

شناسایی و شبیه‌سازی امواج گرانی - لختی در وردسپهر زیرین روی تهران در دوره ۲۰۱۵-۱۹۶۱

ملیحه چالاک^۱، علیرضا محب‌الحجه^{۲*}، و محمد میرزائی^۳

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۳استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۰۵)

چکیده

امواج گرانی-لختی، از جمله عواملی هستند که میدان‌های هواشناختی را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند و با انتقال تکانه، انرژی و جرم سبب ایجاد پریشیدگی در میدان‌های باد، دما و فشار می‌شوند. بنابراین شناخت چشمه‌های تولید این امواج و بررسی ویژگی‌های آنها بسیار حائز اهمیت است. با توجه به اینکه تاکنون مطالعه‌ای برای شناسایی امواج گرانی-لختی در یک دوره اقلیمی روی تهران صورت نگرفته است، در این پژوهش به کمک داده‌های دیدبانی ایستگاه مهرآباد تهران در دوره ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵، به شناسایی رخداد‌های این پدیده در وردسپهر زیرین پرداخته شده است.

یکی از روش‌های شناسایی امواج گرانی-لختی، بررسی تغییرات ناگهانی و بزرگ در فشار سطحی است. در این مطالعه، با در نظر گرفتن آستانه تغییرات ساعتی فشار به مقدار بیش از ۳ هکتوپاسکال، ۱۰۱ مورد به‌عنوان نامزدهای احتمالی رخداد امواج گرانی-لختی برای یک دوره ۵۵ ساله در ایستگاه مهرآباد تهران شناسایی شد. سپس، با بررسی داده‌های دیدبانی ایستگاهی و تحلیل الگوهای همدیدی مناسب برای فعالیت امواج گرانی-لختی، تعداد ۱۷ مورد رخداد موج گرانی-لختی تعیین شد که ۱۳ مورد آن با همرفت و ۴ مورد آن با چرخند همراه بوده‌اند. در ادامه، برای ارزیابی روش قبلی و تعیین ویژگی‌های امواج، از مدل WRF برای شبیه‌سازی موارد رخداد موج گرانی-لختی استفاده شد. نتایج شبیه‌سازی عددی نه‌تنها درستی تحلیل‌های انجام شده را در انتخاب موارد رخداد موج گرانی-لختی تأیید کرد، بلکه ارتباط بین چشمه امواج، نحوه انتشار و همچنین تأثیرشان را بر میدان‌های هواشناختی مانند فشار، دما و باد در منطقه تهران و به‌خصوص در ایستگاه مهرآباد، با دقت بیشتری تعیین کرد.

واژه‌های کلیدی: گرانی-لختی، شبیه‌سازی عددی، میدان‌های هواشناختی

۱ مقدمه

امواج گرانی-لختی هنگامی رخ می‌دهند که جو هم از نظر ایستایی و هم از نظر لختی پایدار باشد. آنها در واقع امواج گرانی‌ای هستند که طول موج افقی به اندازه کافی بزرگ دارند و تحت تأثیر چرخش زمین قرار می‌گیرند. به عبارتی دیگر، در تحول آنها نیروی کوریولیس نیز وارد می‌شود. در شاره‌ای که از نظر گرانی و لختی پایدار باشد، جابه‌جایی‌های بسته هوا از هر دو نیروی شناوری و کوریولیس متأثر است (هولتون، ۲۰۰۴). از آنجایی که انتشار امواج گرانی-لختی با انتقال جرم، انرژی و تکانه همراه است، در نتیجه بسیاری از پدیده‌های شکل‌دهنده وضع هوا تحت تأثیر این امواج قرار می‌گیرند. بارزترین این پدیده‌ها، تغییر شارش در سطح زمین و ایجاد پربشیدگی در میدان‌های فشار، دما و باد است (کوپل و همکاران، ۲۰۰۰).

برای دانستن ویژگی‌های امواج گرانی-لختی، شناسایی چشمه تولید آنها لازم است. محققین علاوه بر اثر کوهساری، وقوع همرفت و فعالیت‌های مربوط به جبهه و جت را به عنوان چشمه‌های اصلی امواج گرانی-لختی معرفی کرده‌اند (ژنگ و همکاران، ۲۰۰۱؛ برس و همکاران، ۲۰۰۲؛ ناپ، ۲۰۰۶؛ اسنایدر و همکاران، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹؛ ونگ و ژنگ، ۲۰۱۰؛ لین و ژنگ، ۲۰۱۱؛ روپرت و بوزارت، ۲۰۱۴؛ پلوگونون و ژنگ، ۲۰۱۴؛ میرزائی و همکاران، ۲۰۱۴ و وی و همکاران، ۲۰۱۶). یوسلینی و کاک (۱۹۸۷) برای شناسایی امواج گرانی-لختی، ۱۳ مطالعه موردی انجام دادند و به این نتیجه رسیدند که وجود هم‌زمان منطقه کم‌فشار، جبهه سطوح زیرین و جت سطوح زیرین بر وجود امواج گرانی-لختی دلالت دارد. کوپل و همکاران (۲۰۰۰)، برای یک دوره ۲۵ ساله، ۱۰۳۸ مورد رخداد موج گرانی-لختی را روی

ایالات متحده آمریکا در وردسپهر زیرین شناسایی کردند. این موارد اغلب همراه با چرخند و همرفت بودند. آنها در شناسایی این امواج از معیارهایی همچون تغییرات ناگهانی در فشار سطح زمین، تغییر در اندازه سرعت و جهت باد، تغییر در میزان ابرناکی و میدان دید، تغییرات نوع بارش و شدت آن و وجود توفان‌های تندی استفاده کردند.

در ایران نیز مطالعات و شبیه‌سازی‌هایی در مورد امواج گرانی-لختی صورت گرفته است. عسگری (۱۳۹۴) با استفاده از تحلیل داده‌های دیدبانی و انجام شبیه‌سازی‌های عددی با مدل WRF، به شناسایی امواج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین و میانی پرداخت. در آن مطالعه، از تغییرات فشار سطحی بیش از ۳ هکتوپاسکال بر ساعت به عنوان یک آستانه انتخاب برای شناسایی امواج گرانی-لختی استفاده شد. تحلیل نتایج شبیه‌سازی‌های صورت گرفته توسط وی نشان داد که علاوه بر جبهه گرم سطوح زیرین، رشته‌کوه‌های البرز نقش مهمی در تولید و انتشار این امواج داشته‌اند. او همچنین با بررسی تغییرات بارش، قبل و بعد از عبور امواج گرانی-لختی، به نقش همرفت به عنوان یکی از چشمه‌های تولید این امواج اشاره کرد. تاکنون مطالعات انجام شده در سطح کشور، به صورت موردی و برای دوره کوتاه‌مدت بوده و هیچ مطالعه‌ای برای شناسایی امواج گرانی-لختی در دوره بلندمدت اقلیمی انجام نشده است. لذا این امر ما را بر آن داشت تا در این پژوهش، به چنین مطالعه‌ای در وردسپهر زیرین روی ایستگاه مهرآباد تهران برای دوره بلندمدت ۱۹۶۱-۲۰۱۵ بپردازیم. مطالب این مقاله در سه بخش دسته‌بندی شده است: در بخش ۲، روش انجام پژوهش بیان می‌شود؛ بخش ۳ به نتایج داده‌های دیدبانی و شبیه‌سازی امواج گرانی-لختی می‌پردازد و در نهایت، در بخش ۴ جمع‌بندی نتایج و نتیجه‌گیری ارائه می‌شود.

