Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

Convection initiation

Zahra Ghassabi[1] | Houshang Ghaemi[2] | Ebrahim Mirzaei[3]✉

1. Assistant Professor of Meteorology, Research Institute of Meteorology and Atmosphere Science, Tehran, Iran, **E-mail:** z.ghassabi@gmail.com
2. Meteorology, Meteorological Organization, Tehran, Iran . **E-mail:** houshangghaemi@gmail.com
3. Corresponding author, Department of Meteorology, Tehran University, Tehran, Iran. **E-mail:** emirzaei@gmail.com

Article Info

Article type:
Review Article

Article history:
Received
2022/05/28
Received in revised
2022/13/09
Accepted
2022/09/14
Pre-Published
2022/09/15
Published online
2025/03/21

Keywords:
Deep moist convection,
convection initiation,
potential energy of convection,
convection inhibition

ABSTRACT

The structure of deep moist convection can be influenced by various factors, including wind shear, available potential energy of convection, relative humidity, and vertical distribution of these variables. Among these factors, wind shear plays a more significant role in the creation of convection. The interaction between large-scale and synoptic-scale processes, along with the adjustment of available potential energy for convection and the presence of convection inhibitors, creates conditions suitable for the development of convection. The large-scale average reduces the convection inhibitor, while even small vertical velocities, such as a few centimeters per second, can have a noticeable impact on the environment's sounding. The presence of potential instability is also considered an important factor in initiating deep moist convection. When the temperature reaches the critical point and the convection inhibitor is removed, moist deep convection begins. If an air parcel rises above the lower stable layer with low relative convective inhibition energy and high relative free convective potential energy, it supports the development of deep moist convection. The initiation of updrafts by warm air masses and the subsequent development of convection depend on parameters like vertical wind shear and the inversion cap of the environment, among others. Large-scale convective systems can be triggered with less forcing due to the significant uplift of the air mass from the surface to the convection level along the front.

Cite this article: Ghassabi, Zahra., Ghaemi, Houshang., & Mirzaei, Ebrahim. (2025). Convection initiation. *Journal of Applied Researches in Geographical Sciences*, 25 (76), 458-494. DOI: http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.76.16

© The Author(s). Publisher: Kharazmi University
DOI: http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.76.16

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

Extended Abstract

Introduction

The initiation of deep moist convection (DMC), which will be referred to as convection initiation, requires air parcels to reach their level of free convection (LFC) and remain positively buoyant during a substantial vertical ascent. Therefore, convective available potential energy (CAPE) is a necessary, though not sufficient, condition for convection initiation. Failures in warm season weather forecasts often occur due to the inability to anticipate the initiation of DMC or the incorrect forecasting of DMC that does not materialize. Arguably, the skill in convection initiation forecasting has progressed at a slower pace compared to our ability to anticipate convective storm type, organization, and associated severe weather hazards. Convective storms can be initiated by orographic circulations resulting from the heating of elevated or sloped terrain, as well as forced lifting caused by ducted gravity waves. While the process of reaching the LFC is inherently a mesoscale process, the large-scale environment plays a role by modifying the CAPE and CIN, partly through changes in the lapse rate. It is worth noting that significant modifications to the CAPE and CIN can occur even with modest or absent changes in the tropospheric lapse rate. Although convection often initiates along easily identifiable air mass boundaries in the presence of CAPE and low CIN, particularly when large-scale ascent is also present (which reduces CIN as mentioned earlier), convection initiation forecasting is complicated by various mesoscale processes.

Material and Methods

In this research, convection initiation has been examined based on library studies as well as field research.

Results and Discussion

It seems likely that kinematic inhomogeneities along air mass boundaries play a role in favoring some segments of a boundary over others. Small-scale (<4km diameter) vertical vortices, sometimes called misocyclones, have also been identified in close proximity to many growing cumulonimbi. Such vortices, which are naturally favored along wind shift lines owing to the dynamical instability associated with the horizontal shear of the wind, enhance convergence along some segments of an air mass boundary, usually between vortices, while weakening convergence along other segments, usually within the cores of the vortices. It seems plausible that thermodynamic inhomogeneities encountered by an air mass boundary may favor or preclude convection initiation along select segments of the boundary. The episodes of convection initiation 'failure' that are probably least understood are when parcels surpass their LFC yet still fail to develop into sustained, precipitating DMC. It is difficult to know to what extent processes within the boundary layer versus above the boundary layer contribute to this failure mode. DMC would commence when the convective temperature is reached or when the CIN is eliminated. DMC is initiated despite nearby soundings indicating that significant CIN remains. Convection initiation is not as simple as

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

Journal of Applied Researches in Geographical Sciences
Print ISSN: 2228-7736 Online ISSN: 2588-5138
https://jgs.khu.ac.ir/

reaching the convective temperature or eliminating CIN, although reducing CIN is certainly one aspect of creating an environment favorable for convection initiation. Even if parcels do reach their LFC, they still must survive the effects of entrainment in a potentially hostile environment above the LFC in order to develop DMC.

Conclusion

Convection is initiated when the Convective Inhibition (CIN) becomes smaller than the kinetic energy of the boundary layer updraft, which acts as the forcing mechanism. Convection initiation is a complex process that goes beyond reaching the convective temperature. It involves various mesoscale and cloud-scale circulations that are typically unresolved, mixing rates, humidity along ascending plumes, and the three-dimensional structure of these plumes. Moisture convergence is closely related to horizontal velocity convergence, which is linked to upward motion. Therefore, moisture convergence is associated with the deepening of moisture in the boundary layer. This deepening of moisture reduces the dilution of rising parcels as they ascend from the surface to the Lifted Condensation Level (LCL) and Level of Free Convection (LFC). Consequently, regions with locally deeper moisture may be more favorable for convection initiation compared to surrounding areas. Local moisture maxima are generated by horizontal differences in the vertical advection of water vapor. Surface-based convection necessitates the ability to lift the air in contact with the surface to the LFC. In boundary layers with significant CIN, it might not be possible for air parcels to be lifted to their LFC from the surface, if they even have an LFC. Conversely, air parcels lifted from above a low-level stable layer may have relatively little CIN and significant Convective Available Potential Energy (CAPE). These parcels can support what is known as elevated Deep Moist Convection (DMC). A more appropriate term for elevated DMC would be non-surface-based DMC, as the cloud base of elevated DMC does not necessarily have to be high, despite the term "elevated" implying so. Elevated DMC is generally believed to pose a lower risk of high wind events (e.g., tornadoes, damaging straight-line winds) compared to surface-based DMC. The primary threats from elevated DMC typically include large hail and flooding. Damaging surface winds are less likely in elevated DMC because downdrafts have a harder time penetrating a stable low-level air mass. In general, the most intense convection occurs in the surface-based layer because lifting near-surface air tends to result in the highest possible temperature excesses (i.e., buoyancy) over the environment, given that this air typically has the highest equivalent potential temperature (θe). The boundary layer usually experiences the highest wind shear due to the influence of surface drag on the low-level wind. Convective storms that do not tap into the inflow from the boundary layer are unable to take advantage of the often significant wind shear present there.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی
شاپا چاپی: ۷۷۳۶-۲۲۲۸ شاپا الکترونیکی: ۵۱۳۸-۲۵۸۸
https://jgs.khu.ac.ir/

آغازگری همرفت

زهرا قصابی [۱]، هوشنگ قائمی [۲]، ابراهیم میرزایی [۳]✉

۱. استادیار هواشناسی، گروه پیش‌آگاهی مخاطرات جوی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران.
رایانامه: z-ghassabi@asmerc.ac.ir , z.ghassabi@gmail.com

۲. هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران. رایانامه: houshangghaemi@gmail.com

۳. نویسنده مسئول، هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: emirzaei@gmail.com

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله مروری

تاریخ دریافت:
۱۴۰۱/۰۳/۰۷

تاریخ بازنگری:
۱۴۰۱/۰۶/۲۲

تاریخ پذیرش:
۱۴۰۱/۰۶/۲۳

تاریخ پیش انتشار:
۱۴۰۱/۰۶/۲۴

تاریخ انتشار آنلاین:
۱۴۰۴/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:
همرفت مرطوب ژرف،
آغازگری همرفت،
انرژی پتانسیل همرفتی،
بازدارنده همرفت.

چکیده

ساختار همرفت مرطوب ژرف می‌تواند تحت تأثیر چینش باد، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی، رطوبت نسبی و توزیع قائم هر یک از این متغیرها در کنار سایر عوامل مؤثر دیگر قرار گیرد که در این بین چینش باد نقش مهم‌تری در ایجاد همرفت ایفا می‌کند. این امر به سبب فرآیندهای بزرگ و همدید مقیاس، همراه با تعدیل انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت، شرایطی مناسب برای ایجاد همرفت به وجود می‌آورند. نقش میانگین بزرگ‌مقیاس، سبب کاهش بازدارنده همرفت می‌شود، ولی سرعت قائم حتی چند سانتی‌متر بر ثانیه می‌تواند تأثیر آشکاری بر گمانه‌زنی محیط داشته باشد. همچنین وجود ناپایداری پتانسیلی معمولاً عاملی مهم در آغازگری همرفت مرطوب ژرف به شمار می‌رود. دیده می‌شود هنگامی‌که دما به نقطه بحرانی می‌رسد و بازدارنده همرفت حذف می‌گردد، همرفت ژرف مرطوب آغاز می‌شود. در حالتی که بسته‌هوایی که از فراز لایه پایدار کم ارتفاع زیرین بالا می‌رود، ممکن است دارای انرژی بازدارنده همرفتی نسبی کم و انرژی پتانسیل همرفتی آزاد نسبی زیاد باشد. این امر سبب پشتیبانی همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته می‌شود. توده هوای گرم، آغازگری جریانات بالاسو را تداوم می‌بخشد و تکوین بعدی همرفت به فراسنج‌هایی مانند چینش باد قائم و کلاهک وارونگی محیط در کنار سایر فراسنج‌ها، بستگی دارد. سامانه‌های بزرگ‌مقیاس همرفتی می‌توانند با واداشت‌های کمتری سبب بالاروی گسترده توده هوا بر روی سطح جبهه تا تراز همرفت آزاد شوند.

استناد: قصابی، زهرا؛ قائمی، هوشنگ؛ و میرزایی، ابراهیم (۱۴۰۴). آغازگری همرفت. *تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۲۵ (۷۶)، ۴۵۸-۴۹۴. http://dx.doi.org/10.61186/jgs.25.76.16

ناشر: دانشگاه خوارزمی تهران.

© نویسندگان.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

مقدمه

آنچه که همرفت مرطوب ژرف خوانده می‌شود هنگامی ایجاد می‌شود که هوا از نقطه اشباع فرازش یافته و نیروی شناوری مثبتی را کسب نماید، به‌طوری‌که بتواند به ارتفاعات بالاتر انتقال یابد. به‌عبارت‌دیگر آغازگری همرفت مرطوب ژرف که ساده‌تر، آغازگری همرفت خوانده می‌شود (Weckwerth & Parsons, 2006)، نیاز دارد که بسته‌هوا به تراز همرفت آزاد[1] برسد و در پی آن در راستای قائم، نیروی شناوری مثبت باقی بماند؛ بنابراین انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، شرطی ضروری ولی ناکافی برای آغازگری همرفت است. زمان و محل آغازگری همرفت به دلیل ارتباط روشن بین توفان‌های همرفتی و وضع هوای مخرب و نیاز همرفت به انرژی در دسترس در پیش‌بینی عددی وضع هوا و فرآیند توسعه طوفان‌های همرفتی، بسیار موردتوجه کارشناسان پیش‌بینی است. پیش‌بینی‌های نادرست وضع هوا در فصل گرم اغلب نتیجه‌ای از ناتوانی در برآورد آغازگری و توسعه همرفت مرطوب ژرف است. مهارت پیش‌بینی آغازگری همرفت نسبت به توانایی در برآورد نوع و ساختار طوفان همرفتی و تهدیدهای ناشی از وضع هوای مخرب، پیشرفت کندی داشته است. در ادامه دیده می‌شود که مشکلات بیشتری در برآورد پارامترها از نمودارهای ترمودینامیکی وجود دارد. دقت این‌که چه زمانی و چه محلی آغازگری طوفان‌های همرفتی شروع می‌شود، تابعی پیچیده از حرکت قائم با دامنه‌ای از مقیاس گرمایی تا همدیدی، ناهمگنی دما و رطوبت میان‌مقیاس (Schaefer, Hoxit & Chappell, 1985) و میانگین چینه‌بندی حاصل از فرآیندهای همدید مقیاس است.

وجود تراز آزاد همرفت و انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، به آهنگ کاهش دمای زیادی از لایه‌ی زیرین تا وردسپهر میانی که باید بزرگ‌تر از متوسط آهنگ کاهش دمای بی‌درروی مرطوب باشد و رطوبت کافی لایه‌های زیرین وردسپهر، (شکل۱) نیاز دارد. مشکل پیش‌بینی دقیق آغازگری همرفت از این ناشی می‌شود که وجود انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، شرط کافی برای آغازگری همرفت نیست. همرفت مرطوب ژرف به‌طورمعمول در امتداد مرز توده‌های هوا مانند جبهه‌های همدیدی، خطوط خشک، مرز برون‌شارش و نسیم دریا (شکل۲) آغاز می‌شود (Kingsmill, 1995). طوفان‌های همرفتی نیز می‌توانند توسط گردش کوهساری ناشی از گرمایش ارتفاع یا شیب ناهمواری‌ها و فرازش واداشته توسط امواج گرانی (Yang & Houze, 1995) آغاز شوند.

اغلب، دینامیک همدید مقیاس توسط فرازش متوسط بزرگ‌مقیاس که گرایش به کاهش بازدارنده همرفت و ژرف نمودن رطوبت لایه زیرین دارد، نقش مهمی در آغازگری طوفان‌های همرفتی ایفا می‌کند (Farrell & Carlson, 1989). از طرف دیگر دینامیک همدید مقیاس نیز می‌تواند توسط فرونشینی متوسط، مانع آغازگری همرفت شود که اثری متضاد با مطلب پیشین دارد. حرکت قائم بزرگ‌مقیاس می‌تواند توسط شناخت الگو و کاربرد اصول هواشناسی همدیدی مانند نظریه شبه‌زمینگرد و همچنین به کمک مدل‌های عددی، به‌خوبی برآورد شود. در واقع با وجودی که آغاز همرفت، به‌روشنی فرآیندی میان‌مقیاس است (Doswell, 1987)، در پیش‌بینی آغاز همرفت، می‌توان از فرآیندهای همدید مقیاس چشم‌پوشی کرد. در واقع می‌توان این دو فرآیند را در پیش‌بینی آغاز همرفت، هم‌زمان در نظر گرفت.

معادله گرایش آهنگ کاهش

گرچه فرایندی که بسته‌ی هوا را به تراز همرفت آزاد می‌برد، فرایندی دارای ماهیت میان‌مقیاس است، فرایندهای بزرگ و همدید مقیاس توسط تعدیل انرژی پتانسیل همرفت در دسترس و بازدارنده همرفت که بخشی از آن به‌وسیله تعدیل آهنگ کاهش دینامیکی و ترمودینامیکی صورت می‌گیرد، شرایط را مهیا می‌سازد.

در معادله قانون اول ترمودینامیک رابطه (۱)، q آهنگ گرمایش بر واحد جرم، p فشار، T دمای مطلق، $\alpha=\rho^{-1}$ حجم ویژه و cp گرمای ویژه در فشار ثابت است. تمام متغیرهای بالا نشان دهنده فراسنج‌های محیط بزرگ‌مقیاس هستند.

