

مطالعه امواج گرانی - لختی بر اساس تغییرات بزرگ دامنه فشار سطح بر روی ایران

راحله عسگری^۱، محمد میرزائی^{۲*}، علیرضا محب‌الحجه^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران
۲. دکتری، استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران
۳. دکتری، دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

چکیده

بررسی تغییرات فشار سطح دریا یکی از روش‌های شناسایی امواج گرانی-لختی است. در این مطالعه، موارد تغییر فشار سطح دریا بیش از ۳ هکتوپاسکال در طی یک ساعت برای چندین ایستگاه ایران در یک دوره هشت ماهه شناسایی می‌شود. سپس، با توجه به الگوهای هم‌دیدگی و تغییر میدان‌های دما و باد ایستگاه‌ها، موارد تغییر فشار سطح همراه با رخداد امواج گرانی-لختی تعیین می‌شود. با شبیه‌سازی موارد انتخابی به کمک مدل WRF و ترسیم میدان واگرایی افقی سرعت، ویژگی‌های امواج گرانی-لختی محاسبه می‌شود. در این مطالعه چهار مورد رخداد گرانی-لختی امواج شناسایی شد که با کمک نتایج شبیه‌سازی عددی موارد مذکور، مشخص گردید که سه چشمه کوهساری، جبهه گرم سطوح زیرین و جریان جتی در تولید و انتشار این امواج نقش داشته‌اند. همچنین، زمانی که در سطوح زیرین ناپایداری شدید وجود دارد، شرایط برای نگهداشت و تقویت موج فراهم نبوده و در شبیه‌سازی مدل نیز اثری از امواج دیده نمی‌شود.

واژگان کلیدی: امواج گرانی-لختی، جبهه گرم سطوح زیرین، جت سطوح زیرین، شبیه‌سازی عددی، واگرایی افقی سرعت

مقدمه

تشکیل و موجب تقویت و بازتاب موج می‌شود. در غیاب لایه پایدار قوی مجرای موج (با پایداری قوی) همراه با سامانه‌های جبهه‌ای، امکان انتشار قابل توجه امواج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین وجود ندارد. لیندزن و تونگ (Lindzen and Tung, 1976) یک محیط دولایه برای مجراسازی موج در نظر گرفتند که لایه زیرین آن پایدار بود. شنایدر (Schneider, 1993) و کاک و اهاندلی (Koch and O'Handley, 1997) دریافتند چنانچه در ناحیه‌ای لایه بازتابنده بسیار ناپایدار و لایه مجرای زیرین بسیار پایدار باشد، بیشینه تشدید دامنه اتفاق می‌افتد.

کوپل و همکاران (Kopple et al, 2000) در یک بررسی جامع، در حدود ۱۰۳۸ مورد موج گرانی-لختی را در وردسپهر زیرین با استفاده از مشاهده تغییرات فشارسطح در یک دوره ۲۵ ساله بر روی ایالت متحده شناسایی کردند. تغییرات فشارسطح علاوه بر رخداد امواج گرانی-لختی می‌تواند مربوط به پرفشار حبابی^۳ مرتبط با توفان‌های تندر، چرخند و واچرخندهای قوی، جبهه سرد قوی، جریانات سریع و خروج هوای سرد باشد. بنابراین طبقه‌بندی تغییرات فشارسطح بر اساس پدیده‌های وضع هوا، به منظور به حداکثر رساندن احتمال استخراج امواج گرانی-لختی ضروری است.

به منظور شناسایی تغییر فشارسطح دریا مرتبط با امواج گرانی-لختی از معیارهای شنایدر (Schneider, 1993)، کاک و اهاندلی (Koch and O'Handley, 1997) در رخداد امواج گرانی-لختی استفاده می‌شود. این معیارها عبارتند از (۱) وابستگی فشار و باد؛ (۲) تغییر سرعت و جهت باد از الگوی مشخصی که وجود دارد؛ (۳) تغییر در پوشش مقدار ابر و میدان دید؛ (۴) تغییر در نوع و شدت بارش (۵) گزارش توفان تندر. اگر ارتباطی بین فشار، باد و بارش پدیدار شود، برآوردی برای امکان وجود موج گرانی-لختی می‌باشد.

