نشریه علمی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال سیزدهم، شماره سوم، پاییز ۱۴۰۴

Vol.13, No.3, Autumn 2025

۴۷ –۷۴

مقاله پژوهشی

همگون سازی و مدلسازی چگالی خنثی ترموسفر با استفاده از مشاهدات ماهواره‌های *LEO*

غزاله قضوی[۱]، سعید فرزانه[۲*]، محمدعلی شریفی[۳]

۱- کارشناس ارشد ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دانشکدگان فنی دانشگاه تهران، دانشگاه تهران

۲- دانشیار گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دانشکدگان فنی دانشگاه تهران، دانشگاه تهران

۳- استاد گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دانشکدگان فنی دانشگاه تهران، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۰۲/۰۴ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۴/۰۹/۲۲

چکیده

مدلسازی دقیق چگالی خنثی ترموسفر (*TND*) برای تحلیل نیروهای غیرگرانشی مؤثر بر ماهواره‌های مدار پایین زمین (*LEO*) و بهبود عملکرد مدل‌های تعیین مدار ضروری است. با وجود بهره‌گیری گسترده از مدل‌های تجربی مانند *NRLMSISE2.0*، محدودیت‌های ساختاری این مدل‌ها و وابستگی آن‌ها به داده‌های کالیبراسیون منجر به عدم دقت کافی در شرایط فضایی پویا شده‌است. در این پژوهش، الگوریتمی جهت تلفیق مشاهدات چگالی جرمی حاصل از شتاب‌سنج‌های نصب‌شده بر ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* با مدل *NRLMSISE2.0* توسعه یافته است. پس از انتقال داده‌ها به ارتفاع مرجع ۴۰۰ کیلومتر و انجام فرآیند همسان‌سازی آماری، به‌منظور کاهش بایاس میان مشاهدات و مدل، اصلاحاتی بر پایه بسط هارمونیک‌های کروی در دو متغیر عرض جغرافیایی و زمان محلی خورشیدی اعمال شد. تحلیل آماری عملکرد مدل بهبودیافته با استفاده از شاخص‌های خطای کمترین مربعات (*RMSE*)، میانگین انحراف نسبی (*ARD*)، تفاوت لگاریتمی(*LD*) و ضریب همبستگی (*R*) نشان می‌دهد که مدل اصلاح‌شده قادر به بازسازی دقیق‌تری از ساختار چگالی ترموسفری بوده و عملکرد آن در تعیین مدار ماهواره‌ها به‌طور ملموسی بهبود یافته‌است. نتایج عددی حاکی از آن است که دقت مدل برای ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* به ترتیب ۴۰٪٫۲۳ و ۴۵٫۸۰٪ افزایش یافته‌است. این یافته‌ها، اثربخشی روش پیشنهادی در به‌روزرسانی مدل‌های تجربی ترموسفری و کاربرد آن‌ها در تعیین مدار و پیش‌بینی‌های فضایی را تأیید می‌کند.

کلیدواژه‌ها : چگالی خنثی ترموسفر، مدل تجربی، کالیبراسیون، مشاهدات ژئودتیکی.

* نویسنده مکاتبه‌کننده: گروه فتوگرامتری و سنجش‌ازدور، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

تلفن: ۰۲۱۶۱۱۱۴۲۴۲

Email: Farzaneh@ut.ac.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

۱- مقدمه

ترموسفر لایه بالایی بخش گرانشی جو است که تا حدی یونیزه شده و از ارتفاع حدود ۹۰ کیلومتری تا بیش از ۶۰۰ کیلومتری از سطح زمین امتداد دارد[۱]. این لایه نقش بسیار حیاتی در فهم فیزیک و دینامیک اطراف ماهواره‌ها، ارتباطات رادیویی، و شرایط اتمسفری ماهواره‌ها ایفا می‌کند. همچنین برای برنامه‌های فضایی، ارتباطات ماهواره‌ای و نیز پیش‌بینی‌های هواشناسی و فضایی دقیق‌تر، نیازبه مدل‌های تجربی که ترموسفر را به خوبی مدل‌سازی کنند، احساس می‌شود. با این وجود، دقت مدل‌های تجربی ترموسفر همچنان با چالش‌های بزرگی روبرو است. این چالش‌ها شامل عدم قطعیت در پارامترها، پدیده‌های پیچیده جوی و فضایی، و نیز نیاز به انطباق با داده‌های مشاهده‌شده از زمین و فضا هستند.

اثر ترموسفر در ماهواره‌های ارتفاع پایین به صورت کشش اتمسفری می‌باشد. یکی از بزرگترین و پایدارترین منابع عدم قطعیت در تعیین مدار ماهواره و پیش‌بینی مدار در مدار پایین زمین (*LEO*[۱]) از عدم قطعیت در تخمین چگالی جرم جو ناشی می‌شود، بطوریکه نحوه حرکت این ماهواره‌ها، طول عمر مفیدشان و نحوه بازگشت آن‌ها به سطح زمین، مدلسازی و پیش‌بینی دقیق تغییرات اتمسفری را طلب می‌کند. از آنجایی هم که یونوسفر در ترموسفر جاسازی شده‌است، آگاهی از چگالی ترموسفر نیز به بهبود درک ما از تعامل میان ترموسفر، یونوسفر و جو زیرین کمک خواهدکرد[۲ و ۳].

برای سنجش چگالی جرم ترموسفر از ابزارهای گوناگونی استفاده می‌شود. یکی از مستقیم‌ترین روش‌ها، استفاده از نیروی کشش اتمسفری است که می‌توان آن را از طریق شتاب‌سنج‌های نصب‌شده بر روی ماهواره‌ها اندازه‌گیری کرد [۱، ۴ و ۵] یا به‌صورت غیرمستقیم از طریق تحلیل تغییرات مداری ماهواره‌های *LEO* برآورد نمود [۶ و ۷]. افزون بر این، تجهیزات دیگری نظیر طیف‌سنج‌های جرمی خنثی [۸ و ۹]، سامانه‌های سنجش از دور در طیف فرابنفش [۱۰و ۱۱] و فشارسنج‌های مستقر بر موشک‌ها [۱۲ و ۱۳]، نیز برای استخراج اطلاعات مرتبط با چگالی جو مورد استفاده قرار می‌گیرند. در سال‌های اخیر، تخمین چگالی خنثی ترموسفر عمدتاً بر پایه داده‌های شتاب‌سنج‌ها و سامانه‌های موقعیت‌یابی ماهواره‌ای (*GNSS*[۲]) در مأموریت‌های *LEO* انجام می‌گیرد [۱۳].

در این میان، ارتفاع مداری و میزان فعالیت خورشیدی دو عامل کلیدی محسوب می‌شوند که تأثیر قابل توجهی بر چگالی جرم ترموسفر دارند [۱۴، ۱۵ و ۱۶]. به‌طور کلی، سه پارامتر اصلی ترموسفر شامل چگالی خنثی، دما و ترکیب اجزای گازی، تحت تأثیر متغیرهایی چون زمان، مکان، و همچنین شرایط خورشیدی و ژئومغناطیسی دستخوش تغییرات قابل توجهی می‌شوند.

در میان پارامترهای مختلف ترموسفری، چگالی خنثی ترموسفر (*TND*[۳]) به‌عنوان متغیری کلیدی مورد توجه این پژوهش قرار گرفته‌است؛ زیرا این پارامتر نقش تعیین‌کننده‌ای در نیروهای کششی وارد بر ماهواره‌های *LEO* ایفا می‌کند. برآورد دقیق *TND* برای طراحی و اجرای مأموریت‌های *LEO* از اهمیت حیاتی برخوردار است [۱۷]، از این‌رو، هرگونه خطا در تخمین این پارامتر می‌تواند به‌عنوان یکی از عوامل محدودکننده در تعیین مدار دقیق(*POD*[۴]) و پیش‌بینی مسیر حرکتی ماهواره‌ها و تحلیل ریسک برخوردها محسوب شود. طی دهه‌های اخیر، در مطالعات مربوط به تعیین مدار و ناوبری، پارامترهای اتمسفری عمدتاً با استفاده از مدل‌های تجربی برآورد

[1] *Low Earth Orbit*

[2] *Global Navigation Satellite System*

[3] *Thermospheric Neutral Density*

[4] *Precise Orbit Determination*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

شده‌اند [۱۸]. با این حال، به دلیل ساختار ساده این مدل‌ها و حساسیت آن‌ها به بازه زمانی کالیبراسیون، دقت آن‌ها محدود بوده و برای کاربردهای حساس فضایی و پیش‌بینی‌های دقیق، کافی نیستند. به منظور ارتقاء دقت این مدل‌ها، از داده‌های کمکی حاصل از مشاهدات ماهواره‌ای، به‌ویژه داده‌های *TND* به‌دست‌آمده از شتاب‌سنج‌های نصب‌شده بر ماهواره‌های *LEO* و سامانه‌های ناوبری جهانی ماهواره‌ای (*GNSS*)، بهره‌برداری می‌شود [۱۹].

در همین راستا، خانواده مدل رادار طیف‌سنج جرمی و پراکندگی نامنسجم (*MSIS*[1]) که توسعه آن‌ها از اوایل دهه ۱۹۷۰ آغاز شده‌است، به‌طور گسترده در مدلسازی جو مورد استفاده قرار گرفته‌اند. جدیدترین نسخه این خانواده، مدل تجربی *MSIS 2.0 (NRL*[2]) است که توسط آزمایشگاه تحقیقات دریایی ایالات متحده توسعه یافته‌است. این مدل قادر است چگالی گونه‌های مختلف، چگالی جرمی کل و دمای جو را به‌عنوان تابعی از موقعیت مکانی و شرایط محیط فضایی ارائه دهد. اگرچه مدل‌های *MSIS* در میان جامعه علمی و عملیاتی به‌عنوان ابزارهای رایج در شبیه‌سازی ترموسفر شناخته می‌شوند، اما مشابه بسیاری از مدل‌های تجربی دیگر، قابلیت ارائه برآوردی از عدم قطعیت نتایج را ندارند [۲۰]. افزون بر این، دقت خروجی این مدل‌ها ممکن است تحت‌تأثیر عواملی نظیر ساده‌سازی‌های ساختاری، نمونه‌برداری‌های محدود در ورودی‌ها، و وابستگی مدل به بازه زمانی کالیبراسیون قرار گیرد، که همگی بر کیفیت تخمین *TND* اثرگذار هستند.

کشش اتمسفری یکی از نیروهای غیرگرانشی مهم به‌شمار می‌رود که موجب کاهش سرعت و تغییرات مداری ماهواره‌های *LEO* می‌گردد. این مسئله به‌ویژه در مأموریت‌های ژئوفیزیکی *LEO* مانند ظرفیت ماهواره‌ای کوچک چالش برانگیز *(CHAMP*[3]*, 2000–2010)* [۲۱]، بازیابی جاذبه و آزمایش آب و هوا *(GRACE*[4]*, 2002–2017)* [۲۲] و ماموریت بعدی آن (*GRACE-FO*[5] از سال ۲۰۱۸) [۲۳]، که با هدف پایش میدان گرانشی زمین طراحی شده‌اند، اهمیت ویژه‌ای دارد. به‌دلیل ارتفاع پایین مداری این ماهواره‌ها (کمتر از ۵۵۰ کیلومتر)، آن‌ها در معرض نیروهای غیرگرانشی قابل‌توجهی قرار دارند که عمدتاً ناشی از کشش جو در لایه ترموسفر است. این مأموریت‌ها به شتاب‌سنج‌های دقیق مجهز شده‌اند که امکان اندازه‌گیری مستقیم این نیروهای غیرگرانشی را فراهم می‌کنند. سهم عمده‌ای از این شتاب‌های غیرگرانشی، ناشی از مقاومت اتمسفری در برابر حرکت ماهواره در ترموسفر است. به‌دلیل کیفیت بالای داده‌های ارائه‌شده توسط مأموریت‌های *CHAMP* و *GRACE*، این اطلاعات به‌عنوان مرجع‌های با ارزش برای استخراج چگالی خنثی ترموسفر در امتداد مسیر مداری با تفکیک زمانی بسیار بالا به‌کار گرفته می‌شوند [۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷ و ۲۸]. اگرچه این تخمین‌ها ممکن است حاوی خطاهای سیستماتیک و تصادفی باشند، اما به‌عنوان منابع کلیدی برای تحلیل‌های دقیق در زمینه تعیین مدار، بررسی ساختار چگالی ترموسفری، رفتار بادهای اتمسفری، و ارتباط آن‌ها با فعالیت‌های خورشیدی و ژئومغناطیسی محسوب می‌شوند؛ موضوعی که در مطالعات، ساتون و همکاران(۲۰۰۵) و دورنبوس و همکاران(۲۰۰۹) نیز مورد تأکید قرار گرفته‌است[۲۹ ، ۳۱، ۳۲، ۳۳ و۳۴].

در مطالعات متعددی، تخمین چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* از داده‌های شتاب‌سنج مأموریت‌های فضایی، به‌ویژه ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* ، برای اعتبارسنجی و بهبود مدل‌های تجربی و فیزیکی

[1] *Mass Spectrometer and Incoherent Scatter*

[2] *Naval Research Laboratory*

[3] *CHAllenging Mini satellite Payload*

[4] *Gravity Recovery And Climate Experiment*

[5] *Gravity Recovery And Climate Experiment Follow On*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

ترموسفر–یونوسفر مورد استفاده قرار گرفته‌است [۳۷، ۳۸ و ۳۹]. در این پژوهش‌ها، اغلب از تصحیحات تجربی به‌صورت نسبت میان *TND* حاصل از داده‌های *LEO* و مقادیر مدل استفاده شده‌است. برای نمونه در مطالعه‌ای توسط دورنبوس و همکاران در سال ۲۰۰۸ داده‌های مداری(*TLE*[1]) به منظور کالیبراسیون مدل *NRLMSISE00* به کار رفت و اصلاحات مبتنی بر بسط هارمونیک‌های کروی بر خروجی دمای مدل اعمال شد که منجر به کاهش خطای کمترین مربعات (*RMS*[2]) از ٪ ۳۰ به ٪ ۱۵ گردید [۴۱].

به‌منظور ادغام مؤثر مشاهدات با مدل‌ها، رویکردهای مختلفی از جمله تصحیحات تجربی [۳۰، ۴۰، ۴۱، ۴۲ و ۴۳]، ادغام آماری داده‌ها[۴۴، ۴۵ و ۴۶] و تکنیک‌های همسان‌سازی متوالی داده‌ها[۳۸، ۴۷، ۴۸، ۴۹ و ۵۰] به کار گرفته شده‌اند. برای مثال دورنبوس و همکاران(۲۰۰۵) با استفاده از گسترش هارمونیک کروی در دو مؤلفه عرض جغرافیایی و زمان محلی خورشیدی، پارامترهای دمای اگزوسفر را برای بهبود مدل‌سازی استخراج نمودند[۴۰]. همچنین کیم و همکاران(۲۰۰۸) چارچوبی برای داده‌جذب در مدل جهانی یونوسفر-ترموسفر (*GITM*[3]) ارائه کردند که توانست خطای مدل را تا ۶٪ کاهش دهد[۵۱]. مطالعه‌ای دیگر توسط ماتسو و همکاران(۲۰۱۲) نیز نشان داد که ادغام داده‌های *CHAMP* و *GRACE* می‌تواند بایاس‌های موجود در مدل‌سازی الکترودینامیک پلاسماسفر را در ساختار کوپل‌شده یونوسفر–ترموسفر کاهش دهد [۵۲، ۵۳]. چانگ شی و همکاران در سال ۲۰۱۵ با استفاده از داده‌های *TLE* و تعریف تابع ارتفاعی برای نسبت بین *TND* مشاهده‌ای و مدل، خطای مدل *NRLMSISE00* را تا حدود ۹٪ کاهش دادند [۴۲]. به علاوه لیو و همکاران (۲۰۱۳) و یامازاکی و همکاران (۲۰۱۵) دو مدل تجربی مبتنی بر داده‌های مأموریت‌های *LEO* مانند *CHAMP* و *GRACE*ارائه دادند که ویژگی‌های کلیدی ترموسفر از جمله آنومالی چگالی جرم استوایی[4](*EMA*) و موج طولی درجه چهارم را در عرض‌های جغرافیایی پایین و همچنین اثر بادهای خورشیدی در عرض‌های بالا شناسایی می‌کردند [۶۵].

