

بررسی تحلیلی شارش هوای روی کوهستان

محمد مرادی^{۱*}، امیرحسین مشکوواتی^۲، مجید آزادی^۳ و عباسعلی علی‌اکبری‌بیدختی^۴

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ایران

^۲ استادیار گروه هواشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ایران

^۳ استادیار گروه هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، ایران

^۴ استاد گروه فیزیک فضاء، مؤسسه فوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۸/۱۶، پذیرش نهایی: ۸۵/۱۱/۱۸)

چکیده

در اثر شارش هوا از روی تپه‌ها و کوهها، گردش‌هایی در جو ظاهر می‌شود که اندازه و گسترش افقی آنها به ابعاد و اندازه مانع و نیز شرایط جوی مانند باد و پایداری قائم بستگی دارد. هنگامی که باد از روی کوهستان پهن عبور می‌کند، اگر جو در حالت پایدار باشد، بسته هواها به صورت یک الگوی موجی در صفحه قائم حرکت خواهد کرد. در این بررسی ابتدا مؤلفه‌های مداری و قائم معادله تکانه و نیز معادله‌های انرژی ترمودینامیکی و پیوستگی در حالت پایه، بدون مالش و بدون چرخش برای جو غیرقابل تراکم، خطی سازی می‌شود و از ترکیب آنها یک معادله هلمنولتز برحسب سرعت قائم یا تابع جریان بدست می‌آید. سپس با به کارگیری تابع تبدیل فوریه، معادله بدست آمده حل می‌شود. آزمایش‌ها برای یک و دو کوه منفرد با تغییر ارتفاع بیشینه قله، تغییر سرعت افقی باد و تغییر پارامتر اسکورر در یک و دو لایه صورت می‌گیرد. نتایج نشان می‌دهد که در یک جو دو لایه، وقتی پارامتر اسکورر در لایه پایین بیشتر از لایه بالایی است، خط جریان از شکل کوه پیروی می‌کند و هرچه ارتفاع قله‌ها بیشتر باشد یا سرعت باد افزایش یابد، پشتنهای و ناووهای خط جریان ناشی از اثر کوه ژرفتر می‌شوند. به علاوه هسته‌های بیشینه و کمینه سرعت قائم، به ترتیب در بخش رو به باد کوه و باد پناه آن تشکیل می‌شوند. گسترش این هسته‌ها با ارتفاع افزایش می‌یابد به طوری که این هسته‌ها در اطراف ارتفاع سه کیلومتری قرار دارند و دامنه آنها نیز تا ارتفاع ده کیلومتری امتداد می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: شارش هوا، امواج کوهستان، پارامتر اسکورر، حرکت قائم

۱ مقدمه

تولید امواج گرانی و کوهستان (gravity wave and mountain wave)، بادهای فراشیب و فروشیب، اثر کوهها بر رژیم بارندگی و نیز چرخندزایی پس کوه، از جمله پدیده‌هایی هستند که از تأثیر کوهستان بر شارش‌های جوی در مقیاس‌های میانی و همدیدی به وجود می‌آیند. این پدیده‌ها به سبب اهمیت و فراوانی رخداد آنها در روی رشته کوه‌های راکی و آلپ در سال‌های طولانی به طور گسترده‌ای به کمک مطالعات نظری و شبیه‌سازی عددی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. استفاده از معادلات خطی برای بررسی موج باد پناه و کوهستان به طور عمده با کارهای لیرا و کوئینی شروع شده است. لیرا (۱۹۴۳) با استفاده از نظریه پریشیدگی معادله‌های حاکم را خطی کرد و شارش هوا روی یک مانع چهارگوش را بررسی

کوهستان‌های مرتفع و پهن همچون سد بزرگی در مقابل شارش‌های جوی (airflow)، علاوه بر تغییر مسیر آنها سبب می‌شوند تا این شارش‌ها در دو سوی کوهستان با هم تفاوت داشته باشند. اثر دائمی محلی رشته کوه‌ها روی سامانه‌های جوی سبب می‌شود تا مناطق اطراف آنها از نظر اقلیمی با هم اختلاف پیدا کنند. مثلاً به کارگیری مدل‌های اقلیمی نشان می‌دهد که در غیاب بت، آسیای مرکزی اقلیم نسبتاً مطبوعی دارد و از زمانی که بت به وجود آمده است، این منطقه خشک‌تر شده است (اتکینسون، ۱۹۸۹). به علاوه می‌توان به رشته کوه هیمالیا به مثابه محدود کننده حرکت شمال سوی مانسون و نیز محدود کننده حرکت جنوب سوی هوای سردسیری اشاره کرد که در نتیجه، عامل اساسی اثرات اقلیمی متفاوت در طرفین خود است.

در ایران نیز اثر کوهستان بر چرخندزایی و بارش، مورد توجه پژوهشگران بسیاری قرار گرفته است (به ترکمن سرابی، ۱۳۷۱، بصیرپارسا، ۱۳۸۰، محمدی و خالقی‌زواره، ۱۳۸۲، احمدی‌گیوی و نجیبی‌فر، ۱۳۸۲ و علیزاده چوبی، ۱۳۸۵ مراجعه شود) ولی به تحلیل شارش هوا در برخورد با کوه توجهی نشان داده نشده است. این بررسی ابتدا به تحلیل شارش هوا کوهستان و حرکت قائم ناشی از اثر آن، از طریق حل تحلیلی معادله هلمهولتز دو کمیت حرکت قائم و تابع جریان از روش تبدیل فوریه می‌بردازد و سپس با به کار بردن یک مدل ساده دو لایه‌ای و طراحی آزمایش‌های متفاوت، نقش عوامل مؤثر بر شارش هوا را بیشتر آشکار می‌کند. از آنجایی که برهم‌کنش شارش‌های جوی و کوهستان در ایران از پیچیدگی‌های قابل ملاحظه‌ای برخوردار است و کوهستان در ایران نقش عمده‌ای در اقتصاد و منابع آب دارد، این بررسی نظری می‌تواند راه را برای درک بهتر این برهم‌کنش هموار کند. همچنین چون در این بررسی آزمایش‌ها روی یک و دو قله منفرد صورت گرفته است، از این رو برای بررسی و درک چگونگی برهم‌کنش شارش‌های جوی با رشته کوه زاگرس، می‌توان این رشته کوه را مجموعه‌ای از قله‌های منفرد فرض کرد و نتایج به دست آمده را تعیین داد. بدیهی است که این فرض ساده‌ترین وضعیت ممکن است و فقط می‌تواند پیچیدگی مسئله را کاهش دهد و دقیقاً با واقعیت انطباق ندارد.

۲ مبانی نظری

در اثرعبور جریان از روی تپه‌ها و کوههای در مقیاس‌های متفاوت، از برهم‌کنش امواج سیاره‌ای با رشته کوههای بزرگ و وسیع تا عبور یک اغتشاش کوچک از روی یک تپه کوچک، گردش‌های جوی ظاهر می‌شوند که اندازه و گسترش افقی آنها به ابعاد و اندازه مانع و نیز شرایط جوی

کرد. او نشان داد که در اثر برخورد شارش هوا با مانع چهار گوش، موجی تشکیل می‌شود که در ارتفاعات بالا، بیش از یک نوسان دارد و دامنه این نوسان با ارتفاع افزایش می‌یابد. کوئینی (۱۹۴۸) با استفاده از نظریه پریشیدگی، با فرض اینکه جو پایدار و باد با ارتفاع ثابت است، معادلات حاکم را خطی کرد و سپس شارش هوا روی کوه را بررسی کرد. او معادله ریاضی نسبتاً طولانی به دست آورد که جزئیات زیادی را در بر می‌گرفت. حل این معادله روی ناهمواری‌های کوتاه، سبب تشکیل امواج گرانی و تولید نشدن موج بادپناه می‌شد. او روش ساخت که موج تولید شده در راستای افقی و قائم، با فاصله گرفتن از مانع، به سرعت تضعیف می‌شود و ازین می‌رود. هنگامی که او معادله را روی مانع بزرگ‌تری که عرض آن ۱۵ کیلومتر بود حل کرد، مشاهده کرد که موج در فاصله دورتری از مانع نیز تشکیل می‌شود و نوسان آن به ارتفاعات بالاتر نیز کشیده می‌شود. اسکورر (۱۹۴۹) با در نظر گرفتن آهنگ کاهش دما و نیز چینش قائم باد که در مدل‌های لیرا و کوئینی در نظر گرفته نشده بود، امواج بادپناه را بررسی کرد. او مدل‌های دو بعدی را ارائه کرد و نشان داد که پیچیدگی ریاضی ناشی از روابط اعمال شده، مانع تولید امواج کوهستان در مدل‌ها می‌شود و شکل و اندازه کوه، نیمرخ قائم باد و نیمرخ پارامتر اسکورر سه عامل اساسی در تولید امواج بادپناه هستند. پس از اسکورر پژوهشگران زیادی با حل تحلیلی و شبیه‌سازی عددی معادلات حرکت، باد فروشیب، باد فراشیب و موج کوهستان را در حالت‌های متفاوت بررسی کرده‌اند که برای جزئیات بیشتر می‌توان به کلمپ و لیلی (۱۹۷۸)، لیلی و کلمپ (۱۹۷۹)، دوران و کلمپ (۱۹۸۳)، اسمیت (۱۹۸۵)، میگلیتا و بوزی (۲۰۰۰) و چین و همکاران (۲۰۰۴) رجوع کرد. برخی از پژوهشگران نیز اثر کوهستان بر رژیم بارش و چرخندزایی را بررسی کرده‌اند که می‌توان به آلپرت (۱۹۸۶)، تویی و فانینی (۱۹۸۲) و کول (۲۰۰۳) اشاره کرد.

p' حالت پریشیده فشار، w' حالت پریشیده مؤلفه قائم باد، U حالت پایه مؤلفه مداری باد و I^2 پارامتر اسکورر (Scorer parameter) است که به صورت زیر تعریف می‌شود (اسکورر، ۱۹۴۹):

$$I^2 = \frac{N_0^2}{U^2} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (2)$$

از آنجایی که $w = \frac{\partial \Psi}{\partial x} = ik\Psi$ که در آن Ψ تابع جریان است، معادله (۱) را برحسب تابع جریان می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\frac{\partial^2 \Psi'}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x^2} + I^2 \Psi' = 0 \quad (3)$$

پارامتر اسکورر به گونه‌ای معرف عکس عدد بدون بعد فرود (Froude number) نسبت انرژی جنبشی به انرژی پتانسیل است و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$F_r = \frac{U}{N_0 h_m} \quad (4)$$