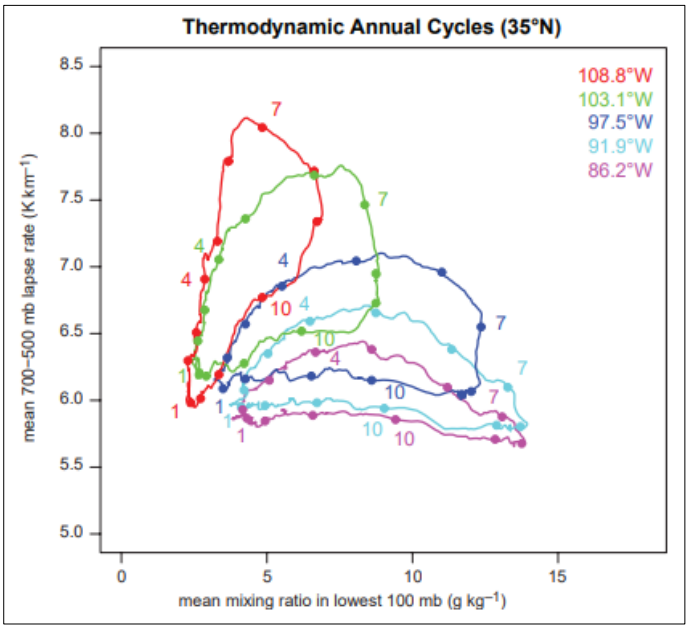
رابطه (۱)
$$q = c_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dp}{dt}$$

[1]. level of free convection

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

در مقابل میانگین افت نسبت اختلاط بخارآب در زیر ۱۰۰ هکتو پاسکال، استخراج شده از داده‌های باز تحلیل آمریکای شمالی، در پنج محل در امتداد غربی- شرقی در مدار (شمال ۳۵° که تقریباً از شمال غرب نیومکزیکو (غرب ۱۰۸/۸ °) تا میانه جنوب تنسی (غرب ۸۶/۲ °) نمایش داده شده است(شکل ۱). دایره‌های پر در هر چرخه نشان دهنده اولین روز ماه (ژانویه، آوریل، جولای و اکتبر که به ترتیب با اعداد ۱، ۴، ۷ و ۱۰ مشخص شده‌اند) است. زمانی که رطوبت ترازهای زیرین توسط آهنگ افت دمای لایه‌های میانی زیاد می‌شود، انرژی پتانسیل همرفت در دسترس به بیشینه مقدار خود می‌رسد (Droegemeier and Wilhelmson,1985). به‌طورکلی این موضوع در ماه‌های بهار و تابستان رخ می‌دهد. به اختلاف چرخه‌ها از غرب به شرق توجه شود. چرخه‌های غرب آمریکا توسط تغییر افت دما از زمستان به تابستان گسترش می‌یابد، در صورتی که چرخه‌های شرق آمریکا توسط تغییرات رطوبت از زمستان به تابستان گسترش پیدا می‌کند (*برگرفته از Brooks et al. 1993*).



شکل (۱). چرخه سالانه آهنگ افت دمای لایه‌های میانی وردسپهر ۵۰۰- ۷۰۰ هکتوپاسکال

با فرض شرایط آب ایستایی، رابطه (۲) به دست می‌آید:

رابطه (۲)

$$q = c_p\left(\frac{\partial T}{\partial t} + V_h.\nabla_h T + \omega\frac{\partial T}{\partial z}\right) + g\omega$$

در رابطه (۲) v_h سرعت باد افقی و ω مؤلفه قائم باد است. با مشتق‌گیری از این رابطه نسبت به ارتفاع z و ضرب دو طرف در ۱-، رابطه (۳) به دست می‌آید:

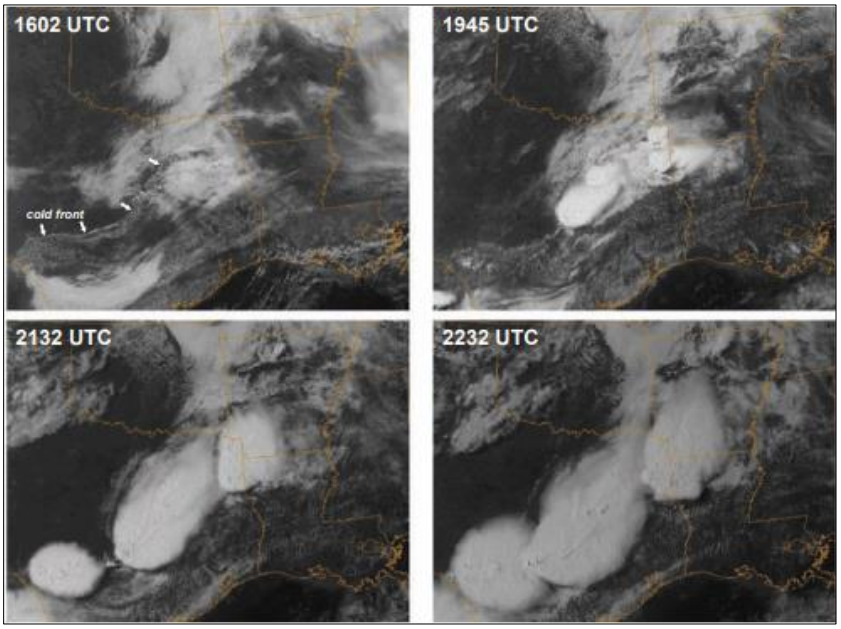
رابطه (۳)

$$-\frac{\partial q}{\partial z} = c_p\left[\frac{\partial}{\partial t}\left(-\frac{\partial T}{\partial z}\right) + v_h.\nabla_h\left(-\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \omega\frac{\partial}{\partial z}\left(-\frac{\partial T}{\partial z}\right) - \frac{\partial v_h}{\partial z}.\nabla_h T - \frac{\partial \omega}{\partial z}\frac{\partial T}{\partial z}\right] - g\frac{\partial \omega}{\partial z}$$

چون در این رابطه c_p ثابت در نظر گرفته شده است، از تأثیر رطوبت در معادله فوق چشم‌پوشی شده است. شکل (۲). در نبود خصوصیات ناهمواری‌های مناسب که به‌عنوان عامل اصلی شناوری عمل می‌کند، همرفت مرطوب ژرف تمایل به آغازگری در امتداد مرز توده هواها دارد (Koch, 1984)، که معمولاً با چینش باد و همگرایی همراهی می‌کند. این امر اجازه می‌دهد که پیش‌بین‌ها بتوانند به‌خوبی محل شروع رخداد همرفت را پیش‌بینی کنند. چنین لایه‌مرزی به‌راحتی توسط

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

داده‌های رادار، ماهواره‌ها، در نقشه‌های همدیدی قابل‌مشاهده است (Wilson & Schreiber, 1986). تصاویر متوالی طیف مرئی ماهواره، توسعه خطی که در آن پدیده‌های تندری شدید در امتداد جبهه سرد در تاریخ ۲۷ می ۱۹۹۷ ایجاد کرده است را نشان می‌دهد؛ که شهر جارل تگزاس به سبب رخداد این پیچند، تخریب شده است.



شکل (۲). تصاویر متوالی طیف مرئی ماهواره، توسعه خطی که در آن پدیده‌های تندری شدید در امتداد جبهه سرد در تاریخ ۲۷ می ۱۹۹۷ ایجاد کرده است را نشان می‌دهد.

با تعریف $\gamma \equiv -\partial T/\partial Z$ و $\Gamma_d \equiv g/c_p$ که γ و Γ_d به ترتیب برابر با آهنگ کاهش دمای محیط و آهنگ کاهش بی‌دررو خشک است و با حل $\partial \gamma / \partial t$ نتیجه به‌صورت عبارت پایین در می‌آید:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = \underbrace{-v_h . \nabla_h \gamma}_{I} \underbrace{- \omega \frac{\partial \gamma}{\partial z}}_{II} + \underbrace{\frac{\partial V_h}{\partial z} . \nabla_h T}_{III} + \underbrace{\frac{\partial \omega}{\partial z}(\Gamma_d - \gamma)}_{IV} \underbrace{- \frac{1}{c_p}\frac{\partial q}{\partial z}}_{V}$$

رابطه (۴)

عبارت‌های I و II در معادله (۴) به ترتیب برابر با فرارفت کاهش دمای افقی و قائم است (شکل ۴ و ۵). عبارت III در رابطه (۴) هنگامی‌که با همرفت کاهش دمای افقی (عبارت I) ترکیب شود اثر فرارفت دمای دیفرانسیلی را ارائه می‌دهد شکل (۶).

$$\frac{\partial V_h}{\partial} . \nabla_h T - V_h . \nabla_h \gamma = -\frac{\partial}{\partial z}(-V_h . \nabla_h T)$$

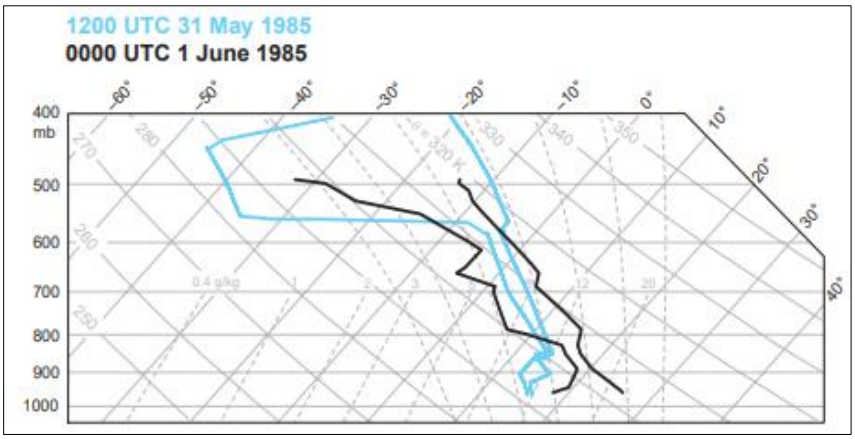
رابطه (۵)

چون $\nabla_h T=0$ است، فقط چینش قائم باد در $\nabla_h T$ ($\partial v_h/\partial z$). ($\partial v_g/\partial z$) مشارکت می‌کند. جمله IV گاهی عبارت کشیدگی (واسنجش) خوانده می‌شود. هنگامی‌که $\partial\omega/\partial z>0$ مانند حالتی که تراز ناواگرا دارای فرازش قائم است و $\gamma < \Gamma d$ سبب افزایش آهنگ کاهش محیط می‌شود. جمله IV هنگامی‌که $\gamma = \Gamma d$ باشد، حذف می‌شود، زیرا فرارفت قائم دما سبب حذف تغییرات دما به سبب داشتن انبساط و انقباض بی‌دررو در بالا و پایین تراز ناواگرا می‌شود. این شرایط به این تراز اجازه می‌دهد تا آهنگ کاهش بی‌دررو خشک را حفظ کند. جمله‌ی V (پنجم) ارائه دهنده گرمایش درروی دیفرانسیلی است. اگر گرمایش دررو با ارتفاع کاهش یا افزایش یابد، آهنگ کاهش دما افزایش یا کاهش می‌یابد شکل (۸) و حالت معکوس این فرآیند برای سرمایش دررو درست است. در مقیاس همدیدی، عبارت‌های ۱ تا ۵ به ترتیب دارای مقدار نوعی $۱۰^{-۷}$ کلوین بر

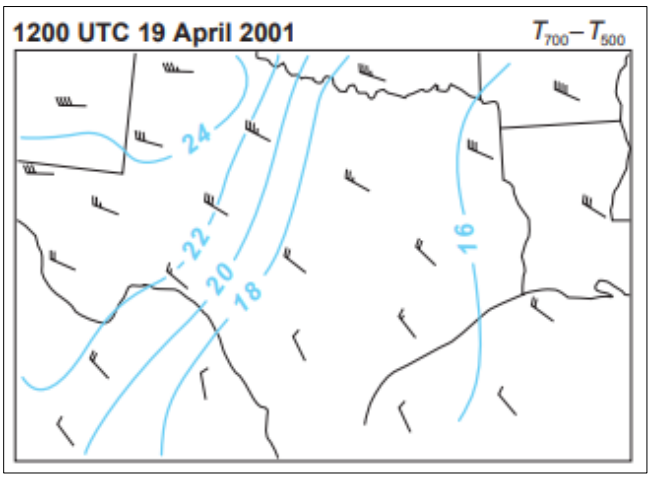
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

متر بر ثانیه ،10^{-8} کلوین بر متر بر ثانیه،10^{-8}کلوین بر متر بر ثانیه، 10^{-8} کلوین بر متر بر ثانیه، و 10^{-9} کلوین بر متر بر ثانیه است.

بنابراین بیشترین سهم‌گذاری عبارت‌های همدید مقیاس، به فرآیند فرارفت کاهش قائم دما نقش دارد. در میان‌مقیاس، عبارت‌های ۲ تا ۵ به سادگی می‌تواند یک مرتبه بزرگ‌تر از مقیاس همدیدی آن‌ها باشد. شکل(۳) نشان می‌دهد که احتمالاً در نتیجه فرآیندهای بزرگ مقیاس هماهنگ انجام می‌گیرد (برای نمونه آفتاب‌گیری، فرارفت آهنگ افت دما و فرارفت دیفرانسیل دما و اثر کشیدگی و غیره). همچنین رطوبت لایه‌های زیرین با مقدار چندین gr/kg در دوره ۱۲ ساعته افزایش می‌یابد که اکثراً توسط فرارفت رطوبت انجام گرفته است. افزایش آهنگ افت دما و رطوبت لایه زیرین بین ساعت ۱۲ و utc 00، سبب توسعه CAPE بزرگ می‌شود (شاخص بالارو از ۳+ به ۷- کاهش پیدا می‌کند، شاخص بالارو عبارت است از اختلاف دمای ۵۰۰ میلی باری و بسته‌هوایی که از سطح زمین به تراز ۵۰۰ میلی باری فرازش می‌یابد. شاخص منفی بدین معنی است که بسته‌هوایی که از سطح زمین به ۵۰۰ میلی باری فرازش می‌یابد، گرم‌تر است). (چینش باد قائم بزرگ نیز، با پایداری بزرگ همراه است. تهاجم شدیدترین پیچند (تورنادو) در تاریخچه پنسلوانیا که در حال پیشرفت بوده است، دور از انتظار نبوده است). در شکل(۴) تحلیل تغییرات دمای محیط بین تراز ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال (k) که اندازه‌گیری کپه‌های میانگین آهنگ کاهش دما (تغییر دمای k 270 بین ۷۰۰ تا ۵۰۰ معادل با نیمرخ دمای خشک بی‌دررو)، وجود فرارفت افقی، آهنگ کاهشی دما را مشخص می‌کند وجود دارد.



شکل (۳). گمانه‌زن پترزبورگ پنسلوانیا utc ۰۰، روز ۳۱ مه ۱۹۸۵ (آبی) و utc ۰۰ روز ۱ ژوئن ۱۹۸۵ (سیاه) بین ساعت utc ۰۰ و ۱۲، آهنگ افت دمای وردسپهری، تغییرات بارزی را نشان می دهد.

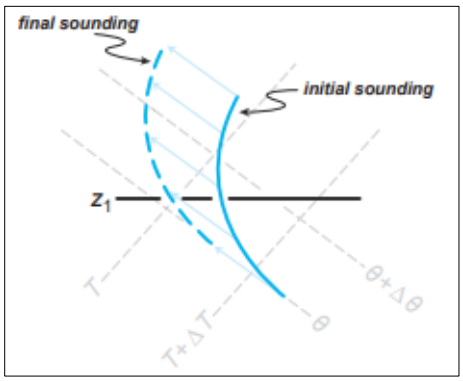


[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

شکل (۴). تحلیل تغییرات دمای محیط بین تراز ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال (k) که اندازه‌گیری کپه‌های میانگین آهنگ کاهش دما (تغییر دمای k ۲۷° بین ۷۰۰ تا ۵۰۰ معادل با نیمرخ دمای خشک بی‌دررو)، وجود فرارفت افقی، آهنگ کاهشی دما را مشخص می‌کند. پرچم‌ها میانگین باد لایه hpa ۵۰۰-۷۰۰ را نشان می‌دهد. فرارفت آهنگ کاهش دمای زیاد، از مناطق مرتفع شمال مکزیک و شرق نیومکزیکو به‌سوی زمین‌های بزرگ آمریکاست. این شرایط فصل گرم، منجر به شکل‌گیری لایه آمیخته ارتفاع یافته در منطقه زمین‌های بزرگ می‌شود.

