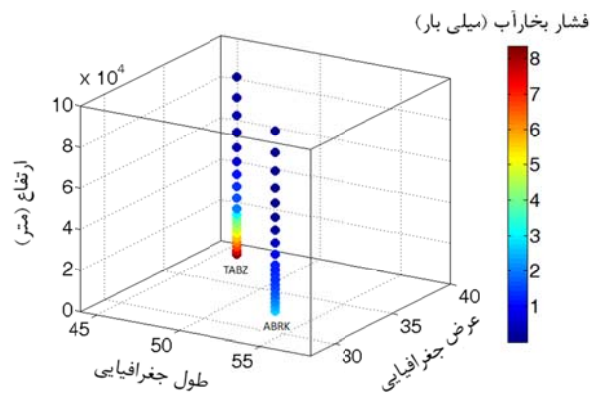


شکل ۷. توزیع فشار بخار آب در چهار سطح فشاری در اطراف ایستگاه تبریز در تاریخ و زمان اول مشاهدات.

شکل های ۸ و ۹ نشان دهنده نیمرخ ارتفاعی فشار بخار آب محاسبه شده با استفاده از داده های هواشناسی در محل دو ایستگاه می باشد.



شکل ۸. فشار بخار آب در سطوح فشاری در دو ایستگاه در تاریخ و زمان اول مشاهدات.



شکل ۹. فشار بخار آب در سطوح فشاری در دو ایستگاه در تاریخ دوم و زمان اول مشاهدات.

پس از آماده‌سازی داده‌ها میزان تأخیر کلی مربوط به لایه وردسپهر با استفاده از مدل سستامینن و به‌کارگیری تابع نگاشت NMF، ردیابی پرتو سه‌بعدی، ردیابی پرتو دو بعدی و در حالت مجهول در نظر گرفتن خطای وردسپهر در نرم‌افزار Bernese محاسبه شد. در جدول ۱ و ۲ نتایج به‌دست‌آمده از روش‌های مختلف در برخی زمان‌ها قابل مشاهده است. به دلیل آنکه تأخیر کلی ناشی از لایه وردسپهر توسط نرم‌افزار Bernese در بازه‌های زمانی ۱ دقیقه محاسبه می‌شود و با توجه به دو روز مشاهده در هر کدام از ایستگاه‌ها، تعداد کل زمان‌های مشاهداتی برابر

۲۸۸۰ می‌باشد.

همان‌طور که ملاحظه می‌شود در ایستگاه ابرکوه نتایج روش‌های مختلف نزدیکی بیشتری نسبت به ایستگاه تبریز دارند که این مورد را می‌توان به کمتر بودن اندازه و تغییرات شاخص‌های جوئی به‌ویژه فشار بخار آب نسبت داد.

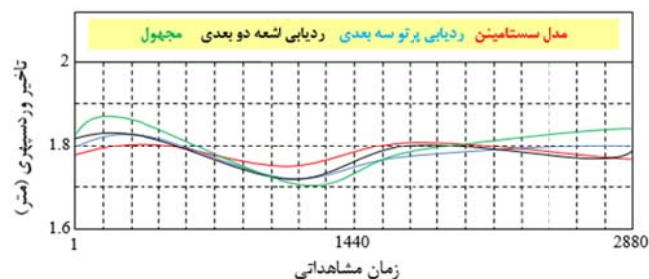
شکل‌های ۱۰ و ۱۱ نشان‌دهنده‌ی مقایسه بین نتایج به‌دست‌آمده در زمان‌های مختلف می‌باشد. به‌منظور مقایسه بهتر منحنی‌هایی با درجه ۶ به نتایج برازش داده شده است.

جدول ۱. شاخص‌های آماری مربوط به تأخیر کلی به‌دست‌آمده در ایستگاه‌های تبریز و ابرکوه در تمامی زمان‌های مشاهدات.

ایستگاه	روش	بیشینه تأخیر کلی به‌دست‌آمده (متر)	کمینه تأخیر کلی به‌دست‌آمده (متر)	انحراف معیار انحراف معیار تأخیر کلی به‌دست‌آمده (متر)
تبریز	سستامینن	۲/۱۳	۲/۰۵	۰/۰۳۴
تبریز	ردیابی پرتو سه‌بعدی	۲/۰۹	۱/۹۶	۰/۰۱۸
تبریز	ردیابی پرتو دو بعدی	۲/۱۳	۱/۹۸	۰/۰۲۱
تبریز	مجهول	۲/۱۰	۱/۹۳	۰/۰۲۳
ابرکوه	سستامینن	۱/۸۱	۱/۷۴	۰/۰۱۶
ابرکوه	ردیابی پرتو سه‌بعدی	۱/۸۴	۱/۷۱	۰/۰۰۹
ابرکوه	ردیابی پرتو دو بعدی	۱/۸۵	۱/۷۱	۰/۰۱۱
ابرکوه	مجهول	۱/۸۸	۱/۷۰	۰/۰۰۹



شکل ۱۰. نتایج به‌دست‌آمده در زمان‌های مشاهداتی در ایستگاه تبریز.