شبیه‌سازی واقعی امواج گرانی-لختی با مدل‌های میان مقیاس یکی دیگر از ابزارهای مناسب و تکمیل‌کننده مطالعات مشاهداتی است که با انتخاب تفکیک مناسب می-

نوسانات آزمینگرد حاصل از دو واداشت شناوری و کوریولیس دارای بسامدی بین بسامد لختی و کوریولیس هستند که به آنها امواج گرانی-لختی (IGW) می‌گویند. این امواج از طریق انتقال انرژی و تکانه در راستای افقی و قائم بسیاری از پدیده‌های جوی را تحت تأثیر قرار می‌دهند و موجب پربیشیدگی‌هایی در میدان‌های فشار، دما و باد می‌شوند. یوسلینی و کاک (Uccellini and Koch, 1987) در یک مطالعه مشاهداتی بر روی ۱۳ مورد موج گرانی-لختی، موفق به ارائه الگوی هم‌دیدی مناسب برای آشکارسازی امواج گرانی-لختی شدند. آنها بیشترین فعالیت این امواج را در ناحیه قطب‌سوی مرزهای جبهه گرم سطوح زیرین، نزدیک نقطه عطف بین ناوه سطوح زیرین و پایین-دست پشته و پایین‌دست جریان جوی وردسپهر زیرین یافتند که نتایج مطالعات قبلی را نیز تأیید می‌کرد.

امواج گرانی-لختی دارای چشمه‌های متعددی هستند که از آن جمله می‌توان به جبهه‌های سطوح زیرین اشاره کرد (Snyder et al, 1993). همچنین، حضور جریان جوی با چینش قائم باد همراه با آن، دیگر چشمه تولید امواج گرانی-لختی است، به طوری که فرایند تنظیم زمینگرد در منطقه خروجی جت سازوکاری برای چشمه این امواج می‌باشد. در ناحیه فعالیت جبهه-جت، چندین سازوکار برای تولید امواج گرانی-لختی مشارکت دارند که از آن جمله می‌توان به ناپایداری چینشی، ناپایداری متقارن، گسیل تنظیم خودبخودی (SAE)^۲، همرفت عمیق و تنظیم راسبی اشاره کرد که به همراه کوهساری چشمه‌های عمده این امواج در وردسپهر هستند.

هنگامی که امواج گرانی-لختی به سمت بالا انتشار می‌یابد، پس از بازتاب، به سمت پایین برمی‌گردند که برهمکنش امواج بالاسو و پایین‌سو می‌تواند موجب افزایش یا کاهش دامنه امواج شود. اگر پدیده تشدید رخ دهد، انرژی در لایه زیرین به دام می‌افتد و به آن لایه مجرای موج می‌گویند. لایه مجرای موج در وردسپهر زیرین و نزدیک سطح زمین

میدان باد ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع ژئوپتانسیلی و دمای پتانسیلی ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال حاصل از داده‌های FNL^۱ به منظور بررسی وجود جریانات جتی و جبهه گرم سطح زمین ترسیم می‌شود تا محیط همدیدی مناسب برای تولید امواج تعیین شود (این نقشه‌ها در اینجا آورده نشده است). تغییر فشارسطحی که با جبهه گرم سطوح زیرین همراه باشد، می‌تواند نشانه تولید امواج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین باشد.

پس از شناسایی موارد همراه با رخداد امواج گرانی-لختی، از مدل میان‌مقیاس WRF^۲ برای شبیه‌سازی واقعی این امواج استفاده می‌شود. مدل با تفکیک‌های افقی ۱۵ و ۲۰ کیلومتر، بالاترین تراز فشاری برابر با ۶۰ هکتوپاسکال و شامل ۲۸ تراز در راستای قائم با استفاده از داده‌های باز تحلیل شده FNL به مدت ۶۶ ساعت اجرا می‌شود. سپس با محاسبه و ترسیم میدان واگرایی افقی سرعت، ویژگی‌های امواج برآورد می‌شود. مزیت استفاده از این روش صفر بودن جریان زمینه و حذف مؤثر میدان زمینگرد است، به طوری که دیگر نیاز به پالایندهای برای حذف جریان زمینه نیست. برای برآورد طول موج‌های افقی (λ_h) و قائم (λ_z) امواج، سطح مقطع قائم میدان واگرایی افقی سرعت ترسیم می‌شود. با داشتن طول موج قائم و افقی، بسامد ذاتی موج (ω_i) از رابطه پاشندگی

$$\omega_i = (f^2 + N^2 \frac{k_h^2}{k_z^2})^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

به دست می‌آید که در آن f پارامتر کوریولیس و N بسامد شناوری و k_z و k_h به ترتیب عددهای موج در راستای افقی و راستای قائم هستند. همچنین تندی فاز ذاتی از رابطه

$$c_i = \frac{\omega_i \lambda_h}{2\pi} \quad (2)$$

و سرعت گروه در راستای قائم از رابطه

$$c_{g,z} = -N^2 \frac{k_h^2}{\omega_i k_z^3} \quad (3)$$

به دست می‌آید.