در ادامه شیونگ و همکاران در سال ۲۰۱۸ با معرفی مدلی برای دمای خارجی[5] در *NRLMSIS 2.0* همراه با کمی‌سازی عدم قطعیت، توانستند خطای تخمین چگالی ماهواره‌ای را از حدود ۴۵٪ به ۲۰٪ کاهش دهند. مدل جدید با عنوان *MSIS-UQ*[6] نسبت به نسخه‌های پیشین مانند *NRLMSIS 2.0* و مدل کشش ماهواره‌ای با دقت بالا *(HASDM)*[7] ، واریانس و بایاس کمتری از خود نشان داد. این مدل همچنین اثبات کرد که مرزهای عدم قطعیت چگالی‌های ماهواره‌ای به‌خوبی کالیبره شده‌اند. در بررسی‌های انجام‌شده بر روی طوفان ژئومغناطیسی هالووین ۲۰۰۳، *MSIS-UQ* نتایج قابل قیاسی با مشاهدات ارائه داد و نشان داد که در مدل *NRLMSIS 2.0* رابطه‌ای خطی بین فعالیت ژئومغناطیسی و چگالی وجود دارد؛ در حالی که مدل *MSIS-UQ* روابط غیرخطی و وابستگی‌های پیچیده‌تری را بازتاب می‌دهد [۶۵]. در همین زمینه فروتن و همکاران در سال ۲۰۱۹، با بهره‌گیری از اندازه‌گیری‌های دقیق شتاب‌سنجی در مأموریت *GRACE*، چگالی خنثی ترموسفر را برای کالیبراسیون مدل *NRLMSISE-00* استخراج کردند و نقش این داده‌ها را در تعیین دقیق مدار مورد بررسی قرار دادند. نتایج آن‌ها بر اهمیت استفاده از داده‌های ماهواره‌ای برای اصلاح مدل‌های تجربی و ارتقاء دقت در

[1] *Two-Line Element*
[2] *Root Mean Square*
[3] *Global Ionosphere-Thermospher Model*
[4] *Equatorial Mass density Anomaly*
[5] *Exospheric Temperature*
[6] *MSIS with Uncertainty Quanification*
[7] *High Accuracy Satellite Drag Model*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

کاربردهای مداری تأکید می‌ورزد.

در مطالعه‌ای، سه روش پیش‌بینی مبتنی بر داده و الگوریتم‌های شبکه عصبی مصنوعی به‌منظور برآورد اصلاحات روزانه چگالی ترموسفر در بازه‌های زمانی چند روزه تا چند ماهه مورد استفاده قرار گرفتند. نتایج عددی این پژوهش نشان داد که مقادیر چگالی مشتق‌شده از داده‌های ماهواره *GRACE* با شاخص‌های فعالیت خورشیدی و ژئومغناطیسی همبستگی بالایی دارند. این ارتباط، امکان بهبود پیش‌بینی مدل در بازه‌های زمانی کوتاه تا متوسط (چند ساعت تا چند روز) و افزایش دقت شبیه‌سازی‌ها در دوره‌های افزایش فعالیت خورشیدی یا ژئومغناطیسی را فراهم می‌سازد؛ بازه‌هایی که معمولاً مدل‌ها عملکرد ضعیفی از خود نشان می‌دهند[۳۹]. ساریس در سال ۲۰۱۹ به بررسی ویژگی‌ها و چالش‌های موجود در مشاهدات لایه بالایی ترموسفر (*LTI*) [1] پرداخت و شکاف‌های اندازه‌گیری را شناسایی کرد. وی همچنین بر اختلافات موجود میان داده‌های رصدی و مدل‌های فعلی تأکید نمود [۶۶]. درسال ۲۰۲۰ ،تیانو و همکاران چارچوبی جدید برای تخمین چگالی ترموسفر معرفی کردند که داده‌های حاصل از مدل‌های تجربی، اطلاعات محیطی، و مشاهدات ماهواره‌ای را در یک ساختار یکپارچه مبتنی بر فرآیندهای گاوسی (*GPs*[2]) ترکیب می‌کرد. این روش رگرسیون غیرخطی و غیرپارامتری قادر است چگالی فعلی و آتی ترموسفر را با دقت بالا تخمین بزند. در این پژوهش، از مدل‌های *NRLMSISE-00* و جاشیا- بومن (*JB 2008*[3]) و همچنین داده‌های استخراج‌شده از شتاب‌سنج ماهواره *CHAMP* استفاده شد [۶۷]. در ابتدای سال ۲۰۲۲، شرکت اسپیس ایکس[4] با چالش خارج‌ماندن ۳۸ ماهواره از دستیابی به مدار طراحی‌شده مواجه شد؛ این مشکل ناشی از افزایش چگالی ترموسفر در واکنش به یک فوران جرم تاج خورشیدی(*CME*[5]) و وقوع طوفان ژئومغناطیسی جزئی بود [۶۸]. این رویداد نشان داد که در صورت برخورداری از پیش‌بینی دقیق چگالی خنثی، می‌توان از چنین اختلالاتی جلوگیری کرد. با این حال، مدل‌های موجود هنوز دارای عدم قطعیت‌های بالا در طول رویدادهای ژئومغناطیسی هستند [۶۹].

در ادامه، در سال ۲۰۲۳ ریچارد جی لیکاتا و همکاران، مدلی مبتنی بر یادگیری ماشین برای تخمین دمای خارجی جو توسعه دادند که با مدل *NRLMSIS 2.0* ترکیب شده و به‌عنوان نسخه جدیدی با عنوان *MSIS-UQ* معرفی شد. برخلاف مدل‌های سنتی که خروجی نقطه‌ای ارائه می‌دهند، این مدل خروجی به‌صورت توزیعی دارد و با استفاده از معیارهای آماری مانند نمره خطای همسان‌سازی ارزیابی می‌شود. نتایج نشان داد که *MSIS-UQ* قادر است بایاس‌های موجود در *NRLMSISE2.0* را حذف کرده و اختلاف میان تخمین‌های مدل و چگالی واقعی ماهواره‌ای را تا ۲۵ درصد کاهش دهد. این مدل همچنین در مقایسه با مدل کشش ماهواره‌ای دقیق نیروی فضایی*HASDM*، به میزان ۱۱ درصد عملکرد بهتری نسبت به داده‌های واقعی نشان داده‌است[۷۰].

به‌طور کلی، مشاهدات ماهواره‌ای از ترموسفر با محدودیت‌های زمانی و مکانی همراه هستند؛ از این‌رو، دستیابی به برآوردهای دقیق و سراسری از پارامترهای ترموسفری همواره چالش‌برانگیز بوده است. درک جامع از ساختار ترموسفر برای ارتقاء دقت مدل‌های موجود و کاهش خطای پیش‌بینی در تخمین چگالی خنثی جو، از اهمیت بالایی برخوردار است [۵۴]. با توجه به نقش حیاتی مدل‌های تجربی در ارائه پیش‌بینی‌های دقیق، کالیبراسیون خروجی این مدل‌ها برای کاهش اختلاف بین نتایج مدل‌سازی و داده‌های مشاهداتی ضروری

[1] *Lower Thermosphere–Ionosphere*
[2] *Gaussian Processes*
[3] *Jacchia-Bowman*
[4] *SpaceX*
[5] *Coronal Mass Ejections*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

است. در همین راستا، مطالعه حاضر به‌طور ویژه به این موضوع پرداخته‌است.

ساختار مقاله به‌شرح زیر تنظیم شده‌است: در بخش دوم، فرآیندهای مربوط به استخراج و تخمین چگالی خنثی ترموسفر(*TND*) از داده‌های ماهواره‌ای *CHAMP* و *GRACE* تشریح می‌شود. بخش سوم به معرفی و تبیین روش‌های اصلی مورد استفاده در این پژوهش اختصاص دارد. نتایج عددی و تحلیل‌های حاصل در بخش چهارم ارائه شده و در نهایت، جمع‌بندی و نتیجه‌گیری پژوهش در بخش پنجم آمده است.

۲- برآوردهای *TND* دو ماهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE* و همسان‌سازی بین آنها

شتاب‌سنج دقیق دو ماهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE* نیروهای غیر گرانشی، که بر روی سطح این ماهواره‌ها هنگام حرکت در ترموسفر عمل می‌کنند را اندازه‌گیری می‌کند. این نیروها عمدتاً شامل نیروهای مربوط به فشار تشعشع زمین *(ERP)* [1] ، فشار تابش خورشیدی *(SRP)*[2] و پسای اتمسفر هستند که در آن نیروی سوم برای تخمین چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* استفاده می‌شود[۲۵ ، ۵۵ و ۵۶]؛ نهایتا می‌توان از شتاب کشش ایزوله‌شده که در رابطه (۱) توسط ρ نشان داده شده است، برای تخمین *TND* استفاده کرد:

رابطه(۱)

$$a_{\text{drag}} = \frac{1}{2}\frac{A}{m} C_D \rho v_{rel}^2 \hat{v}_{rel}$$

در رابطه (۱)، $\hat{a}_{drag}$ (که حاوی تخمین‌های کشش نقطه‌ای است) بردار شتاب کشش است، A نشان‌دهنده سطح مقطع عمود بر بردار سرعت ماهواره است، m جرم ماهواره است، C_D ضریب پساراتمسفری است، v_{rel}^2 نشان‌دهنده نرم دوم بردار سرعت نسبی است و $\hat{v}_{rel}$ یک بردار واحد نشان دهنده جهت سرعت نسبت به چرخش همزمان اتمسفر است. در این پژوهش از مشاهدات دو ماهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE* مربوط به *TU Delft* که از طریق لینک (*ftp://thermosphere.tudelft.nl/*) قابل دسترسی هستند، در تاریخ ۱ مارچ ۲۰۰۴ استفاده گردیده است.

۲-۱- تبدیل *TND* ها به ارتفاع مشترک و مدل *NRLMSISE2.0*:

در ادامه هریک از دو بخش تبدیل *TND* ها به ارتفاع مشترک و مدل *NRLMSISE2.0* به جداگانه تشریح می‌شود.

۲-۱-۱- تبدیل *TND* ها به ارتفاع مشترک:

به‌منظور کاهش تأثیر اختلاف ارتفاع مداری بین دو ماهواره *CHAMP* و *GRACE*، تخمین‌های چگالی خنثی ترموسفر (*TND*) مربوط به آن‌ها با بهره‌گیری از تابعی وابسته به ارتفاع، مبتنی بر مدل *NRLMSISE2.0*، به ارتفاع مرجع مشترک ۴۰۰ کیلومتر منتقل می‌شوند [۵۷]. در ادامه، خروجی‌ها بر اساس رابطه (۲) به‌صورت زیر مدل‌سازی می‌گردند:

رابطه(۲)

$$\rho(400) = \rho(h)\frac{\rho_N(400)}{\rho_N(h)}$$

در رابطه (۲)، $\rho(h)$ چگالی مشاهده‌شده در ارتفاع h از *CHAMP* و *GRACE* است، درحالی که زیرنویس N مخفف مدل *NRLMSISE2.0* است. تبدیل در رابطه (۲) بر اساس پروفایل عمودی مدل*NRLMSISE2.0* انجام می‌گیرد. در این مطالعه فرض شده است که تأثیر این تبدیل بر عدم قطعیت تخمین‌های *TND* مورد مقایسه، ناچیز بوده و قابل صرف‌نظر است.

۲-۱-۲- مدل *NRLMSISE2.0*:

همانطور که در بخش پیشین(بخش ۲-۱-۱) بیان شد، در این پژوهش از داده‌های مدل تجربی *NRLMSISE2.0* بهره‌گیری شده و هدف اصلی، ارتقاء دقت این مدل است. به‌طور کلی، مدل‌های چگالی اتمسفر به دو دسته فیزیکی و تجربی تقسیم می‌شوند. با توجه به آنکه مدل‌های فیزیکی عمدتاً برای تحلیل هم‌زمان رفتار ترموسفر و یونوسفر به کار می‌روند، در این مطالعه رویکرد تجربی مدنظر قرار گرفته‌است.

[1] *Earth Radiation Pressure*
[2] *Solar Radiation Pressure*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

مدل‌های تجربی بر پایه مجموعه‌ای از توابع نسبتاً ساده طراحی شده‌اند که عمدتاً قادر به بازنمایی تغییرات کلی در چگالی اجزای اصلی جو، چگالی کل و معمولاً دما هستند، اما به دلیل ماهیت داده‌محورشان، توانایی شبیه‌سازی جامع تمام ویژگی‌های فیزیکی سامانه جو را ندارند. در جامعه علمی علوم فضایی، سری مدل‌های *MSIS* به‌عنوان یکی از رایج‌ترین ابزارها برای مدلسازی ترموسفری شناخته می‌شوند. با افزایش دسترسی به داده‌های اندازه‌گیری‌شده، نسخه‌های جدیدتر این مدل‌ها توانایی نمایش دقیق‌تر تغییرات مکانی و زمانی چگالی را یافته‌اند. روش ادغام مشاهدات با مدل که در این پژوهش دنبال شده، پیش‌تر عمدتاً با استفاده از مدل *NRLMSISE00* پیاده‌سازی شده‌است. از این‌رو، نسخه به‌روز و توسعه‌یافته آن یعنی *NRLMSISE2.0* در این تحقیق انتخاب و داده‌های حاصل از آن برای مدلسازی مورد استفاده قرار گرفته‌است.

مدل *NRLMSISE2.0* یک مدل تجربی جوّی است که بازه ارتفاعی از سطح زمین تا ناحیه ترموسفر را پوشش می‌دهد. این مدل بر مبنای تحلیل‌های پارامتری، میانگین رفتار مشاهده‌شده دما، چگالی هشت جزء اصلی جو و چگالی جرم کل را شبیه‌سازی می‌کند و به طور خاص متغیرهای خنثی ترموسفر را مدلسازی می‌نماید. ورودی‌های مدل شامل زمان (سال، روز، ساعت، دقیقه و ثانیه)، ارتفاع ژئودتیک در بازه ۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر، مختصات جغرافیایی (طول و عرض ژئودتیک)، شاخص‌های فعالیت خورشیدی و شاخص‌های ژئومغناطیسی است. خروجی مدل نیز شامل دمای گاز خنثی و چگالی اجزای مختلف جوّی از جمله هلیوم، اتم اکسیژن، مولکول اکسیژن، آرگون، هیدروژن، نیتروژن و چگالی جرم کل ترموسفر می‌باشد.