که در آن h_m ارتفاع بیشه کوهستان و N_0 مجدور شناوری برانت وايسالا است. اگر $F_r < 1$ باشد، یعنی انرژی جنبشی کوچک‌تر از انرژی پتانسیل است و هوا به وسیله عامل کوهستان سد می‌شود و اگر $F_r > 1$ یعنی انرژی جنبشی بیشتر از انرژی پتانسیل است و هوا از روی کوهستان عبور می‌کند. بنابراین از معادله (۴) دیده می‌شود که کوهستان هنگامی مانع شارش هوا است که یا شارش هوا ضعیف است و یا جو با ارتفاع چینه‌بندی شده است. فرض می‌شود معادله (۱) دارای یک جواب موجی شکل به صورت زیر است:

$$w'(x, z) = \hat{w} e^{i(kx + mz)} \quad (5)$$

که در آن \hat{w} دامنه موج و k و m به ترتیب مؤلفه‌های عدد موج در راستای محور x و z هستند. با مشتق‌گیری از معادله (۵) و جانشانی در معادله (۱) رابطه زیر به دست می‌آید:

$$m^2 = I^2 - k^2 \quad (6)$$

همچون باد و پایداری قائم بستگی دارد. هنگامی که باد از روی کوهستان پهن عبور می‌کند، ذرات هوا در حین جابه‌جایی افقی، در راستای عمودی نیز انتشار می‌یابند. اگر جو در حالت پایدار باشد، ذرات هوا تمایل دارند تا دوباره به حالت اولیه برگردند و به این ترتیب یک حرکت نوسانی قائم به وجود می‌آید و ذرات هوا به صورت یک الگوی موجی در صفحه قائم حرکت خواهند کرد. چنین الگوی موجی شکلی که در مناطق کوهستان رخ می‌دهد، نمونه‌ای از این گردش‌های جوی است. این امواج ممکن است که در بالای کوه و یا در طرف پس کوه تشکیل شوند که به ترتیب امواج کوهستان و امواج لی (lee wave) نام‌گذاری شده‌اند (اتکینسون، ۱۹۸۹). طول موج امواج کوهستان به چگونگی قرارگیری کوه نسبت به شارش بستگی دارد که ممکن است در مقیاس میانی نباشد و طول موج امواج لی، بیشتر تابعی از شرایط جوی است. یکی از روش‌های بررسی چگونگی عمل امواج کوهستان استفاده، از حل تحلیلی معادله‌های خطی شده مربوط به این گونه امواج است. برای این منظور معادلات حاکم، شامل مؤلفه مداری و قائم تکانه، انرژی ترمودینامیکی و پیوستگی را در دستگاه مختصات دکارتی در حالت دو بعدی، بدون مالش، بدون چرخش، برای یک جو غیر قابل تراکم در حالت پایا (steady state) در نظر می‌گیرند، به نحوی که، روش پریشیدگی (perturbation) را برای خطی کردن آنها می‌توان به کار برد (هولتون، ۱۹۹۲). از مؤلفه مداری تکانه نسبت به z و از مؤلفه قائم تکانه نسبت به x مشتق می‌گیریم و از معادلات به دست آمده جمله شامل $'p$ را حذف می‌کنیم آن‌گاه با استفاده از معادله‌های انرژی ترمودینامیکی و پیوستگی و نیز به انجام رساندن چند عمل ساده ریاضی، معادله زیر به دست می‌آید:

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + I^2 w' = 0 \quad (1)$$

گوهام، ۲۰۰۰):

$$h(x) = h_{m1} \frac{a^2}{x^2 + a^2} + h_{m2} \frac{a^2}{(x + x_0)^2 + a^2} \quad (10)$$

تابع تبدیل فوریه این معادله به صورت زیر بدست می‌آید:

$$h(k) = \pi a e^{-a|k|} (h_{m1} + h_{m2} e^{-ikx_0}) \quad (11)$$

۳ نتایج و بحث

فرض کنیم که یک کوه منفرد در صفحه دو بعدی x و z به ابعاد به ترتیب ۴۰ و ۱۰ کیلومتر قرار دارد به طوری که ارتفاع بیشینه آن در نقطه صفر محور x ها است و طول این محور در دامنه $-0.25 \times 40 \text{ km}$ و $+0.75 \times 40 \text{ km}$ جای دارد. همچنین جو به صورت دو لایه در نظر گرفته می‌شود، به طوری که پارامتر اسکورر در دو لایه می‌تواند یکسان یا متفاوت باشد. به علاوه تراز جدا کننده این دو لایه نیز در ارتفاع ۳ کیلومتری قرار دارد که می‌تواند کم یا زیاد شود (هارت، ۱۹۹۵). از آنجا که شکل و ارتفاع بیشینه کوه، سرعت باد و پارامتر اسکورر در شارش‌های روی کوهستان نقش عمده‌ای بر عهده دارند، در این بخش آزمایش‌های متفاوتی با مقادیر گوناگون این کمیت‌ها در یک جو یکنواخت و غیر یکنواخت برای یک قله منفرد و سپس دو قله منفرد که به فاصله‌های متفاوتی از هم قرار گرفته‌اند، صورت می‌گیرد که برای کاستن از حجم مطالب فقط در چند نمونه بررسی می‌شوند.

۱-۳ چند آزمایش برای جو یکنواخت

در این حالت فرض می‌شود که پارامتر اسکورر در هر دو لایه یکسان است، لذا برای یک و دو قله منفرد که به فاصله x از هم قرار گرفته‌اند، آزمایش‌های متفاوتی با مقادیر a و x صورت می‌گیرد.

۱-۱-۳ آزمایش اول برای یک قله منفرد

در این آزمایش به ازای سرعت باد ۲۰ و ۳۰ متر بر ثانیه و

دیده می‌شود که اگر $0 < m^2$ باشد آنگاه m عددی حقیقی است و انتشار قائم موج به نسبت $N_0^2 U^{-2}$ بستگی دارد و این فقط زمانی امکان‌پذیر است که جریان میانگین مداری کوچک‌تر از بسامد شناوری باشد. چنین بندی پایدار، جریان میانگین ضعیف و قله پهن، شرایطی هستند که در آن انتشار قائم موج کوهستان وجود دارد. اگر $0 < m^2$ باشد آنگاه m عددی مختلط است که قسمت حقیقی آن m_r و قسمت موهومی آن $i m_i$ است. بخش حقیقی و موهومی m به ترتیب، سبب تغییرات سینوسی و تغییرات قائم موج می‌شوند. اگر بخش موهومی مثبت باشد آنگاه موج با ارتفاع به صورت نمایی، میرا می‌شود. فرض می‌کنیم $m^2 = -\mu^2$ و جوابی را انتخاب می‌کنیم که موج به صورت نمائی با فاصله از مرز پایین میرا شود. معادله‌های (۱) و (۳) از نوع معادله هلمهولتز دو بعدی اند $\nabla^2 f + l^2 f = 0$ به صورت $f(x, z)$ که برای تابع عمومی $f(x, z)$ بازنویسی می‌شوند. با به کارگیری تابع تبدیل فوریه (Fourier transform)، برای عدد موج‌های متفاوت k و m جواب‌های متفاوتی بدست می‌آید:

$$f(x, z) = -ikh(k) e^{-ikx} e^{imz} \quad (7)$$

که در آن $h(k)$ به صورت زیر است:

$$h(k) = \pi a h_m e^{-a|k|} \quad (8)$$

این تابع یک تابع تبدیل فوریه برای کوه متقارن زنگی شکل با ارتفاع قله h_m است که از معادله زیر پیروی می‌کند (گارنر، ۱۹۹۹ و هارت، ۱۹۹۵):

$$h(x) = h_m \frac{a^2}{x^2 + a^2} \quad (9)$$

x فاصله از خط مرکزی قله و a معرف مقیاس طول یا نصف پهنه‌ای کوه است به طوری که در $x = \pm a$ ارتفاع کوهستان به صورت $h(x) = 0.5h_m$ است. معادله دو کوه که فاصله آنها از هم x_0 است و هر یک قله‌هایی به ارتفاع h_{m1} و h_{m2} دارند، به صورت زیر تعریف می‌شود (مایر و

دیده می‌شود که خط جریان در هر دو لایه و در همه ارتفاعات، از شکل کوه پیروی می‌کند و در رو به باد هر دو قله، پشتۀ خط جریان و در پشت به باد آن نیز ناوه‌های این کمیت تشکیل می‌شوند. همچنین در پشت به باد قله‌ها، هسته کمینه سرعت قائم و در رو به باد آنها، هسته بیشینه این کمیت تولید می‌شود و تا ارتفاعات بالاتر نیز امتداد می‌یابد. این شرایط در راستای محور طول‌ها به تناوب تکرار می‌شود. هنگامی که ارتفاع قله دوم نسبت به قله اول کاهش می‌یابد، برای پارامتر اسکورر یکسان در هر دو لایه، نوسان‌های خط جریان شدیدتر می‌شود و هسته‌های دوکی شکل حرکت بالاسو و پایین سو هماهنگ با این نوسان‌ها، به ترازهای بالاتر انتقال می‌یابند (شکل ۵).

۲-۳ چند آزمایش برای جو غیریکنواخت

در این حالت فرض می‌شود که پارامتر اسکورر در دو لایه یکسان نیست و این کمیت می‌تواند از لایه پایین به بالا کاهش یا افزایش یابد، لذا برای یک و دو قله منفرد که به فاصله X_0 از هم قرار گرفته‌اند، آزمایش‌های متفاوتی با مقادیر h و X_0 صورت می‌گیرد.