توان با دقت بهتری سازوکارهای تشکیل و انتشار این امواج را مطالعه کرد. از چنین شبیه‌سازی‌هایی می‌توان به مطالعات امیرامجدی و همکاران (۱۳۹۳)، پلوگونون و همکاران (Plougonven et al, 2010)، ژنگ و همکاران (Zhang et al, 2001)، و زولیک و پیترس (Zülicke and Peters, 2006) اشاره کرد. البته استفاده از مدل‌سازی نیز دارای محدودیت‌های مربوط به تفکیک و پخش مدل است که تا حدودی قابل کنترل هستند.

از آنجا که در ایران پژوهشی در زمینه امواج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین انجام نشده است، در این مطالعه سعی شده است به کمک داده‌های فشار سطح دریا برای ایستگاه‌های مختلف ایران و همچنین شبیه‌سازی عددی، رویدادهای همراه با امواج گرانی-لختی مورد بررسی قرار گیرند. ساختار این مقاله به این صورت است که در بخش ۲، روش انجام کار و داده‌های مورد استفاده معرفی و سپس نتایج بررسی مشاهداتی و شبیه‌سازی عددی در بخش ۳ ارائه می‌شود. در پایان نیز، جمع‌بندی نتایج در بخش ۴ آورده شده است.

مواد و روش کار

در این مطالعه، از داده‌های ساعتی فشار سطح دریا، دما، بزرگی و جهت باد از اول نوامبر ۲۰۱۳ (۳ آذر ۱۳۹۲) تا ۳۰ ژوئن ۲۰۱۴ (۹ تیر ۱۳۹۳) ایستگاه‌های مهرآباد تهران، تبریز، کرمانشاه، رشت، شیراز، کرمان، ساری و اصفهان استفاده شده است. از آنجا که هدف پژوهش حاضر شناسایی امواج بزرگ‌دامنه در ایران بوده است، تغییرات فشار سطح دریا با بزرگی بیش از ۳ هکتوپاسکال در ساعت انتخاب شده است. به علت وجود خطا در گزارش‌ها، از نقشه‌های همدیدی برای یافتن خطاها استفاده شده است.

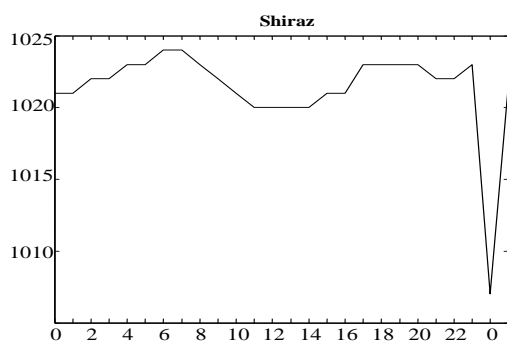
به منظور شناسایی امواج گرانی-لختی، از تغییرات دما، بزرگی و جهت باد متناظر با فشار سطح بیش از آستانه استفاده می‌شود تا وابستگی بین تغییرات فشارسطح با تغییر در بزرگی یا جهت باد و همچنین تغییر دمای ایستگاه بررسی شود. همچنین نقشه‌های ضخامت ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال،

نتایج

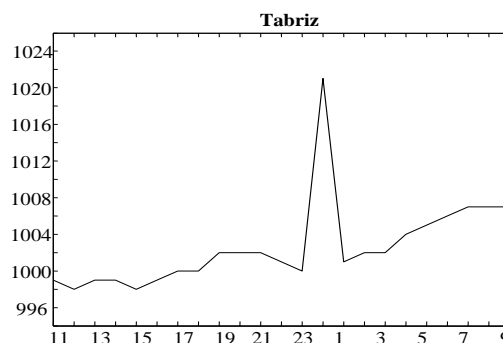
بررسی تغییرات زمانی فشار سطح دریا

با انتخاب آستانه تغییرات فشار سطح دریا بیش از ۳ هکتو پاسکال و بررسی داده‌های ساعتی ایستگاه‌های انتخاب شده، ۱۸ مورد با تغییر فشار سطح بیش از آستانه انتخابی شناسایی شد. به منظور یافتن خطاها در داده‌های گزارش شده ایستگاه‌ها، فشار، دما و باد ایستگاه‌ها و همچنین فشار سطح دریای ایستگاه‌های مجاور در صورت در دسترس بودن

و همچنین نقشه‌های همدیدی ارائه شده توسط سازمان هواشناسی کشور بررسی شد. برای نمونه، نتایج نشان داد که تغییرات فشار سطح دریا در دو ایستگاه تبریز و شیراز بیش از آستانه است (شکل ۱)، اما با بررسی دقیق نقشه‌های همدیدی متناظر با شکل ۱، مشخص شد که تغییرات فشار گزارش شده در دو ایستگاه مذکور دارای خطاست و بنابراین این موارد حذف شد.