۲-۲- عدم قطعیت *TND* ها از *CHAMP* و *GRACE*:

با در نظر گرفتن رابطه (۱)، می‌توان نتیجه گرفت که عدم قطعیت موجود در برآورد چگالی خنثی ترموسفر *(TND)*حاصل از داده‌های ماهواره‌ای، به عواملی متعددی وابسته است. این عوامل شامل کیفیت مدل‌سازی نیروهای غیرگرانشی مختلف [۲۴]، دقت ضریب نیروی پسا [۵۸]، مشخصات جرم ماهواره، عملکرد شتاب‌سنج‌ها و داده‌های دریافتی از دوربین ستاره‌یاب [۵۶]، و همچنین ویژگی‌های مداری و آیرودینامیکی ماهواره‌ها [۵۹] می‌باشند. به‌منظور برآورد این عدم قطعیت‌ها، در این پژوهش از رویکرد انتشار واریانس در رابطه(۳) بهره گرفته شده‌است، مشابه با آنچه توسط فروتن و همکاران (۲۰۱۹) ارائه شده‌است[۴۳]:

$$\sigma_p = \sqrt{\mathrm{f}\Sigma f^{\mathrm{t}}} \qquad \text{رابطه(۳)}$$

که در رابطه (۳)، f بردار با تمام مشتقات جزئی *TND* ها نسبت به مقادیر ورودی است، که در اینجا چهار عامل غالب در رابطه (۴) انتخاب شده است:

$$\mathrm{f} = \left[\frac{\partial \rho}{\partial \mathrm{m}} \frac{\partial \rho}{\partial a_{\mathrm{drag}}} \frac{\partial \rho}{\partial \mathrm{v}_{\mathrm{rel}}} \frac{\partial \rho}{\partial \mathrm{C}_{\mathrm{d,x}}} \right] \qquad \text{رابطه(۴)}$$

و Σ ماتریسی است که حاوی کوواریانس خطاها به صورت رابطه (۵) است:

$$\Sigma = diag\left(\sigma_m^2, \sigma_{a_{drag}}^2, \sigma_{v_{rel}}^2, \sigma_{C_d}^2\right) \qquad \text{رابطه(۵)}$$

به‌منظور انجام فرآیند انتشار واریانس، مقادیر خطاهای معرفی‌شده در جدول (۱) لحاظ شده‌اند و بر اساس آن‌ها، عدم قطعیت چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* برآورد می‌گردد. به طور خاص، عدم قطعیت *TND* در ارتفاع مرجع ۴۰۰ کیلومتر با استفاده از حاصل‌ضرب ارتفاع مقیاس (به‌دست‌آمده از رابطه (۲)) در عبارت انتشار واریانس ارائه‌شده در رابطه (۳) محاسبه می‌شود.

با توجه به اینکه هیچ‌گونه بایاس سیستماتیکی میان تخمین‌های چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* حاصل از داده‌های ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* به‌صورت اولیه تعریف نشده‌است، این عدم تطابق می‌تواند اثرات منفی بر نتایج نهایی مدل‌سازی داشته باشد.

از این‌رو، پیش از به‌کارگیری این داده‌ها در فرآیند مدلسازی، یک مرحله همسان‌سازی بین‌ماهواره‌ای (*Inter-calibration*) ضروری است.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

جدول ۱: عدم قطعیت متغیرهایی که بر روی محاسبه *TND* در رابطه(۱) که از فروتن و همکاران پیروی می‌کنند.[۴۳]

مؤلفه	عدم قطعیت
σ_m	۰/۵ کیلوگرم
$\sigma_{a_{drag}}$	3×10^{-8} متر بر مجذور ثانیه
$\sigma_{v_{rel}}$	۱۰۰ متر بر ثانیه
σ_{C_d}	۰/۱

در این پژوهش، دو رویکرد برای کاهش ناسازگاری‌های احتمالی میان تخمین‌های *TND* دو ماهواره در نظر گرفته شده‌است:

۱- همسان‌سازی مبتنی بر توزی آماری[1]

۲- تنظیمات تجربی برای همسان‌سازی[2]

شایان ذکر است که در این مطالعه، از رویکرد نخست یعنی همسان‌سازی مبتنی بر تحلیل توزیع آماری استفاده شده‌است.

۲-۳- همسان‌سازی

در حوزه ژئودزی، کالیبراسیون مبتنی بر توزیع[3] در فرآیند تعیین مدار، به عنوان یک رویکرد آماری برای اصلاح پارامترهای مداری ماهواره‌ها یا سایر اجرام فضایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این روش بر تحلیل آماری باقیمانده‌ها، یعنی اختلاف میان موقعیت‌های پیش‌بینی‌شده و مشاهدات واقعی، تمرکز دارد. هدف اصلی این رویکرد، لحاظ کردن عدم قطعیت‌های موجود در داده‌های مشاهداتی و بهینه‌سازی پارامترهای مداری به‌گونه‌ای است که تطابق بهتری با داده‌های اندازه‌گیری‌شده حاصل شود. با بهره‌گیری از تحلیل توزیع آماری باقیمانده‌ها، می‌توان مسیرهای مداری را با دقت بیشتری پیش‌بینی نمود و همچنین دقت محصولات ژئودتیکی از جمله موقعیت‌یابی ماهواره‌ای و مدل‌های تجربی جوّ بالایی مانند ترموسفر را بهبود بخشید. این رویکرد همچنین در ارزیابی عدم قطعیت‌ها مؤثر بوده و سطح اطمینان در روش‌های تعیین مدار را افزایش می‌دهد.

در این مطالعه، به دلیل تفاوت مشخصات فیزیکی ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* نظیر جرم، سطح مقطع و سایر ویژگی‌های مداری و آیرودینامیکی، لازم است به‌منظور کاهش خطاهای سیستماتیک و ارتقای همخوانی داده‌ها، فرآیند همسان‌سازی بین مشاهدات دو مأموریت انجام گیرد. در این راستا، از روشی پیروی شده‌است که توسط مهتا (۲۰۱۹) پیشنهاد شده و بر پایه تعریف یک ضریب مقیاس برای هم‌راستاسازی توزیع آماری تخمین‌های *TND* بین دو ماهواره استوار است. رابطه(۶) مورد استفاده برای این کالیبراسیون در ادامه ارائه شده‌است.

$$\rho_{cal} = s\rho_{raw} \qquad \text{رابطه(۶)}$$

در رابطه (۶)، ρ_{cal} شامل *TND*های کالیبره‌شده و ρ_{raw} نشان‌دهنده‌ی موارد اندازه‌گیری‌شده و s نشان‌دهنده‌ی ضریب مقیاس است که توسط مقایسه‌ی هیستوگرام ماهانه نسبت به مشاهدات مدل محاسبه شده‌است. از این رو، توزیع *GRACE/NRLMSISE2.0* در یک اسکالر ضرب می‌شود تا با *CHAMP/NRLMSISE2.0* مطابقت داشته‌باشد. برای این کار از توابع چگالی احتمال گاوسی برای مدل‌سازی توزیع‌های ماهانه استفاده می‌شود، چرا که این تابع به طور گسترده‌ای قادر به مدل‌سازی رفتار آماری طبیعی متغیرهای جوی بوده و امکان مقایسه‌ی دقیق ویژگی‌های آماری مانند میانگین و واریانس بین دو مجموعه داده (مانند ماهواره‌ها یا مدل‌ها) را فراهم می‌سازد [۱۹].

[1] *distribution-based intercalibration*

[2] *empirical adjustment for intercalibration*

[3] *distribution-based calibration*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

۳- روش‌ها

در این بخش به مبانی روش‌های استفاده شـده در ایـن پژوهش پرداخته شده است.

۳-۱- مدل‌سازی

برآورد چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* از طریق داده‌های شتاب‌سنجی ماهواره‌ای، به‌ویژه مأموریت‌های *CHAMP* و *GRACE* ، در مطالعـات متعـددی بـه‌منظـور اعتبارسنجی و ارتقاء دقت مدل‌هـای تجربـی و فیزیکـی ترموسفر–یونوسفر مورد استفاده قـرار گرفتـه اسـت. در راستای تلفیق داده‌های مشاهده‌ای با خروجی مـدل‌هـا، غالب این مطالعات از روش‌هـای تصـحیح تجربـی بهـره گرفته‌اند. در این روش‌ها، برای بهبود مدل‌سازی دمـای ترموسـفر و بـرآورد دقیـق‌تـر پارامترهـای آن، از بسـط هارمونیک‌های کروی در دو مؤلفـه عـرض جغرافیـایی و زمـان محلـی خورشـیدی اسـتفاده شـده‌اسـت. توابـع هارمونیک کروی در چارچوب سیستم مختصات کـروی تعریف می‌شوند؛ سیستمی که در آن موقعیت هر نقطـه در فضا با سه مختصه مشخص می‌شود: شعاع (فاصـله از مبدأ) و دو زاویه (همانند کاربردهای رایج در نجوم).

در حال حاضر، یکی از چالش‌های مهم در بهـره‌بـرداری از بسـط هارمونیـک‌هـای کـروی بـا درجـات و مراتـب مشخص، نیاز به گردآوری داده‌هایی با تـراکم فضـایی و کیفیت مناسـب در سـطح جهـانی اسـت. از آن‌جـا کـه ضرایب این بسط‌ها ماهیت جهانی دارند، پوشش همگن داده‌ها در سطح کل کره زمین ضروری اسـت. بـه بیـان دیگـر، رویکـرد هارمونیـک کـروی *(SH)* [1] چـارچوبی شناخته‌شده و کارآمد برای بازنمایی و تحلیل داده‌هـای مشاهداتی در مقیاس جهانی فراهم می‌کند و مدل را به بازسازی دقیق‌تر رفتار طبیعی جـو، همـان‌گونـه کـه در واقعیت مشاهده می‌شود، سوق می‌دهد.

۳-۱-۱- بسط هارمونیک کروی

فرض میکنیم Σ یک سیستم مختصات زمین مرکـزی با محور سوم منطبق بـا محـور چرخشـی زمـین باشـد. علاوه بر این $f(x.t)$ مربع یک تابع سیگنال قابل ادغـام باشد کـه در آن نقـاط P بـا بـردار موقعیـت $x = R[cos\,\varphi\,cos\,\lambda\,.cos\,\varphi\,sin\,\lambda\,.sin\,\varphi]$ کـه در آن $\lambda = longtitude$ و $\varphi = latitude$ روی یک کره‌ی بـــا شـــعاع $R = \Omega_R$ در زمـــان $t \in T\,(T = (observation)\ timeinterval) = [tmin.tmax]$ داده شده‌اند.

با فرض $f(x) = f(\varphi.\lambda)$ به عنوان مربع یک تـابع دو بعـدی قابـل ادغـام داده‌شـده روی یـک کـره‌ی Ω_R می‌توانیم آن را به صورت رابطه (۷) نشان دهیم:

$$f(\lambda,\varphi) = \sum_{n=0}^{\infty}\sum_{m=-n}^{n} c_{n,m}\,Y_{n,m}(\lambda,\varphi) \qquad \text{رابطه(۷)}$$

در بسط هارمونیک‌های کروی $Y_{n,m}(\lambda.\varphi)$ با استفاده از رابطه(۸) قابل محاسبه می‌باشد:

$$Y_{n,m}(\lambda,\varphi) = \begin{Bmatrix} P_{n,m}(\sin\varphi)\,cosm\lambda \\ \text{for } m = 0,\ldots,n \\ P_{n,|m|}(\sin\varphi)\,sin|m|\lambda \\ \text{for } m = -n,\ldots,-1 \end{Bmatrix} \qquad \text{رابطه(۸)}$$

در رابطه(۸)، $P_{n.m}(sin\,\varphi)$ از درجه n و مرتبـه m را بـا استفاده از تابع لژاندر بدست می‌آوریـم و $c_{n,m}$ ضـرایب هارمونیک‌های کروی می‌باشد.

حال در این مطالعه داده‌های دو مـاهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE* به شـرح زیـر بـا اسـتفاده از هارمونیـک‌هـای کروی مدل گردیدند:

همانطور که گفته‌شد مشاهدات ماهواره‌ها را با اسـتفاده از داده‌های مدل به ارتفاع رفرنس ۴۰۰ کیلومتر بـرده و روی آن‌هـا همسـان‌سـازی انجـام گردیـد (اینتـر کالیبراسیون را انجام دادیم تا مشاهداتمان هـم‌خـوان و سازگار شـوند). پـس از همسـان‌سـازی، دو دسـته داده (λ و φ و ρ) بـرای مشـاهده‌ی کـالیبره‌شـده و مـدل *NRLMSISE2.0* کـه بـا اسـتفاده از ایـن‌هـا در ΔD رابطه(۹)تشکیل خواهد شد:

$$\Delta D = \rho_{incalib} - \rho_{model} \qquad \text{رابطه(۹)}$$

حال برای این ΔD دو دسته داده در نظر گرفتـه شـده:

[1] *Spherical Harmonics*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

یک سری داده برای مدلسازی و یک سری داده برای اعتبارسنجی نتایج. در این مطالعه ده درصد داده‌ها برای اعتبارسنجی در نظر گرفته شد. با استفاده از این دو دسته داده و خطای کمترین مربعات (*RMSE*[1]) محاسبه شده مقادیر m و n و پنجره‌ی مشاهداتی بهینه تعیین خواهد شد.

باتوجه به رابطه‌ی هارمونیک‌های کروی برای ΔD در رابطه(۱۰)داریم:

رابطه(۱۰)

$$\Delta D = \sum_{n=2m=0}^{N}\sum^{n}(\bar{a}_{nm}\cos(m\lambda)+\bar{b}_{nm}\sin(m\lambda))\bar{P}_{nm}(\sin\varphi)$$

برای مدل سازی پس از تشکیل ماتریس طرحمان با توجه به رابطه (۱۱):

رابطه(۱۱)

$$A=\left[\cos m\lambda \quad \sin m\lambda\right]\bar{P}_{nm}(\sin\varphi)$$
$$\text{for } n=2,3,\ldots,N_{\max} \text{ and} 0\le m\le n$$

که ابعاد آن نیز برابر است با طول بردار شامل λ ها در تعداد مجهولات و $\bar{P}_{nm}$ توابع لژاندر نرمالیزه‌شده(در راستای طول جغرافیایی $\lambda \in [-180\ 180]$ و عرض ژئوسنتریک $\varphi \in [-90\ 90]$) می‌باشد. سپس با استفاده از فرمول کمترین مربعات (*LS*[2]) به برآورد مجهولاتمان یعنی ضرایب هارمونیک در رابطه (۱۲) و (۱۳) می‌پردازیم:

رابطه(۱۲)

$$\hat{X} = \left(A^{T}*P*A\right)^{-1}*A^{T}*P*\Delta D$$

رابطه(۱۳)

$$\hat{Y} = A*\hat{X}$$

در نهایت، چگالی را می‌توان با استفاده از ضرایب هارمونیک کروی تخمین‌زده‌شده در یک مکان مورد نظر به دست آورد. لازم به ذکر است در رابطه بالا P ماتریس وزن مشاهدات می‌باشد که در رابطه (۵) نحوه محاسبه آن توضیح داده شد.

۳-۲- تاثیر اصلاحات مشتق‌شده از *GRACE* و *CHAMP* بر تعیین مدار

ویژگی‌های مداری مورد استفاده در این مطالعه در جدول (۲) ارائه شده‌اند. شبیه‌سازی عددی مسیر مداری بر پایه الگوریتم صریح رانگ-کوتا[3] با کنترل خطای تطبیقی در حدود 10^{-16} و گام زمانی خودکار انجام گرفته‌است [۶۱]. شرایط اولیه مورد نیاز برای انتگرال‌گیری دینامیکی مدار نیز در همین جدول (۲) فهرست شده‌است. برای محاسبه میدان گرانشی زمین، مدل گرانشی زمین (*EGM۹۶*[4]) تا درجه و مرتبه ۷۰ اعمال شده‌است. موقعیت‌های خورشید و ماه (افمریزها) با استفاده از تئوری *ELP-2000/82* ، که توسط چاپرون-توز[5] و چاپرون[6] توسعه یافته، به‌دست آمده‌اند و از فرمول‌های تحلیلی در این محاسبات استفاده شده‌است [۶۲]. فشار تابش خورشید و زمین از روش ویلبرگ به دست آمده‌است[۵۶]. نیروهای تابشی ناشی از خورشید و بازتاب زمین نیز با استفاده از روش ویلبرگ مدل‌سازی شده‌اند [۵۶]. در فرآیند ادغام مداری، نیروی پسا در ارتفاعات مداری با استفاده از چگالی‌های خنثی مشتق‌شده از هر دو نسخه‌ی اصلی مدل *NRLMSISE2.0* و نسخه بهبودیافته آن محاسبه شده‌است. بنابراین، تفاوت در نتایج مداری صرفاً ناشی از استفاده از مقادیر مختلف چگالی خنثی برای تعیین نیروی پسا می‌باشد. شایان ذکر است که انتخاب مدل‌های پس‌زمینه‌ی متفاوت، مانند مدل گرانش مرجع، در نتایج نهایی تحلیل تأثیرگذار نخواهد بود؛ زیرا هنگام محاسبه تفاوت بین مدارهای یکپارچه، این اثرات به‌صورت متقارن حذف شده و تغییری در نتیجه‌گیری اصلی ایجاد نمی‌شود[۴۳].