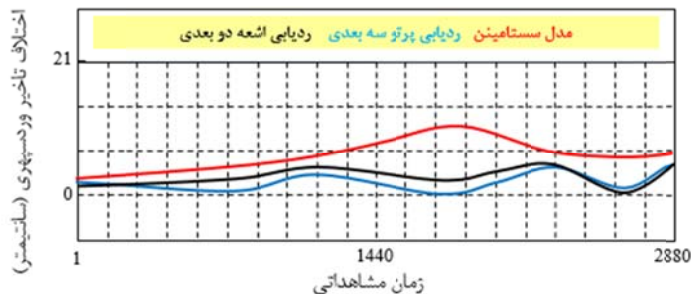


شکل ۱۱. نتایج به‌دست‌آمده در زمان‌های مشاهداتی در ایستگاه ابرکوه.

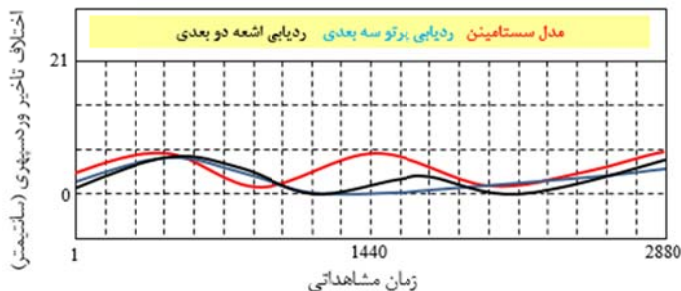
وارد و تعیین موقعیت بدون در نظر گرفتن وجود لایه وردسپهر و بدون هیچ‌گونه تصحیحی صورت پذیرفت. در وهله بعد خطای مربوط به لایه وردسپهر به‌عنوان مجهول در نظر گرفته شده و در زمان مربوط به مشاهدات برآورد شد و موقعیت ایستگاه‌ها در این حالت نیز محاسبه گردید. در ادامه با اعمال تصحیحات به‌دست‌آمده از سه روش مذکور بر روی مشاهدات بار دیگر تعیین موقعیت برای این سه حالت نیز انجام گرفت. جدول ۲ نشان‌دهنده‌ی نتایج به‌دست‌آمده در دو ایستگاه می‌باشد.

اختلاف بین نتایج به‌دست‌آمده از روش‌های ردیابی پرتو سه‌بعدی، ردیابی پرتو دو بعدی و مدل سستامینن با حالت مجهول در نظر گرفتن خطای وردسپهر که دقیق‌ترین حالت می‌باشد، در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ در دو ایستگاه قابل مشاهده است.

در نهایت، باید به بررسی تفاوت اثر این دو نوع داده در دقت تعیین موقعیت مطلق بپردازیم. بدین منظور از نرم‌افزار Bernese که در زمینه تعیین موقعیت مطلق نرم‌افزاری دقیق و شناخته شده است، استفاده شد (داچ و همکاران، ۲۰۰۷). ابتدا مشاهدات مربوط به دو ایستگاه به نرم‌افزار



شکل ۱۲. نتایج به‌دست‌آمده در زمان‌های مشاهداتی در ایستگاه تبریز.



شکل ۱۳. نتایج به‌دست‌آمده در زمان‌های مشاهداتی در ایستگاه ابرکوه.

جدول ۲. موقعیت به‌دست‌آمده با استفاده از روش‌های مختلف.