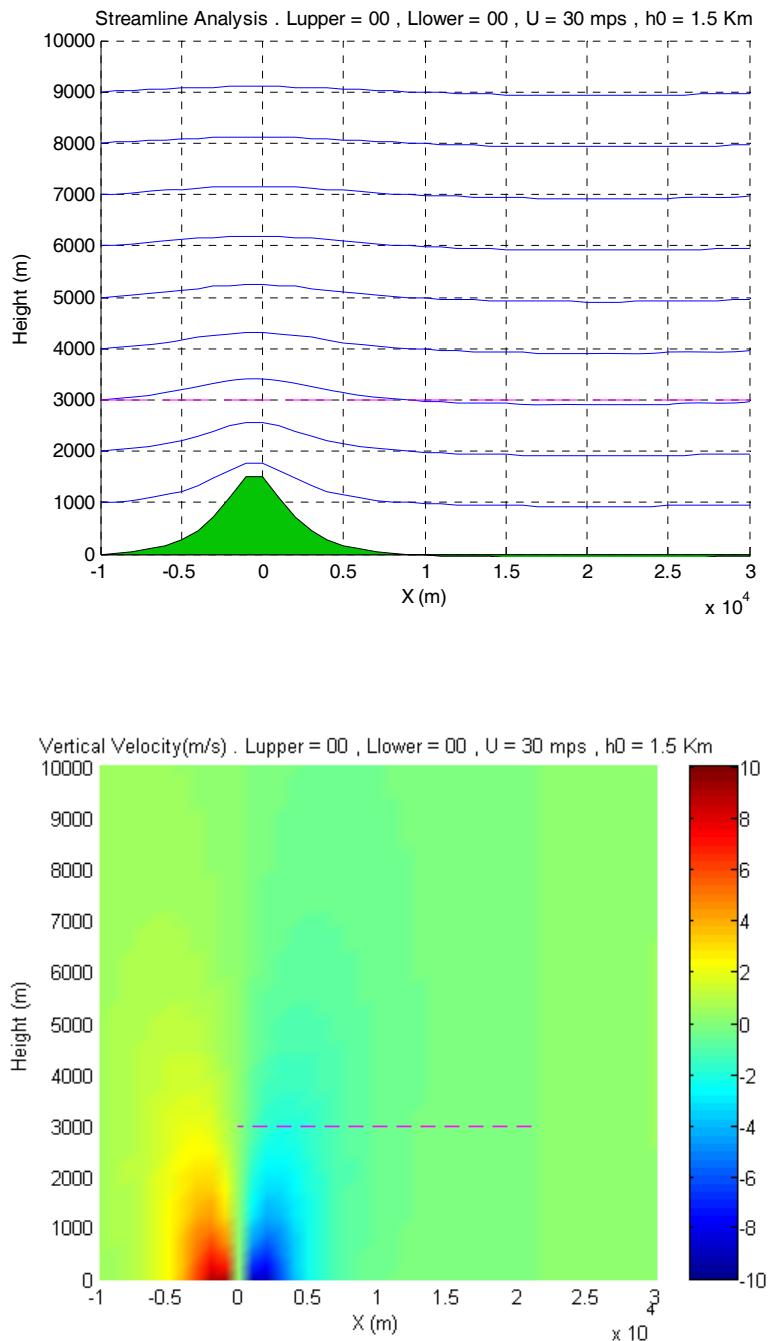
۱-۲-۳ آزمایش سوم برای یک قله منفرد

در این حالت به سبب وجود ناپیوستگی در لایه‌های جو و نیز انتشار پایین‌سوی امواج گرانی، فرایند به دام افتادن و انعکاس ممکن است رخ دهنده و زنجیره‌ای از امواج لی نیز در صورت تکرار می‌تواند شکل بگیرند. شکل ۶ تحلیل خطوط جریان و مؤلفه قائم باد برای حالتی که پارامتر اسکورر در لایه پایین ۰/۰۰۰۶۵ و در لایه بالا ۰/۰۰۰۲۵ واحد است، ارتفاع بیشینه کوه ۱/۵ کیلومتر و سرعت باد ۳۰ متر بر ثانیه است را نشان می‌دهد. دیده می‌شود که در این حالت ناووه‌ها و پشته‌ها کاملاً توسعه می‌یابند و در اطراف خط ارتفاع سه کیلومتری که جدا کننده دو لایه است، مراکز بیشینه و کمینه سرعت قائم

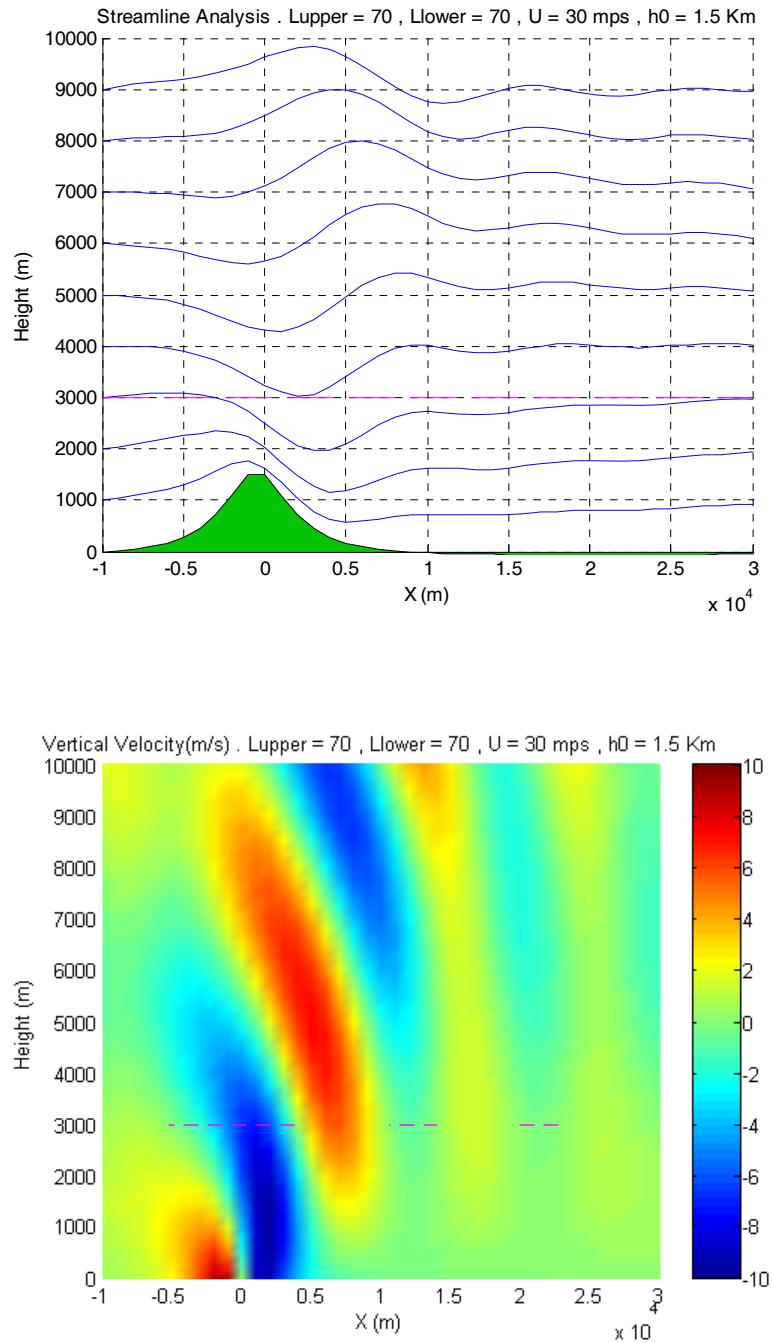
ارتفاع بیشینه قله ۱، ۱/۵ و ۲ کیلومتری دیده می‌شود که موج بدون آنکه انعکاس یابد، به طور قائم منتشر می‌شود (هارت، ۱۹۹۵). نتایج نشان می‌دهد که خطوط جریان جایه‌جایی در حالتی که پارامتر اسکورر در دو لایه صفر است، از شکل کوهستان پیروی می‌کند و به تدریج با ارتفاع شکل الگو تغییر می‌کند و به خط راست گرایش می‌یابد. در این حالت شارش هوای روی کوهستان به ارتفاع کوه بستگی دارد. مؤلفه قائم سرعت باد نیز در سمت رو به باد کوه، حرکت بالاسو و در سمت پشت به باد آن حرکت پایین سو را نشان می‌دهد. این شرایط در شکل ۱ نشان داده شده است. هنگامی که پارامتر اسکورر در هر دو لایه برابر و مقدار آن ۰/۰۰۰۷۰ واحد در نظر گرفته شده است، دیده می‌شود که ناووه‌ها و پشته‌های ناشی از اثر کوه روی خط جریان به ارتفاعات بالاتر انتقال یافته‌اند و خط پشته نسبت به ارتفاع بیشینه کوه به سوی راست جایه‌جا شده است. همچنین حرکت‌های بالاسو و پایین سو نیز به ترتیب به ارتفاعات بالاتر انتقال می‌یابد (شکل ۲). افزایش سرعت باد و نیز ارتفاع قله‌ها سبب تشدید این حالت می‌شود.

۲-۱-۳ آزمایش دوم برای دو قله منفرد کنار هم

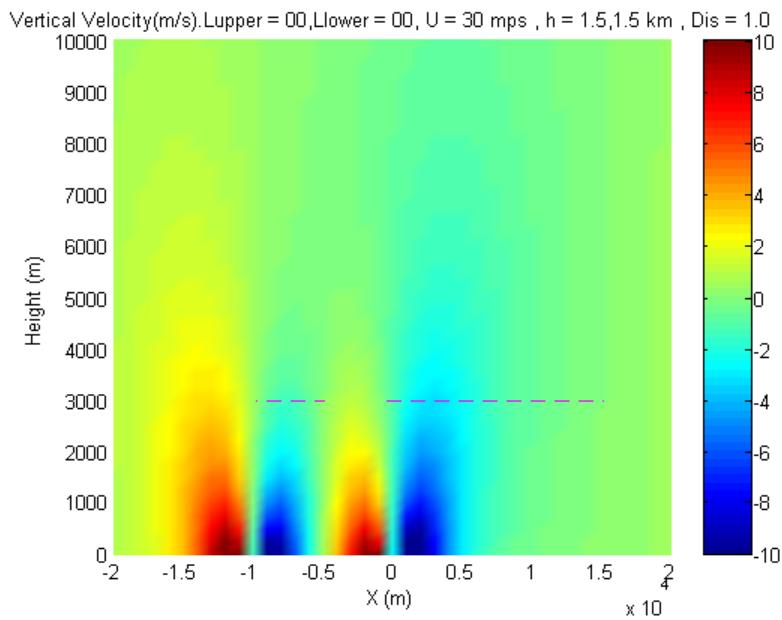
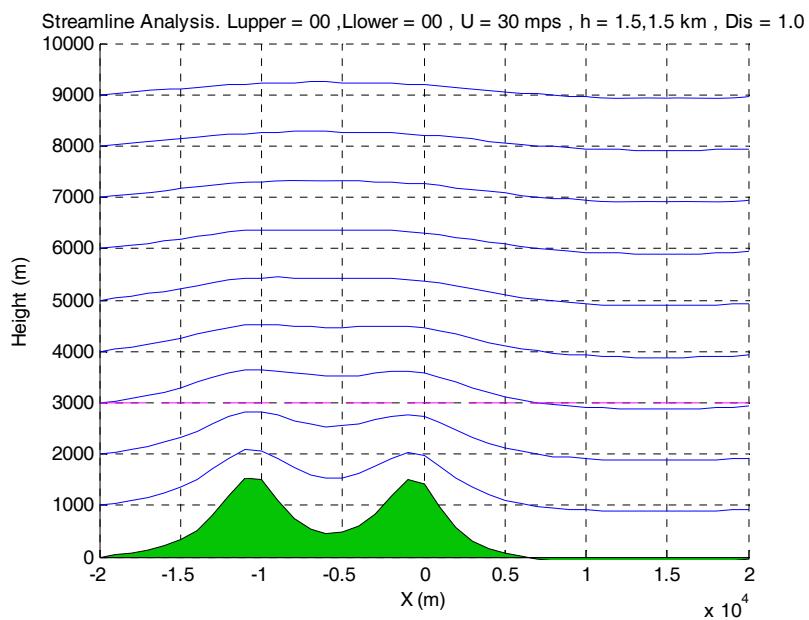
این آزمایش نیز به ازای سرعت باد ۲۰ و ۳۰ متر بر ثانیه، ارتفاع بیشینه قله‌ها ۱، ۱/۵ و ۲ کیلومتر و نیز فاصله‌های متفاوت آنها از هم، تکرار می‌شود. دیده می‌شود که در این حالت نیز خط جریان از شکل دو قله پیروی می‌کند و به تدریج با ارتفاع شکل الگو همچنان حفظ می‌شود. به علاوه در رو به باد دو قله هسته بیشینه سرعت قائم و در پشت به باد هر دو قله هسته کمینه آن تولید می‌شود که تا ارتفاعات بالاتر نیز امتداد دارد (شکل ۳). افزایش سرعت باد، افزایش ارتفاع قله‌ها و نیز افزایش فاصله دو کوه سبب تشدید این وضعیت می‌شود. با افزایش پارامتر اسکورر در هر دو لایه، همان‌طور که در شکل ۴ نشان داده شده است،