۲ روش پژوهش

برای انجام دادن این پژوهش، ایستگاه مهرآباد به دلیل داشتن داده‌های دیدبانی با قدمت زیاد و همچنین حساس بودن اطلاعات وضع هوا در این منطقه از کشور، انتخاب شد. برای شناسایی رخداد‌های احتمالی امواج گرانی-لختی روی منطقه تهران، ابتدا داده‌های متار که در دفاتر همدیدی ثبت شده‌اند و شامل اطلاعات جوّی در فواصل زمانی یک‌ساعته هستند، برای دوره مطالعاتی ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵ از سازمان هواشناسی کل کشور تهیه شد. پس از تهیه داده‌های دوره مطالعاتی فوق، نخست با در نظر گرفتن آستانه تغییرات فشار سطحی بیش از ۳ هکتوپاسکال بر ساعت، رخداد‌های احتمالی موج گرانی-لختی شناسایی شدند. آستانه ۳ هکتوپاسکال برای تغییرات ساعتی فشار سطحی، با توجه به مطالعات پیشین صورت گرفته (مانند کوپل و همکاران، ۲۰۰۰) روی این دسته از امواج و ارتباط آنها با تغییرات فشار سطحی، انتخاب شده است. پس از شناسایی اولیه رخداد‌های احتمالی، سایر شاخص‌های هواشناختی همچون تغییر در تندی و جهت باد، تغییر در میزان ابرناکی و میدان دید افقی، میزان بارش تجمعی و وجود توفان‌های تندی در طی وقوع رخداد‌های احتمالی بررسی شد. سپس برای تحلیل الگوهای همدیدی در هر رخداد احتمالی، از نقشه‌های ترسیم شده به کمک داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ و داده‌های تحلیل نهایی NCEP FNL با تفکیک افقی $1^\circ \times 1^\circ$ در فواصل زمانی ۶ ساعته، به ترتیب برای موارد مطالعاتی رخ داده در قبل و بعد از سال ۲۰۰۰ استفاده می‌شود. در مطالعات پیشین صورت گرفته روی این امواج (مانند کوپل و همکاران، ۲۰۰۰)، امواج گرانی-لختی مرتبط با چرخند، با جبهه گرم سطحی و جریان جتی تراز زیرین همراه هستند و از الگوی ارائه شده توسط یوسلینی و کاک (۱۹۸۷) پیروی می‌کنند. از طرفی، امواج گرانی-لختی مرتبط با همرفت،

جریان‌اتی قوی در جنوب‌غربی محور ناوه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فرارفت هوای گرم دارند... بنابراین با ترسیم نقشه‌های فشار تراز دریا، میدان باد ترازهای ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه ترکیبی میدان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، الگوی همدیدی مناسب برای وقوع رخداد امواج گرانی-لختی بررسی می‌شود. در نهایت، برای شبیه‌سازی امواج گرانی-لختی شناسایی شده، از مدل میان‌مقیاس WRF استفاده شده است. در مطالعه حاضر، با کاربرد روش میدان واگرایی افقی سرعت (زولیک و پیتز، ۲۰۰۶) روی نتایج شبیه‌سازی مدل، ویژگی‌های امواج گرانی-لختی و نحوه انتشار آنها بررسی شده است. در این روش، طول موج‌های افقی و قائم امواج گرانی-لختی به کمک ترسیم نیمرخ قائم میدان واگرایی تعیین می‌شوند. بسامد ذاتی موج، ω ، از رابطه پاشش امواج گرانی-لختی آب‌ایستایی (رابطه ۱) به دست می‌آید. اگر c_g سرعت گروه باشد؛ مؤلفه‌های افقی آن را با $c_{g,x}$ و $c_{g,y}$ و مؤلفه قائم را با $c_{g,z}$ نشان می‌دهیم. این مؤلفه‌ها از رابطه (۲) به دست می‌آیند (هولتون، ۲۰۰۴):

$$\omega = \left[f^2 + N^2 \frac{(k_x^2 + k_y^2)}{k_z^2} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

$$(c_{g,x}, c_{g,y}, c_{g,z}) = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k_x}, \frac{\partial \omega}{\partial k_y}, \frac{\partial \omega}{\partial k_z} \right) \\ = \left(k_x \frac{N^2}{\omega k_z^2}, k_y \frac{N^2}{\omega k_z^2}, -N^2 \frac{(k_x^2 + k_y^2)}{\omega k_z^3} \right). \quad (2)$$

که f بسامد لختی و N بسامد شناوری است. k_x ، k_y و k_z به ترتیب عدد موج در راستای مداری، نصف‌النهاری و قائم هستند. جهت انتشار موج با سرعت گروه افقی

تغییرات ساعتی فشار بیش از ۳ هکتوپاسکال را در طی فصول سال نشان می‌دهد. بیشترین میزان فراوانی مربوط به فصل بهار است که تعداد ۷۰ مورد از ۱۰۱ مورد (۳/۶۹ درصد رخدادها) در این فصل رخ داده‌است. از فصل بهار به بعد، تعداد رخدادها روندی نزولی داشته‌است؛ به طوری که در فصل زمستان کمینه رویدادها را شاهد هستیم. در توزیع ماهانه (شکل ۱-ج)، ماه مه با ۴۴ مورد بیشترین تعداد رخداد تغییرات فشار را دارد. بعد از ماه مه، ماه آوریل و ماه ژوئن به ترتیب با تعداد ۲۱ و ۱۲ مورد، بیشترین فراوانی را دارند. از این رو و می‌توان نتیجه گرفت که در طول این سه ماه، یعنی از ماه دوم فصل بهار (آوریل) تا ماه اول فصل تابستان (ژوئن)، بیشترین موارد تغییر ساعتی فشار بزرگ‌تر از ۳ هکتوپاسکال به وقوع پیوسته‌است. در طی دوره ۵۵ ساله، در ماه فوریه هیچ تغییر ساعتی فشار بیش از آستانه انتخابی رخ نداده‌است و در ماه‌های نوامبر و دسامبر، تنها یک مورد در هر کدام از این ماه‌ها گزارش شده‌است. بنابراین با توجه به نمودار ماهانه نتیجه می‌گیریم که در ماه‌های فصل زمستان، کمترین تعداد تغییرات ساعتی فشار سطحی بیش از آستانه انتخابی به وقوع پیوسته‌است. شکل ۱-د، فراوانی رخدادهایی را که تغییرات ساعتی فشاری بیش از ۳ هکتوپاسکال دارند، در طی یک شبانه‌روز نشان می‌دهد. با توجه به شکل، بیشترین فراوانی در ساعت ۱۷ UTC (۲۰:۳۰ محلی) بوده که با گرمایش روزانه و همرفتی که در روز شکل می‌گیرد، مرتبط است. به طور کلی، بین ساعت ۱۵ UTC تا ۱۸ UTC (ساعت ۱۸:۳۰ تا ۲۱:۳۰ محلی) بیشترین میزان رخدادهای تغییر ساعتی فشار بزرگ‌تر از ۳ هکتوپاسکال، یعنی ۵۵ مورد از ۱۰۱ مورد، به وقوع پیوسته‌است. بنابراین در هنگام عصر و اوایل شب بیشترین فراوانی تغییرات ساعتی فشار سطحی وجود داشته‌است. همچنین با نزدیک شدن به نیمه‌شب، به دلیل پایدار بودن جو، از تعداد این رخدادها کاسته می‌شود. از