(ب)

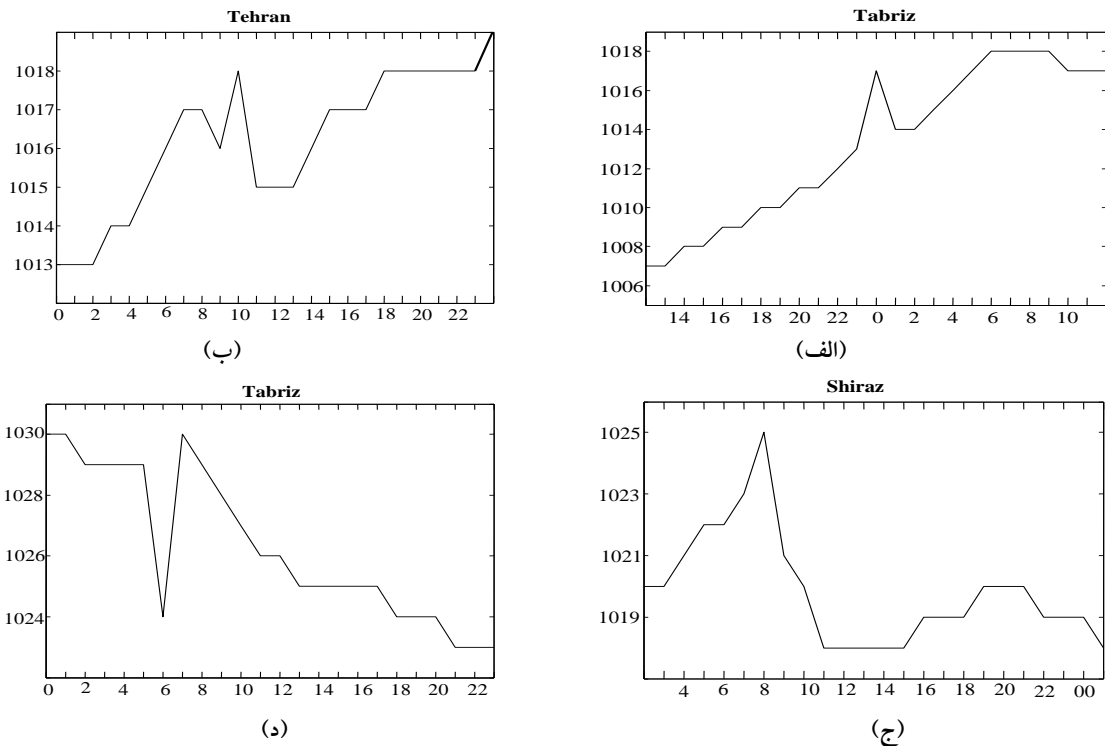


(الف)

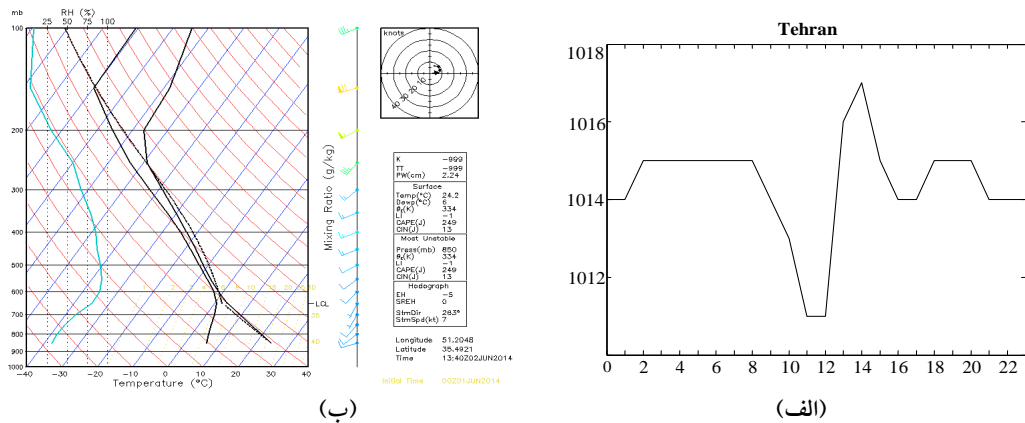
شکل ۱. تغییرات فشار سطح دریا برای ایستگاه (الف) تبریز در بازه زمانی UTC ۱۱۰۰ روز ۳۰ مارس تا UTC ۰۹۰۰ روز ۳۱ مارس ۲۰۱۴ و (ب) شیراز در بازه زمانی UTC ۰۰۰۰ روز ۳۱ دسامبر ۲۰۱۳ تا UTC ۰۱۰۰ روز ۱ ژانویه ۲۰۱۴. محور افقی بر حسب ساعت به وقت UTC و محور قائم فشار سطح دریا بر حسب هکتوپاسکال است.