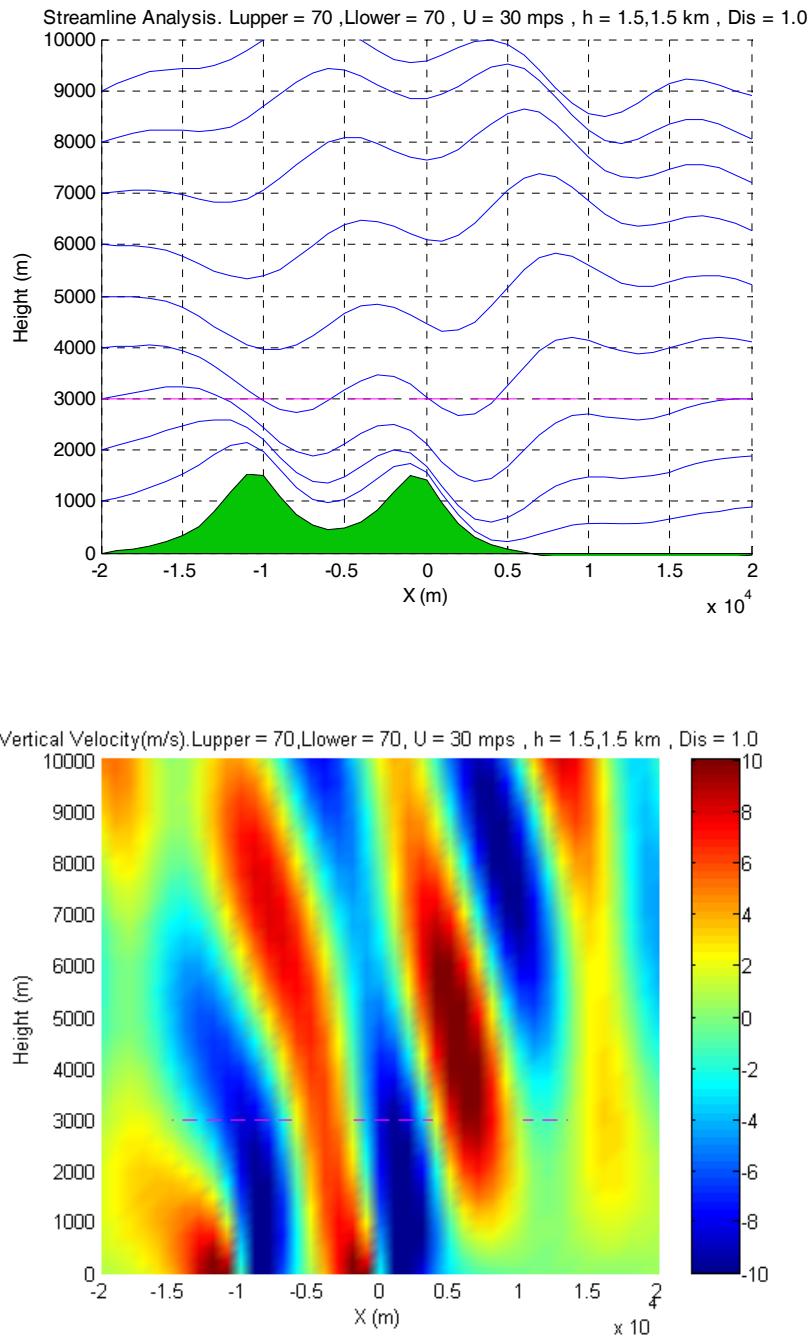
شکل ۱. تحلیل خطوط جریان (بالا) و مؤلفه قائم سرعت باد (پایین) برای جو یکنواخت با یک قله منفرد. پارامتر اسکورر دره دو لایه صفر، سرعت افقی باد ۳۰ متر بر ثانیه و ارتفاع بیشینه کوه ۱۵۰۰ متر است. اعداد روی محور طولها بر حسب 10^4 متر و محور قائم بر حسب متر هستند.



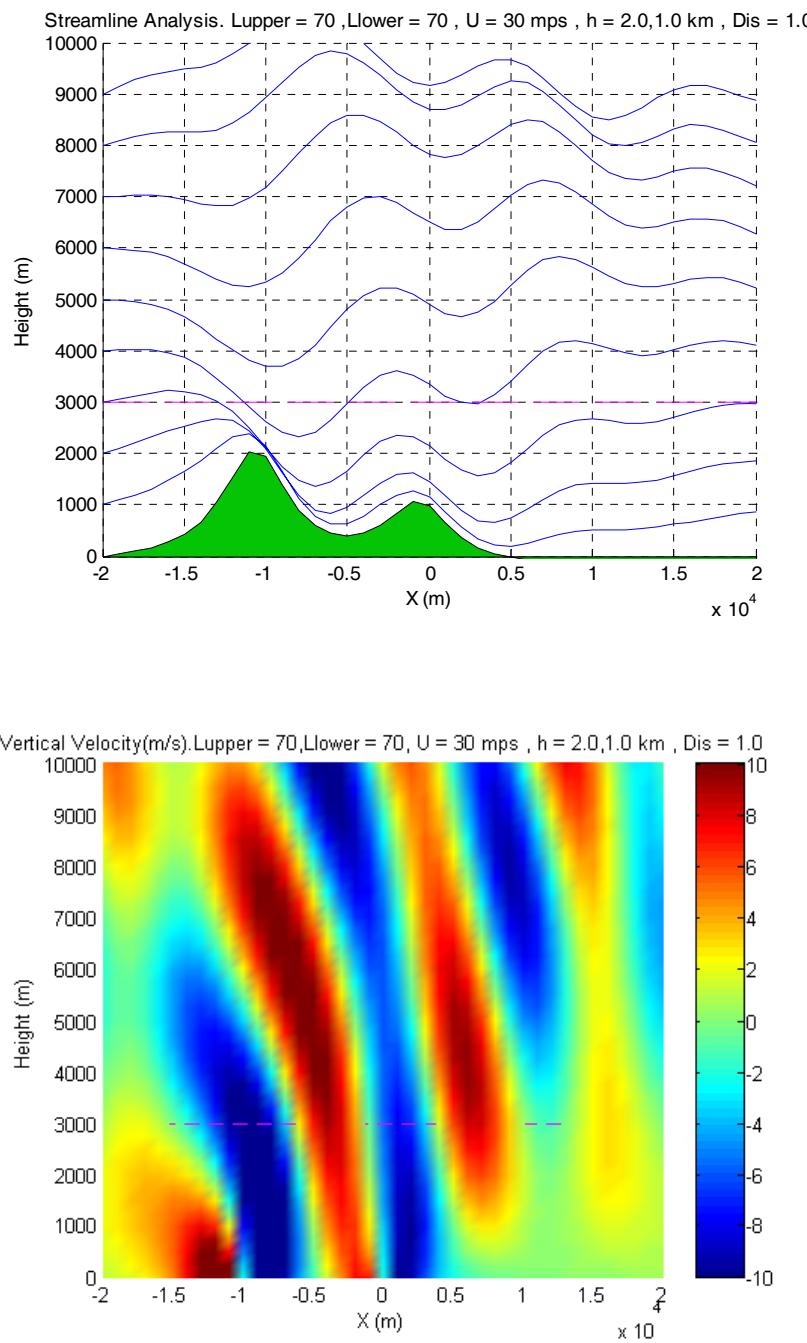
شکل ۲. مانند شکل ۱، ولی پارامتر اسکرور در هر دو لایه صفر، سرعت افقی باد 30 متر بر ثانیه و ارتفاع بیشینه کوه 1500 متر است.