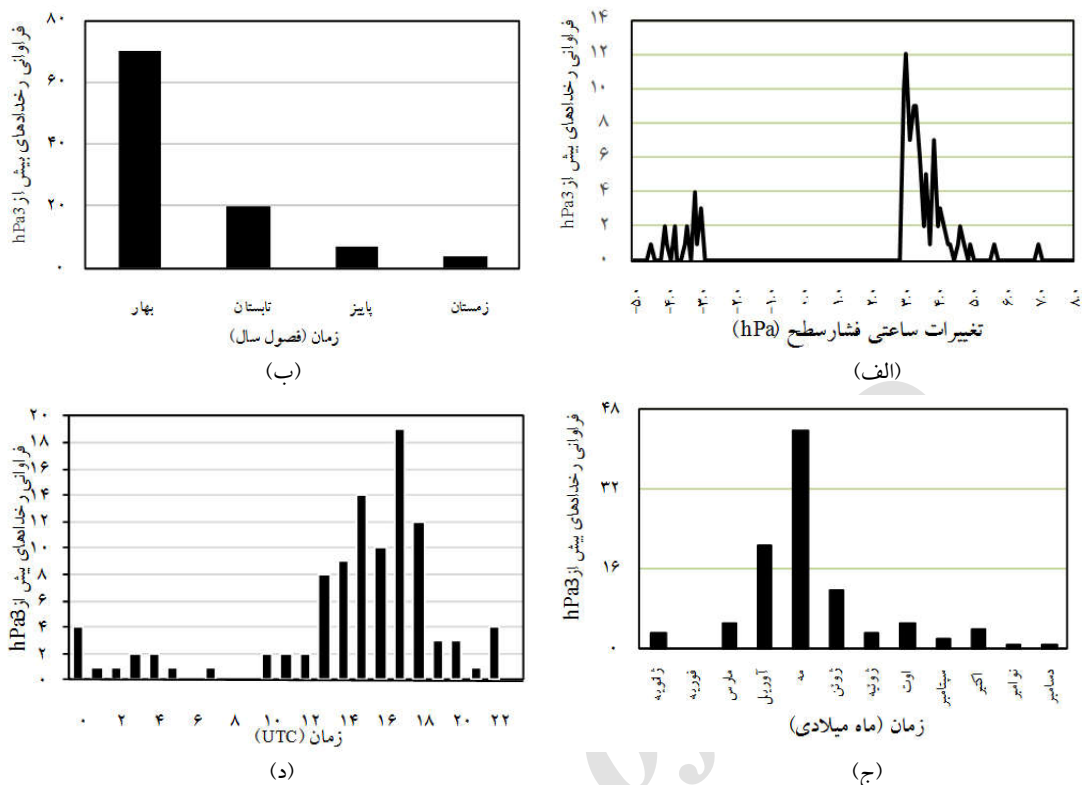
تعیین می‌شود. طبق رابطه (۲)، سرعت گروه افقی در راستای بردار عدد موج افقی و عمود بر خطوط هم‌فاز موج است. تندی فاز ذاتی افقی موج، از نسبت بسامد ذاتی به عدد موج در راستای افقی به دست می‌آید.

۳ بحث و نتایج

در بررسی‌های اولیه روی داده‌های دیدبانی و با در نظر گرفتن تغییرات فشار سطحی بیش از ۳ هکتوپاسکال در دوره مطالعاتی ۵۵ ساله، تعداد ۱۰۱ رخداد احتمالی موج گرانی-لختی شناسایی شد. همچنین برای تمام ۱۰۱ مورد احتمالی رخداد موج گرانی-لختی، سایر شاخص‌های هواشناختی همچون تغییر در تندی و جهت باد، تغییر در میزان ابرناکی و میدان دید افقی، میزان بارش تجمعی و وجود توفان‌های تندری در طی رخدادهای احتمالی بررسی شد. در ادامه، نتایج تحلیل آماری، تحلیل همدیدی و شبیه‌سازی آورده شده‌است.

۳-۱ تحلیل آماری رخدادهای احتمالی موج گرانی-لختی

توزیع فراوانی تغییرات ساعتی فشار سطحی بیش از ۳ هکتوپاسکال و همچنین نحوه توزیع ۱۰۱ رخداد احتمالی در مقیاس فصلی، ماهانه و شبانه‌روزی برای دوره آماری ۵۵ ساله، در شکل ۱ نمایش داده شده‌است. همان‌طور که در شکل ۱-الف مشاهده می‌شود، ۸۳ مورد (۲/۸۲ درصد) رخدادهای تغییرات فشار سطحی، افزایشی بوده‌اند و بقیه موارد با کاهش فشار همراه بوده‌اند. بیشترین فراوانی تغییرات ساعتی فشار سطحی مربوط به مقدار ۳/۱+ هکتوپاسکال با تعداد ۱۲ مورد است. همچنین مقدار بزرگ‌ترین تغییرات ساعتی فشار که در طی دوره ۵۵ ساله رخ داده، برابر با ۷+ هکتوپاسکال بوده‌است. چون معیار آستانه انتخابی ما تغییرات بیش از ۳ هکتوپاسکال بر ساعت است، تغییرات بین ± 3 هکتوپاسکال در نمودار نشان داده نشده‌است. شکل ۱-ب توزیع فراوانی رخدادهای



شکل ۱. (الف) توزیع فراوانی تغییرات ساعتی فشار سطحی. توزیع فراوانی رخدادهای تغییر ساعتی فشار بیش از آستانه انتخابی در (ب) طی فصول سال، (ج) طی ۱۲ ماه میلادی و (د) طی شبانه‌روز برای دوره ۵۵ ساله.

میدان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، الگوی هم‌مدیدی مناسب برای رخداد امواج گرانی-لختی بررسی می‌شود. بررسی الگوهای هم‌مدیدی ۱۰۱ رخداد احتمالی، منجر به شناسایی تعداد ۱۷ مورد رخداد موج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین برای دوره ۵۵ ساله روی منطقه تهران شد.