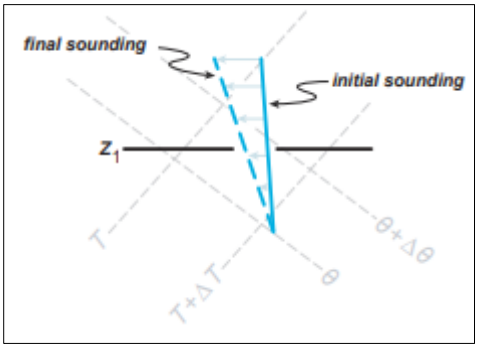
شکل (۵) نمودار ترمودینامیکی اثر فرارفت قائم آهنگ کاهش دما را نشان می‌دهد. بردارهای آبی کمرنگ جابجایی بی‌درروی خشک بسته‌هوا را نمایش می‌دهد. در تراز z_1، $\partial\gamma/\partial z>0$، پس زمانی که فرازش آهنگ دمای بزرگ‌تر از تراز زیرین z_1 به بالای z_1 انتقال می‌یابد مشخص می‌کند که در آن آهنگ کاهش دما افزایش می‌یابد. توجه شود که این فرآیند به‌طور بی‌دررو رخ می‌دهد، به‌طوری‌که سرمایش به‌علاوه افزایش آهنگ کاهش دما، در تراز z_1 رخ می‌دهد. این سرمایش با حرکت بالاسو همراهی می‌کند که برای حذف کلاهک و آغاز تندر، مهم‌تر از آهنگ کاهش دما است. برای نمونه فرازش بی‌درروی خشک بزرگ‌مقیاس، همیشه منجر به سرمایش و تضعیف کلاهک، در زمانی که آهنگ کاهش دما کمتر از بی‌درروی خشک باشد، می‌شود. تغییرات آهنگ کاهش دما در نتیجه فرازش بزرگ‌مقیاس ممکن است بسته به مقدار اولیه γ، $\partial\gamma/\partial z$ و $\partial\omega/\partial z$ مهم باشد یا نباشد. شکل (۶) نمودار ترمودینامیکی اثر فرارفت دیفرانسیل افقی دما را (توسط باد آ. زمینگرد) به نمایش می‌گذارد (تغییرات دما با بردارهای آبی کمرنگ نمایش داده شده است). فرارفت هوای سرد از تراز z1 با ارتفاع افزایش می‌یابد که منجر افزایش آهنگ کاهش دما در این تراز می‌شود. این اثر در واقع اثر مشاهده شده در شکل (۴) می‌باشد. شکل (۷). نمودار ترمودینامیکی اثر کشیدگی روی آهنگ کاهش دما را نشان می‌دهد. در این نمونه $\Gamma>\gamma>d$ و $\partial\omega/\partial z<0$، بنابراین آهنگ کاهش دما در تراز Z با زمان افزایش می‌یابد. پیکان‌های آبی کمرنگ خطوط بی‌درروی جابجایی بالاسوی بسته را نشان می دهند. شکل (۸). نمودار ترمودینامیکی اثر گرمایش بی‌درروی دیفرانسیل در بررسی آهنگ کاهش دما را نشان می‌دهد. بیشینه گرمای نهان در تراز z1 جائی که $\partial\omega/\partial z=0$ و آهنگ کاهش دمای ثابت، رخ می‌دهد. آهنگ کاهش دما در بالای بیشینه گرمایش (z>z1) افزایش‌یافته و در زیر این تراز کاهش می‌یابد (z<z1).



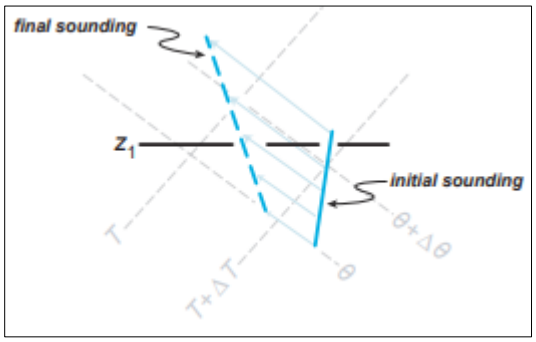
شکل (۵). نمودار ترمودینامیکی اثر فرارفت قائم آهنگ کاهش دما

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

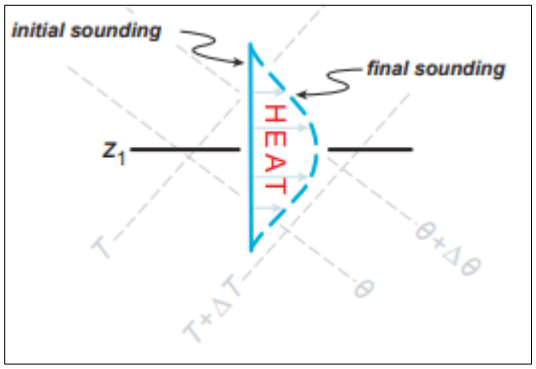
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل (۶). نمودار ترمودینامیکی اثر فرارفت دیفرانسیل افقی دما را (توسط باد آ. زمینگرد) به نمایش می‌گذارد



شکل (۷). نمودار ترمودینامیکی اثر کشیدگی روی آهنگ کاهش دما را نشان می‌دهد.



شکل (۸). نمودار ترمودینامیکی اثر گرمایش بی‌درروی دیفرانسیل در بررسی آهنگ کاهش دما را نشان می‌دهد

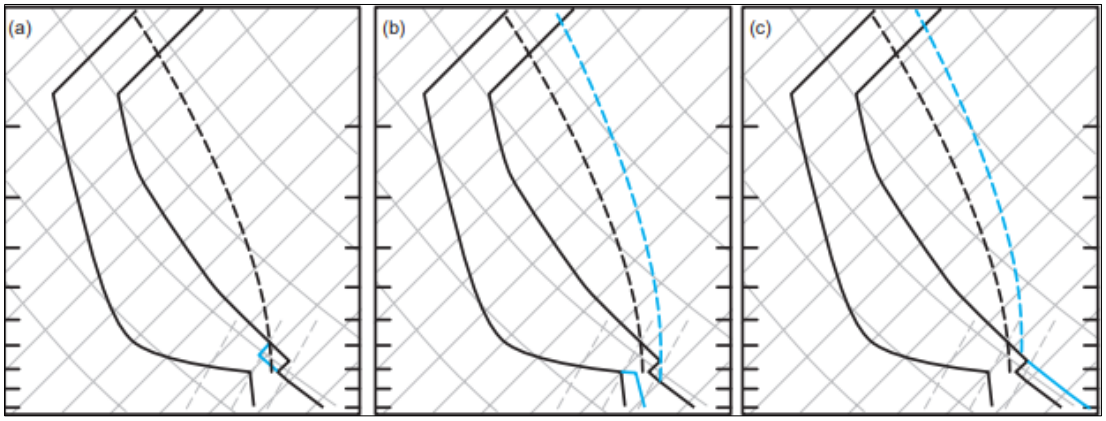
تعدیل بزرگ‌مقیاس انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت مستقل از گرایش آهنگ کاهش دما

تغییرات آهنگ کاهش دما در وردسپهر می‌تواند تأثیر مهمی در مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت داشته باشد. ولی شایان گفتن است که تعدیل‌های مهم در انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت حتی اگر تغییرات آهنگ دما ناچیز بوده یا وجود نداشته باشد، می‌تواند اثر بخش باشد. ممکن است ایرادهایی در تحلیل‌های گرایش آهنگ کاهش دما به سبب تأکید بیش‌ازحد در اهمیت تغییر کاهش دما به‌ویژه در هنگامی‌که حوزه‌ی تحلیل محدود به لایه میانی وردسپهر است، وجود داشته باشند. برای نمونه اغلب تغییرات در انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت نتیجه‌ای از افزایش بیش‌ازحد در رطوبت ترازهای زیرین، به‌ویژه در لایه‌مرزی که مستقل از آهنگ کاهش دما است، می‌باشد. ناپایداری بارز گمانه‌زنی نشان داده شده در شکل (۳) از نقطه‌ای مشخص برای انرژی پتانسیل در دسترس، نتیجه‌ای از مرطوب شدگی ترازهای زیرین است، که آن‌هم ناشی از تغییرات آهنگ کاهش دما در لایه‌ی میانی وردسپهر است. به‌علاوه میانگین

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

فرازش با ارتفاع افزایش داشته یا نداشته باشد، میانگین فرازش، همراه با سرمایش بی‌دررو است؛ بنابراین نقش میانگین بزرگ‌مقیاس فرازش، سبب کاهش بازدارنده همرفت می‌شود.

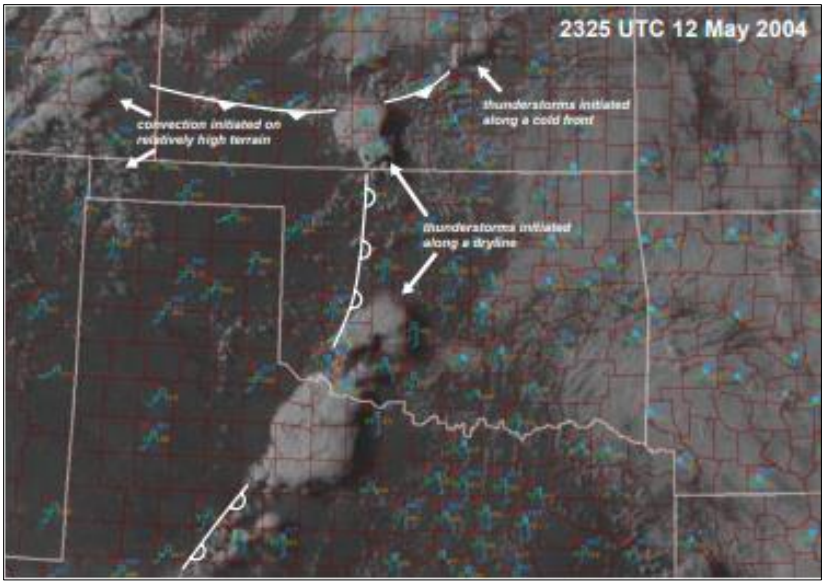
گرچه حرکت قائم همدید مقیاس از نظر مقدار در مقایسه با حرکت قائم در ارتباط با گرمای لایه‌مرزی قابل‌چشم‌پوشی است، ولی اگر سرعت قائم همدید مقیاس برای چندین ساعت تداوم داشته باشد، سرعت قائم حتی به میزان چند سانتی‌متر بر ثانیه می‌تواند تأثیر آشکاری بر گمانه‌زنی محیط داشته باشد. به سبب گرم شدن لایه‌مرزی، مقدار نوعی بازدارنده همرفت از اوایل صبح تا بعدازظهر کاهش می‌یابد، در حالی که آهنگ کاهش دمای لایه‌مرزی با ژرف شدن لایه‌مرزی، گرایش دارد که تقریباً ثابت یا خنثی باقی بماند. با دقت بیشتر در موضوع، تغییر آهنگ کاهش دما در این مورد رخ می‌دهد، ولی تغییر آهنگ کاهش دما محدود به بام لایه‌مرزی است. عامل بسیار مهم‌تر در کاهش روزانه بازدارنده همرفت به این دلیل است که بسته‌هوایی که از سطح زیرین بالا می‌رود در اواخر روز گرم‌تر است. شکل (۹) این اثر را به نمایش گذاشته است که تمام آن فرآیندها علاوه بر فرآیندهایی که قبلاً توصیف شده می‌تواند آهنگ کاهش دما را تغییر داده و به‌صورت هم‌زمان در یک روز رخ دهند.



شکل (۹). بازدارنده همرفت می‌تواند a) فرازش بزرگ‌مقیاس b) مرطوب شدن ترازهای زیرین c) گرمش ترازهای زیرین کاهش یابد. با وجود این حقیقت که پیرایش بازدارنده همرفت نمی‌تواند با آهنگ کاهش دما در ژرفای قابل‌ملاحظه همراه باشد. در (a) تا (c) خط هم‌دما و هم‌آنتروپی با خطوط خاکستری خطوط نسبت اختلاط ثابت با خط‌چین خاکستری، مسیر گمانه‌زنی توسط بسته‌هوای فرازش یافته از سطح به ترتیب با خطوط ضخیم و خط‌چین سیاه و گمانه‌زن تعدیل‌یافته و مسیر بسته‌هوا به ترتیب خط آبی پرو خط‌چین نشان داده شده‌اند. در a) برای شفاف شدن فقط نیم‌رخ دما پیدایش یافته است. توجه شود که در b و c، انرژی پتانسیل در دسترس همرفت نیز با افزایش همراه است. برعکس CIN توسط فرونشینی بزرگ‌مقیاس، افزایش می‌یابد و لایه‌مرزی خنک و خشک می‌شود.

وجود ناپایداری پتانسیلی یعنی لایه‌ای که در آن $\partial\Theta e/\partial z<0$ یا $\partial\Theta w/\partial z<0$ باشد، معمولاً عامل مهمی در آغازگری همرفت مرطوب ژرف است. با توجه به رابطه (۴)، سازوکار ناپایداری پتانسیلی، آهنگ کاهش دما توسط عبارت گرمایش درروی دیفرانسیلی افزایش می‌یابد. به‌طوری‌که بررسی شده، دیده می‌شود اگرچه معمولاً Θ_e و Θ_w در محیطی که همرفت مرطوب ژرف را پشتیبانی می‌کند، با ارتفاع کاهش می‌یابد، اما به نظر نمی‌رسد که حذف بازدارنده همرفت توسط سازوکار ناپایداری پتانسیلی، در بیشتر موارد در بر گیرنده آغازگری همرفت در راستای مرز توده هوا عمل کند. همرفت مرطوب ژرف که در راستای مرز توده‌های هوا مانند جبهه‌ی سرد و خط خشک توسعه می‌یابند (Ziegler & Rasmussen, 1998; Ziegler, Lee & Pielke 1997)، معمولاً همراه با شکل‌گیری گسترده ابرهای چینه‌بندی شده که بیانگر حرکت بالا رو بزرگ‌مقیاس لایه‌ای از توده هوا هستند، نیست؛ بنابراین در حرکت بالارو که منجر به حذف کلاهک توده هوا می‌شود، به ناپایداری پتانسیلی نیاز نیست.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل (۱۰). نمونه‌ای از آغازگری همرفت در ابتدای بخش کوچکی از مرز توده هوا شکل داده شده است. تصویر طیف مرئی ماهواره در ساعت UTC ۲۳۲۵، ۱۲ می ۲۰۰۴ و آغازگری طوفان‌های تندری پراکنده در امتداد خط خشک (خطوط جبهه با نشان گوش‌ماهی) و جبهه سرد (خطوط با زبانه تو خالی) را در منطقه گریت پلین نشان می‌دهد. چه شرایطی یا فرآیندی توانایی دارد که بسته‌هوا را به تراز همرفت آزاد در جایگاهی مناسب و نه در سایر جاهای دیگر در امتداد مرز توده هوا برساند. علاوه بر این توفان‌های تندری در مناطق مرتفع جنوب شرقی تکرار و در غیاب مرز مشخص توسعه یافته است.

حرکت بالارو کلاهک یا هوای نسبی گرم صرف‌نظر از اینکه نیمرخ θ_e یا وضعیت اشباع در حرکت بالارو چگونه است، منجر به سرمایش و تضعیف کلاهک می‌شود. به‌عبارت‌دیگر کاهش بازدارنده همرفت در لایه‌ای که با حرکت بالارو همراه است نیازی به افزایش آهنگ کاهش دما ندارد.