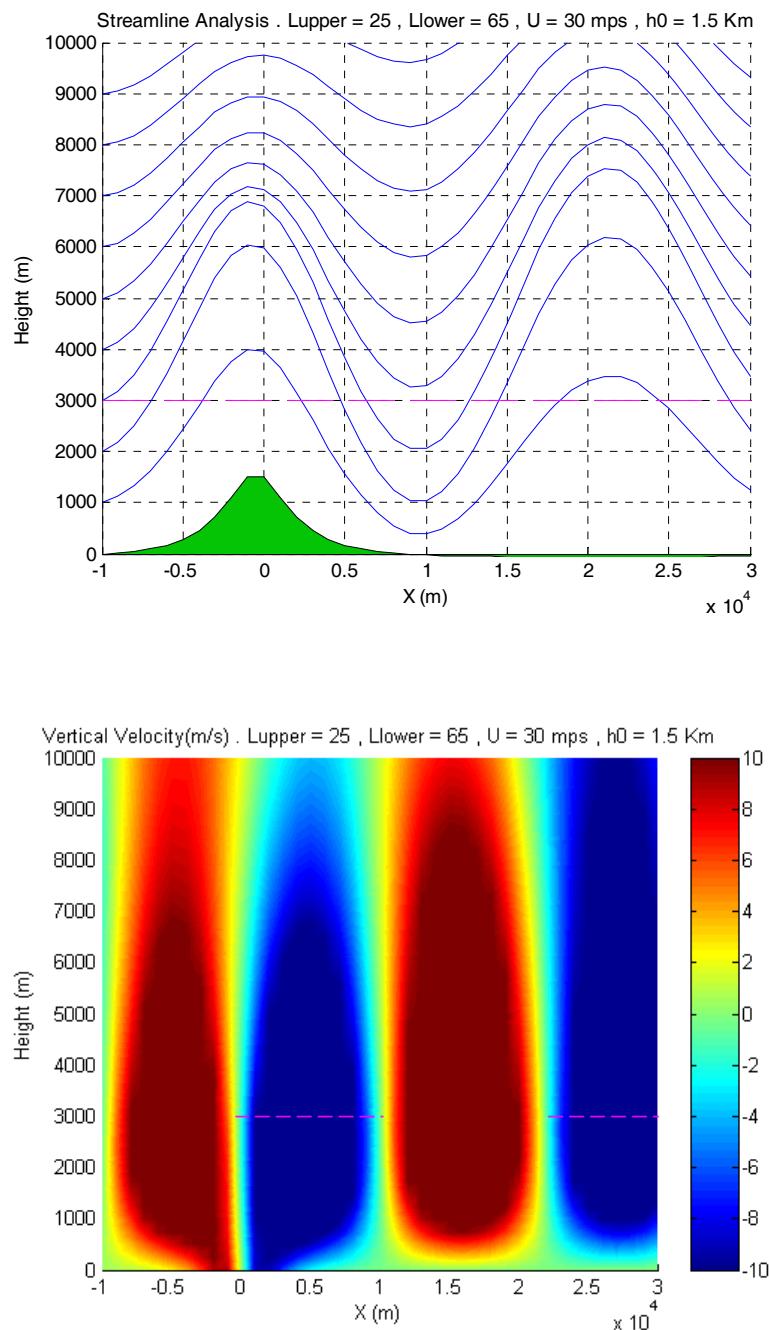
شکل ۳. تحلیل خطوط جریان (بالا) و مؤلفه قائم سرعت باد (پایین) برای جو یکنواخت با دو قله منفرد. پارامتر اسکورر در هر دو لایه صفر، سرعت افقی باد ۳۰ متر بر ثانیه، ارتفاع بیشینه دو قله کوه ۱۵۰۰ متر و فاصله قله‌ها از هم ۱۰ کیلومتر است. اعداد روی محور طول‌ها بر حسب 10^4 متر و محور قائم بر حسب متر هستند.



شکل ۴. مانند شکل ۳، ولی پارامتر اسکورر دره را لایه $70 \text{ m} / 0.00070 \text{ s}$ ، سرعت افقی باد 30 متر بر ثانیه ، ارتفاع بیشینه دو قله 1500 متر و فاصله قله‌ها از هم 10 کیلومتر است.



شکل ۵. مانند شکل ۳، ولی پارامتر اسکوئر دره دو لایه $m^{−2}/0.00070$ ، سرعت افقی باد 30 متر بر ثانیه، ارتفاع بیشینه قله‌ها 2000 و 1500 متر و فاصله قله‌ها از هم 10 کیلومتر است.



شکل ۶. تحلیل خطوط جریان (بالا) و مؤلفه قائم سرعت باد (پایین) برای جو غیریکنواخت با یک قله منفرد. پارامتر اسکورر در لایه پایین $0/00065 \text{ m}^{-2}$ و در لایه بالا $0/00025 \text{ m}^{-2}$. سرعت افقی باد 30 متر بر ثانیه و ارتفاع بیشینه کوه 1500 متر است.

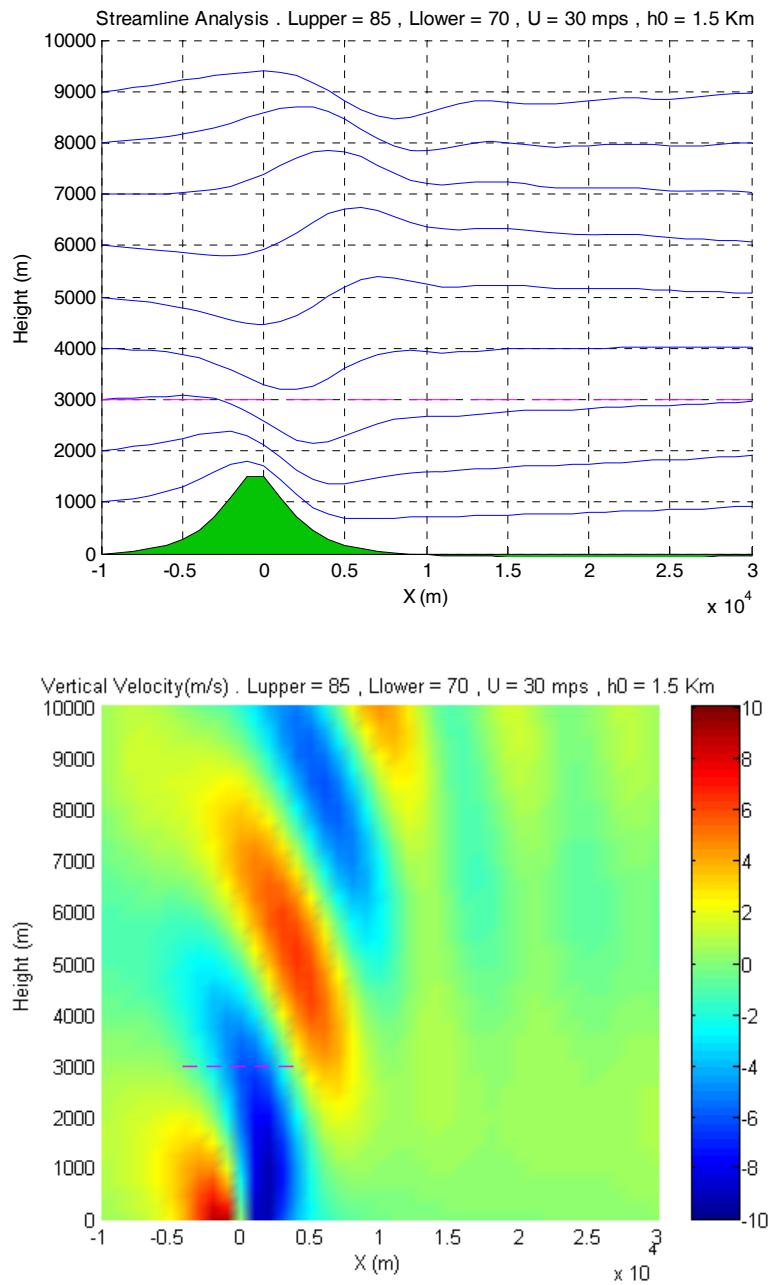
دو کوه تکرار می‌شوند. آزمایش‌ها نشان می‌دهند که وقتی پارامتر اسکورر در لایهٔ پایین بیشتر از لایهٔ بالایی است، خط جريان از شکل کوه پیروی می‌کند و هر چه ارتفاع قله‌ها بیشتر باشد، پسته‌ها و ناوه‌های ناشی از اثر کوه، ژرف‌تر می‌شوند. به علاوه، هسته‌های بیشینه و کمینه سرعت قائم که به ترتیب معرف حرکت قائم بالاسو و پایین سو هستند، در بخش رو به باد کوه و باد پناه آن تشکیل می‌شوند که با افزایش ارتفاع، امتداد این هسته‌ها بیشتر می‌شود، به طوری که این هسته‌ها همچون دوک یا بادبزن از سطح زمین تا ارتفاع ۳ کیلومتر کشیده می‌شوند و دامنه آنها تا ۱۰ کیلومتری امتداد می‌یابند (شکل ۸).

هنگامی که فاصله قله‌ها از هم بیشتر می‌شود، در حد فاصل دو قله، دو هسته کوچک به ترتیب کمینه و بیشینه مؤلفه قائم باد در دستگاه Z تشکیل می‌شود که با پسته و ناوه خط جريان هماهنگ‌اند. شایان ذکر است که پسته‌ها و ناوه‌های شکل گرفته در طرفین دو قله، همواره ژرف‌تر از پسته‌ها و ناوه‌های تشکیل شده در حد فاصل دو قله کوه هستند (شکل ۹). با افزایش پارامتر اسکورر در لایهٔ بالایی، نوسان خط جريان در آن لایه نیز بیشتر می‌شود بنابراین هسته‌های بیشینه و کمینه مؤلفه قائم باد به ترازهای بالاتر جابه‌جا می‌شوند (شکل ۱۰). با افزایش پارامتر اسکورر در لایهٔ پایین، نوسان در این لایه بیشتر می‌شود و شرایط انعکاس بسته‌های هوا در پشت به باد قله دوم فراهم می‌شود. از این رو هسته بیشینه سرعت قائم در اطراف خط ارتفاع ۳۰۰۰ متری به قدری گسترده‌ای تشکیل می‌شود که دامنه آن به سوی ارتفاع‌های بالاتر امتداد می‌یابد (شکل ۱۱). با افزایش بیشتر این کمیت در لایهٔ پایین و کاهش آن در لایهٔ بالا یک ناوه ژرف در حد فاصل دو قله در لایه پایین تشکیل می‌شود و تعداد نوسان‌ها در لایهٔ بالا کاهش و در لایهٔ پایین افزایش می‌یابد. از این رو دو هسته قوی مؤلفه قائم باد پایین سو و بالاسو در پشت به باد قله اول و رو به باد قله دوم به وجود می‌آید (شکل ۱۲). با