بررسی رخدادهای شناسایی شده موج گرانی-لختی نشان می‌دهد که بیشترین فراوانی رخداد این امواج در فصل بهار و در ماه مه است. فصل بهار بهترین زمان برای وقوع همرفت است؛ زیرا ناپایداری حاصل از گرمایش سطحی به‌عنوان واداشت سطحی عمل می‌کند و به‌دلیل وجود رطوبت کافی، پدیده همرفت ایجاد می‌شود. در

طرفی، بیشینه دومی در ساعت ۲۲ UTC، نیمه‌شب به وقت محلی، مشاهده می‌شود. این بیشینه احتمالاً با کشند (tide) جوئی در ارتباط است؛ امری که نیاز به بررسی جداگانه دارد.

۲-۳ تحلیل هم‌مدیدی رخدادهای احتمالی موج گرانی-لختی

پس از بررسی آماری رخدادهای احتمالی موج گرانی-لختی، به تحلیل الگوهای هم‌مدیدی در هر مورد احتمالی پرداخته شده است. بدین منظور ر با ترسیم نقشه‌های فشار سطح دریا، میدان باد ترازهای ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه ترکیبی

مرکز ۱۰۲۲/۵ هکتوپاسکال در شمال دریای خزر واقع شده که زبانه‌ای از این سامانه پرفشار روی تهران قرار گرفته است. همچنین، تغییر جهت ناگهانی باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه دیده می‌شود. از طرفی، یک چرخند سطحی نیز در غرب کشور شکل گرفته است. شکل ۲-ب، نقشه ترکیبی میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. یک ناوه عمیق با مرکز بسته ۵۵۲ ژئوپتانسیل دکامتر روی ترکیه و دریای مدیترانه در غرب کشور مشاهده می‌شود و منطقه تهران در ناحیه بین محور ناوه و محور پشته قرار گرفته است. همچنین جریانات جنوب‌غربی قوی در حال وارد شدن به کشور هستند. بنابراین انتظار داریم این منطقه برای فعالیت موج گرانی-لختی مناسب باشد. شکل ۲-ج، نقشه ترکیبی میدان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. با توجه به افزایش ضخامت روی منطقه تهران و نیز الگوی باد، می‌توان به فرارفت گرم پی‌برد. تغییر جهت ناگهانی باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در منطقه (شکل ۲-الف) و فرارفت گرم نشانگر وجود جبهه گرم سطحی است. شکل ۲-د میدان باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را که معرف جریان جتی در وردسپهر زیرین است، نمایش می‌دهد. مطابق این شکل، هسته جریان جتیا سرعت ۶۰ تا ۷۰ متربرثانه در حال نزدیک شدن به کشور است و منطقه فعالیت موج، در ناحیه خروجی این جت قرار گرفته است.

۳-۳ شبیه‌سازی عددی

برای شبیه‌سازی ۱۷ مورد موج گرانی-لختی شناسایی شده از نسخه ۳.۷.۱ مدل میان‌مقیاس WRF استفاده شده است تا بتوان با دقت بیشتری نحوه انتشار این امواج را در منطقه تهران بررسی کرد. به کمک نتایج شبیه‌سازی، درستی تحلیل‌های صورت گرفته روی موارد رخداد موج

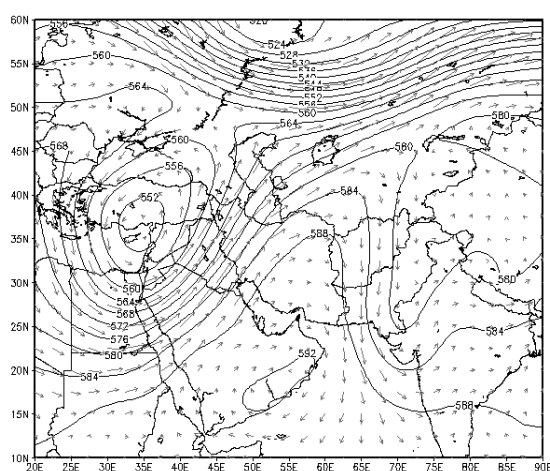
فصول دیگر سال، شرایط گرمایش سطحی همانند فصل بهار فراهم نیست. بدین ترتیب، ۱۳ مورد از رخداد های موج گرانی-لختی با همرفت همراه بوده است. در بررسی شبانه‌روزی، بیشترین فراوانی مربوط به بازه زمانی UTC ۱۵ تا UTC ۱۸ است؛ زیرا ناپایداری‌های جوئی در طول این بازه زمانی افزایش می‌یابد.

در اینجا تحلیل همدیدی مربوط به رخداد ۱۱ آوریل ۲۰۱۵ به‌عنوان نماینده‌ای از ۱۷ مورد شناسایی شده رخداد موج گرانی-لختی آورده شده است. در ساعت UTC ۱۰ تاریخ ۱۱ آوریل ۲۰۱۵، فشار سطحی در ایستگاه مهرآباد طی یک ساعت دستخوش افزایشی به‌اندازه ۳/۹ هکتوپاسکال شده است که این افزایش با کاهش دمای ۷/۷ درجه سلسیوس همراه بوده است. همچنین تغییر جهت ناگهانی باد از ۴۰ درجه شمال‌شرقی به ۳۰۰ درجه شمال‌غربی، افزایش مقدار سرعت باد به اندازه ۸ متربرثانه، کاهش میزان دید افقی از ۱۰ کیلومتر به ۱۰۰۰ متر و افزایش رطوبت به میزان ۵۴ درصد اتفاق افتاده است. در طی رخداد، ابرهای کومه‌ای‌بارا و کومه‌ای‌پوشنی در منطقه وجود داشته‌اند و مقدار بارش تجمعی ۳/۵ میلی‌متر گزارش شده است. از آنجا که پدیده همرفت با کاهش دما، افزایش فشار سطحی، افزایش ناگهانی سرعت باد و تغییرات ناگهانی جهت باد همراه بوده است و با توجه به اینکه ابرهای کومه‌ای‌بارا در منطقه شکل گرفته‌اند، می‌توان رخداد موج گرانی-لختی را مرتبط با همرفت دانست.

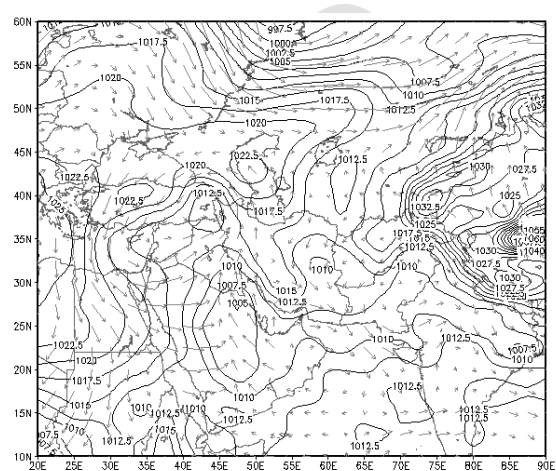
شکل ۲، نقشه ترکیبی فشار تراز دریا، میدان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، میدان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و میدان تندی باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را در روز ۱۱ آوریل ۲۰۱۵ نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۲-الف، سامانه پرفشاری با

جدول ۱. شرایط شبیه‌سازی مدل WRF برای موارد رخداد موج گرانی- لختی در بازه زمانی ۲۰۱۵-۲۰۰۰.