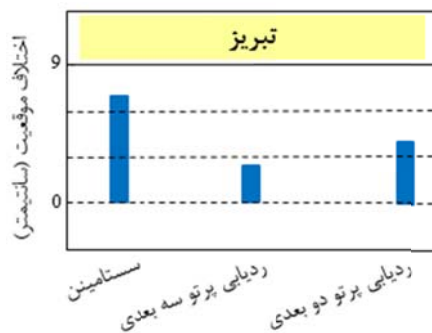
روش	ایستگاه	شرقی-غربی (متر)	شمالی - جنوبی (متر)	ارتفاعی (متر)
برآورد به‌صورت مجهول	تبریز	۳۴۷۲۲۶۱/۸۵۲	۳۶۳۹۰۱۲/۳۷۶	۳۹۱۱۲۴۴/۹۷۷
بدون اعمال تصحیحات	تبریز	۳۴۷۲۲۶۳/۷۹۲	۳۶۳۹۰۱۳/۷۱۸	۳۹۱۱۲۴۱/۲۱۳
ردیابی پرتو سه‌بعدی	تبریز	۳۴۷۲۲۶۱/۸۴۲	۳۶۳۹۰۱۲/۳۸۵	۳۹۱۱۲۴۴/۹۵۵
ردیابی پرتو دو بعدی	تبریز	۳۴۷۲۲۶۱/۸۲۹	۳۶۳۹۰۱۲/۳۹۳	۳۹۱۱۲۴۴/۹۴۲
سستامینن	تبریز	۳۴۷۲۲۶۱/۸۰۹	۳۶۳۹۰۱۲/۳۹۹	۳۹۱۱۲۴۴/۹۲۶
برآورد به‌صورت مجهول	ابرکوه	۳۲۷۲۲۹۴/۹۷۸	۴۳۷۸۶۴۷/۷۶۳	۳۲۷۸۱۳۷/۵۲۶
بدون اعمال تصحیحات	ابرکوه	۳۲۷۲۲۹۳/۶۸۰	۴۳۷۸۶۴۹/۴۷۰	۳۲۷۸۱۳۴/۳۲۰
ردیابی پرتو سه‌بعدی	ابرکوه	۳۲۷۲۲۹۴/۹۸۶	۴۳۷۸۶۴۷/۷۵۴	۳۲۷۸۱۳۷/۵۱۳
ردیابی پرتو دو بعدی	ابرکوه	۳۲۷۲۲۹۴/۹۸۵	۴۳۷۸۶۴۷/۷۵۲	۳۲۷۸۱۳۷/۵۰۹
سستامینن	ابرکوه	۳۲۷۲۲۹۴/۹۹۱	۴۳۷۸۶۴۷/۷۴۸	۳۲۷۸۱۳۷/۵۰۴

در حدود ۱۷ میلی متر دقیق تر از موقعیت به دست آمده در روش ردیابی پرتو دو بعدی و در حدود ۴۹ میلی متر دقیق تر از موقعیت به دست آمده در حالت استفاده از مدل سستامین می باشد. با توجه به این موضوع که دقت مختصات در حالت مجهول در نظر گرفتن خطای لایه وردسپهر در ایستگاه تبریز و استفاده از ترکیب مشاهداتی مستقل از فرکانس فاز و کد و حذف اثرات مربوط به فرکانس در حدود ۱۳ میلی متر است می توان نتیجه گرفت که اختلاف بین موقعیت به دست آمده از روش های مختلف در این ایستگاه از لحاظ آماری معنادار می باشد. در مقابل، دقت مختصات در حالت مجهول در نظر گرفتن خطای وردسپهر در ایستگاه ابرکوه در حدود ۱۴ میلی متر برآورد شده است و می توان نتیجه گرفت در این ایستگاه اختلاف نتایج به دست آمده از روش های مختلف به ویژه روش های ردیابی پرتو دو بعدی و ردیابی پرتو سه بعدی از لحاظ آماری معنادار نبوده و نتایج به دست آمده بسیار به یکدیگر نزدیک می باشند.

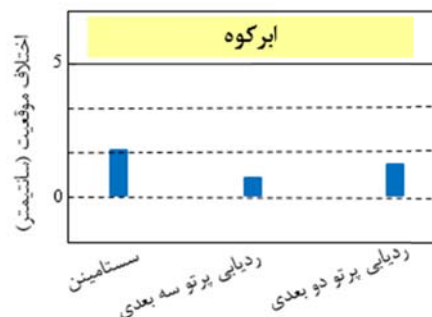
۶. بحث و نتیجه گیری

هدف این مقاله بررسی میزان تأثیر روش ردیابی پرتو سه بعدی در افزایش دقت تعیین موقعیت مطلق بود. در راستای این هدف و با توجه به شرایط آب و هوایی کشور ایران دو ایستگاه تبریز و ابرکوه به منظور انجام پردازش ها انتخاب شد. عملیات تعیین موقعیت در پنج حالت که بار اول بدون اعمال تصحیحات وردسپهری به مشاهدات و بدون در نظر گرفتن وجود این لایه، بار دوم با مجهول در نظر گرفتن خطای وردسپهری و برآورد آن با استفاده از نرم افزار Bernese و دفعات سوم، چهارم و پنجم به ترتیب با اعمال تصحیحات به دست آمده از روش های ردیابی پرتو سه بعدی، ردیابی پرتو دو بعدی و مدل سستامین بر مشاهدات انجام پذیرفت. از نرم افزار Bernese جهت تعیین موقعیت مطلق دقیق و معیار بررسی دقت سایر نتایج استفاده شد. در ایستگاه تبریز، استفاده از روش ردیابی پرتو سه بعدی نسبت به روش ردیابی پرتو دو بعدی منجر