علاوه بر موارد فوق، در تاریخ ۲ ژوئن ۲۰۱۴ (۱۲ خرداد ۱۳۹۳)، تغییر فشار بیشتر از آستانه برای تهران مشاهده شد که تغییرات دما و باد نیز متناسب با فشار سطح صورت می‌گیرد (شکل ۳). در شبیه‌سازی انجام شده در این زمان، موجی بارز آشکار نشد. این مسئله را احتمالاً می‌توان به نبود شرایط مجراسازی موج مرتبط دانست، زیرا لایه زیرین از نظر ایستایی ناپایداری داشته و شرایط لازم را برای نگهداشت و تقویت موج فراهم نکرده است. برای نگهداشت و تقویت موج، لایه زیرین باید پایدارتر از لایه بالای آن (لایه بازتابنده موج) باشد.

پس از حذف موارد همراه با خطا، برای موارد باقیمانده، تغییرات ساعتی باد و دما، میزان بارش و تعداد پدیده‌های گزارش شده برای شناسایی دقیق‌تر رخداد تغییر فشار سطح همراه با موج گرانی- لختی بررسی شد. با توجه به این که جبهه گرم سطوح زیرین یکی از چشمه‌های تولید این امواج در وردسپهر زیرین می‌باشد و وجود جت در تراز میانی و زیرین همراه با جبهه، شرایط همدیدی مناسبی برای تولید این موج فراهم می‌کند، بنابراین نقشه‌های همدیدی حاصل از داده‌های FNL ترسیم و بررسی شد. نتایج حاکی از وجود چهار رویداد همراه با امواج گرانی- لختی بود که دو مورد آن در یک روز و در دو ایستگاه تهران و تبریز در ساعات متفاوت رخ داده بود (شکل ۲).



شکل ۲. تغییرات فشار سطح دریا برای ایستگاه (الف) تبریز در بازه زمانی UTC ۱۲۰۰ روز ۲۸ ژانویه تا UTC ۱۲۰۰ روز ۲۹ ژانویه ۲۰۱۴، (ب) تهران در بازه زمانی UTC ۰۰۰ روز ۲۹ ژانویه تا UTC ۰۰۰۰ روز ۳۰ ژانویه ۲۰۱۴، (ج) شیراز در بازه زمانی UTC ۰۰۰۰ تا UTC ۲۳۰۰ روز ۵ دسامبر ۲۰۱۳ و (د) تبریز در بازه زمانی UTC ۰۰۰۰ تا UTC ۲۳۰۰ روز ۲۰ نوامبر ۲۰۱۳. محور افقی برحسب ساعت به وقت UTC و محور قائم فشار سطح دریا برحسب هکتوپاسکال است.



شکل ۳. (الف) تغییرات فشار سطح دریا ایستگاه تهران در بازه زمانی UTC ۰۰۰۰ تا UTC ۲۳۰۰ روز ۲ ژوئن ۲۰۱۴ (محور افقی ساعت به وقت UTC و محور قائم فشار سطح دریا برحسب هکتوپاسکال است) و (ب) نمودار Skew-T ایستگاه تهران در ساعت UTC ۰۱۰۰ روز ۲ ژوئن ۲۰۱۴.

کمک مدل WRF ارائه می‌شود. تغییرات یک ساعته فشار سطح دریا حاصل از خروجی مدل در بخش‌های مختلف ایران که دربرگیرنده موارد بررسی شده در بخش قبل (موارد مشاهداتی) است، در شکل ۴ ترسیم شده است. مطابق