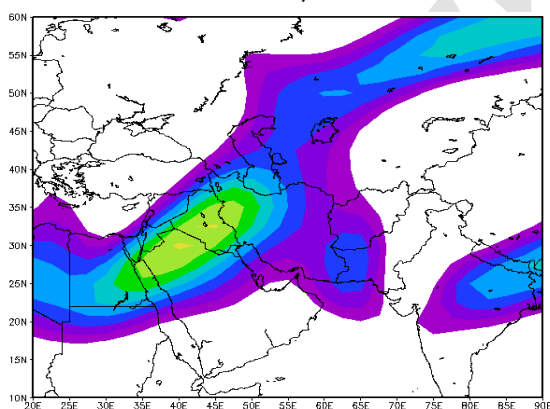
حوزه	تفکیک افقی (km)	تعداد تراز در راستای قائم	تعداد نقاط شبکه	طرحواره خردفیزیک	طرحواره همرفت	طرحواره لایه مرزی	طرحواره تابش طول موج کوتاه	طرحواره تابش طول موج بلند
اول	۳۶	۶۰	۱۰۰×۹۰	WSM3	Kain-Fritsch	YSU	Dudhia	RRTM
دوم	۱۲	۶۰	۸۸×۷۶	WSM3	Kain-Fritsch	YSU	Dudhia	RRTM
سوم	۴	۶۰	۷۶×۶۴	WSM3	خاموش	YSU	Dudhia	RRTM



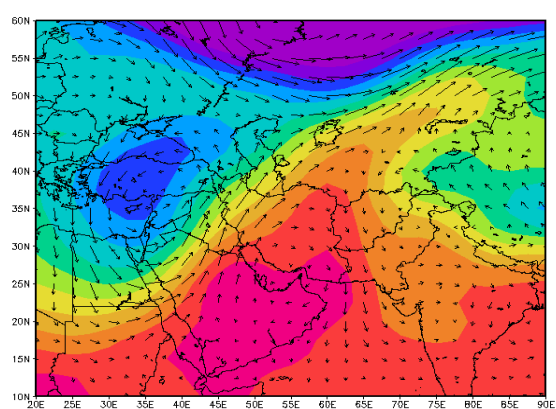
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۲. (الف) فشار تراز دریا (با فاصله پرنبدی ۲/۵ هکتوپاسکال) و میدان باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، (ب) میدان باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (با فاصله پرنبدی ۴ ژئوپتانسیل دکامتر)، (ج) میدان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (مناطق رنگی با فواصل ۵ ژئوپتانسیل دکامتر)، (د) میدان باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (مناطق رنگی با فواصل ۵ m/s) در تاریخ ۱۱ آوریل ۲۰۱۵.

۲۰۰۸) با ضخامت ۸ کیلومتر برای جلوگیری از بازتاب موج از بام مدل، تخصیص یافته است. مدل با شرایط مذکور به مدت ۳۶ ساعت اجرا شد که ۱۲ ساعت برای زمان spinup در نظر گرفته شده است. شرایط شبیه‌سازی مدل برای موارد رخداد موج گرانی-لختی در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ در جدول ۱ آورده شده است. شرایط مدل برای دوره ۱۹۶۰ تا ۱۹۹۹ همانند دوره ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ است؛ با این تفاوت که چهار حوزه تودرتو در نظر گرفته‌ایم. ما در اینجا تنها نتایج شبیه‌سازی رخداد موج گرانی-لختی آوریل ۲۰۱۵ را ارائه می‌دهیم که در آن از سه شبکه تودرتو استفاده شده است. شکل ۳، موقعیت شبکه طراحی شده در اجرای مدل WRF را برای این رخداد نشان می‌دهد.

گرانی-لختی ارزیابی و ویژگی‌های امواج گرانی-لختی نظیر طول موج افقی و قائم، بسامد ذاتی، سرعت افقی و قائم، سرعت گروه و دوره تناوب تعیین می‌شود.



شکل ۳. موقعیت شبکه مورد استفاده برای اجرای مدل WRF.

۳-۳-۲ نتایج شبیه‌سازی عددی

برای مشاهده موقعیت بسته‌موج روی تهران در ساعت ۱۰ UTC، میدان واگرایی افقی سرعت تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال در محدوده طول جغرافیایی ۵۰/۶ تا ۵۱/۸ شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۳۶/۲ شمالی رسم شده است (شکل ۴-الف). با توجه به این شکل، یک بسته‌موج در الگوی تغییرات میدان واگرایی افقی منطبق بر منطقه مهرآباد دیده می‌شود. جهت انتشار موج به وسیله سرعت گروه افقی تعیین می‌شود. طبق رابطه

$$\text{سرعت} = (c_{g,x}, c_{g,y}) = \left(\frac{\partial \omega}{\partial k_x}, \frac{\partial \omega}{\partial k_y} \right) = (k_x, k_y) \frac{N^2}{\omega k_z^2}$$

گروه افقی در راستای بردار عدد موج افقی است. از طرفی، بردار عدد موج بر خطوط هم‌فاز عمود است؛ در نتیجه، راستای انتشار موج هم بر خطوط هم‌فاز عمود است. با توجه به شکل ۴-الف، راستای خطوط فاز، شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است. بنابراین راستای انتشار موج، جنوب‌غربی-شمال‌شرقی است. با استفاده از میدان واگرایی افقی، می‌توان موج گرانی-لختی و جبهه آن را