اختلاف بین موقعیت به دست آمده در روش های مختلف با موقعیت محاسبه شده در حالت مجهول فرض کردن خطای وردسپهر که دقیق ترین روش محاسبه خطای وردسپهری می باشد، در شکل های ۱۴ و ۱۵ ملاحظه می شود.



شکل ۱۴. اختلاف بین موقعیت به دست آمده با موقعیت دقیق.



شکل ۱۵. اختلاف بین موقعیت به دست آمده با موقعیت دقیق.

در نظر نگرفتن تأخیر ناشی از لایه وردسپهر منجر به خطایی به میزان ۴/۴۴۲ متر در ایستگاه تبریز و ۳/۸۵۷ متر در ایستگاه ابرکوه شده است که نشان دهنده اهمیت خطای لایه وردسپهر در بحث تعیین موقعیت مطلق می باشد. با توجه به مقادیر جدول ۲ و شکل های ۱۴ و ۱۵ می توان نتیجه گرفت که در ایستگاه تبریز خطای وردسپهری تأثیر بیشتری نسبت به ایستگاه ابرکوه بر روی نتایج داشته است. این موضوع را می توان به تغییرات بیشتر شاخص های جوئی در ایستگاه تبریز نسبت داد. در ایستگاه ابرکوه موقعیت به دست آمده از روش های مختلف اختلاف کمتری با مقدار دقیق موقعیت در مقایسه با ایستگاه تبریز دارد. موقعیت به دست آمده از روش ردیابی پرتو سه بعدی

این ایستگاه نسبت به ایستگاه تبریز دانست. در نهایت می‌توان گفت در مناطقی که با تغییرات بیشتر شاخص‌های جوئی، به‌ویژه فشار بخار آب مواجه هستیم، استفاده از روش‌های نوین به‌منظور تصحیح خطای وردسپهری جهت دستیابی به موقعیت مطلق دقیق امری ضروری است.

مراجع

- Bevis, M., 2010, Researchers Show How far South American Cities Moved in Quake. <http://researchnews.osu.edu/archive/chilequakemap.htm>. and <http://researchnews.osu.edu/archive/chilemoves.htm>.
- Black, H., 1978, An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research*, 83.
- Böhm, J. and Schuh, H., 2003, Vienna Mapping Functions. *Proceedings of the 16th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry*, Leipzig, Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, 131 – 143.
- Böhm, J., 2004, Troposphärische Laufzeitverzögerungen in der VLBI. PhD thesis. Institut für Geodäsie und Geophysik, Fakultät für Mathematik und Geoinformation, Technische Universität Wien.
- Böhm, J., Werl, H. and Schuh, H., 2006a, Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Dach, R., Hugentubler, U., Fridez, P. and Meindl, M., 2007, Bernese GPS Software Version 5.0, Astronomical Institute, University of Berne., p. 612.
- Ghaffari Razin, M. R. and Voosoghi, B., 2016, Modeling of ionosphere time series using wavelet neural networks (case study: N-W of Iran). *Adv. Space Res.* [http:// dx.doi.org/10.1016/j.asr.2016.04.006](http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2016.04.006).
- Haji Aghajany, S., Voosoghi, B. and Yazdian, A., 2017, Estimation of north Tabriz fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. doi.org/10.1080/19475705.2017.1289248.
- Haji Aghajany, S. and Amerian, Y., 2017, Three-dimensional ray tracing technique for tropospheric water vapor tomography using GPS measurements. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 164, 81-88. doi: 10.1016/j.jastp.2017.08.003.
- Hopfield, H., 1969, Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 74, 4487-4499.
- Hobiger, T., Ichikawa, R., Koyama, Y. and Kondo, T., 2008, Fast and accurate ray-tracing algorithms for real-time space geodetic applications using numerical weather models. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Hofmeister, A., 2016, Determination of path delays in the atmosphere for geodetic VLBI by means of ray-tracing. Ph.D. Thesis. Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien.
- Mendes, V. B., 1998, Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques. *U.N.B.*, p. 353.
- Niell, A. E., 1996, Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3227–3246.
- Niell, A. E., 2001, Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 475–480.
- Saastamoinen, J., 1972, Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Saastamoinen, J., 1973, Contributions to the Theory of Atmospheric Refraction. *Bulletin Geodesique*, 105, pp. 279-298, 106, pp. 383-397, 107, pp. 113-134. Printed in three parts.
- Thayer, G. D., 1967, A rapid and accurate ray tracing algorithm for a horizontally stratified atmosphere, *Radio Science*, 1(2).
- Wallace, J. M., and Hobbs, P. V., 2006, *Atmospheric science: an introductory survey* Vol. 92, Academic Press.