[1] *Root Mean Squared Error*
[2] *Least Square*
[3] *Runge-Kutta*
[4] *Earth Gravity Model*
[5] *Chapront- Touze*
[6] *Chapront*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

جدول۲: شرایط اولیه برای سه آزمایش انتشار مدار دینامیک، مقادیر در سیستم اینرشیال مرکز زمین گزارش می‌شود[۴۳].

پارامترها	مقادیر
تاریخ (روز، ماه، سال)	۲۰۰۴/۰۳/۳۰-۰۴
زمان (ساعت، دقیقه، ثانیه)	۰۰:۰۰:۰۵
موقعیت (متر) برای ارتفاع ۲۰۰ کیلومتر	x= ۶۵۷۴۰۶۲٫۵۱۵
	y=۱۸۳۷٫۶۵۰
	z= ۳۸۹۶۷٫۲۸۰
سرعت(متر بر ثانیه) برای ارتفاع ۲۰۰ کیلومتر	v_x= -۴۶٫۱۱۲
	v_y= ۳۶۷٫۵۲۵
	v_z= ۷۷۹۳٫۳۶۵
موقعیت (متر) برای ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر	x= ۶۷۷۳۲۶۹٫۱۹۶
	y=۱۸۱۰٫۴۲۷
	z= ۳۸۳۹۰٫۰۲۴
سرعت(متر بر ثانیه) برای ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر	v_x= -۴۳٫۴۴۰
	v_y= ۳۶۲٫۰۸۱
	v_z= ۷۶۷۷٫۹۲۲
موقعیت (متر) برای ارتفاع ۴۰۰ کیلومتر	x= ۶۹۷۲۴۷۵٫۳۱۳
	y=۱۷۸۴٫۳۷۹
	z= ۳۷۸۳۷٫۶۸۴
سرعت(متر بر ثانیه) برای ارتفاع ۶۰۰ کیلومتر	v_x= -۴۰٫۹۹۳
	v_y= ۳۵۶٫۸۷۲
	v_z= ۷۵۶۷٫۴۶۲
نیم قطر اطول (متر)	۶۸۲۷۹۹۸٫۶۷۳
خروج از مرکز	۰٫۰۰۴
میل(°)	۸۷٫۳
بعد راست گره صعودی (°)	۰
آرگومان حضیض (°)	۰
آنومالی حقیقی(°)	۰٫۲۱۰۶

۳-۳- شاخص‌های ارزیابی

برای ارزیابی عملکرد مدل تجربی*MSIS* ، از سه شاخص آماری اصلی استفاده شده است: ضریب همبستگی (R[1])، انحراف نسبی میانگین (ARD[2]) و تفاوت لگاریتمی (LD[3]). شاخص‌های ARD و LD به‌منظور بررسی بایاس موجود در چگالی‌های جوّی تخمین‌زده‌شده مورد استفاده قرار می‌گیرند (رابطه(۱۵) و (۱۶))، R در حالی که ضریب همبستگی R به‌عنوان معیاری برای سنجش میزان وابستگی بین چگالی‌های

[1] *Correlation Coefficient*
[2] *Average Relative Deviation*
[3] *Logarithmic Difference*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

مشاهده‌شده و چگالی‌های مدل‌سازی‌شده به کار گرفته می‌شود (رابطه(۱۴)).

رابطه(۱۴)

$$R=\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\rho_{ref}-\bar{\rho}_{ref}\right)\left(\rho_{pre}-\bar{\rho}_{pree}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(\rho_{ref}-\rho_{ref}\right)^{2}\sum_{i=1}^{n}\left(\rho_{pre}-\rho_{pre}\right)^{2}}}$$

رابطه(۱۵)

$$ARD=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{\left|\rho_{ref}-\rho_{pre}\right|}{\rho_{ref}}*100\%\right)$$

رابطه(۱۶)

$$LD=In\left(\rho_{pre}/\rho_{ref}\right)$$

در روابط (۱۴) تا (۱۶)، ρ_{ref} چگالی مرجع است (مشاهدات چگالی وارونگی *ACC*) و ρ_{pre} چگالی تخمین زده شده با استفاده از مدل *NRLMSISE2.0* است[۶۳].

۴- نتایج

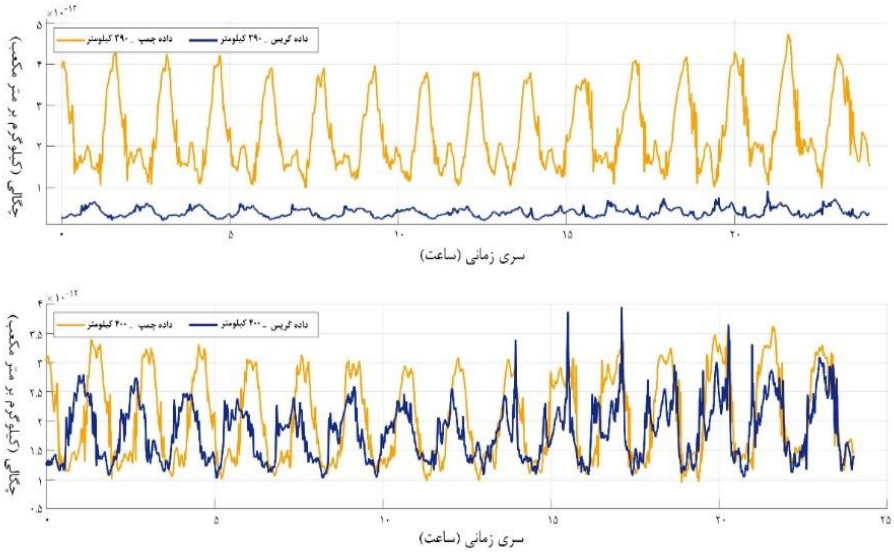
در ابخش‌های بعد، نتایج تشریح شده است:

۴-۱- بهبود مدل تجربی ترموسفر با استفاده از مأموریت *LEO* و مدل *SH*

همانطور که بیان شد، می‌دانیم مدل‌های تجربی ترموسفر و خروجی آن‌ها در کارهای مربوط به تعیین و پیش‌بینی مدار تأثیر بسزایی دارد. ازین رو مدل تجربی *NRLMSISE2.0* را به عنوان مدل پس زمینه انتخاب شده و برای افزایش دقت خروجی آن، با استفاده از مشاهدات *TND* مأموریت‌های *LEO* و مدل *SH* آن را در روز ۱ مارس ۲۰۰۴ بهبود داده خواهد شد.

۴-۱-۱- چگالی جرمی خنثی در مسیر ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE*

برای بهبود مدل با بهره‌گیری از داده‌های ماهواره‌های مدار پایین زمین، در این مطالعه از مشاهدات چگالی جرمی با نرخ نمونه‌برداری ۱۰ ثانیه‌ای استفاده شده‌است که از وب‌سایت دانشگاه دلفت دریافت گردیده‌اند. در گام نخست، تمامی مشاهدات به ارتفاع مرجع ۴۰۰ کیلومتر منتقل شده‌اند تا امکان مقایسه و تحلیل یکنواخت فراهم گردد. شکل(۱) نمایی کلی از داده‌های مورد استفاده در این پژوهش را ارائه می‌دهد.



شکل ۱: سری زمانی میانگین مداری چگالی جرمی در مسیر حرکت ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* در ارتفاع اصلیشان (شکل بالا)، سری زمانی میانگین مداری چگالی جرمی در ارتفاع رفرنس ۴۰۰ کیلومتر در مسیر حرکت دو ماهواره(شکل پایین).

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

بـر اسـاس شـکل (۱)، بـه وضـوح دو نمـای زمـانی از میـانگین مـداری چگـالی جرمـی در مسـیر حرکـت ماهواره‌هـای *CHAMP* و *GRACE* ملاحظـه مـی‌شـود. نمودار بالا مربوط به چگالی‌های جرمی در ارتفاع واقعـی حرکت ماهواره‌هاست و نمودار پـایین همـان داده‌هـا را پس از انتقال به ارتفاع مرجع ۴۰۰ کیلـومتری نمـایش می‌دهد. در نمودار اول، تفاوت قابل توجهی بین مقـادیر چگالی جرمی دو ماهواره دیده می‌شود که بخشی از آن به اختلاف ارتفاع مداری آن‌ها مربـوط اسـت، چـرا کـه ماهواره‌ها در ارتفاعات متفاوتی حرکت کرده‌اند و چگالی ترموسفری به شدت تابع ارتفاع است. در نتیجه، مقـدار چگالی ثبت شده توسط *CHAMP* و *GRACE* به دلیـل این تفاوت ارتفاع، دارای یـک بایـاس ذاتـی نسـبت بـه یکدیگر هستند.

در نمودار دوم که مشاهدات به یک ارتفاع مرجع یکسان منتقل شده‌اند، چگالی جرمی محاسبه‌شده برای هـر دو ماهواره هم‌تراز شده‌است. این مرحله از فرآیند هم‌ترازی یا نرمال‌سازی، تأثیر مستقیم ارتفـاع متفـاوت را حـذف می‌کنـد و امکـان مقایسـه مسـتقیم بـین داده‌هـای دو مأموریت را فراهم می‌سازد. ایـن تطبیـق اولیـه پایـه‌ای برای فرآیند همسان‌سازی اسـت کـه هـدف آن کـاهش خطاهای سیستماتیک باقی‌مانده بین دو مجموعـه داده است. بنابراین می‌توان گفت که چگالی جرمی در مسیر حرکت ماهواره‌ها حتی در یک روز خاص بـه‌طـور قابـل توجهی متغیر است، و دوم اینکه نیاز بـه یکسـان‌سـازی ارتفاع و سپس کالیبراسیون بین ماهواره‌ها برای استفاده علمی و مدلسازی دقیق از این داده‌ها ضروری است. این شکل عملاً نقطه شروع تجزیه و تحلیل‌های دقیق‌تر این مطالعه است که در ادامه با کالیبراسـیون، مدلسـازی بـا هارمونیک‌های کروی و تـأثیر بـر تعیـین مـدار تکمیـل می‌شود.

۴-۲- همسان‌سازی بـین تخمـین‌هـای *TND* دو ماهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE*

پـس از هـم ارتفـاع کـردن مشـاهدات دو مـاهواره‌ی *CHAMP* و *GRACE* توسط مدل (مقدار مدل = مقـدار چگالی حاصل از مدل *NRLMSISE2.0*) و بـردن آن‌هـا به ارتفاع رفرنس ۴۰۰ کیلومتر نوبت به همسـان‌سـازی می‌رسد (رابطه(۱۷)).

رابطه (۱۷) به این معنی است که مـاهواره‌ی *CHAMP* را به عنوان مرجع در نظر گرفتـه و در نهایـت ضـریبی بدست خواهـد آمـد کـه ایـن ضـریب را در مشـاهدات مـــاهواره‌ی *GRACE* ضـــرب نمـــوده و مشـــاهدات همسان‌سازی بدست خواهد آمد. نتـایج همسـان‌سـازی (به دنبال بخش۲-۳) بـرای مـارچ ۲۰۰۴ در شـکل (۲) نمایش داده شده است.

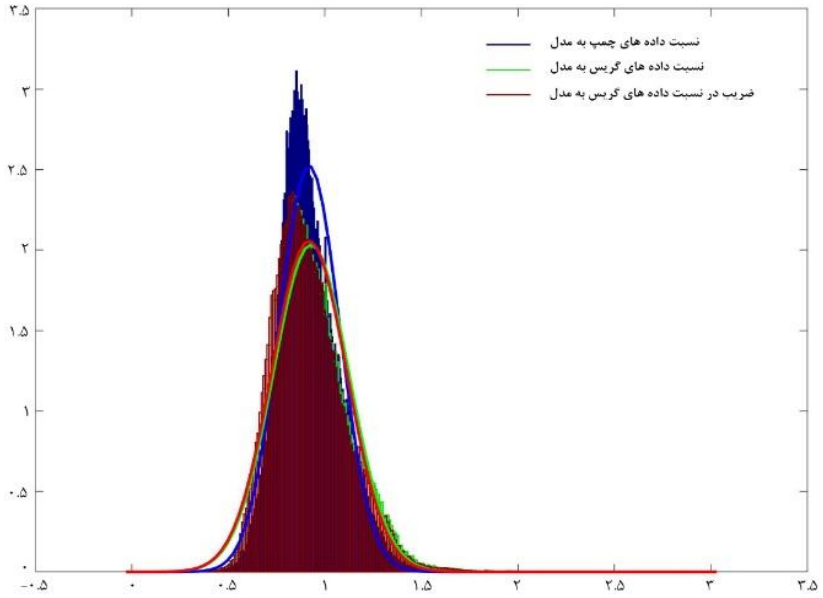
شکل (۲) به بررسی نتایج فرآینـد همسـان‌سـازی بـین تخمین‌های چگالی خنثی ترموسفر *(TND)* ماهواره‌های *CHAMP*و *GRACE* اختصـاص دارد. در ایـن شـکل، توزیع‌های احتمال تخمـین‌هـای *TND* ایـن دو مـاهواره نسبت به مدل مرجع*NRLMSISE2.0* ، به صورت نرمال (گاوسی) برازش داده‌شده‌اند. هدف اصـلی ایـن تحلیـل، بررسی سازگاری و هم‌راستایی آماری بین مشاهدات هر مـاهواره بـا مـدل تجربـی پـس از اعمـال فرآینـد همسان‌سازی است.

رابطه(۱۷)

$$\text{ضریب همسان‌سازی} = \frac{\text{میانگین}\ \frac{\text{مشاهدات ماهواره چمپ}}{\text{مقدار مدل}}}{\text{میانگین}\ \frac{\text{مشاهدات ماهواره گریس}}{\text{مقدار مدل}}} = ۰/۹۸۹۰$$

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]



شکل۲: توزیع گاوسی نسبت *TND* های مشتق‌شده از ماهواره‌ها و مدل *NRLMSISE2.0* در ماه مارچ سال ۲۰۰۴

در توزیع‌های نمایش‌داده‌شده، محور افقی نسبت بین چگالی تخمین‌زده‌شده توسط ماهواره‌ها و مدل را نشان می‌دهد، در حالی که محور عمودی احتمال وقوع این نسبت را نمایش می‌دهد. منحنی آبی مربوط به ماهواره *CHAMP* و منحنی قرمز مربوط به *GRACE* است. پیش از همسان‌سازی، انحراف میانگین و انحراف معیار دو توزیع متفاوت بوده و نشان‌دهنده بایاس سیستماتیک بین داده‌های این دو مأموریت بودند. اما پس از اعمال همسان‌سازی که در این مطالعه بر اساس مقیاس‌دهی آماری انجام گرفته، توزیع مشاهدات *GRACE*(منحنی قرمز) به شکل محسوسی به توزیع *CHAMP*(منحنی آبی) نزدیک شده‌است. این نزدیکی نشان‌دهنده کاهش بایاس و بهبود همخوانی داده‌هاست. همسان‌سازی با استفاده از یک ضریب مقیاس[1] انجام شده که از طریق مقایسه توزیع‌های آماری نسبت *TND*ها بین مشاهدات و مدل به دست آمده‌است.