۳-۳-۱ شرایط اجرای مدل

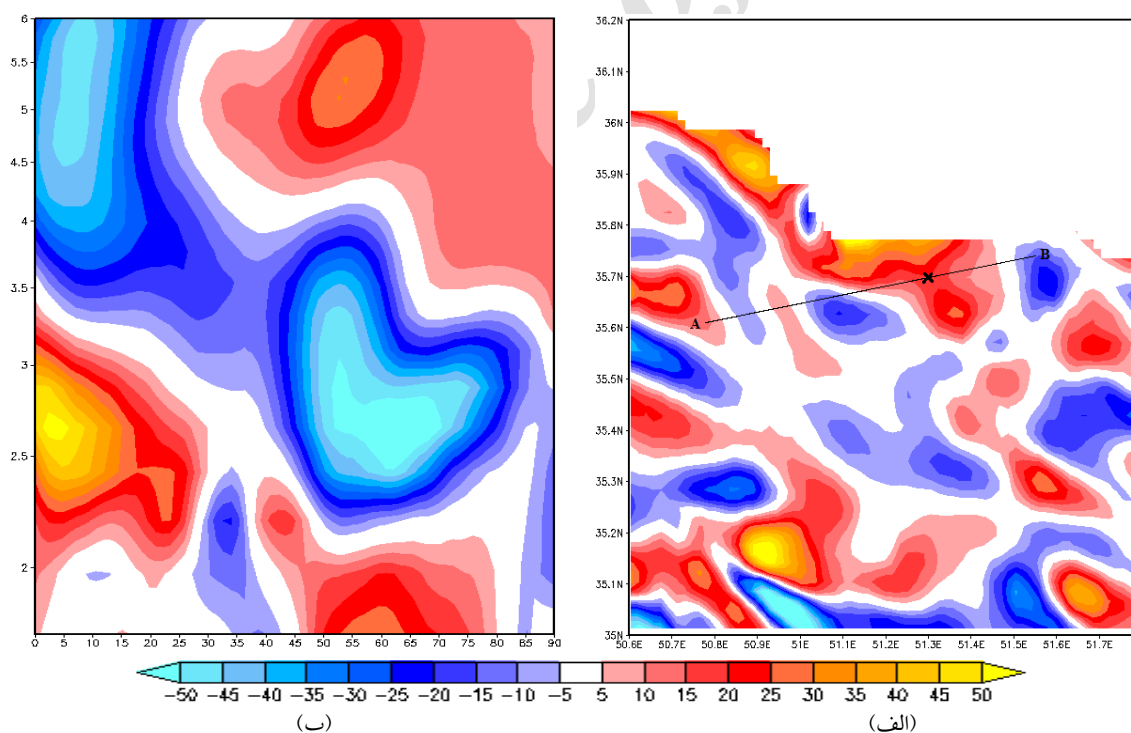
شبیه‌سازی‌ها به کمک داده‌های تحلیل نهایی FNL، با تفکیک افقی $1^\circ \times 1^\circ$ و داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ ، به عنوان شرایط اولیه و مرزی، به ترتیب برای موارد رخداد موج گرانی-لختی در بازه‌های زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ و ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۹ اجرا شده است. مدل، برای موارد رخداد در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵، با سه شبکه تودرتو با گام شبکه‌ای به ترتیب ۳۶، ۱۲ و ۴ کیلومتر و برای پیش از سال ۲۰۰۰، با چهار شبکه تودرتو با گام شبکه‌ای به ترتیب ۱۰۸، ۳۶، ۱۲ و ۴ کیلومتر شبیه‌سازی شده است. پیکربندی مدل به این صورت است که ۶۰ تراز در راستای قائم در نظر گرفته شده که بالاترین تراز فشاری برابر با ۵۰ هکتوپاسکال است. همچنین مدل شامل طرحواره‌هایی است که به طور پیش‌فرض در آن وجود دارند. به علاوه، یک لایه جذب‌کننده رایلی ضمنی (کلمپ و همکاران،

محاسبه طول موج‌های افقی و قائم، سایر ویژگی‌های موج گرانی-لختی با استفاده از روابط ذکر شده در بخش دوم محاسبه می‌شوند (جدول ۲). طبق تعریف، امواج گرانی-لختی معمولاً طول موج افقی بین ۱۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و دوره ۱۰ تا چند صد دقیقه دارند. موج گرانی-لختی موردنظر این مطالعه نیز با داشتن طول موج افقی بزرگ (نسبت به فاصله شبکه‌ای) به اندازه ۸۸ کیلومتر، دوره ۲/۷۴ ساعت و بسامد ذاتی 63×10^{-5} بر ثانیه که بین بسامد شناوری و بسامد کوریولیس است، در این دسته از امواج قرار می‌گیرد.

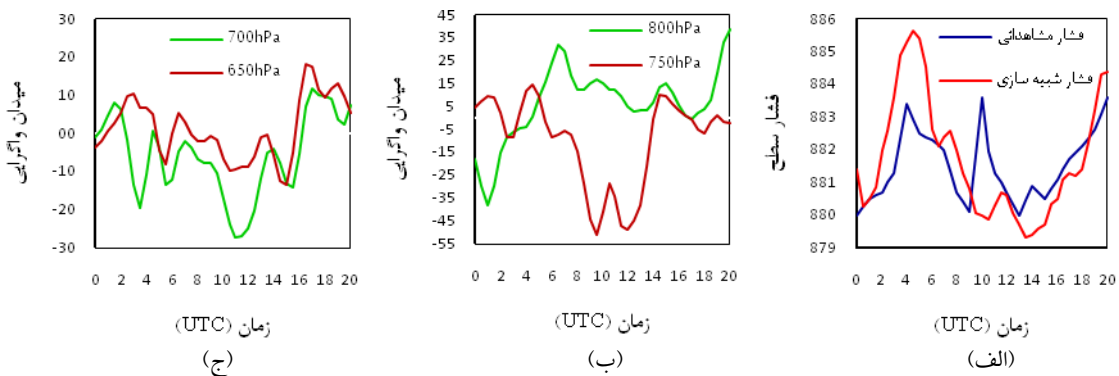
مشخص کرد. برای محاسبه ویژگی‌های موج گرانی-لختی، برشی در راستای خط AB زده شده است. به کمک نیمرخ قائم میدان واگرایی افقی (شکل ۴-ب)، می‌توان طول موج افقی و طول موج قائم موج گرانی-لختی را تعیین کرد. روش به دست آوردن طول موج‌ها بدین صورت است که خطوطی را در راستای دو قسمت همبند واگرایی متوالی مثبت و منفی به نمایندگی از دو فاز مخالف رسم می‌کنیم. این خطوط با هم موازی هستند. با محاسبه فاصله افقی و قائم بین این دو خط موازی، به ترتیب نیم طول موج افقی و نیم طول موج قائم به دست خواهد آمد. پس از

جدول ۲. ویژگی‌های موج گرانی-لختی رخ داده در تاریخ ۱۱ آوریل ۲۰۱۵.

C_{gz} (km/h)	C_{gy} (km/h)	C_{gx} (km/h)	C_z (m/s)	C_h (m/s)	τ (h)	ω ($10^{-2} s^{-1}$)	λ_z (km)	λ_h (km)
۲/۰۴	۲۳/۰۸	۵۰/۹	۰/۵۶	۸/۹۱	۲/۷۴	۰/۶۳	۵/۶	۸۸



شکل ۴. (الف) میدان واگرایی افقی (مناطق رنگی با فاصله $\pm 5 \times 10^{-3} s^{-1}$) تراز ۸۰۰ hPa (محورهای افقی و قائم به ترتیب نشان‌دهنده طول و عرض جغرافیایی و علامت ضربدر معرف مکان ایستگاه مهرآباد است)، (ب) برش قائم میدان واگرایی افقی در امتداد خط AB در شکل (الف)، برای حوزه با تفکیک افقی ۴ km در ساعت ۱۰ UTC تاریخ ۱۱ آوریل ۲۰۱۵ (محورهای افقی و قائم به ترتیب نشان‌دهنده فاصله و ارتفاع برحسب km هستند).



شکل ۵. نمودار سری زمانی (الف) فشار سطحی دیدبانی (مشاهداتی) با فاصله زمانی ۱ ساعت و فشار سطحی حاصل از شبیه‌سازی با فاصله زمانی ۳۰ دقیقه (بر-حسب hPa)، (ب) میدان واگرایی افقی سرعت حاصل از شبیه‌سازی (برحسب $10^{-5} s^{-1}$) با فاصله زمانی ۳۰ دقیقه در تراز ۸۰۰ و ۷۵۰ هکتوپاسکال و (ج) میدان واگرایی افقی سرعت حاصل از شبیه‌سازی (برحسب $5 \times 10^{-5} s^{-1}$) با فاصله زمانی ۳۰ دقیقه در تراز ۷۰۰ و ۶۵۰ هکتوپاسکال برای رخداد موج گرانی-لختی ۱۱ آوریل ۲۰۱۵ (از ۱۰ ساعت قبل تا ۱۰ ساعت بعد از وقوع رخداد) در ایستگاه مهرآباد.