به افزایش دقت تعیین موقعیت در حدود ۰/۰۱۷ متر و نسبت به حالت استفاده از مدل سستامین منجر به افزایش دقت در حدود ۰/۰۴۹ متر گردید؛ که با توجه به دقت موقعیت ایستگاه، از لحاظ آماری معنادار می‌باشد. این در حالی است که اختلاف بین مختصات به‌دست‌آمده از روش‌های مختلف در ایستگاه ابرکوه بسیار ناچیز بوده و از لحاظ آماری معنادار نمی‌باشد. این موضوع را می‌توان به تغییرات کم بخار آب در راستاهای ارتفاعی و مسطحاتی

An investigation of three dimensional ray tracing method efficiency in precise point positioning by tropospheric delay correction

Haji Aghajany, S.¹ and Amerian, Y.^{2*}

1. Ph.D. Student, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N.Toosi University of Technology, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N.Toosi University of Technology, Tehran, Iran

(Received: 8 July 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

Summary

Earth's atmosphere has a series of layers, each with its own specific traits. Moving upward from ground level, these layers are named the troposphere, stratosphere, mesosphere, thermosphere and exosphere. The exosphere gradually fades away into the realm of interplanetary space. The troposphere is the lowest layer of our atmosphere. Starting at ground level, it extends upward to about 10 km above sea level. Humans live in the troposphere layer, and nearly all weather occurs in this layer and affects their activities. Ninety nine percent of the water vapor in the atmosphere is found in the troposphere; therefore most clouds appear in this layer. Air pressure and temperature drops in the troposphere with height. The tropospheric path delay is one the main error sources in Global Navigation Satellite System (GNSS) such as Global Positioning System (GPS) observations and reduces the accuracy of GNSS point positioning. Accurate estimation of tropospheric path delay in GNSS signals is necessary for positioning and also its meteorological applications. The tropospheric delay is divided into the dry (hydrostatic) and wet (non-hydrostatic) parts. The dry tropospheric delay depends on the pressure variations between satellite and station on the Earth's surface and can be determined accurately using experimental models. The wet delay can be determined by subtracting the dry delay from the total GPS derived delay. In this paper the efficiency of 3D ray tracing in increasing the accuracy of point positioning is investigated. The 3D ray tracing technique based on Eikonal equation is the strongest and newest ray tracing method. These equations are solved in order to get the ray path and the optical path length. The Eikonal equation itself is the solution of the so-called Helmholtz equation with respect to electro-magnetic waves. In this method the ray paths are not limited to a certain azimuthally fixed vertical plane. In 2D methods the ray paths are forced to stay within a vertical plane of constant azimuth. European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) is currently publishing ERA-I, a global reanalysis of the meteorological data. This reanalysis provides values of several meteorological parameters on a global gride ~75 km. The vertical stratification is described on 37 pressure levels. Tropospheric corrections were calculated using 3D ray tracing, 2D ray tracing and Saastamoinen methods in Tabriz and Abarkuh stations using ERA-I meteorological parameters. These corrections were applied to the GPS observations and the stations coordinate were computed. Furthermore, these stations coordinates were determined twice using Bernese GPS processing software, one time the tropospheric delay was not canceled from observations and second time it was considered as unknown parameter and evaluated with stations coordinates. The result of this process was considered as a reference to evaluate the three prescribed correction methods. These comparisons indicate that the correction computed from 3D ray tracing is more efficient than that of 2D ray tracing and Saastamoinen model corrections. Also the correction amount in Tabriz station is meaningful with respect to Abarkuh station, which can be attributed to small variations of water vapor in Abarkuh station.

Keywords: ERA-Interim, Precise point positioning, Ray tracing, Troposphere, Water vapor.

*Corresponding author:

amerian@kntu.ac.ir