استفاده از توزیع‌های نرمال برای مدل‌سازی این نسبت‌ها باعث می‌شود بتوان رفتار کلی سیستم را به صورت آماری ارزیابی کرده و تفاوت‌ها را به‌صورت عددی و بصری تحلیل کرد. در نتیجه، شکل(۲) اثباتی قوی بر اثربخشی روش پیشنهادی برای همگون‌سازی داده‌های دو ماهواره است و نشان می‌دهد که پس از این مرحله، داده‌های حاصل از *CHAMP* و *GRACE* می‌توانند به صورت یکپارچه در مدلسازی‌های بعدی مورد استفاده قرار گیرند. این هماهنگی گامی مهم برای کاهش خطا در تخمین چگالی ترموسفری و بهبود عملکرد مدل‌های تجربی از جمله *NRLMSISE2.0* محسوب می‌شود. بنابراین با استفاده از این مشاهدات کالیبره شده به تشکیل ΔD و ادامه‌ی نتایج می‌پردازیم.

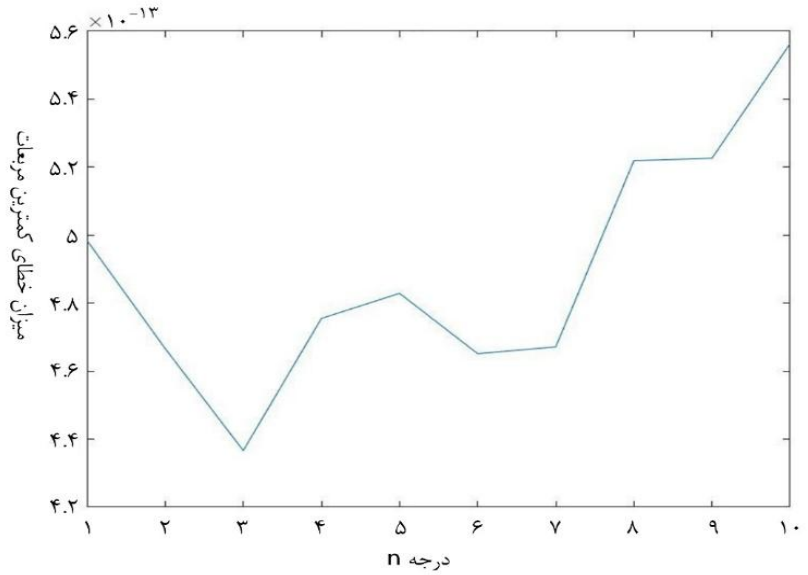
۴-۳- انتخاب پنجره‌ی مشاهداتی و درجه و مرتبه (M,N) بهینه

در جدول (۳) و شکل۳(۳) مشاهده می‌کنیم که به ازای $n = 3$ کمترین میزان *RMSE* را دارا می‌باشد، بنابراین مقدار $n = 3$ را در نظر گرفته و از آن جایی که مرتبه m

[1] *scaling factor*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

هـم تـا درجـه ی n بـالا میـرود بنـابراین $n = m = 3$ مناسب مطالعه حاضر مـی‌باشـد. بنـابراین بـا توجـه بـه $n=3$، ۱۶ ضریب مجهول در ماتریس $\hat{X}$ خواهیم‌داشت (تعداد ضـرایب مجهـولات برابـر اسـت بـا $(n+1)^2$).



شکل۳: درجه N بهینه

جدول ۳: درجه‌ی N هارمونیک‌های کروی و مقادیر $RMSE$ آن‌ها

درجه N	میزان خطای کمترین مربعات
۱	۴٫۹۸۴۲۷۳ × ۱۰^-۱۳
۲	۴٫۶۶۶۵۷۰۹ × ۱۰^-۱۳
۳	۴٫۳۶۶۴۱۰۴ × ۱۰^-۱۳
۴	۴٫۷۵۵۰۸۰۹ × ۱۰^-۱۳
۵	۴٫۸۲۸۹۱۸۳ × ۱۰^-۱۳
۶	۴٫۶۵۱۴۶۸۰ × ۱۰^-۱۳
۷	۴٫۶۷۱۴۳۰۳ × ۱۰^-۱۳
۸	۵٫۲۱۸۸۸۴۷ × ۱۰^-۱۳
۹	۵٫۲۲۶۲۱۵۵ × ۱۰^-۱۳
۱۰	۵٫۵۶۳۳۱۴۰ × ۱۰^-۱۳

برای انتخاب پنجره‌ی مناسب مشاهداتی نیـز همـانطور کـه در جـدول(۴) بـرای پنجـره‌ی مشـاهداتی دیـده می‌شود، کمترین $RMSE$ها بـرای بـازه هـای ۲ سـاعته می‌باشند امـا از آنجـایی کـه تعـداد مشـاهدات در ایـن بازه‌ها بسیار کم بوده و باعث بدوضعی مـاتریس شـرط و نهایتا سینگولاری ماتریس طرح می‌شود بنابراین در این پژوهش بازه‌ی ۳ سـاعته را کـه بهتـرین مـدل‌سـازی را نتیجه می‌دهد، بـه عنـوان پنجـره‌ی مشـاهداتی بهینـه درنظر گرفته می‌شود.

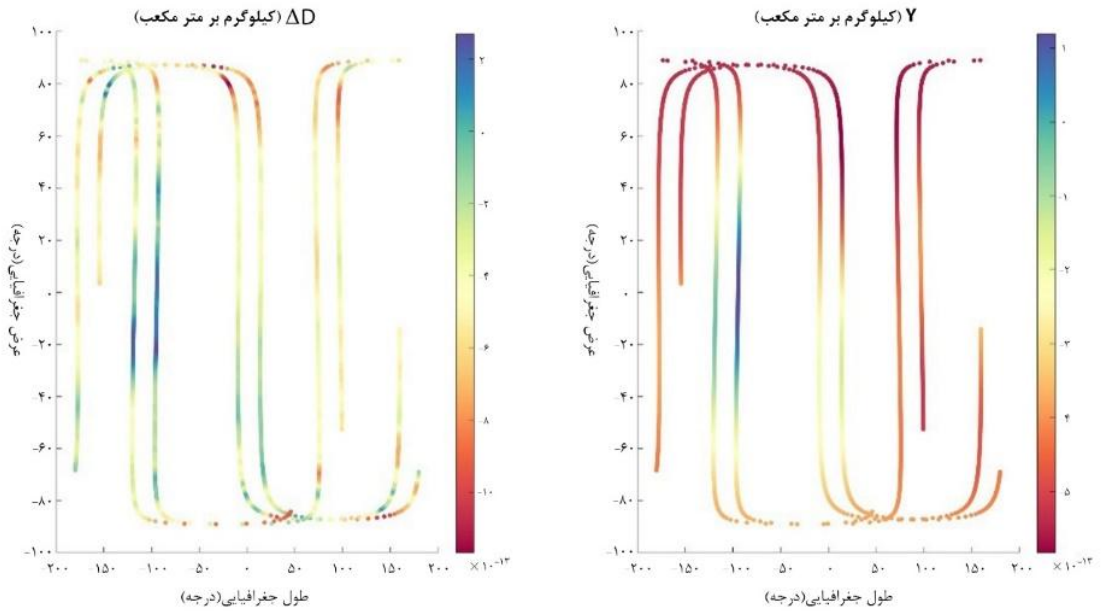
[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

جدول ۴: بازه‌های پنجره‌ی مشاهداتی و مقادیر *RMSE* آن‌ها

ساعت شروع	ساعت پایان	میزان خطای کمترین مربعات
۱۰	۱۲	$۳٫۱۸ \times ۱۰^{-۱۳}$
۹	۱۲	$۳٫۴۶ \times ۱۰^{-۱۳}$
۱۶	۲۴	$۳٫۵۰ \times ۱۰^{-۱۳}$
۱۲	۱۴	$۳٫۷۶ \times ۱۰^{-۱۳}$
۸	۱۲	$۴٫۰۳ \times ۱۰^{-۱۳}$

۴-۴- مقایسه‌ی مشاهدات و مشاهدات مدل شده توسط هارمونیک‌های کروی

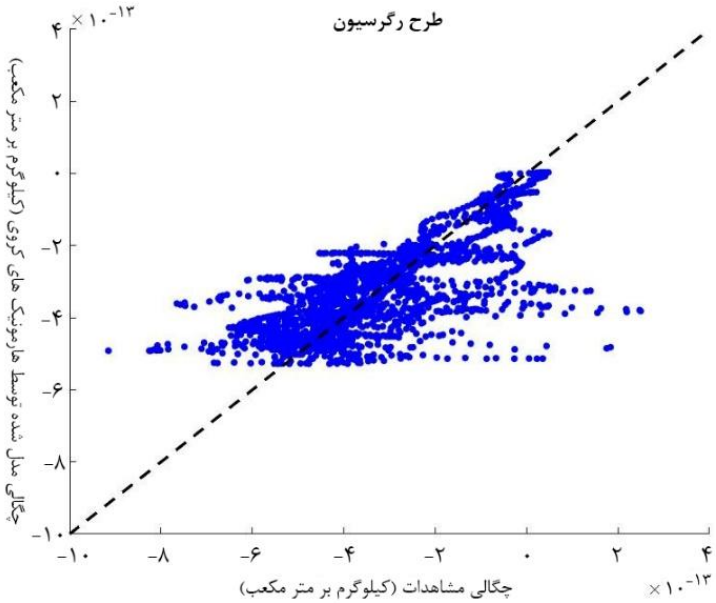
شکل‌های (۴) و (۵) به مقایسه و تحلیل عملکرد مدل‌سازی چگالی جرمی ترموسفری با استفاده از بسط هارمونیک‌های کروی اختصاص دارند. این دو شکل نشان می‌دهند که مدل تجربی *NRLMSISE2.0* پیش از بهبود و همچنین پس از اعمال مدل‌سازی مبتنی بر هارمونیک‌های کروی چگونه با داده‌های مشاهده‌شده مقایسه می‌شود. در شکل (۴)، نمودارهای سمت چپ مربوط به اختلاف بین داده‌های کالیبره‌شده و مدل اصلی *NRLMSISE2.0* هستند، در حالی که نمودارهای سمت راست اختلاف داده‌های کالیبره‌شده با مدل بهبود یافته مبتنی بر هارمونیک‌های کروی را نمایش می‌دهند. همان‌طور که از این شکل برمی‌آید، میزان اختلاف در سمت راست به مراتب کمتر است، که نشان‌دهنده عملکرد بهتر مدل بهبودیافته در بازتولید مقادیر چگالی جرمی مشاهده‌شده است. این نتیجه دلالت بر آن دارد که استفاده از هارمونیک‌های کروی، توانسته ناهنجاری‌های محلی و وابستگی‌های زمانی را بهتر در نظر بگیرد و تطابق دقیق‌تری میان مدل و واقعیت حاصل شود.



شکل۴: مشاهده‌ی اختلاف مشاهدات کالیبره شده و مدل*NRLMSISE2.0* قبل(سمت چپ) و بعد(سمت راست) از مدل‌سازی توسط هارمونیک‌های کروی

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

شکل(۵) از یک پلات رگرسیون برای بررسی دقیق‌تر همبستگی بین چگالی مشاهده‌شده و چگالی مدل‌سازی‌شده با استفاده از هارمونیک‌های کروی استفاده می‌کند. در این نمودار، تمرکز نقاط اطراف خط $y = x$ نشان‌دهنده این است که مقادیر پیش‌بینی‌شده توسط مدل با دقت بسیار خوبی نزدیک به مقادیر واقعی هستند. هر چه نقاط از این خط فاصله بگیرند، نشان‌دهنده خطای بیشتر بین مقدار پیش‌بینی‌شده و مقدار واقعی است، بنابراین تمرکز بالای نقاط در نزدیکی این خط، نشان از دقت بالای مدل بهبودیافته دارد. این دو شکل به خوبی نشان می‌دهند که الگوریتم پیشنهادی برای مدل‌سازی با استفاده از هارمونیک‌های کروی توانسته خطای مدل تجربی *NRLMSISE2.0* را به میزان قابل توجهی کاهش دهد. این کاهش خطا نه‌تنها در مقیاس عددی (در شکل(۴)) بلکه در روند کلی و ساختاری تطابق داده‌ها با مشاهدات واقعی (در شکل (۵)) نیز به چشم می‌خورد. در این مطالعه، دستیابی به R برابر ۰/۹۸ و ۰/۹۶ به ترتیب برای داده های چمپ و گریس، بیانگر آن است که مدل اصلاح‌شده توانسته با دقت بسیار بالا ساختار زمانی-مکانی چگالی خنثی ترموسفر را مدل‌سازی کند. این نتیجه تأییدکننده موفقیت روش اصلاح مدل با استفاده از داده‌های *LEO* و بسط هارمونیک‌های کروی است.



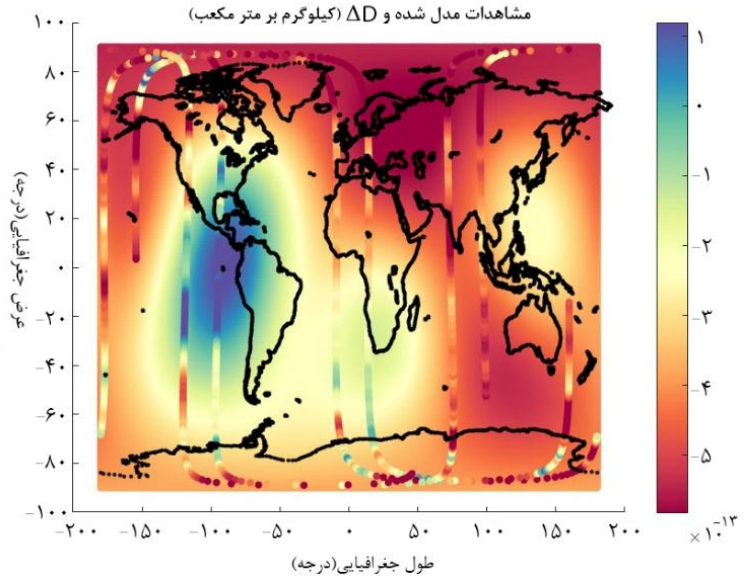
شکل۵: پلات رگرسیون چگالی مشاهداتی و مدلسازی شده توسط هارمونیک‌های کروی

۴-۵- مقایسه‌ی مشاهدات و مشاهدات مدل شده توسط هارمونیک‌های کروی بر روی کل کره‌ی زمین

شکل(۶) توزیعی از اختلافات بین داده‌های چگالی جرمی مشاهده‌شده و داده‌های مدل‌شده در سطح جهانی را نمایش می‌دهد و به‌صورت مشخص، تفاوت عملکرد مدل تجربی *NRLMSISE2.0* را پیش و پس از بهبود با استفاده از بسط هارمونیک‌های کروی در کل کره زمین مورد بررسی قرار می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که چگونه اصلاحات اعمال‌شده بر مدل اولیه توانسته‌اند الگوهای فضایی چگالی را با دقت بیشتری بازسازی کنند. نکته قابل توجه در این شکل آن است که اختلافات پس از مدل‌سازی با هارمونیک‌های کروی به صورت جهانی کاهش یافته‌اند، که نشان از بهبود

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

کلی مدل در تخمین چگالی در تمامی عرض‌ها و طول‌های جغرافیایی دارد. همچنین این توزیع جهانی تأکید می‌کند که بهبود مدل تنها محدود به مسیر ماهواره‌ها نبوده، بلکه توانسته الگوی گسترده‌ای از چگالی را در سطح کره زمین با دقت بیشتری بازنمایی کند.