نتیجه گرفت که مقادیر منفی واگرایی با افزایش فشار و مقادیر مثبت واگرایی با کاهش فشار در ارتباط هستند.

با بررسی فشار سطحی دیدبانی و فشار سطحی حاصل از شبیه‌سازی در شکل ۵-الف، مشاهده می‌شود که روند تغییرات فشار سطحی در هر دو سری زمانی تقریباً الگوی یکسانی دارد. تغییرات فشار سطحی مشاهده‌ای، در ساعت ۱۰ UTC و به صورت افزایشی گزارش شده است ولی با توجه به شکل، فشار سطحی شبیه‌سازی شده نسبت به فشار سطحی دیدبانی، تقدم زمانی در حدود ۲ ساعت و ۳۰ دقیقه دارد و افزایش فشار در ساعت ۷:۳۰ UTC روی-می‌دهد.

با توجه به شکل‌های ۵-ب و ۵-ج، میانگین دامنه موج گرانی-لختی در ترازهای ۸۰۰، ۷۵۰، ۷۰۰ و ۶۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب برابر با ۵۲/۷۸، ۵۲/۶۶، ۳۵/۸۲ و ۳۲/۷۵ برحسب $10^{-5} s^{-1}$ است. بنابراین دامنه موج با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. پس می‌توان نتیجه گرفت که موج در سطوح زیرین وردسپهر تشکیل و با انتشار به سطوح میانی تضعیف شده است. در این شکل، سری زمانی میدان واگرایی افقی تا تراز ۶۵۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. سایر ترازهای فشاری نمایش داده نشده‌اند ولی در

برای بررسی همخوانی بین پربشیدگی‌های فشار سطحی با تغییرات میدان واگرایی افقی، نمودارهای سری زمانی این دو کمیت برای ایستگاه مهرآباد رسم شده است (شکل ۵-الف، فشار سطحی مشاهده‌ای و فشار سطحی حاصل از شبیه‌سازی و شکل‌های ۵-ب و ۵-ج، چگونگی انتشار این موج در سطوح زیرین وردسپهر را در بازه زمانی ۰۰ UTC تا ۲۰ UTC تاریخ ۱۱ آوریل نشان می‌دهند. سری زمانی میدان واگرایی افقی برای چهار تراز مختلف فشاری ۸۰۰، ۷۵۰، ۷۰۰ و ۶۵۰ هکتوپاسکال نمایش داده شده است. با توجه به شکل، الگوی تغییرات فشار سطحی و الگوی تغییرات میدان واگرایی افقی تا حد خوبی از یکدیگر پیروی می‌کنند. با بررسی شکل فشار سطحی (شکل ۵-الف) و میدان واگرایی در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال که نزدیک سطح زمین است، مشاهده می‌شود که با افزایش فشار در بازه زمانی ۱ UTC تا ۴ UTC، همگرایی (واگرایی منفی) رخ داده و پس از کاهش فشار، مقدار واگرایی مثبت شده است. سایر ترازهای فشاری، یک اختلاف زمانی دارند؛ ابتدا همگرایی در سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال است سپس با انتشار قائم موج به سطوح بالاتر منتقل می‌شود. بنابراین می‌توان

سطحی در منطقه فراهم نیست. به‌رحال باید توجه داشت که بررسی ما نمی‌تواند تعیین کند همرفت، عامل شکل‌گیری موج است یا برعکس. همراهی رخداد موج و همرفت، تنها می‌تواند ما را به سوی یکی از عوامل شکل‌گیری موج راهنمایی کند. در مورد پایداری ایستایی در وردسپهر زیرین و میانی هم باید گفت که ساختار پایداری ایستایی در شکل‌گیری مجرای موج و در نتیجه انتشار یا عدم انتشار افقی موج، تعیین‌کننده است (زارع احمدآبادی و همکاران، ۱۳۹۶)؛ ولی چون بررسی ما تک‌ایستگاهی بود، بدان پرداخته نشد.

پس از بررسی داده‌های دیدبانی ایستگاه مهرآباد و الگوی همدیدی موارد رخداد احتمالی، تعداد ۱۷ مورد رخداد موج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین برای دوره ۵۵ ساله روی منطقه تهران تعیین شد. شبیه‌سازی برای ۱۷ مورد موج شناسایی شده انجام شد که در این مقاله تنها نتایج یک نمونه از شبیه‌سازی‌ها آورده شده است. نتایج شبیه‌سازی تمام رخدادهای موج گرانی-لختی مذکور با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF، درستی تحلیل‌های انجام شده را در انتخاب موارد رخداد موج گرانی لختی تایید کرد؛ به‌طوری‌که همخوانی خوبی بین تغییرات فشار سطحی و میدانی واگرایی در سری‌های زمانی دو کمیت میدان واگرایی افقی سرعت و فشار سطحی مشاهده شد. همچنین نتایج شبیه‌سازی، امکان بررسی دقیق‌تر ارتباط بین چشمه امواج و نحوه انتشار آنها را با زمان فراهم کرد.

منابع

زارع احمدآبادی، م.، محب‌الحجه، ع. ر.، و میرزائی، م.، ۱۳۹۶، شناسایی مجرای امواج گرانی-لختی بر روی ایران در دوره ژانویه تا مارس ۲۰۱۶: مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۴ (۲)، ۳۲۱-۳۳۲.
 عسگری، ر.، ۱۳۹۴، شناسایی و شبیه‌سازی امواج گرانی-لختی در وردسپهر زیرین و میانی بر روی ایران:

بررسی‌های صورت‌گرفته روی سطوح زیرین وردسپهر، دامنه موج در بازه زمانی UTC ۰۵ تا UTC ۱۳ به شدت کاهش یافته و موج میرا شده است. از این رو چشمه موج گرانی-لختی می‌تواند به عوامل سطوح زیرین وردسپهر مانند جبهه و کوهساری (به‌دلیل نزدیک بودن به رشته کوه البرز) ارتباط داشته باشد.