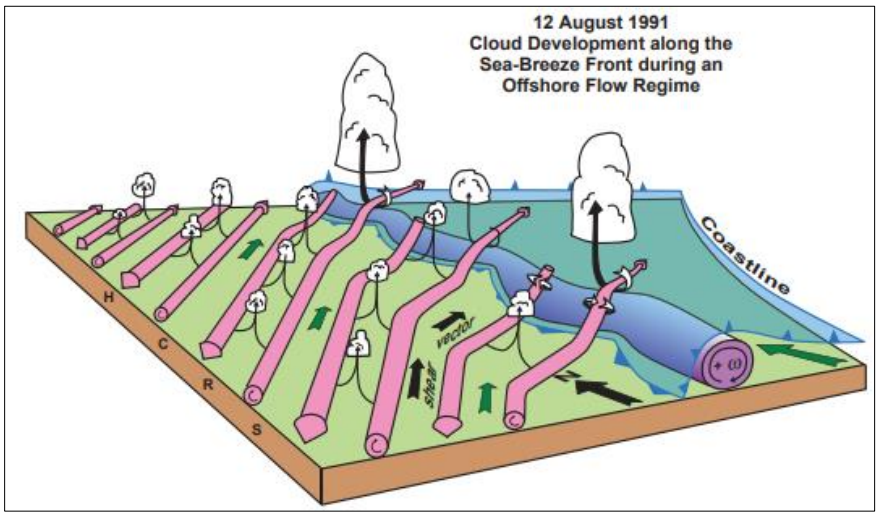
پیچیدگی‌های میان‌مقیاس آغازگری همرفت

اگرچه همرفت در راستای مرز توده‌های هوا با همراهی انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت کم به سادگی شناخته می‌شوند، ولی در هنگامی‌که با سرعت قائم بزرگ‌مقیاس همراه باشند، همرفت آغاز می‌گردد؛ که در این صورت پیش‌بینی آغازگری همرفت توسط بسیاری از فرآیندهای میان‌مقیاس (Johnson & Mapes, 2001)، پیچیده می‌شود. برای نمونه گرچه مرز توده‌های هوا توسط سامانه‌های دیدبانی عملیاتی به سادگی شناسایی می‌شوند، همرفت به‌ندرت در سرتاسر راستای مرز این توده هوا توسعه می‌یابد. به‌جای آن طوفان‌های همرفتی نوعی فقط در امتداد قطعه‌ی کوچکی از مرز توده هوا آغاز می‌شود. شکل (۱۱) شکل بالا شمایی از برهمکنش بین جبهه نسیم دریا و پیچک‌های همرفتی افقی و چگونگی ارتباط آن‌ها با شکل‌گیری توسعه ابر در ۱۲ آگوست ۱۹۹۱ در طی آزمون باردارشدن الکتریکی بارش همرفتی را نشان می‌دهد. جبهه نسیم دریا با خطوط آبی پررنگ مشخص شده است. گردش در امتداد بخش پیشرو جبهه نسیم دریا با رنگ ارغوانی نشان داده شده است. بردارهای تاوایی افقی مربوط به گردش غلته‌های چرخش ساعت‌گرد، به‌مانند ابرهایی در امتداد غلته‌های همرفت افقی و محل برخورد در امتداد جبهه نشان داده شده است. بردار چینش و بادهای تراز زیرین به ترتیب با پیکان‌های سیاه و سبز نشان داده شده‌اند (*برگرفته از* Atkins, Wakimoto & Weckwerth, 1995). شکل (۱۲). میزوسایکولون[2]های ردیف شده (که با دایره مشخص شده) در منطقه جبهه سرد بدون بارش در a) بازتابایی رادار b) سرعت شعاعی (ms^{-1}) رادار، به‌دست‌آمده از رادار داپلر داو، در کانزاس غربی در ۱۰ ژوئن ۲۰۰۲ (زاویه ارتفاعی ۰/۵ درجه). بازتابایی به‌طور عمده به حشرات نسبت داده می‌شود. ناپایداری چینش افقی احتمالاً نقش مؤثری در شکل‌گیری تاوه‌ها ایفا می‌کند

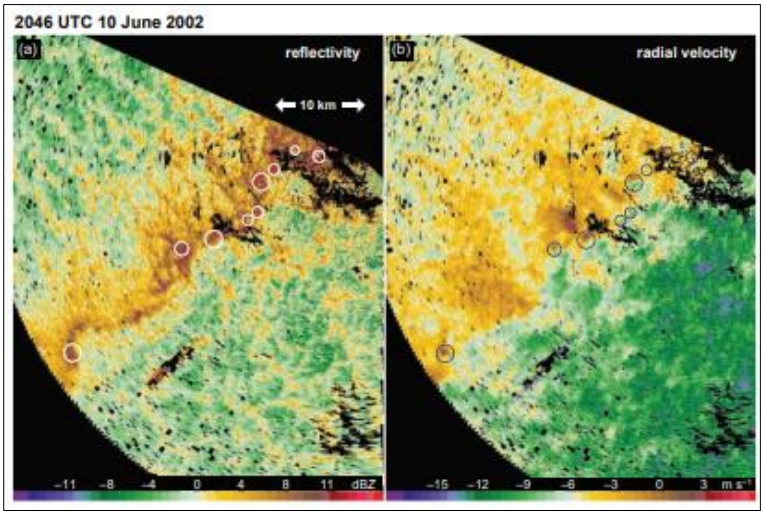
[2]. misocyclones

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

(Arnott, Richardson, Wurman & Rasmussen, 2006). شکل (۱۳) مدل مفهومی میزوسایکولون‌ها (سرعت قائم، بزرگ‌تر از مقادیر کنتورهای محیطی نشان داده شده است)، همگرایی افقی (سایه‌دار) و خطوط جریان بر پایه نمونه‌ای از توده‌هوای مرزی مشاهده شده در طی پروژه بین‌المللی آب که یکی از آن‌ها در شکل (۱۲) نشان داده شده، دیده می‌شود. میزوسایکولون‌ها در موقعیت‌های A نسبت به میانگین پهنای منطقه همگرایی میان‌مقیاس، کوچک‌تر است. میزوسایکولون‌ها در موقعیت‌های B در مقایسه با منطقه همگرایی میان‌مقیاس بزرگ‌ترند. میزوسایکولون‌ها در موقعیت C مشابه پهنای منطقه همگرایی میان‌مقیاس است. یکپارچه شدن میزوسایکولون‌های ردیف شده در مرز در موقعیت عمود بر مرز به ترتیب در جایگاه D و E قرار دارد (*برگرفته از* Markowski, Hannon & Rasmussen, 2006).



شکل (۱۱). شمایی از برهمکنش بین جبهه نسیم دریا و پیچک‌های همرفتی افقی و چگونگی ارتباط آن‌ها با شکل‌گیری توسعه ابر در ۱۲ آگوست ۱۹۹۱ در طی آزمون باردارشدن الکتریکی بارش همرفتی

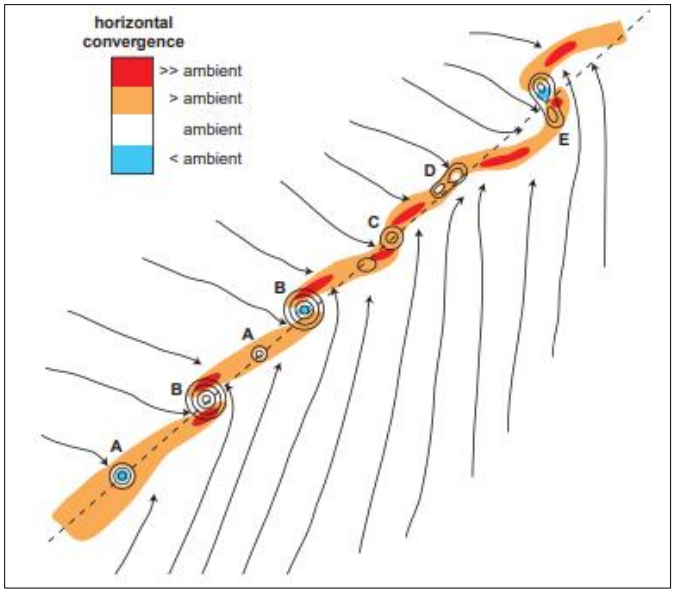


شکل (۱۲). میزوسایکولون[3]های ردیف شده (که با دایره مشخص شده) در منطقه جبهه سرد بدون بارش در a) بازتابایی رادار b) سرعت شعاعی (ms^{-1}) رادار، به‌دست‌آمده از رادار داپلر داو، در کانزاس غربی در ۱۰ ژوئن ۲۰۰۲ (زاویه ارتفاعی ۰/۵ درجه).

[3]. misocyclones

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل (۱۳). مدل مفهومی میزوسایکولون‌ها (سرعت قائم، بزرگ‌تر از مقادیر کنتورهای محیطی نشان داده شده است)، همگرایی افقی (سایه‌دار) و خطوط جریان بر پایه نمونه‌ای از توده‌هوای مرزی مشاهده شده در طی پروژه بین‌المللی آب که یکی از آن‌ها در شکل (۱۲) نشان داده شده، دیده می‌شود.

به نظر می‌رسد حداقل در برخی موارد، ناهمگونی جنبش شناختی در راستای مرز توده هوا سبب مناسب بودن شرایط همرفت در برخی از بخش‌ها نسبت به بخش‌های دیگر می‌شود. از نظر دینامیکی مشاهده می‌شود که توفان‌های همرفتی هنگامی‌که چرخش همرفتی افقی با مرز توده هوا برخورد نماید، توسعه می‌یابد.

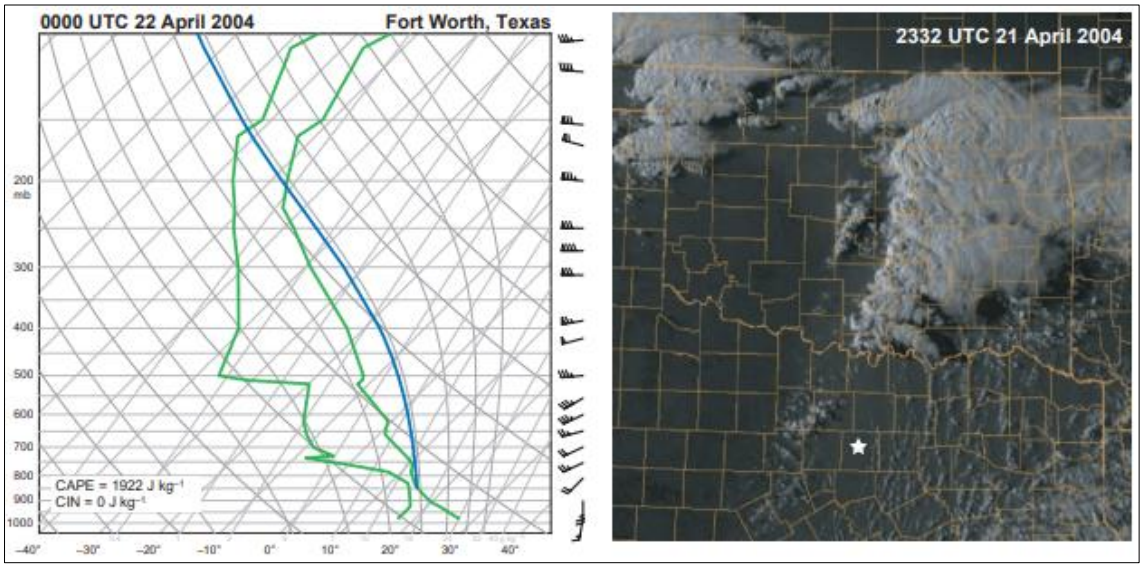
تاوه‌های قائم خرد مقیاس با قطری کمتر از ۴ کیلومتر که گاهی چرخند خرد مقیاس یا تاوه، نامیده می‌شود، توسط ابرهای کومه باران در حال رشد شناسایی می‌شوند. چنین تاوه‌هایی که به‌طور طبیعی به دلیل ناپایداری دینامیکی در ارتباط با چینش افقی باد ایجاد می‌شوند، گرایش دارند که در راستای خط جابجایی باد توسعه یابند. این جابجایی باعث تشدید همگرایی در راستای برخی از بخش‌های مرز توده‌هوای بین تاوه‌ها می‌شود. در حالی که این همگرایی در برخی بخش‌های دیگر معمولاً در هسته‌ی تاوه‌ها تضعیف می‌شود. احتمالاً به سبب دلایل دینامیکی مشخص، اغلب ساختار میدان همرفت، مشابهی با ساختار ابرهای کومه‌ای در نوارهای بارشی جبهه سرد دارد. به نظر می‌رسد که در سایر موارد، ناهمگونی ترمودینامیکی که با مرزهای توده هوا برخورد می‌کند، ممکن است آغازگری همرفت در راستای بخشی از مرز توده هوا مناسب یا نامناسب باشد. پدیده‌های آغازگری ناموفق همرفت که احتمالاً کمتر از سایر پدیده‌ها درک شده‌اند، هنگامی رخ می‌دهند که یاخته از تراز همرفت آزاد عبور کند، در حالی که هنوز همرفت مرطوب ژرف بارش‌زا و پیوسته توسعه نیافته است (شکل ۱۴). شناخت این‌که تا چه حد فرآیندهای درون لایه‌مرزی در مقابل بالای لایه‌مرزی در این فرآیند ناموفق مشارکت دارد، مشکل است.



[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

شکل (۱۴). عکسی از برج‌های بوقلمون شکل، زمانی که بسته‌هوای توسعه یافته از تراز همرفت آزاد پیشی گرفته و به ارتفاع بالاتر صعود کرده و به تولید سندان منجر شده است؛ که هنوز همرفت مرطوب ژرف موفق به تثبیت و مرحله بلوغ نرسیده است (*عکس از روگر ادوارد*).



شکل (۱۵). نمونه‌ای از آغازگری همرفت ناموفق در نبود بازدارنده همرفت در ۲۱ آوریل ۲۰۰۴ در فورت‌ورث تگزاس، تصویر سمت چپ داده‌ی گمانه‌زنی بدون انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت قابل‌توجه، که طوفان تندری در ۱۵۰ کیلومتری شمال موقعیت گمانه‌زنی در ساعت 00UTC توسعه یافته که با علامت ستاره در تصویر ساعت UTC ۲۳:۳۲ ماهواره مشخص شده است (سمت راست). حتی با حذف دمای مجازی مقدار بازدارنده همرفت صفر است.

ناکافی بودن انرژی بازدارنده همرفت برای حذف آغازگری همرفت

هنگامی‌که دما به نقطه‌ی بحرانی برای ایجاد همرفت برسد و یا انرژی بازدارنده همرفتی حذف گردد، همرفت مرطوب ژرف آغاز می‌گردد. به این سبب اثر بخارآب باید در محاسبه انرژی بازدارنده همرفتی در نظر گرفته شود. در مطالعات نشان داده شده است که بخارآب می‌تواند اثر بارزی در محاسبه بازدارنده همرفتی داشته باشد.

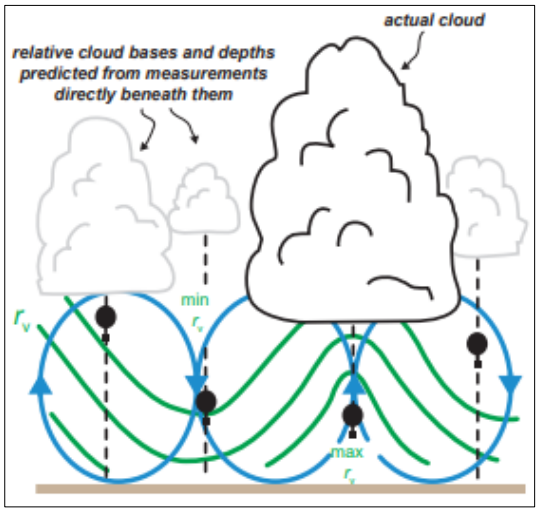
حذف رطوبت به‌عنوان شاخصی که نشان دهنده حذف بازدارنده همرفتی است می‌تواند سودمندی دمای همرفتی را محدود کند. در برخی موارد دیده می‌شود که بازدارنده همرفتی وجود ندارد، با وجود این، همرفت مرطوب ژرف همچنان توسعه نمی‌یابد. در سایر موارد مسائلی که گمانه‌زن را نمایندگی می‌کند، وجود دارد. ناهماهنگی در میدان‌های رطوبت و دما که در بالا اشاره شد به‌طورکلی در زمان واقعی دیدبانی نمی‌شوند و اغلب حتی با مطالعات گذشته نیز هماهنگی ندارند. شاید فرضی باشد که با استفاده از گمانه‌زن، تکوین بر ارزش همرفتی که مشکل‌زا است را ارزیابی کند.

گرچه کاهش انرژی بازدارنده همرفت بی‌شک زمینه‌ای برای ایجاد محیط مناسب آغازگری همرفت است، ولی آغازگری همرفت، به سادگی، رسیدن به دمای بحرانی همرفت یا حذف بازدارنده همرفتی نیست.