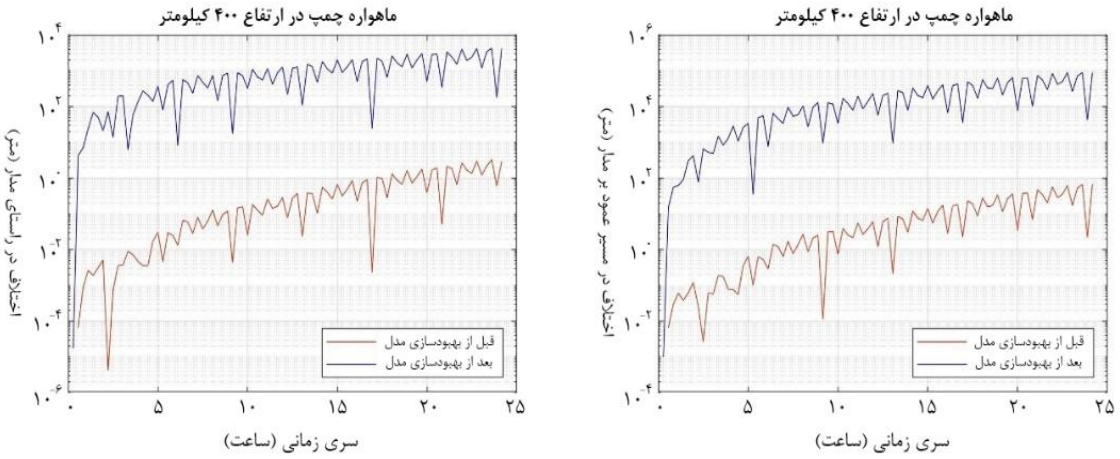
شکل۶ : مشاهده‌ی اختلاف مشاهدات کالیبره شده و مدل قبل و بعد از مدل‌سازی توسط هارمونیک‌های کروی بر روی کل کره‌ی زمین

۴-۶- مقایسه‌ی مدل اصلی و مدل بهبود داده‌شده روی مدار دینامیکی

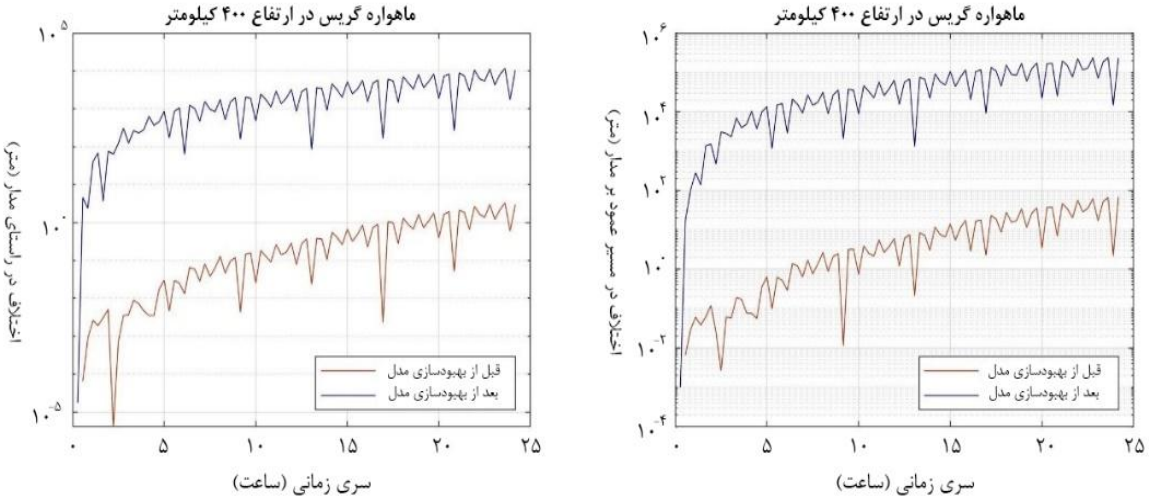
شکل‌های (۷) و (۸) به بررسی تأثیر بهبود مدل ترموسفری بر روی پیش‌بینی مسیرهای مداری ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* می‌پردازند. این تحلیل از طریق مقایسه موقعیت‌های مداری در دو جهت اصلی در راستای مدار و عمود بر مدار انجام شده‌است؛ یعنی انحراف در امتداد مسیر حرکت ماهواره و انحراف عمود بر آن. شکل (۷) مربوط به ماهواره *CHAMP* و شکل (۸) مربوط به ماهواره *GRACE* است. در هر یک از این شکل‌ها، دو مجموعه داده مداری مقایسه شده‌اند: یکی بر اساس مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و دیگری بر اساس نسخه بهبودیافته آن که با استفاده از الگوریتم بسط هارمونیک‌های کروی و داده‌های مشاهده‌ای کالیبره شده‌است. . نمودارهای این دو مدل بر روی یکدیگر ترسیم شده‌اند و تفاوت‌های بین آن‌ها به وضوح قابل مشاهده است. این تفاوت‌ها نشان می‌دهند که چگالی جرمی ترموسفری نقش مهمی در تعیین دقیق موقعیت مداری دارد و حتی اصلاحات نسبتاً کوچک در مدل چگالی می‌توانند باعث تغییرات قابل توجه در موقعیت ماهواره‌ها شوند. در نمودارهای در راستای مدار، مشاهده می‌شود که تغییر در چگالی باعث جابه‌جایی در موقعیت طولی ماهواره‌ها در امتداد مسیر حرکت‌شان شده است. در حالی که در نمودارهای عمود بر مدار، اگرچه تغییرات کوچک‌ترند، اما باز هم اختلافات قابل ملاحظه‌ای بین دو مدل دیده می‌شود که نشان می‌دهد حتی در جهت عمود بر مسیر نیز اثرگذاری چگالی غیر قابل چشم‌پوشی است. این انحرافات به‌ویژه در بازه‌های زمانی خاص از روز به وضوح بیشتر است و این موضوع به وابستگی زمانی و مکانی چگالی ترموسفری اشاره دارد. نتایج این دو شکل به‌خوبی اثبات می‌کنند که نسخه بهبودیافته مدل، توانسته است خروجی‌های چگالی دقیق‌تری ارائه دهد که در نهایت منجر به بهبود

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

پیش‌بینی مسیر مداری ماهواره‌ها شده است. این یافتـه اهمیت استفاده از داده‌های واقعی و الگوریتم‌های دقیـق مدلسازی در بهینه‌سازی مدل‌های تجربـی ترموسـفر را به‌وضوح نشان می‌دهد و بر لزوم بروزرسانی مـداوم ایـن مدل‌ها برای دقت بیشتر در کاربردهای حساس فضـایی تأکید می‌کند.



شکل ۷: تفاوت‌های *Along-Track* و *Cross-Track* موقعیت‌های مداری برای روز ۱ مارس ۲۰۰۴. مدارها با استفاده از خروجی‌های چگالی خنثی ترموسفری مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و مدل بهبودیافته‌ی آن برای ماهواره *CHAMP* پیش‌بینی می‌شوند.



شکل ۸: تفاوت‌های *Along-Track* و *Cross-Track* موقعیت‌های مداری برای روز ۱ مارس ۲۰۰۴. مدارها با استفاده از خروجی‌های چگالی خنثی ترموسفری مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و مدل بهبودیافته‌ی آن برای ماهواره *GRACE* پیش‌بینی می‌شوند.

۴-۷- ارزیابی مدل‌سازی

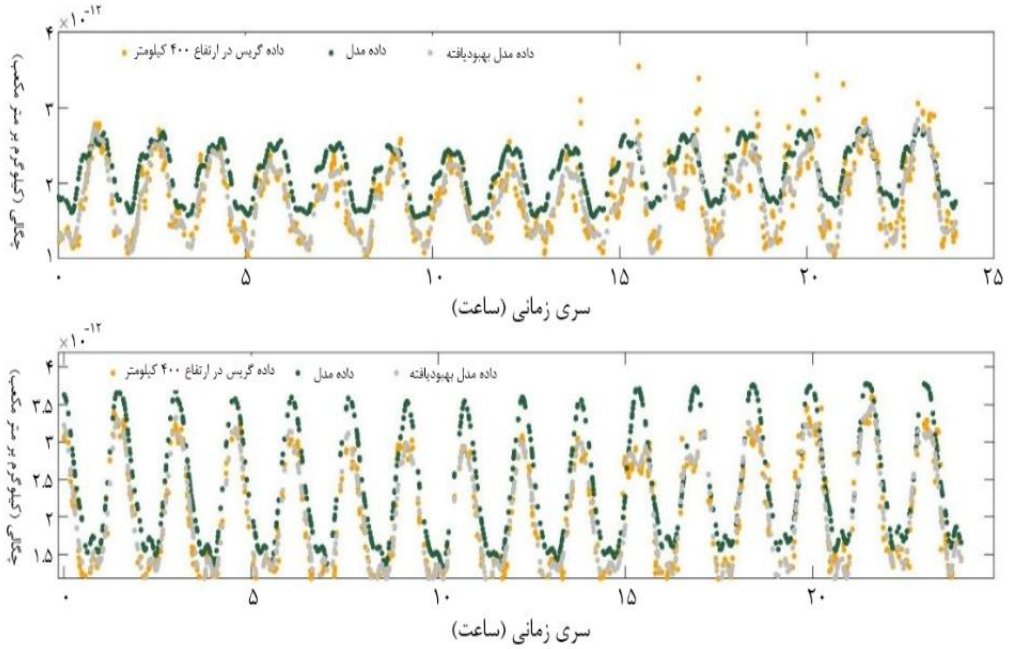
پس ازپیاده سازی الگـوریتم هارمونیـک‌هـای کـروی بـا اسـتفاده ازمشـاهدات چگـالی جرمـی درمسـیرحرکت ماهواره *GRACE* و *CHAMP*، اعتبارسنجی را مـی‌تـوان با استفاده از داده‌هایی که در روش *SH* استفاده نشده‌اند، انجام داد. به همین علـت در ایـن بخـش همـانطور کـه

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

گفته شد از ۱۰ درصد داده‌ها برای اعتبارسنجی استفاده شده‌است.

شکل‌های (۹) تا (۱۲) به ارزیابی عملکرد مدل بهبودیافته ترموسفری با استفاده از شاخص‌های آماری مختلف و مقایسه آن با مدل اصلی *NRLMSISE2.0* می‌پردازند. این تحلیل‌ها با هدف سنجش دقت تخمین چگالی جرمی ترموسفر صورت گرفته و بر مبنای داده‌های اعتبارسنجی که در مدل‌سازی دخیل نبوده‌اند، انجام شده‌است.

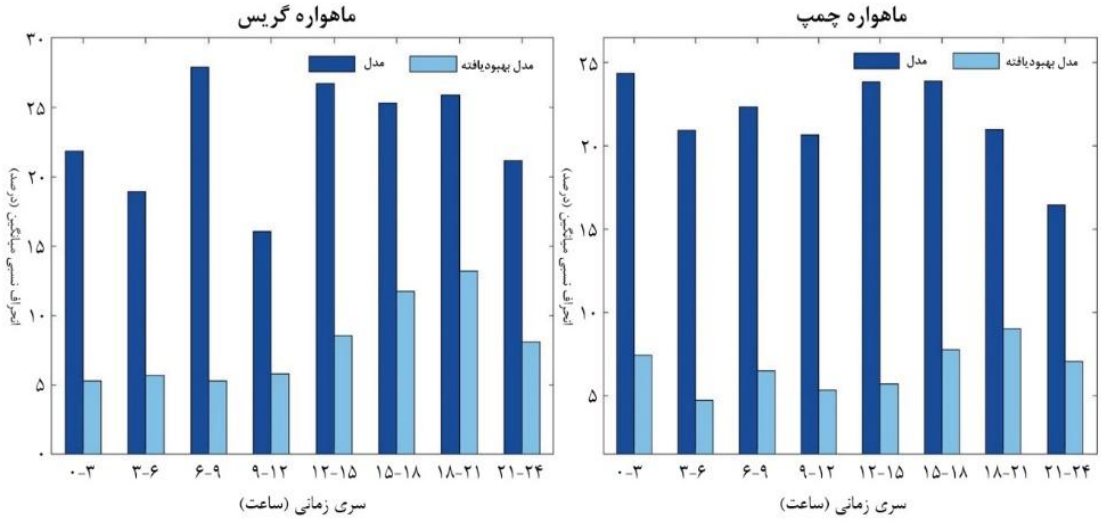
در شکل (۹)، سری زمانی چگالی جرمی در مسیر حرکت دو ماهواره *CHAMP* و *GRACE* نشان داده شده‌است. در این نمودارها، سه سری داده نمایش داده می‌شود: مشاهدات واقعی، خروجی مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و خروجی مدل بهبودیافته با استفاده از هارمونیک‌های کروی. مقایسه این سه منحنی نشان می‌دهد که مدل بهبودیافته به طرز محسوسی به داده‌های مشاهداتی نزدیک‌تر است. این نزدیکی به معنای دقت بالاتر مدل در بازسازی چگالی ترموسفری است و نشان می‌دهد که اصلاحات اعمال‌شده باعث کاهش خطای تخمین شده‌اند.



شکل۹: مقایسه سری زمانی چگالی جرمی حاصل از مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و مدل *SH* و مشاهدات اصلی در مسیر حرکت ماهواره‌های *GRACE* و *CHAMP*.

شکل (۱۰)، مقدار شاخص *ARD* را در ساعات مختلف روز برای هر دو ماهواره نشان می‌دهد. *ARD* بیانگر میزان انحراف نسبی مدل از مشاهدات است و هر چه مقدار آن کمتر باشد، عملکرد مدل بهتر است. در این شکل مشاهده می‌شود که مدل بهبودیافته در بازه‌های زمانی مختلف، به‌ویژه بین ساعت ۱۲ تا ۱۵ برای *CHAMP* و بین ساعت ۶ تا ۹ برای *GRACE* ، کاهش قابل‌توجهی در مقدار *ARD* داشته است. به‌طور مشخص، بیشینه بهبود در این بازه‌ها به ترتیب ۱۸٫۱۶درصد و ۲۲٫۵۷ درصد گزارش شده که نشان از عملکرد بهتر مدل اصلاح شده دارد.

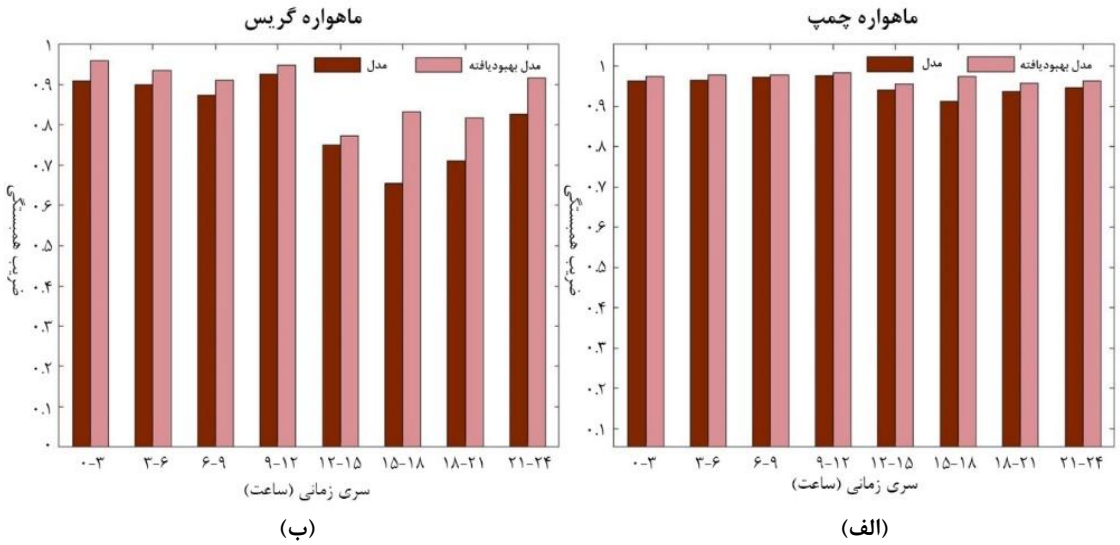
[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]



(ب) (الف)

شکل ۱۰: شاخص *ARD* درساعات مختلف روز ۱ مارس ۲۰۰۴ برای دو ماهواره چمپ(الف) و گریس(ب).