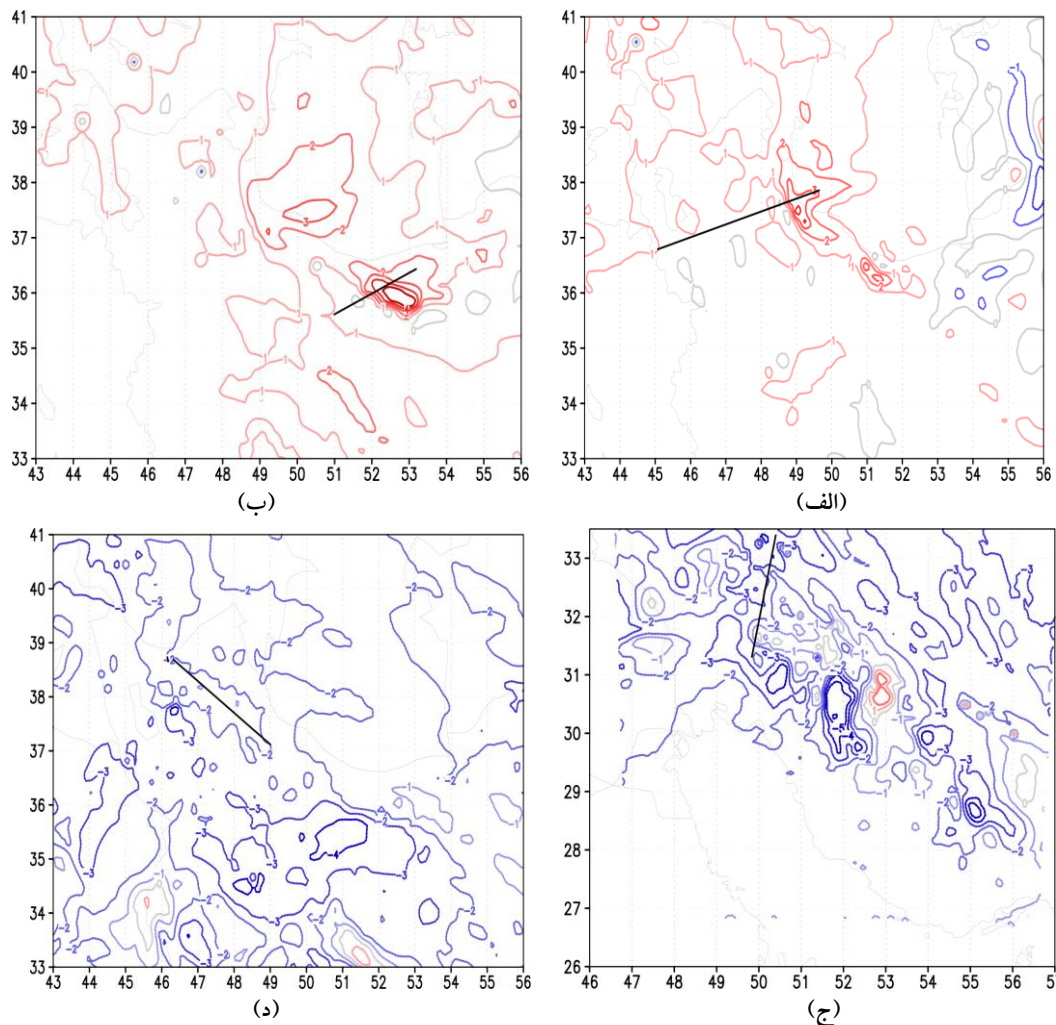
شبیه‌سازی رویدادهای همراه با امواج

گرانی- لختی

در این بخش، نتایج حاصل از شبیه‌سازی امواج گرانی- لختی همراه با تغییرات فشار سطح بیش از حد آستانه با

ایستگاه‌ها در این زمان نیز استفاده شد. برای نمونه، تغییر ۲ هکتوپاسکال فشار سطح دریا در ایستگاه‌های رشت و آستارا برای ۲۸ و ۲۹ ژانویه ۲۰۱۴ (۸ و ۹ بهمن ۱۳۹۲) به خوبی صحت نتایج مدل را تأیید می‌کند.

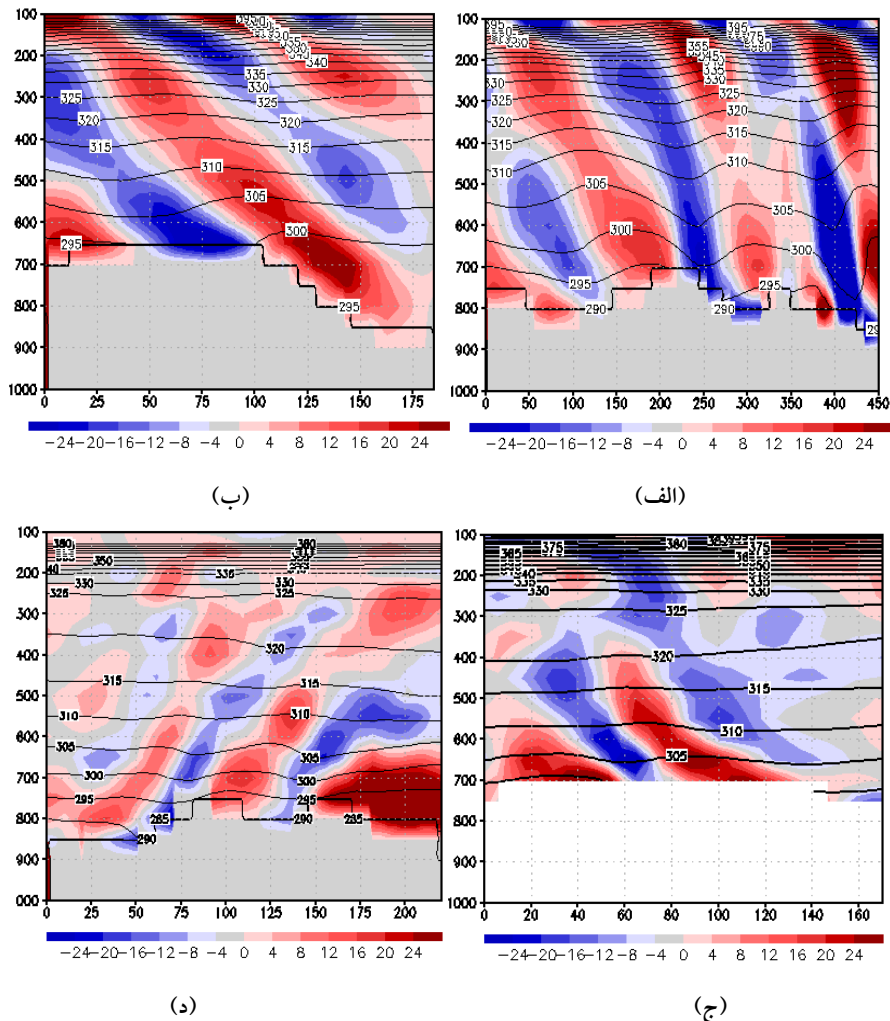
شکل ۴، تغییر فشار سطح دریا حاصل از شبیه‌سازی مدل در ۲۹ ژانویه ۲۰۱۴ (۹ بهمن ۱۳۹۲) و ۲۰ نوامبر در استان‌های گیلان و کردستان نیز دارای مقادیر بزرگی است. به منظور تعیین صحت نتایج، از داده‌های در دسترس گزارش شده