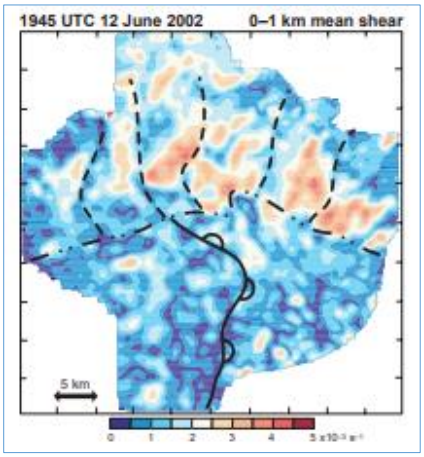
یکی از روش‌های معمول محاسبه بازدارنده همرفتی انتقال بسته‌هوا از سطح زمین که اغلب بسته‌ای با بیشترین انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی در کمترین انرژی بازدارنده همرفتی است، تا تراز اشباع بالارو و از آنجا به تراز همرفت آزاد است. فرض می‌شود که نسبت اختلاط بخارآب r_v و دمای پتانسیل Θ برای بخشی از انتقال بسته‌هوا از سطح زمین تا تراز اشباع همرفت که به‌صورت بی‌درروی خشک انجام می‌گیرد پاستار باشد. همچنین فرض می‌شود که برای بخش دیگری از بسته‌هوا که دمای پتانسیل هم‌ارز Θ_e یا جایگزین آن دمای پتانسیل تر Θ_w از تراز اشباع همرفت تا تراز همرفت آزاد و به شکل بی‌درروی اشباع انتقال می‌یابد، نیز پاستار باشد. همان‌گونه که پیش‌ازاین بررسی شد، یکی از احتمالات اینکه چرا گاهی آغازگری همرفت همراه با داده‌های گمانه‌زن بدون همرفت مرطوب ژرف و بازدارنده همرفتی صفر رخ می‌دهد، این است که

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

فرض پایستاری نسبت اختلاط بخارآب و دمای پتانسیل برای انتقال بسته از سطح زمین تا تراز اشباع همرفت و از آنجا به تراز همرفت آزاد، نامناسب است؛ زیرا اختلاط هوای خشک محیط پیرامون به درون بسته‌هوای انتقال‌یافته به ترازبالا، سبب کاهش شناوری و دمای پتانسیل هم‌ارز θ_e بسته، می‌شود، که معمولاً باعث انتقال ترازهای اشباع بالارو و همرفت آزاد به ارتفاعات بالاتر می‌گردد. روش دیگر برای محاسبه بازدارنده همرفت، انتقال بسته‌ی هوا با میانگین نسبت اختلاط بخارآب و دمای پتانسیل برای ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌بار مجاور سطح زیرین یا گاهی برای سرتاسر لایه‌مرزی می‌باشد. این کار معمولاً مربوط به آمیختگی هوای خشک محیط به درون بسته‌هوا است که در مراحل اولیه محاسبه بازدارنده همرفت، از آن چشم‌پوشی شده است. گاهی باوجوداینکه بازدارنده همرفت با انتقال بسته‌هوای دارای میانگین نسبت اختلاط بخارآب، دمای پتانسیل با ارتفاعات محاسبه شده است، گاهی داده‌های گمانه‌زن، فاقد انرژی باز دارنده همرفت و همرفت مرطوب ژرف است. چه اشتباهاتی ممکن است در این محاسبات رخ داده باشد.



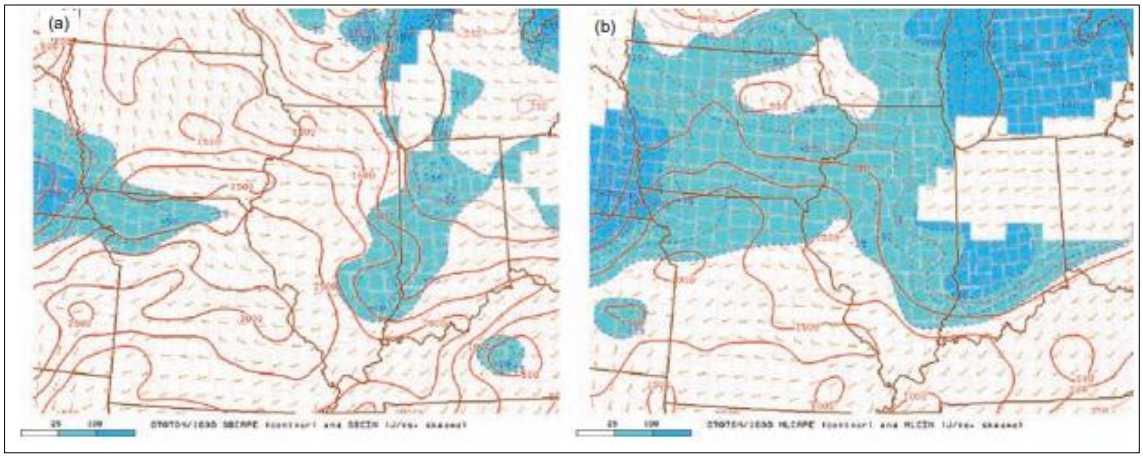
شکل (۱۶). در شکل بالا اثر گردش غلتشی لایه‌مرزی بر روی نیم‌رخ رطوبت اندازه‌گیری شده توسط گمانه‌زنی‌ها به شکل نموداری نشان داده شده است، گمانه‌زنی که بر روی نمونه غلتشی بالارو فرازش می‌یابد دارای تراکم بخارآب بیشتری نسبت به گمانه‌زنی است که بر روی غلتش پایین رو فرازش می‌یابد؛ بنابراین ارتفاع تراز اشباع بالارو[4] بر پایه گمانه‌زنی که در طی حرکت پایین رو صعود می‌کند ممکن است در مقایسه با پایه ابر دیدبانی شده، بیشتر برآورد شود، که به‌طورکلی در لایه‌مرزی بالارو واقع است. مقادیر انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت محاسبه شده از یک گمانه‌زن می‌تواند به اینکه گمانه‌زن در طی بالا و پایین رو صعود کند، حساس باشد (*برگرفته از* Weckwerth et al. 1996).



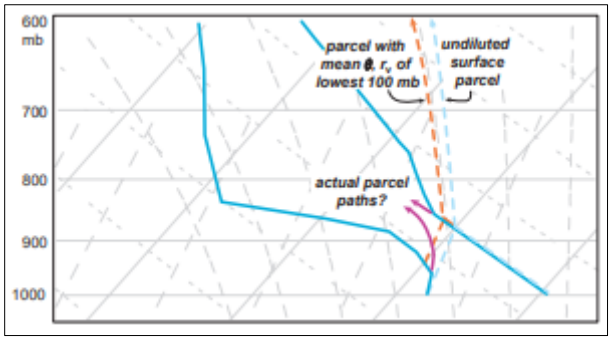
[4]. lifting condensation level

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

شکل (۱۷). نمایش سطح مقطع افقی میانگین چینش قائم از یک کیلومتر بالای سطح زمین در ساعت utc ۱۹:۴۵روز ۱۲ ژوئن ۲۰۰۲ که از یک رادار دوقطبی باد به‌دست‌آمده است. خطوط خط‌چین فاز موج گرانی جبهه، خطوط خط –نقطه مرز شارش خروجی و خطوط گوش‌ماهی خط خشک را نشان می‌دهد. به تغییرپذیری چینش قائم باد (Weisman & Klemp, 1984) که بخشی از آن به علت جریان‌های گرمایی و بخشی دیگر به سبب لایه‌مرزی میان‌مقیاس است، توجه شود. تعجب‌آور است که اگر بتوان توزیع مکانی بازدارنده همرفت را با جزئیات بیشتر مشاهده کرد، ممکن است دارای پیچیدگی مشابهی با چینش قائم باد باشد. اگر چنین باشد، تشخیص آغازگری همرفت بر پایه فقط یک گمانه‌زن، خیلی مشکل خواهد بود.



شکل (۱۸). مقادیر انرژی پتانسیل در دسترس همرفت و بازدارنده همرفت محاسبه شده توسط فرازش، a) بسته‌هوایی که از سطح زمین با فرض بدون آمیختگی، بسته‌هوایی با دمای پتانسیل و نسبت اختلاط بخارآب میانگین در ضخامت ۱۰۰ میلی باری زیرین، که تلاشی ضعیف برای تشکیل آمیختگی در مسیر رسیدن به تراز همرفت آزاد[5] رخ می‌دهد، مقایسه شده است. مقادیر انرژی پتانسیل در دسترس همرفت (بازدارنده همرفت) به‌گونه‌ای که در شکل دیده می‌شود، در زمانی که بسته‌هوا با خصوصیات میانگین در ۱۰۰ میلی‌باری زیرین (لایه‌های با عمق مشابه) فرازش می‌یابد، در شب یا در سمت هوای سرد جبهه، جایی که هوای سرد کم‌عمق در نزدیک سطح زمین وجود دارد، نوعی کوچک است(برگرفته از مرکز پیش‌بینی توفان).



شکل(۱۹). در این گمانه‌زن دیده می‌شود که دمای هوا حتی برای بسته‌هوای سطحی رقیق شده (خط‌چین آبی کمرنگ) بدون وجود بازدارنده همرفت برای بسته‌هوایی با میانگین دمای پتانسیل θ و نسبت اختلاط و بخارآب r_v در ضخامت ۱۰۰ میلی باری مجاور سطح زمین (خط‌چین نارنجی) به دمای همرفت رسیده است. با وجود این هنوز الزامی برای آغازگری همرفت وجود ندارد. برای نمونه مسیر بسته‌هوای حاضر به‌طور بارزی می‌تواند از مسیر هوای رقیق نشده در روی نمودارهای ترمودینامیکی انحراف پیدا کند، و فرض می‌شود بسته‌هوا با ویژگی‌های میانگین ترمودینامیکی در ۱۰۰ میلی بار زیرین، با توجه به مسیری که بسته‌هوا از درون لایه‌مرزی اختیار می‌کند، صعود می‌کند. مسیری که بسته طی می‌کند و اختلاطی که در حالت صعود انجام می‌گیرد، بستگی به نیمرخ باد محیط و ضخامت همگرایی در امتداد مرز توده هوا (در صورت وجود) دارد (Crook & Klemp, 2000). برای نمونه بسته‌هوا مسیر ارغوانی را پی می‌گیرد که در نمودار SkewT - log P ارائه شده است T ممکن است یا ممکن نیست که به سطح تراز اشباع بالارو برسد، که

[5]. Lifting Condensation Level

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

بایستی برای عبور از منطقه منفی قابل‌ملاحظه و به‌منظور دستیابی به سطح تراز همرفت آزاد، فائق آید. گرچه در مثال بالا تأثیر جریان‌های ورودی در زیر تراز اشباع بالارو پر رنگ شده است ولی در جاهای دیگر جریان‌های ورودی در بالای تراز اشباع بالارو و تراز همرفت آزاد به‌ویژه برای گمانه‌زنی که شامل هوای خیلی خشک در بالای تراز اشباع بالارو باشد، مهم هستند.

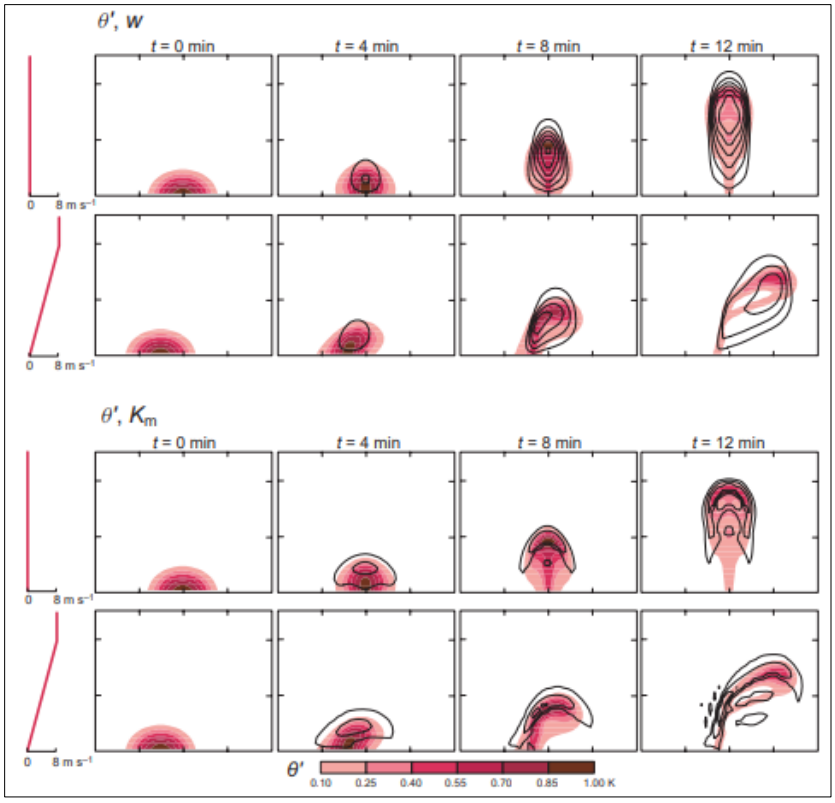
با برآورد مقدار تضعیف ویژگی‌های ترمودینامیکی در درون بسته‌ی انتقال‌یافته به ارتفاعات بالاتر، با استفاده از میانگین دمای پتانسیلی و نسبت اختلاط بخارآب در ۵۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکالی مجاور سطح زمین، فرض شده است که آهنگ مقدار ورود هوای محیط به درون بسته در لایه ۵۰ تا ۱۰۰ هکتو پاسکالی مجاور سطح زمین، ثابت است. بدون شک این فرآیند، بیشتر اوقات به‌خوبی انجام نمی‌گیرد، ولی گاهی به‌ویژه هنگامی‌که چینش قائم باد ضعیف باشد به‌خوبی همرفت ژرف انجام می‌گیرد. به‌طورکلی درجه کاهش پریشیدگی دما و رطوبت بسته‌هوای بالارو به سبب افزایش آمیختگی در چینش باد قائم محیط و کژی بسته بالارو از قائم است(شکل ۲۰ و ۲۱).

این بدین معنا است که چینش قوی باد محیط دارای اثر بازدارنده بر آغازگری همرفت است. مگر اینکه به شکلی اثر چینش محیط توسط میدان باد که به شکل محلی توسط توده‌هوای لایه‌مرزی ایجاد می‌شود، جبران گردد. این تعادل بین چینش باد محیط و بسته‌هوا، برای نمونه، چینش باد به‌دست‌آمده توسط شارش خروجی لایه‌مرزی که نقش مهمی در نگهداشت سامانه‌های همرفتی بالغ ایفا می‌کند، در ادامه بررسی می‌شود. درجه‌ای از دما و رطوبت بسته بالارو که توسط آمیختگی با محیط کاهش می‌یابد نیز تابعی از ویژگی فیزیکی هوایی است که از محیط وارد بسته بالارو می‌شود. برای نمونه هرچه هوای محیط که به درون بسته بالارو وارد می‌شود خشک‌تر باشد، اتلاف شناوری پتانسیل، که ممکن است توسط محیط به درون بسته وارد شود، افزایش می‌یابد. در واقع ممکن است بسته بالارو هرگز به تراز اشباع بالارو یا تراز همرفت آزاد نرسد. دلیلی که مرزهای توده‌ی هوا، کوریدوری مناسب برای آغازگری همرفت مرطوب ژرف است، احتمالاً تداوم همگرایی و حرکت قائم در امتداد مرز توده هوا است که به شکل محلی می‌تواند ژرفای لایه مرطوب را افزایش دهد (Banacos & Schultz, 2005)؛ بنابراین شرایط نامناسب ممکن است جریان‌های ورودی را به درون بسته کاهش داده و در پی آن بسته‌هوای بالارو به تراز اشباع همرفت آزاد برسد. حتی هنگامی‌که بسته به تراز اشباع برسد، هنوز باید اثر هوای محیط به درون بسته در شرایط محیطی نامناسب در بالای تراز همرفت آزاد به‌منظور توسعه همرفت مرطوب ژرف بررسی شود. فرض عمومی دیگر این است که همرفت زمانی آغاز می‌گردد که انرژی بازدارنده همرفتی از انرژی جنبشی لایه‌مرزی بالارو که ایجادکننده واداشت است، کوچک‌تر شود (Jorgensen & Weckwerth, 2003). با استفاده از نظریه بسته، می‌توان نشان داد که کمترین سرعت قائم موردنیاز بسته که توسط آن تکانه کافی برای عبور از لایه انرژی بازدارنده همرفت به‌سوی تراز همرفت آزاد را خواهد داشت، به‌صورت عبارت زیر است.

$$\omega_{min} = \sqrt{2CIN}$$ رابطه(۶)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل(۲۰). خروجی عملکرد یک جفت شبیه‌سازی فرازش گرمایی در گذر از لایه‌مرزی پایدار خنثی با و بدون چینش باد قائم. در ردیف بالایی سطح مقطع در صفحه X-Z، پریشیدگی و دمای پتانسیل(قرمز)، سرعت قائمw، (با فاصله خطوط $۱ms^{-1}$)، در شبیه‌سازی بدون چینش قائم باد (ردیف بالا) و با چینش باد غربی ثابت در زیر ۲ km (ردیف پائین) را نشان می‌دهد. روی محورها فواصل دو کیلومتری با خط مشخص شده‌اند. سطح مقطع قائم مؤلفه باد غربی در قسمت چپ ردیف نشان داده شده است. دو ردیف پایینی سطح مقطع Θ’ (ناحیه قرمز) و پیچک‌های چسبندگی Km (با فاصله خطوط $۲m^2s^{-1}$ و شروع از ۲) را برای شبیه‌سازی بدون چینش قائم (ردیف سوم از بالا) و شبیه‌سازی چینش باد غربی ثابت در زیر ۲ km (ردیف پایین) نشان می‌دهد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل(۲۱). به‌طور اثر زیان‌آور جریان‌های ورودی با کژی بیشتر جریان‌های بالارو(فراهنج) افزایش می‌یابد. در این شرایط جریان بالارو نسبت به قائم کژی بیشتری پیدا کرده است (دودکش بسیار کوچکی در شکل پایینی با ناپدید شدن ابر دیده می‌شود). به‌طور متضاد اگر همرفت بتواند از اثر زیان‌آور چینش باد در مراحل اولیه همرفت نجات پیدا کند، چینش قائم باد می‌تواند سبب اثر تقویتی در همرفت‌های جوان شود.