در شکل (۱۱)، شاخص همبستگی R بین چگالی مـدل و مشـاهدات واقعـی در سـاعات مختلـف روز بررسـی شده‌است. شاخص R بین ۰ و ۱ متغیر است و هـر چـه به ۱ نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده تطابق بیشتر مـدل بـا داده‌های واقعی است. نتایج این شکل حاکی از آن است که مـدل بهبودیافتـه همبسـتگی بـالاتری بـا داده‌هـای واقعـی دارد. بـرای مثـال، بیشـترین مقـدار R بـرای *CHAMP*به حـدود ۰/۹۸ و بـرای *GRACE* بـه حـدود ۰/۹۶ می‌رسد، در حـالی کـه مقـادیر متنـاظر در مـدل اصلی کمتر بوده‌اند. این بهبود نشان می‌دهـد کـه مـدل بهبودیافتـه توانسـته اسـت رونـدهای زمـانی چگـالی را دقیق‌تر بازسازی کند.



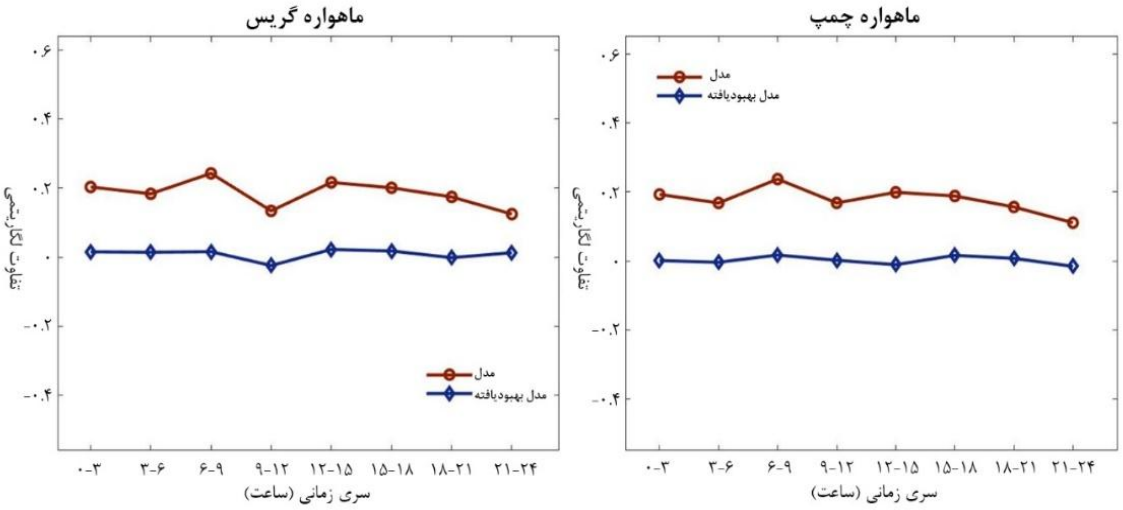
(ب) (الف)

شکل ۱۱: ضریب همبستگی R درساعات مختلف روز ۱ مارس ۲۰۰۴ برای دو ماهواره چمپ(الف) و گریس(ب).

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

شکل (۱۲) به بررسی شاخص LD می‌پردازد که به‌طور خاص برای ارزیابی خطای مدل در مقیاس لگاریتمی کاربرد دارد. این شاخص نیز نشان‌دهنده میزان نزدیک بودن مدل به مشاهدات است و مقادیر کمتر آن عملکرد بهتر مدل را نمایان می‌سازند. در این شکل نیز مدل بهبودیافته در تمامی ساعات روز عملکرد مطلوب‌تری نسبت به مدل اصلی داشته است و کاهش در مقدار LD به معنای کاهش کلی در برآورد چگالی است. این کاهش در مطالعات گذشته نیز به عنوان ویژگی مثبت مدل‌سازی دقیق‌تر گزارش شده است.



(الف) (ب)

شکل ۱۲: میانگین LD درساعات مختلف روز ۱ مارس ۲۰۰۴ برای دو ماهواره چمپ(الف) و گریس(ب).

جدول ۵: میزان بهبود مدل اصلی *NRLMSISE2.0* توسط هارمونیک‌های کروی برای دو مأموریت *CHAMP* و *GRACE*.

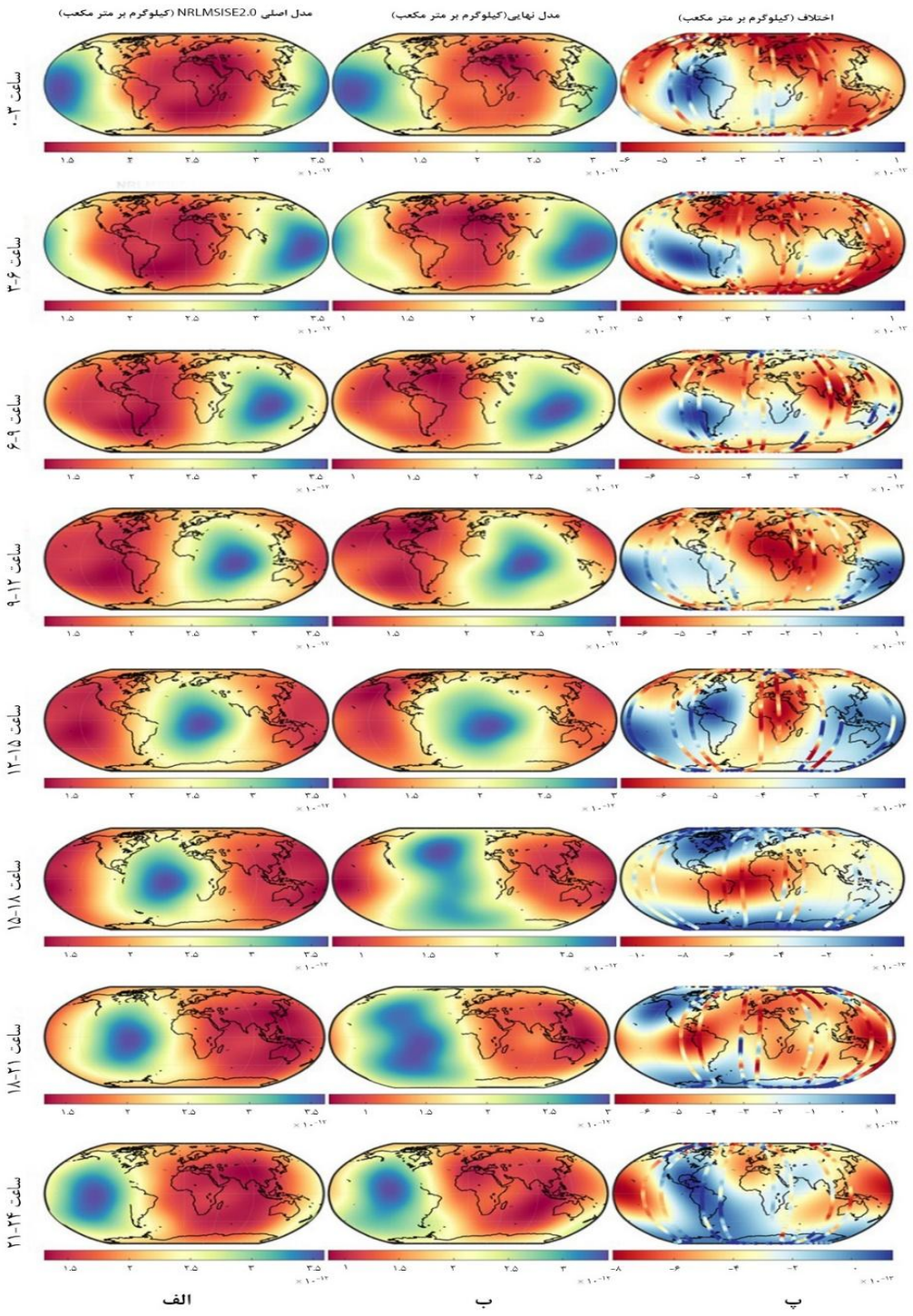
خطای *RMSE* / مأموریت	مشاهدات – مدل *RMSE*	مشاهدات – مدل بهبودیافته *RMSE*	میزان بهبود(%)
CHAMP	$۳٫۵۸ \times ۱۰^{-۱۲}$	$۲٫۲۱ \times ۱۰^{-۱۲}$	۴۰٫۲۳
GRACE	$۴٫۲۸ \times ۱۰^{-۱۲}$	$۲٫۴۱ \times ۱۰^{-۱۲}$	۴۵٫۸۰

همانطور که در جدول(۵) مشاهده می‌کنیم میزان بهبود با استفاده از پارامتر ارزیابی $RMSE$ برای این دو مأموریت $CHAMP$ و $GRACE$ به ترتیب ۴۰٫۲۳٪ و ۴۵٫۸۰ ٪ می‌باشد. بنابراین خطای چگالی جرم خنثی مدل اصلی کاهش یافته‌است.

۴-۸- مدلسازی جهانی چگالی جرمی خنثی

این مطالعه به‌روزرسانی‌های روزانه را برای تخمین TND های $NRLMSIS2.0$ با استفاده از مشاهدات $CHAMP$ و $GRACE$ برای مارچ سال ۲۰۰۴ ارائه می‌کند. تمرکز این است که شبیه‌سازی‌های مدل را به سمت تخمین‌های TND فضایی تنظیم کنیم.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]



شکل ۱۳: توزیع جهانی تفاوت‌ها در *TND* ها مشتق‌شده از *NRLMSISE2.0* اصلی (الف) و مدلسازی توسط هارمونیک کروی (ب) و اختلاف مشاهدات کالیبره‌شده و مدل قبل و بعد از مدل‌سازی (پ) در طی ۲۴ ساعت شبانه روز در اپک‌های ۳ ساعته برای روز ۱ مارچ سال ۲۰۰۴.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

شکل(۱۳) به بررسی توزیع جهانی چگالی جرمی ترموسفری در تاریخ ۱ مارس ۲۰۰۴ اختصاص دارد و تأثیر مدل‌سازی بهبودیافته با استفاده از هارمونیک‌های کروی را در مقایسه با مدل اصلی *NRLMSISE2.0* در مقیاس مکانی جهانی نشان می‌دهد. این شکل از سه ستون نقشه تشکیل شده که به ترتیب شامل خروجی مدل اصلی، مدل بهبودیافته، و اختلاف بین این دو در بازه‌های زمانی ۳ ساعته طی یک شبانه‌روز کامل هستند. این رویکرد امکان تحلیل هم‌زمان تغییرات مکانی و زمانی چگالی ترموسفری را فراهم می‌سازد.

در نقشه‌های ستون اول که مربوط به مدل اصلی *NRLMSISE2.0* هستند، توزیع چگالی به صورت کلی و هموارتر دیده می‌شود، اما در برخی مناطق اختلاف قابل توجهی با مشاهدات واقعی وجود دارد. در مقابل، نقشه‌های ستون دوم که نتایج حاصل از مدل‌سازی با هارمونیک‌های کروی را نشان می‌دهند، دارای ساختارهای دقیق‌تر و نواحی با تغییرپذیری بیشتر هستند که همبستگی بهتری با الگوهای طبیعی چگالی در ترموسفر دارند. این مدل‌سازی با استفاده از داده‌های کالیبره‌شده از دو ماهواره *CHAMP* و *GRACE* انجام شده و موجب بازسازی دقیق‌تر پدیده‌های محلی و وابسته به زمان همچون اثرات خورشیدی و ژئومغناطیسی شده است.

در ستون سوم که به نقشه اختلاف بین مدل اصلی و مدل بهبودیافته اختصاص دارد، نواحی‌ای که در آن‌ها مدل‌سازی بهبودیافته توانسته خطای مدل اصلی را کاهش دهد به‌وضوح قابل مشاهده‌است. این نقشه‌ها نشان می‌دهند که اصلاحات انجام شده در مدل باعث کاهش خطا در نواحی خاصی از کره زمین شده‌اند، به‌ویژه در عرض‌های میانی و مناطق نزدیک به مسیر حرکت ماهواره‌ها که داده‌های کالیبره‌شده در آن‌ها بیشتر موجود بوده‌است. همچنین در برخی نواحی استوایی و قطبی، تغییرات چگالی به‌وضوح دقیق‌تر و واقع‌گرایانه‌تر نمایش داده شده‌اند.

این شکل به خوبی نشان می‌دهد که استفاده از روش هارمونیک‌های کروی، نه تنها مدل را در سطح محلی و مسیر ماهواره بهبود داده، بلکه باعث افزایش دقت پیش‌بینی در مقیاس جهانی نیز شده‌است. این نوع مدل‌سازی به‌ویژه در بازه‌های زمانی کوتاه (بازه‌های ۳ ساعته) نشان می‌دهد که ترموسفر دارای تغییرپذیری شدیدی در پاسخ به شرایط خورشیدی و زمانی است و مدل‌های تجربی برای دقت بالاتر، نیازمند بروزرسانی با استفاده از داده‌های واقعی و ساختارهای مکانی-زمانی پیچیده هستند.

۵- نتیجه‌گیری

در این مطالعه مدل تجربی *NRLMSISE2.0* توسط بسط هارمونیک کروی و با استفاده از مشاهدات ژئودتیک ماهواره‌ای بهبود یافت. در این مدلسازی ۱۰٪ داده‌ها به عنوان داده‌های اعتبارسنجی در نظر گرفته‌شده‌است. این داده‌های اعتبارسنجی برای تعیین مقدار M و N بهینه هارمونیک‌های کروی عدد ۳ را نشان دادند و هم‌چنین برای انتخاب پنجره‌ی مشاهداتی بهینه بازه‌ی ۳ ساعته را بررسی شد. این مدلسازی روی مشاهدات حاصل از ماهواره و مدل اصلی اعمال می‌شود که مشاهدات ۲ ماهواره به ارتفاع رفرنس ۴۰۰ کیلومتر برده‌شده‌است و از آنجایی که چگالی جرمی حاصل از مأموریت‌های مختلف همگون نیستند، همسان‌سازی‌ای روی آن‌ها اعمال شده که مقدار ضریب آن برابر با ۰٫۹۸۹۰ می‌باشد. پس از اعمال مدلسازی توسط روش *SH* هر دو مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و بهبودیافته (پس از مدلسازی توسط توابع هارمونیک‌های کروی) را روی مدار برده و بررسی کردیم. پس از بردن داده‌ها روی مدار و مشاهده‌ی اختلاف مدل بهبود داده‌شده و مدل اصلی روی مدار از ۳ شاخص برای بدست آوردن میزان بهبود عملکرد مدل استفاده‌شده که از میان آن‌ها: (۱) بررسی شاخص *ARD* نشان داد که بیش‌ترین کاهش انحراف نسبی بین مدل اصلی *NRLMSISE2.0* و مدل بهبودیافته بر اساس هارمونیک‌های کروی، به ترتیب برای ماهواره‌های *CHAMP* و *GRACE* در بازه‌های زمانی ۱۲ تا ۱۵ و ۶

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]
[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

تـا ۹ صـبح روز ۱ مـارچ ۲۰۰۴ بـه میـزان ۱۸٫۱۶٪ و ۲۲٫۵۷٪ رخ داده است. این کاهش، نشان‌دهنـده بهبـود قابل‌توجه عملکرد مدل اصلاح‌شده در بازسـازی چگـالی ترموسفر نسبت به مدل اصلی است. (۲) بـرای شـاخص R مشاهده کردیم که مدل بهبودیافته به مقـدار عـددی ۱ نزدیک تر شده است. (۳) شاخص LD نیز نمایش داد که مدل بهبودیافته کاهش کلی در برآورد چگالی جـرم را بـا *underestimate* تخمینـی حـدود ۲۰٪ داراسـت. بنابراین مدل تجربی *NRLMSISE2.0* به خـوبی بهبـود داده‌شـده‌اسـت و میـزان بهبـود بـا اسـتفاده از پـارامتر ارزیـابی *RMSE* بـرای ایـن دو مأموریـت *CHAMP* و *GRACE* بـه ترتیـب ۴۰٫۲۳٪ و ۴۵٫۸۰٪ مـی‌باشـد. بنابراین خطای چگـالی جـرم خنثـی مـدل اصـلی نیـز کاهش یافته‌است.