شکل ۴. تغییرات یک ساعته فشار سطح دریا (الف) از UTC ۲۳۰۰ تا UTC ۲۴۰۰ روز ۲۸ ژانویه ۲۰۱۴ (۸ بهمن ۱۳۹۲)، (ب) از UTC ۰۲۰۰ تا UTC ۰۳۰۰ روز ۲۹ ژانویه ۲۰۱۴ (۹ بهمن ۱۳۹۲)، (ج) از UTC ۰۷۰۰ تا UTC ۰۸۰۰ روز ۵ دسامبر ۲۰۱۳ (۱۴ آذر ۱۳۹۲) و (د) از UTC ۰۸۰۰ تا UTC ۰۹۰۰ روز ۲۰ نوامبر ۲۰۱۳ (۲۹ آبان ۱۳۹۲). محورهای افقی و قائم به ترتیب عرض و طول جغرافیایی را نشان می‌دهند و خطوط مورب، محل ترسیم برش قائم در شکل ۵ را مشخص می‌کند.

افقی مدل است، به طوری که با افزایش و کاهش تفکیک افقی، طول موج افقی نیز تغییر می‌کند. در مواردی، تفکیک پایین قادر به نمایش امواج نیست. پس از بررسی‌های مختلف میزان تفکیک مناسب برای نمایش این امواج بین ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر تعیین شد.

در ادامه، برای بررسی دقیق‌تر امواج گرانی-لختی، برش قائمی از میدان واگرایی افقی سرعت منطبق بر مناطق فعالیت موج (خطوط مورب ترسیم شده در شکل ۴) ترسیم شده است (شکل ۵). نتایج شبیه‌سازی‌ها با تفکیک‌های مختلف نشان داد که طول موج افقی این امواج در بین پارامترهای مختلف در اجرای مدل بیشتر تحت تأثیر تفکیک



شکل ۵. برش قائم میدان واگرایی افقی سرعت (سایه-روشن با فاصله $\pm 4 \times 10^{-5} S^{-1}$) در امتداد خطوط مورب ترسیم شده در شکل ۴ برای اجرای مدل با تفکیک افقی ۲۰ کیلومتر در (الف) و (ب) و ۱۵ کیلومتر در (ج) و (د). خطوط توپر نشان‌دهنده پربندهای دمای پتانسیلی با فاصله پربندی ۵ کلون است. محور قائم فشار برحسب هکتوپاسکال و محور افقی فاصله برحسب کیلومتر می‌باشد.

مهمی را داشته است اما این امواج هنگامی که جبهه گرم سطوح زیرین نیز حضور داشته است، انتشار یافته‌اند. نتایج نشان می‌دهد که در حضور جبهه گرم سطوح زیرین همراه شده با جریان جتی و ردسپهر زیرین، امواج تا سطوح بالای جو نیز انتشار می‌یابند. به‌طور کلی، در تاریخ ۲۹ ژانویه ۲۰۱۴ سه چشمه کوهساری، جبهه گرم سطوح زیرین و جریان جتی در تولید و انتشار این امواج نقش داشته‌اند و چون شرایط برای مجراسازی موج نیز مهیا بوده، تقویت و نگهداشت موج نیز انجام گرفته است.