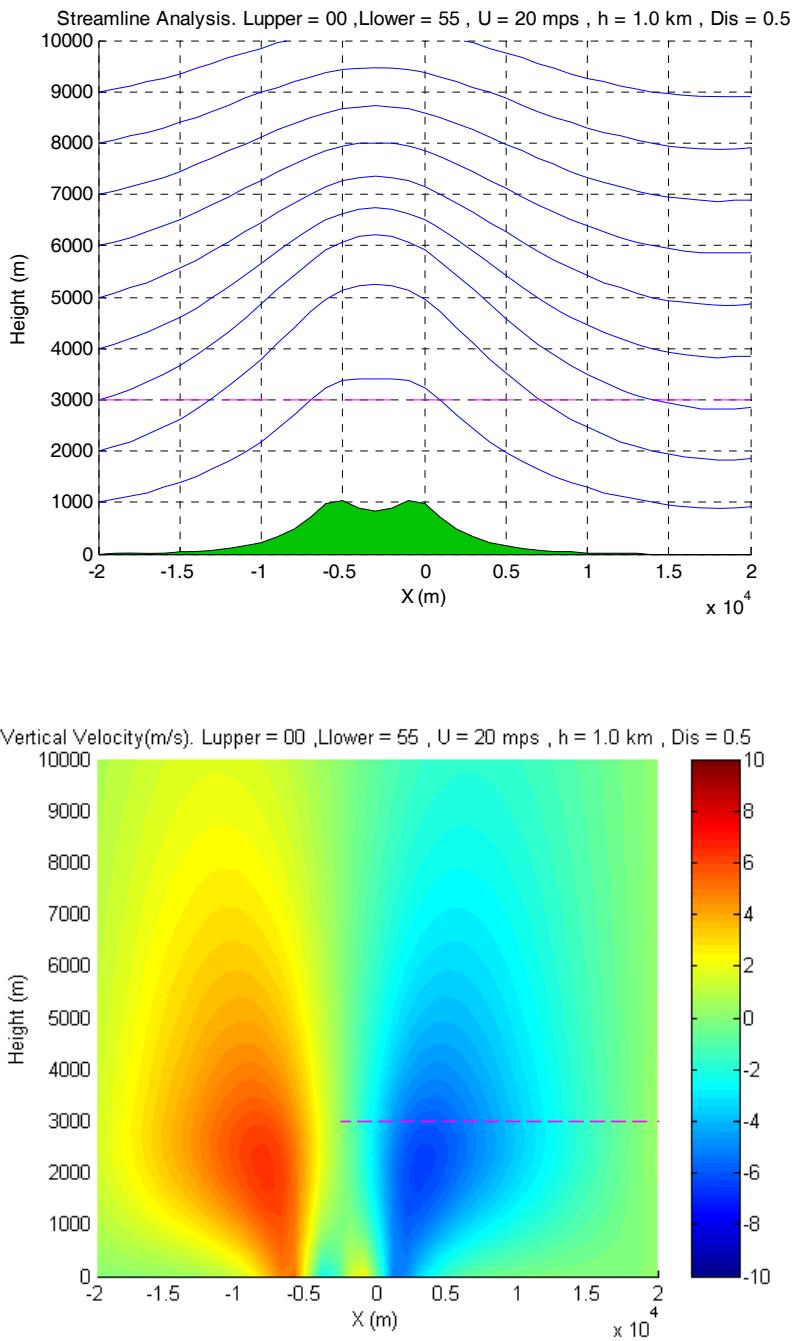
به ترتیب دیده می‌شوند. افزایش ارتفاع و نیز افزایش سرعت افقی باد ناوه‌ها و پشته‌های تشکیل شده را ژرف‌تر و سرعت‌های بالاسو و پایین سو را تشدید می‌کند.

هنگامی که مقادیر پارامتر اسکورر کاهش می‌یابد، جابه‌جایی خط جريان در این حالت نشان می‌دهد که شارش هوا در سمت پشت به باد کوه به سبب بزرگی پارامتر اسکورر در لایهٔ پایینی فرایند انعکاس رخ داده است و شارش هوا پس از برخورد با سطح زمین، با سرعت بیشتری به سوی ارتفاع بالاتر به حرکت در می‌آید در نتیجه طول موج افزایش پیدا می‌کند. مؤلفه قائم سرعت باد در این حالت نیز در سمت رو به باد کوه حرکت بالاسو و در سمت پشت به باد کوه حرکت پایین سو را نشان می‌دهد. به علاوه یک هسته حرکت قائم بالاسو که تا ارتفاع ۱۰ کیلومتری نیز امتداد دارد و گسترش افقی مناسبی نیز دارد درست پس از عمل انعکاس دیده می‌شود. در این آزمایش پارامتر اسکورر در لایه زیرین ۰/۰۰۰۶ و در لایه زبرین ۰/۰۰۰۲ واحد است. با افزایش پارامتر اسکورر در هر دو لایه، دیده می‌شود که دامنه ناوه‌ها و پشته‌ها افزایش می‌یابد و در همه ارتفاعات اثر کوه به شدت نمایان می‌شود، از این رو حرکات صعودی و نزولی با وجودی که سرعت باد میانگین ثابت است، افزایش می‌یابند. در صورتی که پارامتر اسکورر در لایهٔ بالایی بیشتر از لایهٔ پایینی است، همان‌طور که در شکل ۷ نشان داده شده است، دیده می‌شود که در ارتفاعات بالاتر، پشته‌ها و ناوه‌های خط جريان، کم‌عمق‌تر می‌شوند و در لایهٔ پایین، بعد از کوهستان، جريان به صورت خط راست تغییر می‌یابد. در این حالت هسته‌های بیشینه و کمینه سرعت قائم به ترازهای بالاتر انتقال پیدا می‌کنند و به تدریج از مقدار آنها کاسته می‌شود.

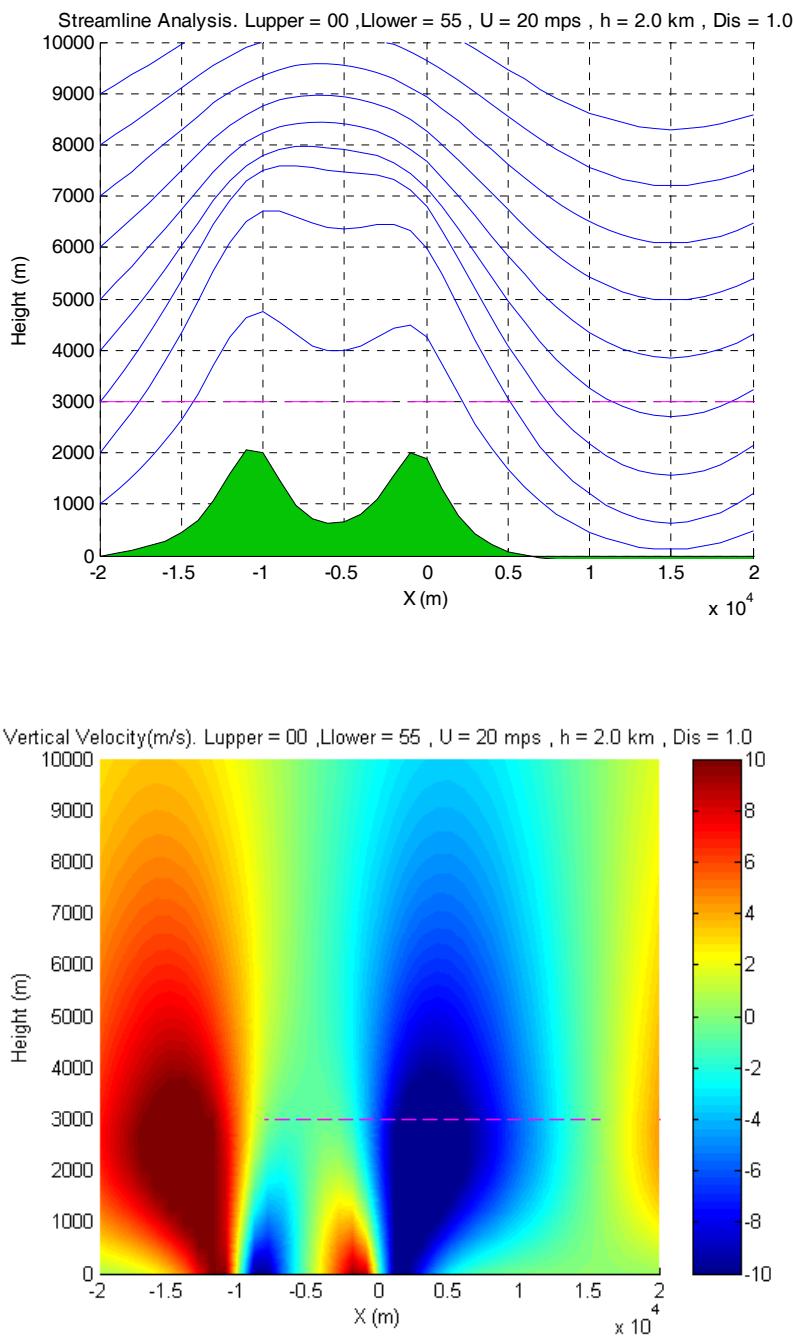
۲-۲-۳ آزمایش چهارم برای دو قله منفرد
اینک آزمایش‌ها با دو کوه که فاصله قله‌های آنها از هم مقداری مشخص است برای ارتفاع‌ها و فاصله‌های متفاوت



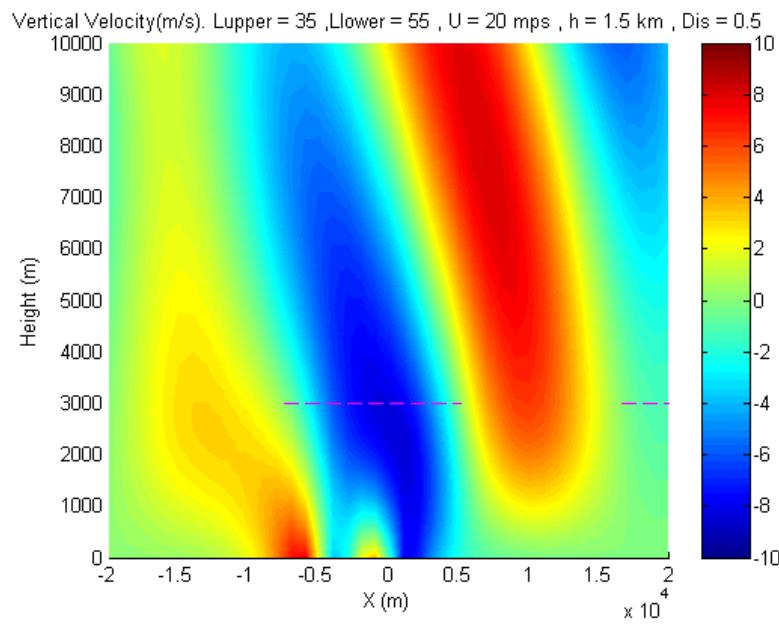
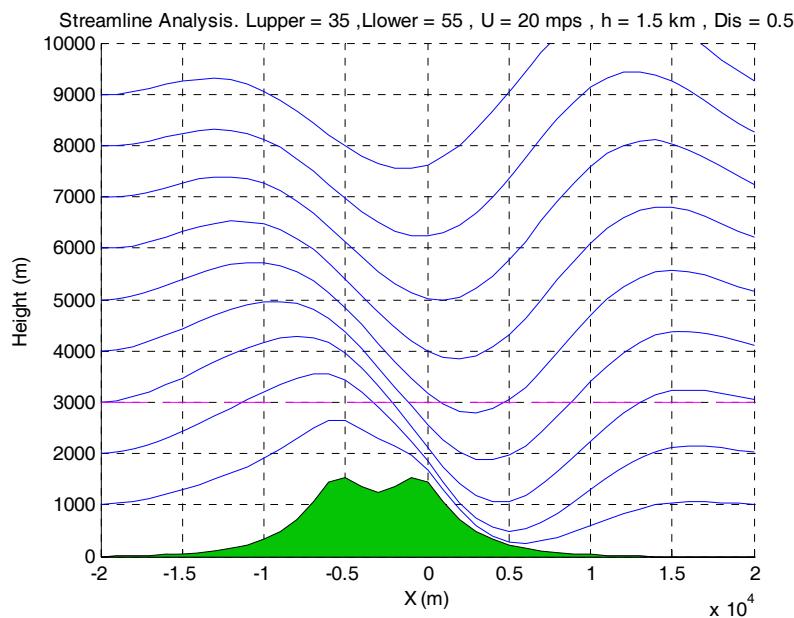
شکل ۷. مانند شکل ۶، ولی پارامتر اسکورر در لایه پایین $85/00070\text{ m}^{-2}$ و در لایه بالا 30 m^{-2} ، سرعت افقی باد ۳۰ متر بر ثانیه و ارتفاع بیشینه کوه ۱۵۰۰ متر است.