و هم‌چنین برای تحقیق‌های آینده، آیندگان مـی‌تواننـد به جای استفاده از تکنیـک تلفیـق مـدل بـا مشـاهدات پارامترهای مدل را کالیبراسیون کنند و یا از مـدل‌هـای یادگیری استفاده کنند، هم‌چنین می‌توانند با استفاده از مبحث تعیین مدار این مدل تجربی *NRLMSISE2.0* را قبل و بعد از بهبود روی مدار مقایسه کنند.

مراجع

[1] *H. Lühr, et al., "Thermospheric up - welling in the cusp region: Evidence from CHAMP observations," Geophysical Research Letters, Vol. 31, No. 6, 2004.*

[2] *J. T. Emmert, "Thermospheric mass density: A review," Advances in Space Research, Vol. 56, No. 5, pp. 773-824, 2015.*

[3] *H. Liu, T. Hirano, and S. Watanabe, "Empirical model of the thermospheric mass density based on CHAMP satellite observations," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 118, No. 2, pp. 843-848, 2013.*

[4] *K. Champion and F. Marcos, " The triaxial - accelerometer system on Atmosphere Explorer," Radio Science, Vol. 8, No. 4, pp. 297-303, 1973.*

[5] *E. Doornbos, et al., "Neutral density and crosswind determination from arbitrarily oriented multiaxis accelerometers on satellites," Journal of Spacecraft and Rockets, Vol. 47, No. 4, pp. 580-589, 2010.*

[6] *J. Emmert, et al., "Global change in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 109, No. A2, 2004.*

[7] *D. King-Hele, Satellite Orbits in an Atmosphere. Glasgow, London: Blackie & Son Ltd., 1987.*

[8] *A. Hedin, "A revised thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data: MSIS - 83," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 88, No. A12, pp. 10170-10188, 1983.*

[9] *U. Von Zahn, "Neutral air density and composition at 150 kilometers," Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 28, pp. 5517-5527, 1970.*

[10] *A. Christensen, et al., "Initial observations with the Global Ultraviolet Imager (GUVI) in the NASA TIMED satellite mission," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 108, No. A12, 2003.*

[11] *R. Meier and J. Picone, "Retrieval of absolute thermospheric concentrations from the far UV dayglow: An application of discrete inverse theory," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 99, No. A4, pp. 6307-6320, 1994.*

[12] *J. Clemmons, et al., "Thermospheric density in the Earth's magnetic cusp as observed by the Streak mission," Geophysical Research Letters, Vol. 35, No. 24, 2008.*

[13] *A. C. Aibar, Thermospheric neutral density variations from Low EarthOrbit accelerometers and precise orbits. 2017.*

[14] *J. Guo, et al., "Interannual and latitudinal variability of the thermosphere density annual harmonics," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 113, No. A8, 2008.*

[15] *J. Lei, et al., "Annual and semiannual variations of thermospheric density: EOF*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

analysis of CHAMP and GRACE data," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 117, No. A1, 2012.

[16] H. Liu, et al., "Global distribution of the thermospheric total mass density derived from CHAMP," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 110, No. A4, 2005.

[17] X. Liu, The effects of composition on thermosphere mass density response to geomagnetic activity. University of Colorado at Boulder, 2013.

[18] F. Marcos, et al., "Towards next level satellite drag modeling," in Proc. of AIAA Atmospheric and Space Environments Conference, 2010.

[19] E. Forootan, et al., "A simultaneous calibration and data assimilation (C/DA) to improve NRLMSISE00 using thermospheric neutral density (TND) from space-borne accelerometer measurements," Geophysical Journal International, Vol. 224, No. 2, pp. 1096-1115, 2021.

[20] R. J. Licata, et al., "Calibrated and Enhanced NRLMSIS 2.0 Model with Uncertainty Quantification," arXiv preprint arXiv:2208.11619, 2022.

[21] C. Reigber, H. Lühr, and P. Schwintzer, "CHAMP mission status," Advances in space research, Vol. 30, No. 2, pp. 129-134, 2002.

[22] B. D. Tapley, et al., "GRACE measurements of mass variability in the Earth system," Science, Vol. 305, No. 5683, pp. 503-505, 2004.

[23] F. Flechtner, et al., "Status of the GRACE follow-on mission," in Gravity, Geoid and Height Systems: Proceedings of the IAG Symposium GGHS2012, 2014, pp. Springer.

[24] E. K. Sutton, R. S. Nerem, and J. M. Forbes, "Density and winds in the thermosphere deduced from accelerometer data," Journal of Spacecraft and Rockets, Vol. 44, No. 6, pp. 1210-1219, 2007.

[25] E. K. Sutton, Effects of solar disturbances on the thermosphere densities and winds from CHAMP and GRACE satellite accelerometer data. University of Colorado at Boulder, 2008.

[26] E. Sutton, Accelerometer-derived atmospheric density from the CHAMP and GRACE satellites. Air Force Research Laboratory (AFRL/RVBX), 2011.

[27] P. M. Mehta, R. Linares, and E. K. Sutton, " Data‐driven inference of thermosphere composition during solar minimum conditions," Space Weather, Vol. 17, No. 9, pp. 1364-1379, 2019.

[28] G. March, E. Doornbos, and P. Visser, "High-fidelity geometry models for improving the consistency of CHAMP, GRACE, GOCE and Swarm thermospheric density data sets," Advances in Space Research, Vol. 63, No. 1, pp. 213-238, 2019.

[29] C. A. McLaughlin, et al., Thermosphere density variability, drag coefficients, and precision satellite orbits. DTIC Document, 2013.

[30] D. Pérez, et al., "Orbit-centered atmospheric density prediction using artificial neural networks," Acta Astronautica, Vol. 98, pp. 9-23, 2014.

[31] E. Sutton, J. Forbes, and R. Nerem, "Global thermospheric neutral density and wind response to the severe 2003 geomagnetic storms from CHAMP accelerometer data," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 110, No. A9, 2005.

[32] E. Sutton, et al., "Neutral density response to the solar flares of October and November, 2003," Geophysical Research Letters, Vol. 33, No. 22, 2006.

[33] E. Sutton, J. Forbes, and D. Knipp, "Rapid response of the thermosphere to variations in Joule heating," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 114, No. A4, 2009.

[34] E. Doornbos, et al., "Air density models derived from multi-satellite drag observations," in Proc. of ESA's Second Swarm International Science Meeting, 2009.

[35] A. Albertella, F. Migliaccio, and F. Sansó, "GOCE: The Earth gravity field by space gradiometry," in Modern Celestial Mechanics: From Theory to Applications, 2002, pp. Springer.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

[36] R. Floberghagen, et al., "Mission design, operation and exploitation of the gravity field and steady-state ocean circulation explorer mission," Journal of Geodesy, Vol. 85, pp. 749-758, 2011.

[37] A. Calabia and S. Jin, "New modes and mechanisms of thermospheric mass density variations from GRACE accelerometers," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 121, No. 11, pp. 11,191-11,212, 2016.

[38] M. D. Pilinski, et al., "Improved orbit determination and forecasts with an assimilative tool for satellite drag specification," in Advanced Maui optical and space surveillance technologies conference, 2016.

[39] E. K. Sutton, "A new method of physics - based data assimilation for the quiet and disturbed thermosphere," Space Weather, Vol. 16, No. 6, pp. 736-753, 2018.

[40] E. Doornbos, H. Klinkrad, and P. Visser, "Atmospheric density calibration using satellite drag observations," Advances in Space Research, Vol. 36, No. 3, pp. 515-521, 2005.

[41] E. Doornbos, H. Klinkrad, and P. Visser, "Use of two-line element data for thermosphere neutral density model calibration," Advances in Space Research, Vol. 41, No. 7, pp. 1115-1122, 2008.

[42] C. Shi, et al., "Calibrating the scale of the NRLMSISE00 model during solar maximum using the two line elements dataset," Advances in Space Research, Vol. 56, No. 1, pp. 1-9, 2015.

[43] E. Forootan, et al., "Estimating and predicting corrections for empirical thermospheric models," Geophysical Journal International, Vol. 218, No. 1, pp. 479-493, 2019.

[44] T. Matsuo, A. D. Richmond, and D. W. Nychka, "Modes of high - latitude electric field variability derived from DE - 2 measurements: Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis," Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 7, pp. 11-1-11-4, 2002.

[45] T. Matsuo, A. D. Richmond, and G. Lu, "Optimal interpolation analysis of high - latitude ionospheric electrodynamics using empirical orthogonal functions: Estimation of dominant modes of variability and temporal scales of large - scale electric fields," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 110, No. A6, 2005.

[46] T. Matsuo and J. M. Forbes, "Principal modes of thermospheric density variability: Empirical orthogonal function analysis of CHAMP 2001–2008 data," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 115, No. A7, 2010.

[47] A. V. Morozov, et al., "Data assimilation and driver estimation for the global ionosphere–thermosphere model using the ensemble adjustment Kalman filter," Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Vol. 104, pp. 126-136, 2013.

[48] T. Matsuo, "Upper atmosphere data assimilation with an ensemble Kalman filter," in Modeling the Ionosphere–Thermosphere System, 2014, pp. 273-282.

[49] H. C. Godinez, et al., "Specification of the ionosphere-thermosphere using the ensemble Kalman filter," in Dynamic Data-Driven Environmental Systems Science: First International Conference, DyDESS 2014, 2015, pp. Springer.

[50] S. Codrescu, M. Codrescu, and M. Fedrizzi, "An ensemble Kalman filter for the thermosphere - ionosphere," Space Weather, Vol. 16, No. 1, pp. 57-68, 2018.

[51] I. Kim, et al., "Localized data assimilation in the ionosphere-thermosphere using a sampled-data unscented Kalman filter," in 2008 American Control Conference, 2008, IEEE.

[52] T. Matsuo, et al., "Data assimilation of thermospheric mass density," Space Weather, Vol. 10, No. 5, 2012.

[53] M. Codrescu, et al., "Validation of the coupled thermosphere ionosphere plasmasphere electrodynamics model: CTIPE - mass spectrometer incoherent scatter temperature comparison," Space Weather, Vol. 6, No. 9, 2008.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

[54] Mona Kosary, Modelling Thermosphere-Ionosphere using space-geodetic observations. 2023.

[55] E. Doornbos, Thermospheric density and wind determination from satellite dynamics. Springer Science & Business Media, 2012.

[56] K. Vielberg, et al., "Comparison of accelerometer data calibration methods used in thermospheric neutral density estimation," in Annales Geophysicae, 2018.

[57] J. Picone, et al., " NRLMSISE ‐ 00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues," Journal of Geophysical Research: Space Physics, Vol. 107, No. A12, pp. SIA 15-1-SIA 15-16, 2002.

[58] E. Doornbos and H. Klinkrad, "Modelling of space weather effects on satellite drag," Advances in Space Research, Vol. 37, No. 6, pp. 1229-1239, 2006.

[59] D. A. Vallado and D. Finkleman, "A critical assessment of satellite drag and atmospheric density modeling," Acta Astronautica, Vol. 95, pp. 141-165, 2014.

[60] P. M. Mehta, "On deriving self-consistent, high-accuracy mass density measurements," Adv. Astron. Sci., pp. 19-439, 2019.

[61] L. F. Shampine and M. W. Reichelt, "The matlab ode suite," SIAM journal on scientific computing, Vol. 18, No. 1, pp. 1-22, 1997.

[62] M. Chapront-Touzé and J. Chapront, "The lunar ephemeris ELP 2000," Astronomy and Astrophysics, Vol. 124, No. 1, pp. 50-62, 1983.

[63] Y. Guo, et al., "Performance Analysis of NRLMSIS 2.1 Thermospheric Mass Density Model using GRACE-A and SWARM-C Observations," Advances in Space Research, 2024.

[64] J. T. Emmert, et al., " NRLMSIS 2.0: A whole ‐ atmosphere empirical model of temperature and neutral species densities," Earth and Space Science, Vol. 8, No. 3, p. e2020EA001321, 2021.

[65] C. Xiong, et al., "An empirical model of the thermospheric mass density derived from CHAMP satellite," in Annales geophysicae, 2018.

[66] T. E. Sarris, "Understanding the ionosphere thermosphere response to solar and magnetospheric drivers: status, challenges and open issues," Philosophical Transactions of the Royal Society A, Vol. 377, No. 2148, p. 20180101, 2019.

[67] T. Gao, H. Peng, and X. Bai, "Calibration of atmospheric density model based on Gaussian Processes," Acta astronautica, Vol. 168, pp. 273-281, 2020.

[68] M. Hapgood, H. Liu, and N. Lugaz, "SpaceX—Sailing Close to the Space Weather?," Wiley Online Library, p. e2022SW003074, 2022.

[69] D. M. Oliveira, et al., "The current state and future directions of modeling thermosphere density enhancements during extreme magnetic storms," arXiv preprint arXiv:2110.04360, 2021.

[70] R. Licata, et al., "Calibrated and Enhanced NRLMSIS 2.0 Model with Uncertainty Quantification," in 103rd AMS Annual Meeting, 2023, AMS.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.13, No.3, Autumn 2025

Research Paper

Assimilation and Modeling of Thermospheric Neutral Density Using Observations from LEO Satellites

Ghazaleh Ghazavi [1], Saeed Farzaneh [2]*, Mohammad Ali Sharifi [3]

1- M.Sc. in Geodesy, School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.
2- Associate professor in School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran
3- Professor in School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran

Abstract

Accurate modeling of thermospheric neutral density (TND) is required to analyze the non-gravitational forces that affect low-Earth orbit (LEO) satellites and improve the performance of orbit determination models. Although empirical models such as NRLMSISE2.0 arewidelyutilized, the structural limitations in these models and their dependency on calibration leads to insufficient accuracy in environmental conditions. In this study, an algorithm is developed to integrate mass density observations from accelerometers mounted on CHAMP and GRACE satellites with the NRLMSISE2.0 model. After transferring the data to a reference height of 400km and performing statistical matching, corrections based on spherical harmonic expansion are applied in two variables of latitude and local solar time to reduce the bias between the observations and the model. The tatistical analysis of the performance of the improved model using the metrics of root mean square error (RMSE), relative deviation (ARD), logarithmic difference (LD), and correlation coefficient (R) shows that the improved model is able to reconstruct the thermospheric density structure more accurately and its performance in determining the satellite orbit is somehow improved. The numerical results indicate that the model accuracy for CHAMP and GRACE satellites is increased by 40.23% and 45.80%, respectively. These findings emphasize the effectiveness of the proposed method in updating thermospheric experimental models and their application in determining the orbit and spatial predictions.

Key words: *Thermospheric Neutral Density, Empirical Model, Calibration, Geodetic observations.*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-25]

[DOI: 10.66224/jgit.13.3.47]

Correspondence Address: *School of Surveying and Geospatial Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.*
Tel : *+98 21 61114242*
Email*: Farzaneh@ut.ac.ir*