که مشابه رابطه سرعت قائم بیشینه در لایه در برگیرنده انرژی پتانسیلی در دسترس همرفتی است. از دیدگاه پیش‌بینی، گمانه‌زنی به‌منظور ارزیابی انرژی بازدارنده همرفت به دلیل اینکه چندین ده تا چند صد کیلومتر نوعی از منطقه همگرایی لایه‌مرزی (Wilson et al., 1992) فاصله دارد، مشکل‌زا است؛ بنابراین هر چه فاصله از مرکز همرفت بیشینه پتانسیل بیشتر شود، نتایج گمانه‌زنی نامطلوب‌تر می‌شود. به‌علاوه، لایه‌مرزی بالارو که آغازگر همرفت مرطوب ژرف است اغلب بیش از آنکه مربوط به حباب‌های حامل تکانه قائم اولیه با مقادیر بالا باشد، با ناحیه همگرایی میان‌مقیاس همراه هستند، که ممکن است به شکل محلی، سبب شکستگی کلاهک وارونگی شده یا از باقیمانده انرژی بازدارنده همرفت عبور کند. به‌عبارت‌دیگر اغلب اثر میدان فشار مهم بوده، و می‌تواند کارایی معادله ۶ را محدود کند. به‌طور خلاصه آغازگری همرفت خیلی پیچیده‌تر از آن است که به سادگی به دمای همرفت برسد. این فرآیند، درگیر تمام حالت‌های میان‌مقیاس و گردش‌های در مقیاس ابر هست که به‌طورکلی قابل‌حل نیستند. به‌علاوه درگیر سایر فرآیندها مانند آهنگ آمیختگی و رطوبت در امتداد پره‌های فرازشی و ساختار سه‌بعدی این پره‌ها است.

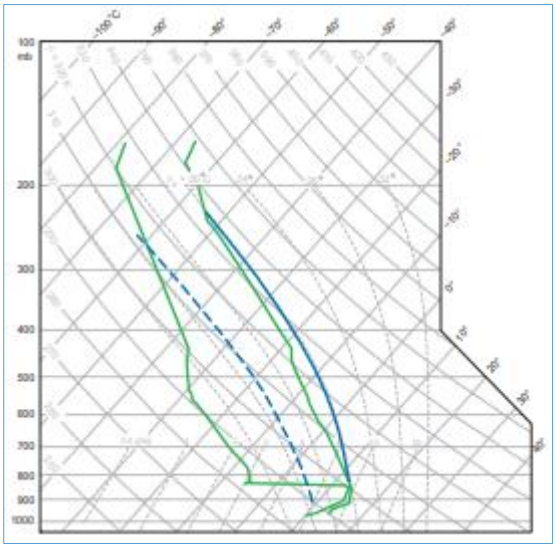
زمان ماندگاری بسته‌هوای بالاروی میان‌مقیاس نقش مهمی در توسعه همرفت دارد؛ که در این حالت همرفت مرطوب ژرف فقط هنگامی امکان دارد که زمان موردنیاز برای عبور از راستای افقی به درون بسته از زمان لازم برای رسیدن به تراز همرفت آزاد بیشتر باشد. گرچه انرژی بازدارنده همرفت و حذف آن به‌احتمال آغازگری همرفت مربوط است، ولی این پدیده تنها بخشی از کل فرآیند است. شاید کاربردی‌ترین راهبرد پیش‌بینی برای ارزیابی همرفت با فرض وجود انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، آگاهی از تداوم همگرایی ترازهای زیرین وردسپهر در منطقه باشد، جایی که انرژی بازدارنده همرفتی کوچک است. تصاویر ماهواره‌ای مرئی به‌ویژه تصاویری که دارای تفکیک زمانی بالا(کمتر از ۱۵ دقیقه) هستند نیز برای پیش‌بینی‌های خیلی کوتاه‌مدت مفید است.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

بنابراین همگرایی یا سرمایش ناشی از رطوبت نمی‌تواند بیشینه رطوبت محلی را ایجاد کند. اگر بدین شکل باشد، پس چه عاملی این فرایند را ایجاد می‌کند؟

در نهایت نسبت اختلاط بخارآب زیاد محلی در منطقه همگرایی در امتداد مرز توده‌های هوا مشاهده می‌شود. همگرایی رطوبت، برازش خوبی با همگرایی سرعت افقی باد ($\Delta.v_h$) دارد که با سرعت قائم همراهی می‌کند؛ بنابراین همگرایی رطوبت با ژرف شدن رطوبت لایه‌مرزی همراه است. ژرف شدن رطوبت لایه‌مرزی رقیق‌شدگی بسته‌هوای فرازشی را به‌گونه‌ای که از نزدیک سطح زمین تا تراز اشباع بالارو و تراز همرفت آزاد انتقال می‌یابد، کاهش می‌دهد؛ بنابراین مناطق دارای رطوبت ژرف‌تر ممکن است برای آغازگری همرفت نسبت به محیط اطراف مناسب‌تر باشد. بسته‌هوا در چنین موقعیتی با انتقال بسته‌هوای سطح زیرین به تراز همرفت آزاد، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بیشتری را به دلیل کاهش کمتر θ_e ایجاد می‌کند.



شکل(۲۲). نمونه‌ای از یک گمانه‌زنی شامل انرژی پتانسیل در دسترس همرفت ارتفاع یافته بدون انرژی پتانسیل در دسترس همرفت سطح زمین. بسته‌ای از هوا از سطح زمین در مسیر خط‌چین آبی بالا می‌رود جایی که بسته‌هوای بالا رفته از بام لایه پایدار مسیر خط پر آبی را طی می‌کند.

با بازگشت به سؤال اصلی در ابتدای پاراگراف قبل، افزایش ژرفای رطوبت، بدین معنی است که آمیختگی قائم به قطرات کوچک یا بدون آن، در تجمع رطوبت در سطح زیرین در مقایسه با هوای کم رطوبت محیط اطراف منجر به مقایسه با محیط اطراف می‌شود؛ که در آن آمیختگی قائم می‌تواند کاهش قابل‌ملاحظه‌ای را در تجمع رطوبت در سطح ایجاد کند؛ بنابراین بیشینه محلی تجمع بخارآب می‌تواند در سطح مناطقی که رطوبت لایه‌مرزی ژرف‌تر از محیط اطراف است رخ دهد. با نمایش ریاضی، می‌توان بیشینه رطوبت محلی با اختلاف افقی در فرارفت قائم بخارآب را نشان داد. بیشینه ایجاد شده با این فرآیند از r_v که در اصل در میدان‌های بخارآب وجود دارد تجاوز نمی‌کند.

همرفت ارتفاع یافته

طوفان‌های همرفتی با گرچه به‌طور صریح بیان نشده است، ولی تمرکز اصلی بر آغازگری همرفت مرطوب ژرف از سطح زمین است. این بدین معنی است که همرفت مرطوب ژرف، شار ورودی خود را از مجاورت هوایی که در تماس با سطح نزدیک به بالاروی است، به دست می‌آورد. گرچه این همرفت ضرورتی ندارد که مستقیماً در زیر منطقه بالارو باشد زیرا معمولاً جبهه جستی با فاصله کوتاهی در حد چند کیلومتر، حتی در موارد همرفت مرطوب ژرف شدید و طولانی‌مدت، می‌تواند منجر به بالاروی شود.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

همرفت بر پایه سطح زمین نیاز دارد تا هوای در تماس با سطح زمین بتواند تا تراز همرفت آزاد بالا رود. در لایه‌مرزی باانرژی باز دارنده زیاد، بسته‌هوا این امکان را ندارد تا از سطح زمین به تراز همرفت آزاد، حتی اگر دارای مقداری انرژی آزاد همرفتی باشد، بالا رود. به‌عبارت‌دیگر بسته‌هوایی که از فراز لایه پایدار کم ارتفاع زیرین بالا می‌رود، ممکن است دارای انرژی بازدارنده همرفتی نسبی کم و انرژی پتانسیل همرفتی آزاد نسبی زیاد باشد. چنین بسته‌هوایی می‌تواند فرآیندی را که همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته شناخته می‌شود، پشتیبانی کند. در تضاد با سطح پایه همرفت مرطوب ژرف، همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته در بالای لایه‌مرزی پایدار شکل می‌گیرد و شارش ورودی خود را از لایه‌ای که در تماس با سطح نزدیک به طوفان نیست، کسب می‌کند. همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته بیشتر در شب، در بالای لایه‌مرزی شبانه و بخش قطب سوی جبهه‌ی گرم، به‌ویژه هنگامی‌که جت تراز زیرین بر روی جبهه‌ی گرم مستقر می‌شود، رخ می‌دهد. در نمونه دوم، بسته‌هوا از روی سطح جبهه تا هنگامی‌که به تراز همرفت آزاد برسد بالا می‌رود. این بالاروی گاهی تا ۱۰۰ کیلومتر از ناحیه استقرار هوای شناور ادامه می‌یابد. شکل ۲۲ گمانه‌زنی نوعی به‌دست‌آمده در درون محیطی که در ارتباط با همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته در قطب‌سوی جبهه گرم است را نشان می‌دهد. توجه شود که بسته‌هوای بالا رفته فاقد انرژی پتانسیل در دسترس همرفت است. بدین‌جهت بسته‌هوای بالا رفته از بام لایه‌مرزی پایدار، دارای مقدار کمی انرژی بازدارنده همرفتی و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی با مقیاس ۱۰۰۰ ژول بر کیلوگرم است. گاهی همرفت مرطوب ژرف توسط جبهه سرد بالا آغاز می‌گردد که این فرایند چند صد کیلومتر در جلوی جبهه سطحی یا خط خشک رخ می‌دهد.

در این وضعیت، همرفت مرطوب ژرف در آغاز ارتفاع یافته است. اگر هنگامی‌که شارش قائم تراز زیرین به شکلی که بتواند سبب انتقال بسته‌های هوای سطح زمین به تراز همرفت آزاد شود، همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته می‌تواند از سطح زمین نشئت‌گرفته باشد.

شاید عبارت بستری برای همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته، همرفت مرطوب ژرف غیرسطحی باشد، زیرا پایه ابر همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته آن‌گونه که عبارت ارتفاع یافته اشاره دارد، نیازی به ارتفاع ندارد. با وجود این، به‌گونه‌ای که اغلب در جنوب غربی آمریکا جایی که تراز همرفت بالارو مربوط به همرفت پایه سطحی در فصل گرم، روزمره بالاتر از ۳ کیلومتر است، همرفت پایه سطحی می‌تواند در ارتفاعات بالا بر اساس محیط خشک نسبی قرار داشته باشد. همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته در مقایسه با همرفت مرطوب ژرف سطحی، خطر کمتری از رخداد باد شدید مانند پیچندها و باد مستقیم زیان‌بخش، ایجاد می‌کند. خطرات اصلی ناشی از همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته عبارت است از تگرگ و سیل. بادهای سطحی زیان‌بخش به دلیل اینکه فروهنج‌ها از قابلیت کمتری برای نفوذ به توده‌هوای پایدار ترازهای زیرین برخوردار است، احتمال کمتری در همرفت مرطوب ژرف ارتفاع یافته دارد. شناوری منفی فروهنج هنگامی‌که با ترازهای زیرین پایدار مواجه می‌شود کاهش می‌یابد. پیچندها نیز شاید به دلایل زیر به‌ندرت به همرفت ارتفاع یافته مربوط می‌شوند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که فروهنج‌ها با پیچندها در ارتباط‌اند و اگر از فروهنج‌ها جلوگیری به عمل آید احتمال ایجاد پیچند، بسیار کمتر خواهد شد. گاهی شدیدترین همرفت بر پایه همرفت سطحی است، زیرا معمولاً بالاترین امکان برای فزونی یافتن دمای بسته‌هوا از محیط اطرافش، هنگامی‌که بسته‌هوای نزدیک به سطح زمین حرکت بالاسو و نیز هوا گرایش به داشتن بزرگ‌ترین θ_e داشته باشد، رخ می‌دهد. به‌علاوه لایه‌مرزی به دلیل اثر نیروی کشال سطحی بر روی بادهای تراز زیرین گرایش به ایجاد لایه‌ای دارد که در آن لایه، چینش باد بیشینه باشد. طوفان‌های همرفتی با نبود درون‌شارش از لایه‌مرزی، نمی‌توانند از چینش شدید باد که اغلب در لایه‌مرزی وجود دارد، بهره ببرند.

ساختار همرفت منفرد

برخی به‌صورت گسسته و تا اندازه‌ای به شکل یاخته‌های منفرد و برخی دیگر در درون خطوط و پهنه‌های گسترده رخ می‌دهند. ساختار طوفان‌های همرفتی می‌تواند بر مخاطره‌های ناشی از بادهای زیان‌بخش، تگرگ شدید، سیلاب‌های مخرب و پیچندها اثرگذار باشد. تعیین اینکه کجا و چه زمانی طوفان‌های همرفتی آغاز می‌شوند، از تعیین دامنه نوع طوفان که در رخداد طوفان همرفت آغاز می‌شود، مشکل‌تر است. بیشتر آگاهی از رابطه بین طوفان و محیط اطراف آن اغلب از مطالعات

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

پیش‌بینی عددی که در آن خصوصیات محیط مهار می‌شود، به‌دست‌آمده است. در مطالعات اخیر در مدل‌سازی طوفان تندری، دیده می‌شود که همرفت، با جایگذاری کردن توده‌هوای گرم به درون ترازهای پایین محیط ناپایدار شرطی آغاز می‌شود. توده‌هوای گرم آغازگری جریانات بالاسو را تداوم می‌بخشد و تکوین بعدی همرفت به فراسنج‌هایی مانند چینش باد قائم و کلاهک وارونگی محیط در کنار سایر فراسنج‌ها، بستگی دارد.

رابطه بین محیط پیرامون و همرفت‌های منفرد که ممکن است در شبیه‌سازی آرمانی از توده گرم یا همگرایی محلی ایجاد شود، بررسی می‌شود. سامانه‌های بزرگ‌مقیاس همرفتی می‌توانند با واداشت‌های کمتری سبب بالاروی گسترده توده هوا بر روی سطح جبهه تا تراز همرفت آزاد شوند.