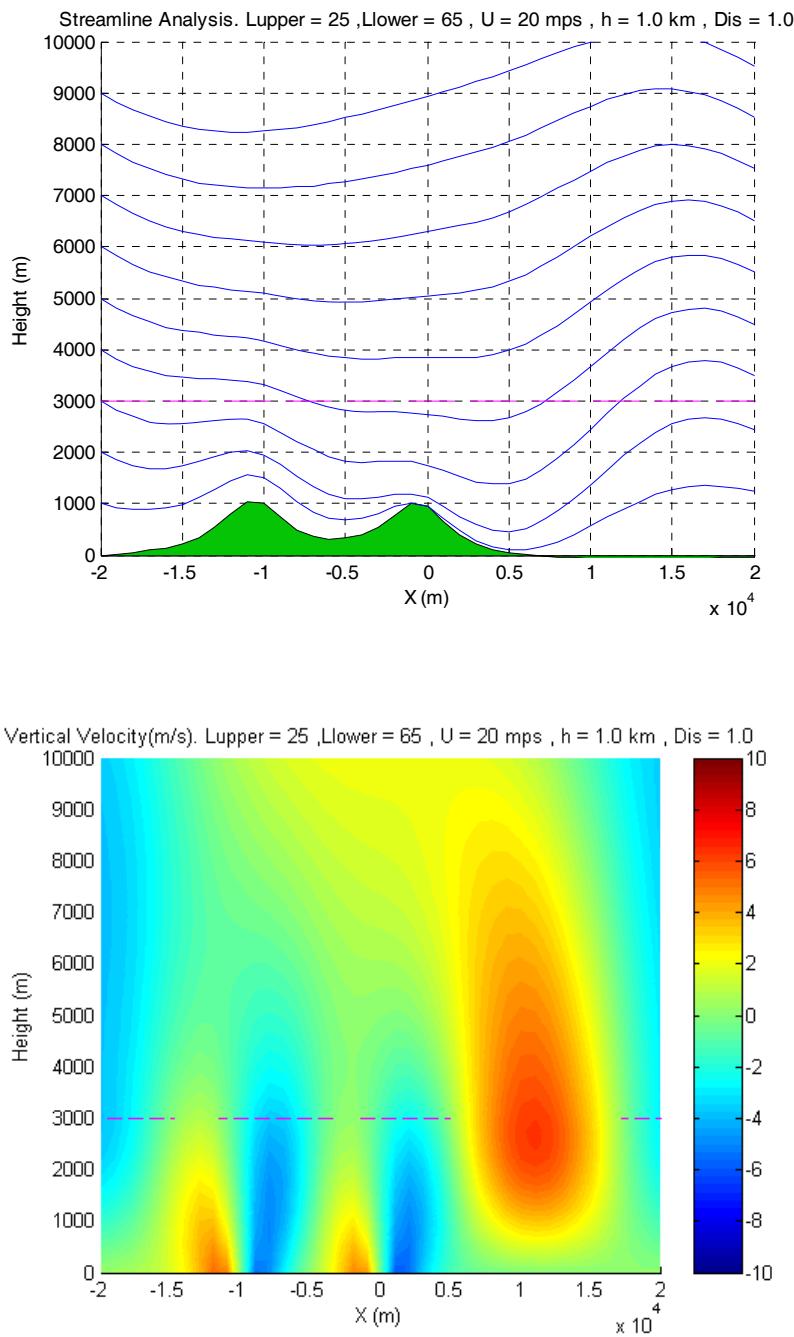
شکل ۸ تحلیل خط جریان (بالا) و مؤلفه قائم سرعت باد (پایین) برای جو غیریکنواخت با دو قله منفرد. پارامتر اسکورر در لایه پایین $0/00055 \text{ m}^{-2}$ و در لایه بالا صفر، سرعت افقی باد 20 m/s بر ثانیه، ارتفاع بیشینه دو قله 1000 m و فاصله قله‌ها 5 کیلومتر است. اعداد روی محور طولها بر حسب 10^4 متر و محور قائم بر حسب متر هستند.



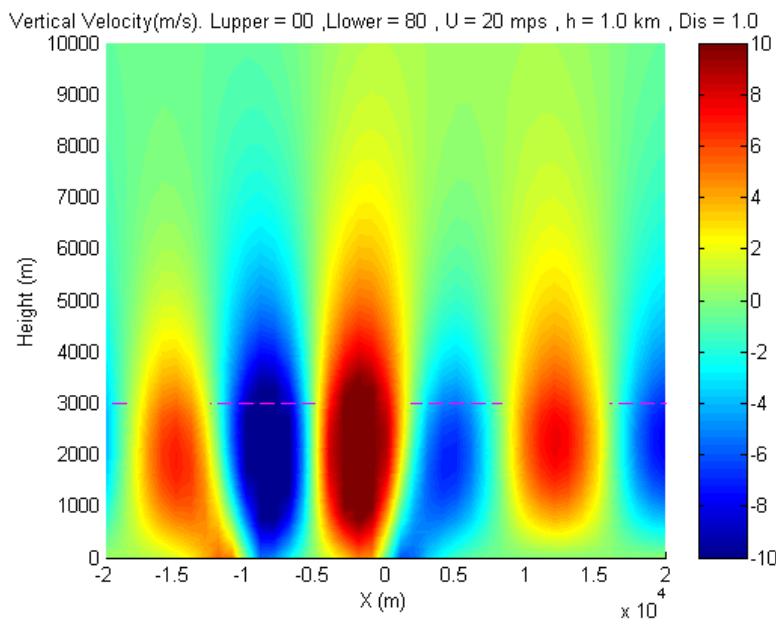
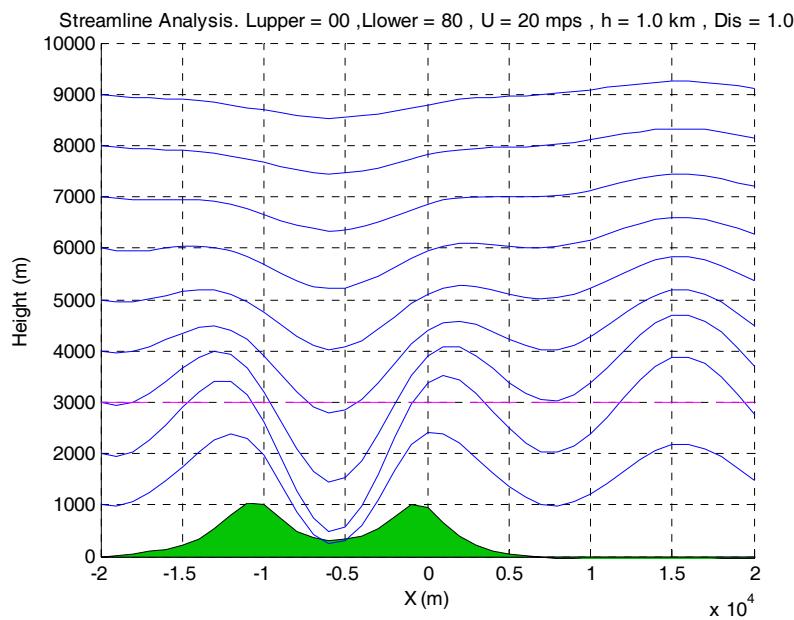
شکل ۹. مانند شکل ۸ ولی پارامتر اسکورر در لایه پایین $55 \text{ m}^2/\text{s}$ و در لایه بالا صفر، سرعت افقی باد ۲۰ متر بر ثانیه، ارتفاع بیشینه دو قله ۲۰۰۰ متر و فاصله قله‌ها ۱۰ کیلومتر است..



شکل ۱۰. مانند شکل ۸ ولی پارامتر اسکورر در لایه پایین 0.00055 m^{-2} و در لایه بالا 0.00035 m^{-2} ، سرعت افقی باد ۲۰ متر بر ثانیه، ارتفاع بیشینه دو قله ۱۵۰۰ متر و فاصله قله‌ها ۵ کیلومتر است.



شكل ۱۱. مانند شکل ۸ ولی پارامتر اسکورر در لایه پایین $25 \text{ m}^2/\text{s}$ و در لایه بالا $65 \text{ m}^2/\text{s}$ ، سرعت افقی باد 20 متر بر ثانیه ، ارتفاع بیشینه دو قله 1000 متر و فاصله قله‌ها 10 کیلومتر است..



شکل ۱۲. مانند شکل ۸ ولی پارامتر اسکورر در لایه پایین 0.00085 m^{-2} و در لایه بالا صفر، سرعت افقی باد 20 متر بر ثانیه ، ارتفاع بیشینه دو قله 1000 متر و فاصله قله‌ها 10 کیلومتر است.