۴ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این پژوهش با بررسی داده‌های دیدبانی ایستگاه مهرآباد در دوره ۲۰۱۵-۱۹۶۱، تعداد ۱۰۱ رخداد احتمالی موج گرانی-لختی شناسایی شد که ۸۲/۲ درصد آنها با افزایش فشار و بقیه موارد با کاهش فشار همراه بوده است. برای مقایسه، در مطالعه کوپل و همکاران (۲۰۰۰)، بیشتر رخدادهای موج گرانی-لختی، همراه با کاهش فشار (۹۷/۴۹ درصد رخدادها) بودند که دلیل آن وجود چرخندهای قوی در منطقه مطالعاتی آنها (ایالات متحده آمریکا) است. بیشترین و کمترین فراوانی رخداد احتمالی به ترتیب در فصل بهار و فصل زمستان مشاهده شد. در میان ماه‌های سال، به ترتیب ماه‌های مه، آوریل و ژوئن بیشترین میزان فراوانی را به خود اختصاص داده‌اند. در طول شبانه‌روز، ساعت UTC ۱۷ بیشترین فراوانی رخدادها را دربرداشت که ارتباط خوبی با شکل‌گیری همرفت در روز و گرمایش روزانه دارد. بررسی سایر کمیت‌های هواشناختی ایستگاهی نشان داد همرفت، پدیده غالب در رخدادهای احتمالی است. به‌طورکلی، از عوامل مهم در ایجاد همرفت می‌توان به گرمایش سطحی، ناپایداری ایستایی و رطوبت کافی اشاره کرد. وجود این سه عامل، بیشینه فراوانی رخدادهای محتمل را در طی فصل بهار و ماه مه توجیه می‌کند. در فصل تابستان شرایط گرمایش سطحی مهیا است ولی وردسپهر میانی و زیرین دارای پایداری ایستایی قوی است. همچنین در فصل‌های پاییز و زمستان با وجود ناپایداری‌های جوئی، عامل گرمایش

- Ruppert, J. H., and Bosart, L. F., 2014, A case study of the interaction of a mesoscale gravity wave with a mesoscale convective system: *Monthly Weather Review*, **142**, 1403–1429.
- Snyder, C., Muraki, D. J., Plougonven, R., and Zhang, F., 2007, Inertia-gravity waves generated within a dipole vortex: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 4417–4431.
- Snyder, C., Zhang, F., and Snyder, C., 2009, Generation and propagation of inertia-gravity waves from vortex dipoles and jets: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 1294–1314.
- Uccellini, L. W., and Koch, S. E., 1987, The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances: *Monthly Weather Review*, **115**, 721–729.
- Wang, S., and Zhang, F., 2010, Source of gravity waves within a vortex-dipole jet revealed by a linear mode: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 1438–1455.
- Wei, J., Zhang, F., and Richter, J. H., 2016, An analysis of gravity wave spectral characteristics in moist baroclinic jet-front systems: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 3133–3155, doi:10.1175/JAS-D-15-0316.1.
- Zhang, F., Koch, S., Davis, C., and Kaplan, M., 2001, Wavelet analysis and the governing dynamics of a large amplitude mesoscale gravity wave event along the east coast of the United States: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 2209–2245.
- Zulicke, C., and Peters, D., 2006, Simulation of inertia-gravity waves in a poleward breaking Rossby wave: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 3253–3276.
- پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Beres, J. H., Alexander, M. J. and Holton, J. R., 2002, Effects of tropospheric wind shear on the spectrum of convectively generated gravity waves: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 1805–1824.
- Holton, J. R., 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4th editions: Academic Press, 535 pp.
- Klemp, J. B., Dudhia, J., and Hassiotis, A. D., 2008, An upper gravity-wave absorbing layer for NWP application: *Monthly Weather Review*, **136**, 3987–4004.
- Knupp, K., 2006, Observational analysis of a gust front to bore to solitary wave transition within an evolving nocturnal boundary layer: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2016–2035.
- Koppel, L., Bosart, L., and Keyser, D., 2000, A 25-yr climatology of large-amplitude hourly surface pressure changes over the conterminous United States: *Monthly Weather Review*, **128**, 51–68.
- Lane, T. P., and Zhang, F., 2011, Coupling between gravity waves and tropical convection at mesoscales: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 2582–2598.
- Mirzaei, M., Zülicke, C., Mohebalhojeh, A. R., Ahmadi-Givi, F., Plougonven, R., 2014, Structure, energy, and parameterization of inertia-gravity waves in dry and moist simulations of a baroclinic wave life cycle: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 2390–2414.
- Plougonven, R., and Zhang, F., 2014, Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts: *Reviews of Geophysics*, doi: 10.1002/2012RG000419.

Identification and simulation of inertia–gravity waves in the lower troposphere over Tehran in the period 1961–2015

Malihe Chalak¹, Alireza Mohebalhojeh^{2*}, and Mohammad Mirzaei³

¹*M. Sc. Graduate of Meteorology, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

²*Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

³*Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

(Received: 06 April 2017, Accepted: 26 November 2017)

Summary

Inertia–gravity waves (IGWs) play an important role in transporting energy and momentum, in making and shaping turbulence and mixing, and in influencing the mean circulation and thermal structure of the atmosphere. They cause perturbations in the main dynamical fields, such as pressure, temperature and wind. Therefore, knowledge of their sources and analysis of their characteristics are very important. Given that there has been no study to identify and simulate IGWs that may have occurred over Tehran during the last few decades, the current research aims to investigate IGWs in the lower troposphere based on the long-term data of Mehr-Abad meteorological station during the period from 1960 to 2015.

One method for detecting IGWs is checking the large amplitude hourly surface pressure changes. At first, hourly surface pressure observations for Tehran in a 55-yr period have been used to find the distribution of large hourly pressure changes defined as falls or rises in excess of 3 hPa per hour. After making careful checks, 101 cases were identified as potential candidates of IGWs occurrences. In the second part of the paper, we constructed composite maps of mean sea level pressure, 1000-500 hPa thickness, 500 hPa geopotential height, and 850 hPa, 500 hPa and 200 hPa wind. The cyclone-related IGW composite showed that the IGW events clustered poleward of the estimated position of the surface warm front, northeastward of the surface cyclone center, downstream and within the poleward exit region of a jet streak that was upstream of a ridge. By analyzing the synoptic-scale environments in which IGWs evolve, the probable candidates for IGWs were reduced to 17, among which 13 events were associated with convection and 4 events were related to cyclone development.

In order to evaluate our analysis and to obtain the IGWs characteristics, the Weather Research and Forecasting (WRF) model was used. We determined the position of wave packets and their propagation during the time evolution by drawing the horizontal velocity divergence. The horizontal and vertical wavelength, intrinsic frequency, the period, horizontal and vertical velocity and the group velocity were determined by drawing the cross sections of horizontal velocity divergence and making use of the dispersion relation for hydrostatic waves, as well as the relations for the horizontal and vertical components of group velocity and the intrinsic phase speed. Then we drew time series of the horizontal velocity divergence and sea level pressure, and evaluated the correlation between these two quantities. By checking the horizontal velocity divergence at 800 hPa which is near the surface of the earth, it was observed that negative/positive divergence is associated with pressure rise/fall. On the other hand, the strength or weakness of wave's amplitude was investigated by using the time series of horizontal divergence at different pressure levels. The numerical simulation results not only confirmed the validity of the method employed to analyze and identify IGWs, but also determined the connection between the IGWs sources, their propagation as well as their effects on meteorological fields such as pressure, temperature and wind over Tehran, especially at Mehr-Abad meteorological station.

Keywords: inertia–gravity waves, numerical simulation, meteorological fields

*Corresponding author:

amoheb@ut.ac.ir