نقش چینش باد قائم

ساختار همرفت مرطوب ژرف می‌تواند تحت تأثیر چینش باد، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی، رطوبت نسبی، و توزیع قائم هر یک از این متغیرها در کنار سایر عوامل مؤثر دیگر، قرار گیرد.

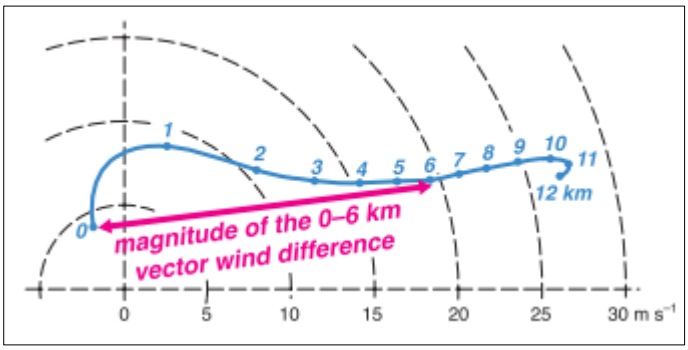
فراسنج چینش قائم باد، از فراسنج‌های یاد شده بالا، احتمالاً تأثیر خیلی بیشتری بر ایجاد طوفان اعمال می‌کند. چینش قائم باد گرایش به فعال شدن بیشتر ساختار طوفان و تداوم آن دارد. گرچه افزایش چینش قائم باد می‌تواند مضر بر جریان‌های ضعیف بالاسوی لایه‌های زیرین طوفان در حاشیه‌ی ناپایداری محیط باشد. درست به گونه ای‌که چینش قوی قائم باد می‌تواند مضر بر آغازگری همرفت توسط افزایش جریان‌های درون‌سو در لایه‌های زیرین طوفان باشد.

گرچه سنجه‌های بسیاری برای چینش قائم باد و تاوایی افقی مربوط به آن تعریف شده است، فراسنجی که می‌تواند کمی سازی چینش قائم باد و پیش‌بینی انواع طوفان را به‌خوبی عملی سازد، اختلاف برداری باد بین ۰ تا ۶ کیلومتر است. این سنجه، با وجود اینکه واحد چینش را ندارد، ولی گاهی چینش لایه ۰ تا ۶ کیلومتر نامیده می‌شود، شکل(۲۳). مقادیر چینش لایه ۰ تا ۶ کیلومتر اگر کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه باشد، ضعیف و اگر بین ۱۰ تا ۲۰ متر بر ثانیه باشد متوسط و بالاتر از آن قوی محسوب می‌گردد.

سنجه دیگری که چینش و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی را ترکیب می‌نماید، و عدد ریچاردسون کپه‌ای[6] نام دارد، نیز برای پیش‌بینی انواع طوفان به کار گرفته می‌شود. این سنجه به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

رابطه (۷)

$$BRN = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}U^2}$$



شکل (۲۳). رابطه بین بزرگی اختلاف بردار باد ۰-۶ کیلومتر یا "چینش ۰-۶ کیلومتر" و هودوگراف. اعداد در امتداد هودوگراف نشان دهنده ارتفاع از سطح زمین است. در این شکل نقطه روی هودوگراف با برچسب "۰" پایین‌ترین ارتفاعی است که باد در آن اندازه‌گیری می‌شود، که معمولاً چند متر بالاتر از سطح زمین است. بزرگی اختلاف بردار باد ۰-۶ کیلومتری به‌خوبی بین انواع طوفان متمایز است.

[6]. Bulk Richardson Number

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

U بزرگی اختلاف برداری باد متوسط لایه ۰ تا ۶ کیلومتری و باد متوسط لایه ۰ تا ۵۰۰ متر است. گرچه، آشکار است که انرژی پتانسیل در دسترس همرفت معیاری از شدت پتانسیل جریان بالاسو است، اما فرض می‌شود که معرف شدت برون‌شارش لایه‌های بالای تولید شده توسط تبخیر، ذوب، تصعید رطوبت درون طوفان نیز باشد. در این حالت انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بزرگ‌تر، با هوای سرد قوی‌تر تراز میانی همراهی دارد.

شدت برون‌شارش تنها هنگامی با انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی افزایش می‌یابد که نیمرخ قائم رطوبت نسبی محیط ثابت باقی بماند. شدت‌جریان پایین‌سو و برون‌شارش، در کل، به عوامل بسیاری بستگی دارد که جرم میعان شده ناشی از جریان بالاسو یکی از آن‌هاست.

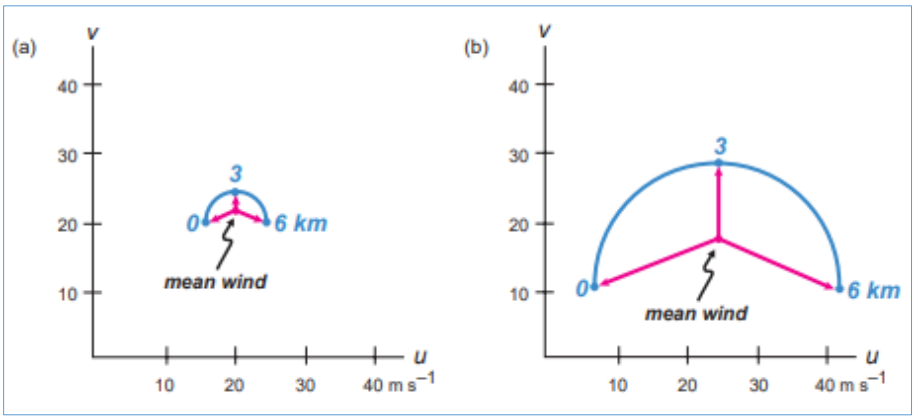
در رابطه بالا، با توجه به مخرج کسر، اگر باد متوسط لایه ۰ تا ۶ کیلومتر معرف خامی از حرکت طوفان باشد، آنگاه U برآوردی از باد ۰ تا۵۰۰ متر نسبت به طوفان است و بنابراین $\frac{1}{2} U^2$ معیاری از انرژی جنبشی درون‌شارش است. هرقدر انرژی جنبشی درون‌شارش نسبت به طوفان بزرگ‌تر باشد به همان میزان برون‌شارش مهار می‌شود و عدد ریچارسون کپه‌ای بر اساس این آرمان تعریف شده است که سنجه تقریبی از توازن بین درون شارش و برون‌شارش را به دست دهد. با فرض اینکه شدت برون‌شارش به‌خوبی توسط انرژی پتانسیل در دسترس پیش‌بینی شود و بخشی از این توازن به ساختار تداوم و شدت طوفان وابسته باشد.

درون شارش و برون‌شارش برای مقادیر کوچک عدد ریچارسون کپه‌ای (کمتر از ۵۰۰) گرایش به هماهنگی نسبی خوبی با هم دارند و منجر به تداوم و شدت بیشتر طوفان‌ها می‌شوند. از طرف دیگر، عدد ریچارسون کپه‌ای بزرگ (بیشتر از ۵۰۰) بیان می‌کند که برون‌شارش می‌تواند بر درون شارش تسلط یافته و جریان بالاسو را قطع کند، که منجر به سلول‌های با عمر نسبی کوتاه می‌شود. اگر چه سلول‌های جدید بسته به جنبه‌های محیط، می‌توانند توسط جبهه و حتی طوفان متوالی شکل بگیرند، که در نتیجه منجر به سامانه همرفتی می‌شود که سلول‌های منفرد با عمر کوتاه را از بین می‌برد. چینش باد ظاهرشده در مخرج عدد ریچارسون کپه‌ای نیز سنجه‌ای از توانایی جریان بالاسو برای به دست آوردن چرخش از طریق کج شدن تاوایی افقی است. از این‌رو مقدار کم عدد ریچاردسون کپه‌ای بیان می‌کند که جریان بالاسو می‌تواند چرخش‌های بارزی را توسعه دهد. طوفان‌هایی که دارای جریان بالاسوی قوی هستند به‌عنوان ابریاخته‌ایی شناخته می‌شوند که عهده‌دار وضع هوای مخرب هستند. گرچه عدد ریچاردسون کپه‌ای دارای بیشترین واریانس در طوفان‌های نوعی شبیه‌سازی عددی است، ولی فضای فراسنج چینش انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی را جستجو می‌کند. معمولاً پیش‌بین‌ها بزرگی مقدار چینش قائم باد را بررسی می‌کنند؛ زیرا طوفان‌های نوعی قوی و شدید (Doswell, 2001)، تابعی از چینش قائم باد است تا انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی. دیدبانی‌ها چنین نشان می‌دهند که تولید انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی و چینش قائم باد ممکن است تولیدکننده بهتری از طوفان‌های نوعی، حداقل در سرانجام برخی از انواع طوفان‌ها باشد. برای نمونه، آهنگ توسعه‌ی تاوایی قائم در درون یاخته‌ها، با کجی تاوایی افقی، متناسب با چینش قائم، ضرب در تندی جریان بالاسو است و تندی جریان بالاسو متناسب با جذر انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی، حداقل در درون محدوده نظریه بسته است. دلیل اینکه چرا چینش قائم باد منجر به تشدید سازمان، طول عمر، شدت همرفت مرطوب ژرف می‌شود (Fovell & Ogura, 1989)، به دو علت زیر است:

اولین دلیل این است همان‌گونه که چینش قائم باد بر روی جریان بالاسو در لایه آمیختگی، ژرفای لایه همرفت را افزایش می‌دهد و آن را گاهی فرآیند چینش لایه‌ی ژرف شدگی می‌خوانند. باید بررسی شود که ریزش بارش و ریزش هوای سرد که سبب برون‌شارش می‌شود، تا چه اندازه جریان بالاسوی لایه‌ی آمیختگی را کند و ژرفای لایه‌ی آمیختگی را کاهش می‌دهد. در شرایطی که ریزش بارش نسبت به جریان‌های بالاسوی ترازهای زیرین که بستگی به تکانه افقی هوا نسبت به جریان بالاسو، یعنی هنگامی‌که وارد جریان‌های بالاسو می‌شود، دارد. در این حالت هوای شتاب‌دار افقی لایه زیرین آمیختگی بر روی سیر قائم بالاسو که سبب رشد ذرات آب‌دار به درون لایه شده، سبب بزرگی اندازه بارش، می‌گردد. در واقع ورود تکانه به درون جریان‌های بالاسو که همراه با هم‌گرائی افقی لایه‌های زیرین است و جریان‌های بالا سوی لایه‌ی آمیختگی را افزایش

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

می‌دهد، هوای شتاب‌دار افقی لایه زیرین سبب انتقال بیشتر ذرات آب‌دار به درون لایه‌ی آمیختگی شده و در مسیر جریان قائم همراه با جریان‌های بالاسو به درون ابر انتقال می‌یابد. در نتیجه، سبب بزرگی ذرات بارش می‌گردد و همراه با آن میدان باد نسبی طوفان در سرتاسر مسیری که بارش بر روی زمین ریزش می‌کند، افزایش می‌یابد. شتاب افقی لایه‌ی زیرین آمیختگی می‌تواند نتیجه‌ای از همگرایی افقی در P′d یا P′b لایه زیرین باشد. بادهای نسبی قوی طوفان تراز بالا، گرایش به افزایش مقدار (بزرگی) چینش باد لایه ژرف دارد که همراه با چینش قوی محیط نیز است(شکل۲۴).



شکل(۲۴). رابطه بین چینش قائم باد و بادهای مرتبط با طوفان. هودوگراف در (a) نمایه باد عمودی را با چینش ضعیف نسبت به هودوگراف در (b) نشان می‌دهد. طول هودوگراف در (a) بسیار کوتاه‌تر از (b) است. بردارهای باد مربوط به طوفان (سرخابی) در ۰، ۳ و ۶ کیلومتر برای هر دو مورد، با فرض حرکت طوفان تقریباً برابر با میانگین باد تعریف شده توسط هر هودوگراف، روی هم قرار می‌گیرند. طول بردارهای باد نسبت به طوفان متناسب با بزرگی بادهای مربوط به طوفان است. محور قائم هودوگراف‌ها ارتفاع از سطح زمین را نشان می‌دهد.

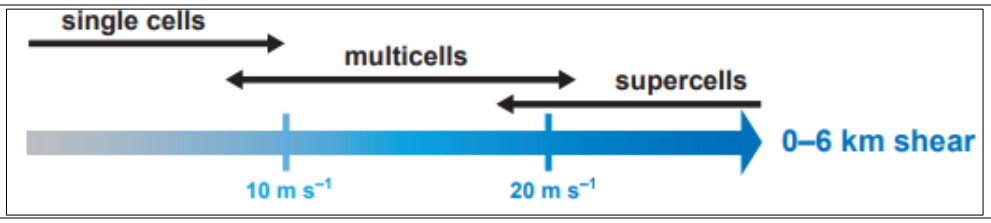
بعلاوه، باد نسبی طوفان قوی در ترازهای زیرین، حرکت جبهه‌های چینشی را نسبت به جریان‌های بالاسو مهار می‌کند. در نتیجه محدودیت گرایش بارندگی و برون‌شارش هوای سرد در زیر جریان‌های بالاسو به وجود می‌آورد.

دومین دلیل اینکه چرا چینش باد قائم می‌تواند نقش مهمی در تشدید تأثیر روی همرفت مرطوب ژرف داشته باشد، وجود توسعه گرادیان فشار قائم دینامیکی است. به گونه ای‌که دیده می‌شود چینش ترازهای زیرین، دارای تأثیر بارز و آشکاری بر روی هوا در امتداد جبهه چینشی است. در نتیجه دارای مهار آشکاری است بر روی توانائی جبهه چینشی نسبت به آغازگری یاخته‌های جدید که به ازای آن، همرفت مرطوب ژرف را سازمان‌دهی می‌کند. بالاروی قوی هوا به هر دو گرادیان P′d یا P′b وابسته بوده، در نتیجه مهار بارزی بر روی توانایی جبهه جستی در آغازگری یاخته‌های جدید همرفتی دارد؛ که به‌نوبه خود در سازمان‌دهی همرفت ژرف مرطوب اثرگذار است. در چینش ضعیف محیط، بالاروی هوای محیط توسط جبهه جستی به‌طور نسبی ضعیف است؛ بنابراین حداقل در هر روش سازمان‌یافته و قابل پیش‌بینی، منجر به آغازگری یاخته‌های جدید نمی‌شود. اگر انرژی باز دارنده همرفتی خیلی کوچک باشد، حتی بالاروی‌های کوچک توسط جبهه‌های جستی می‌تواند یاخته‌های جدیدی را سازمان‌دهی کند. این همرفت به‌صورت غیرسازمان‌یافته با طول عمر کوتاه است که گاهی به‌عنوان همرفت تک‌یاخته‌ای خوانده می‌شود. این نمایی از همرفت شناسایی شده در شبیه‌سازی‌ها است که آغازگری آن با مقادیر بالای عدد ریچارسون کپه‌ای می‌باشد. در چینش متوسط محیط، بالاروی هوا در امتداد جبهه جستی و در کنار جریان‌های خروجی هوا تشدید شده که منجر به آغازگری چندباره یاخته‌های همرفتی جدید می‌شود. به‌طوری‌که می‌توان آن را همرفت چندیاخته‌ای خواند. این نمایی از همرفت شناسایی شده در شبیه‌سازی‌هایی است که آغازگری آن با مقادیر متوسط عدد ریچارسون کپه‌ای می‌باشد.