نتیجه حاصل از بررسی آزمایش‌های متفاوت نشان می‌دهد که شارش روی یک قله منفرد، موجی با طول موج حدود ۲۰ کیلومتر و شارش روی دو قله منفرد، موجی با طول موج حدود ۱۰ کیلومتر تولید می‌کند و گردش جوی با چنین ابعاد افقی تحت تأثیر نیروی کوریولیس قرار می‌گیرد. این وضعیت بررسی امواج کوهستان را پیچیده و مشکل می‌سازد. از این رو با در نظر گرفتن قله‌های منفرد و شارش مداری و نیز حذف اثر کوریولیس، پیچیدگی‌های ریاضی از بین می‌رود. برای قله‌هایی که در راستای نصف‌النهاری قرار گرفته‌اند، به سبب تغییر عرض جغرافیایی، معادلات مدل نیز پیچیده‌تر می‌شود. هنگامی که مقیاس افقی کوهستان به ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر افزایش می‌یابد، اثر نیروی کوریولیس سبب شکل‌گیری امواج گرانی-لختی می‌شود (الیسن، ۱۹۶۸). از آنجایی که نیروی مالش برای جو بسیار کوچک است، این نیرو از معادلات تکانه حذف شد. ولی برای شاره‌هایی که چسبندگی زیادی دارند، این نیرو قابل چشم‌پوشی نیست. بنابراین مدل دوبعدی مورد استفاده در این بررسی را نمی‌توان برای این گونه شاره‌ها و نحوه برخورد آنها با یک مانع به کار برد.

از آنجایی که در مدل مورد استفاده، مؤلفه نصف‌النهاری در نظر گرفته نشده است، شارش در امتداد طول کوهستان نیز از مدل حذف شده است. بنابراین می‌توان گفت که در این مدل، ناوه‌ها و پشه‌های خط جریان ژرف‌تر و نیز هسته‌های بیشینه و کمینه سرعت قائم بیشتر از حالت معمول برآورد شده‌اند. با وجودی که برای بهتر شدن نتایج به نظر می‌رسد که مدل سه‌بعدی می‌تواند کارا باشد، ولی بیشتر نظریه‌پردازان برای تحلیل امواج کوهستان به سبب پرهیز از روابط ریاضی پیچیده، همچنان مدل دوبعدی را توصیه می‌کنند و معادلات سه‌بعدی را برای حرکت مایع روی یک مانع به کار می‌برند (اتکینسون، ۱۹۸۹).

به کارگیری مدل یک لایه‌ای برای این شرایط، دیده می‌شود که هنگامی که پارامتر اسکورر در کل لایه کم است، در ارتفاع‌های پایین، خط جریان از شکل کوه پیروی می‌کند و در ارتفاع‌های بالاتر خط جریان به یک موج شبه سینوسی با دامنه بلند تغییر شکل می‌دهد. از این رو در سطح زمین، هسته‌های بیشینه و کمینه مؤلفه قائم باد تشکیل می‌شوند که ضعیف‌اند و با افزایش پارامتر اسکورر در کل لایه نوسان‌های خط جریان بیشتر و هسته‌های سرعت قائم نیز تقویت می‌شوند. همچنین افزایش پارامتر اسکورر و تغییر ارتفاع بیشینه قله‌های یاد شده سبب می‌شود که خط جریان در ارتفاع‌های بالاتر نیز نوسان کند و یک هسته بزرگ و گسترش یافته از مقادیر کمینه مؤلفه قائم باد در بادپناه قله اول تشکیل شود که تا ارتفاع‌های بالاتر نیز امتداد داشته باشد. این در حالی است که یک هسته از مقادیر بیشینه مؤلفه قائم باد که آن‌هم کاملاً توسعه و گسترش یافته است در ارتفاع ۷ کیلومتری به وجود می‌آید. هنگامی که فاصله دو قله افزایش پیدا می‌کند، دو هسته کمینه و بیشینه سرعت قائم در پشت به باد قله اول و رو به باد قله دوم تشکیل می‌شوند که به ارتفاعات بالاتر نیز امتداد می‌یابند. با افزایش پارامتر اسکورر در کل لایه دیده می‌شود که این شرایط تشدید می‌شود و نوسان‌های خط جریان نیز بیشتر می‌شوند.

۴ تحلیل نتایج

آزمایش‌های متفاوت نشان می‌دهد که وقتی پارامتر اسکورر در لایه زیرین زیاد و در لایه بالا کم است، دامنه موج تشکیل شده افزایش می‌یابد. این شرایط به سبب وجود پایداری زیاد در لایه زیرین و پایداری کم در لایه بالایی به وجود می‌آید. هنگامی که پارامتر اسکورر در لایه بالا صفر فرض شود، به سبب کاهش پایداری در آن لایه، نوسان ذرات هوا کمتر می‌شود. از این رو دامنه موج به ارتفاعات بالا نمی‌رسد.

هواشناسی صورت گرفته است که از حمایت مالی سازمان هواشناسی کشور برخوردار بوده است بدین وسیله از مسئولان محترم سازمان هواشناسی کشور برای تامین اعتبار، امکانات رایانه‌ای و حمایت‌های لازم تشکر می‌شود.

منابع

- احمدی گیوی، ف. و نجیبی‌فر، ۱۳۸۲، مطالعه پدیده چرخندزایی روی کوه‌های آلپ، یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، آذر ۱۳۸۲.
- بصیر پارسا، هـ. ۱۳۸۰، شناخت دینامیک وضعیت جو در بارندگی‌های مناطق کوهستانی، نیوار ۴۲ و ۴۳.
- ترکمنی سرابی، مـ.، ۱۳۷۱، مطالعه برهم کنش سیستم‌های سینوپتیکی جنوب غربی با مناطق کوهستانی زاگرس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد مؤسسه ژئوفیزیک.
- علیزاده چوبri، اـ.، ۱۳۸۵، مطالعه چرخندزایی در منطقه شمال دشت کویر با استفاده از مشاهدات و یک مدل عددی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- محمدی، ف. و خالقی‌زواره، حـ.، ۱۳۸۲، شبیه‌سازی عددی اثر باد بر روی مقدار بارش کوهستان. نیوار، شماره‌های ۴۸ و ۴۹.

- Alpert, P., 1986, Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *J. Appl. Meteorol.*, **25**, 532-545.
- Atkinson, B. W., 1989, Meso Scale Atmospheric Circulations. Academic Press. 495.
- Chen, C. C., Durran, D. R., and Hakim, G. J., 2004, Mountain wave momentum flux in an evolving synoptic scale flow. submitted (24 Sep 2004) to *J. Atmos. Sci.*
- Cole, B. A., 2003, Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588-606.
- Durran, D. R., and Klemp, J. B., 1983, A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2341-4032.

چنین به نظر می‌رسد که به سبب ثابت بودن باد و در نظر نگرفتن چیزی قائم آن، چرخانه‌ها در پشت کوه نمی‌توانند تشکیل شوند، ولی محل تشکیل آنها در همه آزمایش‌ها در فاصله ۵ و ۱۰ کیلومتری پشت قله در جایگاه ناوه خط جريان است. همچنین حرکات صعودی جلو ناوه خط جريان در پشت کوه سبب تشکیل کم‌فشارهایی می‌شود که به کم‌فشارهای lee ward معروف‌اند. به علاوه از آنجایی که در اثر برخورد شارش هوا با کوهستان در همه حالات در بخش رو به باد (پشت به باد) کوه حرکت بالا (پایین) سو به وجود می‌آید و این حرکت سبب ایجاد واگرایی (همگرایی) افقی در ارتفاعات بالاتر می‌شود، برای جبران آن یک همگرایی (واگرایی) افقی در سطح زمین به وجود می‌آید. این سازوکار در سطح زمین سبب تشکیل کم‌فشار (پرفشار) کوچکی در رو به (پشت به) باد کوه می‌شود. محل تشکیل این سامانه‌های فشاری در فراشیب (فروشیب) کوه قرار دارد. بنابراین اگر فرض شود که رشته کوه زاگرس از رشته‌ای از چنین قله‌های منفردی تشکیل شده باشد، آنگاه می‌توان انتظار داشت در برخی شرایط جوی، سلول‌های کوچک و کشیده کم‌فشار (پرفشار) در بخش رو به (پشت به) باد آن تشکیل شود که این کم‌فشار (پرفشار) و کم‌فشار (پرفشار) زاگرس کشیدگی این سامانه‌ها در راستای زاگرس در جهت شمال غرب به جنوب شرق در روی ارتفاعات است. به سبب وجود کم‌فشار فصلی در فصل گرم و نیز عبور سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی در فصل سرد روی ایران، کم‌فشار زاگرس روی نقشه‌های همدیدی، به سختی مشاهده می‌شود در صورتی که پرفشار زاگرس گاهی به چشم می‌آید.

تشکر و قدردانی

این پژوهش در قالب بخشی از پایان‌نامه دوره دکترای

- Leewellenstromung in freier Atmosphere. Angew.Math. Mech. **23**, 1-28.
- Mayr, G. J., and Gohm, A., 2000, 2D Airflow over a double bell-shaped mountain. Meteorol. Atmos. Phys. **72**, 13-27.
- Miglietta, M. M., and Buzzi, A., 2000, Anumerical study of moist stratified flows over isolated topography.November 2000. m.miglietta@isiata.le.cnr.ir.
- Queney, p., 1948, The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical Studies.B. Am. Meteorol. Soc. **29**, 16-26.
- Scorer, R. S., 1949, Theory of waves in the lee of mountains .Q. J. Roy. Meteor. Soc. **75**, 41-56.
- Smith, R. B., 1985, On severe downslope winds. J. Atoms. Sci., **42**, 2597-2603.
- Tosi, E., and Fantini, M., 1982, Numerical experiments on orographic cyclogenesis: Relationship between the development of the lee cyclone and the basic flow characteristics. Mon. Weather. Rev., **111**, 799-814.
- Eliassen, A., 1968, On meso-scale mountain waves in the rotating earth. Geofys. Publ, **27**, 6.
- Garner, S., 1999, Blocking and frontogenesis by two dimensional terrain in baroclinic flow. part 2: Analysis of flow stagnation mechanisms. J. Atmos. Sci. **56**, 1509-1520.
- Hart, R., 1995, The air flow over a mountain in the presence of a two layer atmosphere. Meteo 574 / Fall 1995. penn state University Meteorology.
- Holton, J. R., 1992, An introduction to dynamic Meteorology, Academic Press Inc., San Diego. 511.
- Klemp, J. B., and Lilly, D. K., 1978, Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. J.Atoms.Sci. **35**, 78-107.
- Lilly, D. K., and Klemp, J. B., 1979, The effects of terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. J. Fluid Mech., **95**, 241-261.
- Lyra, G., 1943, Theorie der stationaren