نتایج شبیه‌سازی مربوط به مورد ۲۹ ژانویه (۹ بهمن ۱۳۹۲) نشان‌دهنده وجود امواج گرانی لختی در شمال، شمال غرب و قسمتی از غرب کشور است. برای برآورد ویژگی این امواج از روابط معرفی شده در بخش ۲ استفاده شده است. برای نمونه، نتایج ویژگی‌های امواج مربوط به شکل ۵-الف در جدول ۱ آورده شده است. مطابق جدول ۱، این امواج دارای بسامدی بالا هستند و چون در سطوح زیرین جو شناسایی شده‌اند، چشمه تولید آنها عمدتاً جبهه گرم سطوح زیرین است. هرچند کوهساری (رشته کوه‌های زاگرس و البرز) نیز در تولید این امواج نقش

$N (10^{-2} s^{-1})$	$\lambda_h (km)$	$\lambda_z (km)$	$\omega (10^{-4} s^{-1})$	$\frac{\omega}{f}$	$c_z (m/s)$	$c_h (m/s)$	$c_{gr} (km/h)$	$\tau (h)$
۱/۳۱۲	۱۴۰	۱۰	۹/۴۱۲	۱۰/۷۷	۱/۴۹۸	۲۰/۹۷	۵/۲۴۶	۱/۸۵

جدول ۱- ویژگی‌های موج گرانی- لختی مربوط به شکل ۵-الف.

- Kopple, L. L., L. F. Bosart, and D. Keyser, 2000, A 25-yr Climatology of large-amplitude hourly surface pressure changes over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 51–68.
- Lindzen, R. S., and K. K. Tung, 1976, Banded convective activity and ducted gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1602–1617.
- Plougonven, R., A. Arsac., A. Hertzog., L. Guez, and F. Vial, 2010, Sensitivity study for mesoscale simulations of gravity waves above Antarctica during Vorcore. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 1371–1377.
- Schneider, R. S., 1990, Large-amplitude mesoscale wave disturbances within the intense Midwest extra tropical cyclone of 15 December 1987. *Wea. Forecasting*, 5, 533–558.
- Snyder, C., W. C. Skamarock and R. Rotunno, 1993, Frontal dynamics near and following frontal collapse. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3194–3211.
- Uccellini, L. W., and S. E. Koch, 1987, The synoptic setting and possible source mechanisms for mesoscale gravity wave events. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 721–729.
- Zhang, F., S. E. Koch, C. A. Davis, and M. L. Kaplan, 2001, Wavelet analysis and the governing dynamics of a large-amplitude gravity wave event along the east coast of the United States. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 2209–2245.
- Zülicke, C. and D. H. W. Peters, 2006, Simulation of inertia-gravity waves in a poleward-breaking Rossby wave. *J. Atmos. Sci.*, 63 (12), 3253–3276.
- AmirAmjadi, M., A. R. Mohebalhojeh, and M. Mirzaei, 1393, Uncertainties in the determination of inertia-gravity waves in a case study over Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 8(1), 13-22

نتیجه‌گیری

از آنجا که یکی از تأثیرات امواج گرانی- لختی در جو، پریشیدگی در میدان فشار سطح در زمان عبور موج میباشد، با استفاده از داده‌های ایستگاه‌ها می‌توان این پریشیدگی‌ها را بدون استفاده از داده‌های جوّ بالا شناسایی کرد. همچنین با استفاده از اثری که این امواج بر میدان‌های دما و باد ایستگاه‌ها می‌گذارند و وجود محیط همدیدی مناسب در سطوح پایین جو (مانند جبهه گرم سطوح زیرین) می‌توان این امواج را شناسایی کرد. در این مطالعه، پس از بررسی داده‌های چندین ایستگاه برای یک دوره هشت ماهه بر روی ایران، چهار مورد رخداد امواج گرانی- لختی بر مبنای تغییرات فشار سطح دریا یک ساعته بیش از ۳ hPa شناسایی و برای بررسی دقیق‌تر، این موارد با مدل WRF شبیه‌سازی شد. نتایج نشان داد که تفکیک افقی مدل تأثیر مهمی در نمایش امواج گرانی- لختی دارد، به طوری که اگر نسبت طول موج افقی به اندازه تفکیک انتخاب شده کوچک باشد، این امواج در شبیه‌سازی عددی نمایش داده نمی‌شوند و اگر نسبت بزرگ باشد، تشخیص موج منظم به علت وجود نوفه در خروجی مدل مشکل خواهد بود و طول موج افقی کوچک‌تر به دست می‌آید. در پایان، با توجه به محدودیت در بازه زمانی مطالعه (حدود ۸ ماه) و همچنین نقص در ثبت داده‌های ایستگاهی، پیشنهاد می‌شود برای حصول نتایج با قطعیت بالاتر و آمار بهتر از رخداد امواج، بازه زمانی مورد مطالعه به دوره‌ای بسیار بلندتر افزایش یابد.

منابع

- Koch, S. E., and C. O'Handley, 1997, Operational forecasting and detection of mesoscale gravity waves. *Wea. Forecasting*, 12, 253–281.