همان‌طور که پیش‌ازاین اشاره شد، چینش بزرگ محیط منجر به شکل‌گیری ابریاخته‌ها می‌شود. نه‌تنها کج شدگی محور تاوایی افقی منجر به چرخش شدید طوفان می‌شود، بلکه گرادیان فشار قائم دینامیکی به‌ویژه اگر توزیع چینش بر روی کسر بارزی از ژرفای ابر وجود داشته باشد، با چینش شدید محیط همراهی می‌کند. انتشار چینش طوفانی توسط نیروهای گرادیان

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

فشار قائم لایه ژرف که از جبهه جستی است، انجام می‌گیرد. این نمایی از همرفت شناسایی شده در شبیه‌سازی‌ها است، که آغازگری آن با مقادیر کم عدد ریچارسون کپه‌ای همراهی می‌کند. شکل ۲۵ خلاصه‌ای از رابطه‌ی بین انواع مختلف طوفان و چینش قائم باد ارائه می‌دهد. برخی از منابع افزایش سازمان‌دهی، طول عمر، و شدت طوفان را به کج شدگی محور بالارو ارتباط می‌دهند؛ و چنین بیان می‌کنند که چینش، باعث پیشرفت کج شدگی محور بالارو شده و به‌طوری‌که ذرات هوا آب را می‌تواند بدون سقوط در درون بالاروی هوا، ریزش کند. در غیر این صورت بالاروی هوا کاهش می‌یابد. بسیاری از طوفان‌های همرفتی که در محیط‌های با چینش زیاد رخ می‌دهد، دارای بالاروی شدیدی هستند. در واقع بالاروی های دارای کج شدگی بیشتر تحت اثر منفی محیط قرار داشته، و به همان‌گونه که در ادامه بحث خواهد شد تحت تأثیر منفی گرادیان قائم فشار پرشیدگی شناوری نیز قرار دارد ($\partial p'_b/\partial z$). کجی بالاروی به چینش قائم و شدت بالاروی بستگی دارد. شدت بالاروی به‌گونه‌ای که در بالا و در ادامه بیشتر بحث خواهد شد، می‌تواند توسط چینش قائم تشدید گردد. چینش قائم می‌تواند باعث تشدید بالاروی گردد. به‌گونه‌ای که در بخش‌های زیر خواهد آمد این شرایط به‌ویژه هنگامی صحیح است که طوفان باعث توسعه جریان‌های برون‌شارشی خنک شده توسط باران شود. به‌واقع برخی طوفان‌های همرفتی شدید با طول عمر زیاد، نسبتاً دارای بالاروی کج شده بوده و گاهی فاقد آن است، نشان می‌دهد که کج‌شدگی بالاروی نمی‌تواند به‌خوبی طول عمر یا شدت طوفان را پیش‌بینی کند. توانایی جبهه جستی با بالاروی‌های تراز میانی که عامل بالاروی هوا است به‌نوعی دارای اهمیت می‌باشد.



جریان‌های صعودی می‌توانند شبه ثابت باشند. انتشار با شیب فشار عمودی که بر روی یک لایه عمیق امتداد می‌یابد، به‌جای بلند شدن باد جستی کنترل می‌شود.	باد جستی سلول‌های جدید را به‌طور مکرر شروع می‌کند، انتشار سیستم با بلند شدن باد جستی هدایت می‌شود.	باد جستی قادر به راه‌اندازی سلول‌های جدید، حداقل به شکل سازمان‌یافته نیست؛ همرفت کوتاه‌مدت است.

شکل(۲۵). طیف انواع طوفان به‌عنوان تابعی از برش عمودی باد. اگرچه برش عمودی بیشترین تأثیر را بر نوع طوفان دارد (Richardson, Droegemeier, & Davies-Jones, 2007)، سایر عوامل ثانویه نیز می‌توانند بر حالت همرفت تأثیر بگذارند (به‌عنوان‌مثال، توزیع عمودی شناوری، رطوبت و برش، و همچنین ابزاری که طوفان‌ها توسط آن آغاز می‌شوند)؛ بنابراین، برخی از همپوشانی بین انواع طوفان در این تصویر تک پارامتری ساده وجود دارد. رابطه بین مقادیر برش باد عمودی و ماهیت بازسازی/تکثیر سلول نیز نشان داده شده است.

ویژگی‌ها و محیط توفان‌های تک‌یاخته، چندیاخته، و ابریاخته در بخش‌های بعدی بحث می‌شوند. لازم به گفتن است که مطالعات مدل‌سازی عددی پیش گفته که بسیاری از دانش فعلی ساختار همرفت مرطوب ژرف بر پایه آن قرار دارد، محیطی را که به‌طور افقی همگن بوده و به زمان بستگی ندارد، شبیه‌سازی می‌کند. وجود مشاهدات فراوان و شبیه‌سازی‌های عددی آرمانی، چنین ارائه می‌دهد که ناهمگنی فضایی محیطی منجر به تغییرات شدید در رفتار و ریخت‌شناسی طوفان می‌شود. به‌علاوه شرایط میان‌مقیاس و همدیدی به‌ندرت با زمان تغییرناپذیر است. اخیراً همرفتی که در چینش ضعیف آغاز شده و در زمان بعدی با چینش شدید روبرو می‌شود، بررسی شده است. شبیه‌سازی‌های آرمانی ارائه می‌دهد که اگر چینش باد قائم ضعیف شود در حالی که همرفت ادامه دارد، همرفت می‌تواند از ابریاخته به چند یاخته تبدیل گردد؛ اما اگر چینش باد قائم تشدید یابد در حالی که همرفت ادامه دارد، همرفت ایجاد شده توسط هوای سرد لایه‌های میانی و چندیاخته‌ای نمی‌تواند به سادگی به همرفت ابریاخته که توسط هوای سرد لایه‌های میانی ایجاد نشده، تبدیل گردد. به نظر می‌رسد که هوای سرد لایه‌های میانی، گونه‌ای از سختی دینامیکی را فراهم می‌کند که تغییر رفتار سامانه همرفتی ایجاد شده توسط هوای سرد لایه‌های میانی را دشوار می‌سازد. توفان‌های شبیه‌سازی‌شده نیز به طریقی با واداشت‌های قوی آرمانی مانند حباب‌های گرم

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

منفرد آغاز می‌شوند. ساختار همرفت ژرف مرطوب می‌تواند نسبت به روشی که آغاز می‌گردد حساس باشد. برای نمونه همرفت با آغازگری حباب‌های گرم در مقابل هوای سرد در مدل‌های عددی و بالقوه با در نظر گرفتن ابعاد افقی و قائم، رخ می‌دهد.

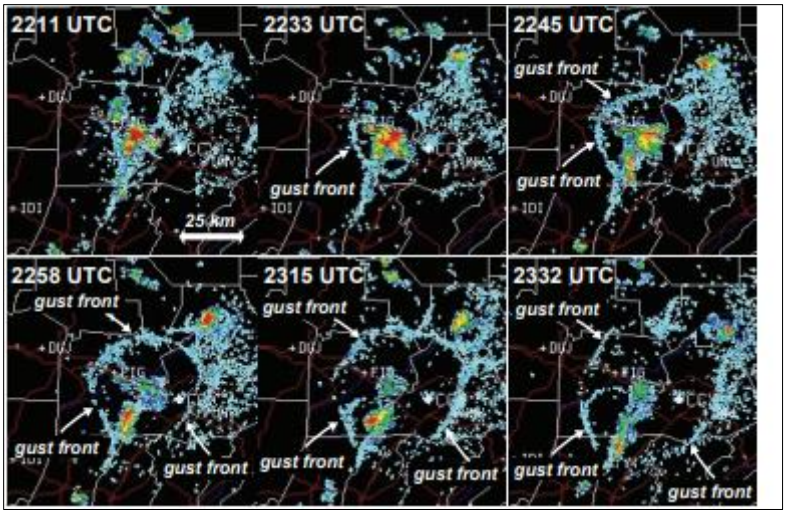
همرفت تک‌یاخته‌ای

همرفت تک‌یاخته‌ای عبارتی از همرفت‌های ژرف مرطوب مختلف است که فقط شامل یک حرکت بالاسو بوده و همرفت‌های بعدی را در هیچ شکل سازمان‌یافته‌ای آغاز نمی‌کند. بالاروی هوا در امتداد جبهه جستی با چینش ضعیف محیطی، ضعیف و کم است؛ بنابراین ایجاد آغازگری یاخته‌های جدید همرفتی توسط جبهه‌هایی که با یاخته‌های منفرد تولید می‌شوند، مشکل است. از این‌رو تعداد نوعی از یاخته‌های گسسته وجود دارد که توسط واداشت میان‌مقیاسی که همرفت مرطوب ژرف را در یک روز خاص آغاز می‌کند، ایجاد می‌شود. یاخته‌های جدید همرفت اغلب توسط برخورد با برون‌شارش لایه‌های بالا که واداشت بالاروی قوی‌تری را نسبت به هر یاخته‌ی منفردی فراهم می‌کند، آغاز می‌شود. این تکوین همرفت باید از تکوینی که آن را همرفت چندیاخته‌ای که در آن یاخته‌های جدید به‌طور متوالی آغاز می‌گردند، تشخیص داده شوند. این شرایط معمولاً در بخشی از یاخته اولیه به‌شدت سازمان‌یافته و یا خطی از یاخته‌های همرفتی که نسبت به طول عمر نوعی یک یاخته منفرد، برای مدت طولانی‌تری باقی می‌مانند، دیده می‌شود. وجود چینش قائم ضعیف در محیط همرفتی تک‌یاخته‌ای معمولاً همراه با واداشت‌های ضعیف همدیدی هستند. توسعه گمانه‌زنی‌هایی که همرفت تک‌یاخته‌ای را پشتیبانی می‌کند، معمولاً بیش از آنکه تحت تأثیر بزرگ‌مقیاس یا فرارفت دما یا رطوبت باشند، تحت تأثیر چرخه‌ی شبانه‌روزی لایه‌مرزی محلی قرار دارد؛ بنابراین همرفت تک‌یاخته گرایش دارد که تقریباً نزدیک به یا کمی بعد از زمان بیشینه گرمایش روزانه، یعنی زمانی که انرژی باز دارنده همرفتی کمترین و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی بیشترین است، رخ دهد. پس‌ازآن یاخته همرفتی گرایش دارد که به‌سرعت از بین برود. این سلول‌های تک‌یاخته‌ای گاهی باعث تولید تگرگ یا بادهای جستی شدید می‌شوند. هنگامی‌که وضع هوای مخرب ایجاد شود، معمولاً این هوا همراه با تغییرات ناگهانی، باد جستی کوتاه‌مدت با سرعتی حدود ۲۵ متر بر ثانیه و دشوار برای هشدار دهی، می‌باشد. گرچه انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی می‌تواند در دامنه‌ای بین چند ۱۰۰ یا بیش از ۲۰۰۰ ژول بر کیلوگرم تغییر کند، هوای مخرب ناگهانی معمولاً در محیطی با انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی زیاد، با بیش از ۲۰۰۰ ژول بر کیلوگرم به وجود می‌آید. سرعت‌های بالاروی بیشینه به‌شدت متغیر و احتمالاً تابعی قوی از انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی است. گرچه این بدین معنی نیست که سرعت بالاروی، هماهنگی زیادی با نظریه بسته‌هوا دارد. تندی بالاروی بیشینه ممکن است به کوچکی ۵ متر بر ثانیه، با انرژی‌های کم‌پتانسیل در دسترس همرفتی در مناطق حاره‌ای، و با چینش محیطی ضعف همراه باشد. در حالی که در بالاروی، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی در عرض‌های میانی و در محیط با چینش ضعیف، به بیش از ۴۰ متر بر ثانیه می‌رسد (Weisman & Klemp, 1986). نمونه‌های همرفت تک‌یاخته‌ای به‌صورت تصاویر رادار و ماهواره در شکل ۲۶ آورده شده است.

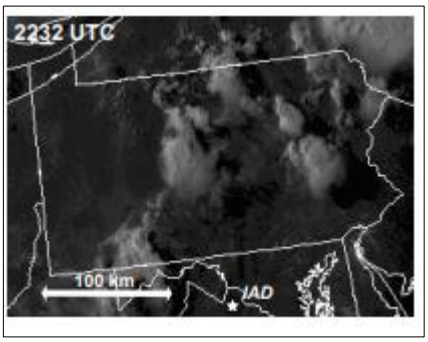
الف)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

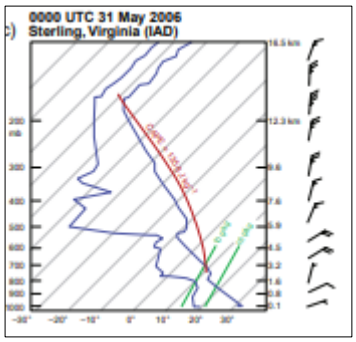
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



ب)



ج)



شکل(۲۶). الف) توالی تصاویر بازتابی راداری (زاویه ارتفاع ۰.۵ درجه) از کالج ایالتی، PA، WSR-88D در ۳۰ می ۲۰۰۶ از ۲۲۱۱ تا ۲۳۳۲ UTC که تکامل همرفت تک‌یاخته‌ای را نشان می‌دهد. ب) تصویر ماهواره‌ای قابل‌مشاهده در ۲۲۳۲ UTC. (ج) گمانه‌زن استرلینگ، VA (IAD)؛ مکان با یک ستاره در [b] نشان داده شده است) در ۰۰۰۰ UTC، ۳۱ مه ۲۰۰۶. به برش باد عمودی ضعیف توجه کنید (مرتبه باد در ۰–۶ کیلومتر تقریباً $5\ ms^{-1}$ است).

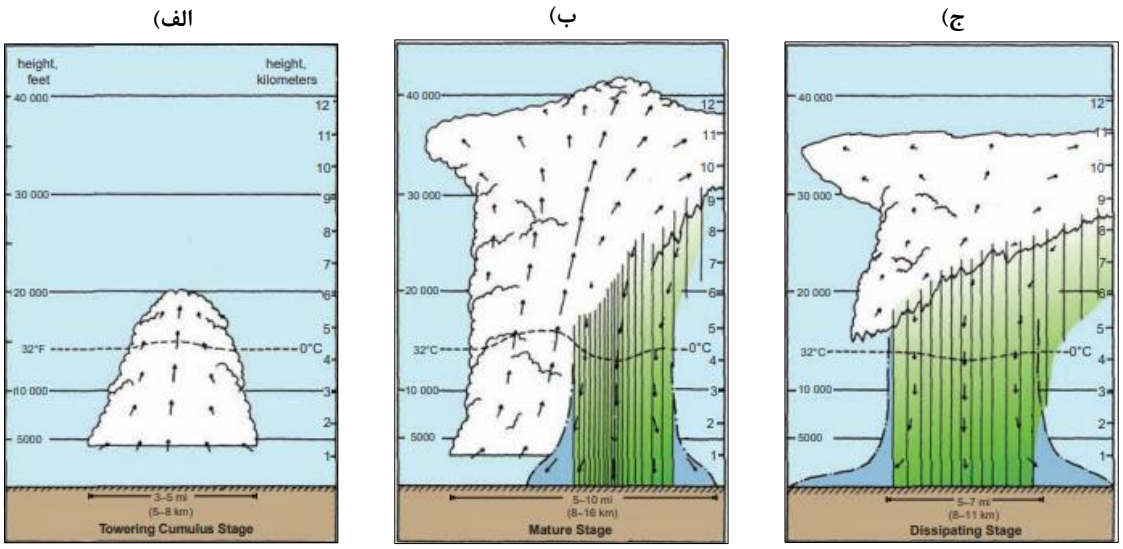
گرچه تا اینجا همرفت مرطوب ژرف به‌صورت تک‌یاخته‌ای، چندیاخته‌ای، و ابر یاخته‌ای طبقه‌بندی شده‌اند، ولی یاخته‌ها نیز به‌صورت معمولی یا ابر یاخته طبقه‌بندی می‌شوند. بالاروی یاخته‌های معمولی فقط توسط نیروی شناوری ایجاد می‌شوند، درصورتی‌که بالاروی ابریاخته‌ها توسط نیروی شناوری و نیروی فشار قائم دینامیکی که هر دو از نظر بزرگی با یکدیگر قابل‌مقایسه هستند، ایجاد می‌شود.

جبهه جستی، سامانه‌های همرفتی چندیاخته‌ای هوا را در جانب تراز میعان بالارو توسط واداشت شیو فشار دینامیکی بالا می‌برد؛ اما نیروی شناوری همچنان عامل شتاب تا تراز همرفت آزاد است. طول عمر یاخته معمولی T را می‌توان از تقسیم زمانی که طول می‌کشد تا هوا از سطح زمین تا ترازمندی فرازش یابد، بر تندی بالاروی متوسط ω_0 به دست آورد. لازم به توضیح است که ترازمندی H برابر است با مقیاس ارتفاع جو ایجاد شده توسط فرازش که می‌توان با نسبت H/v_t که v_t تندی ریزش حد نهایی متوسط بارشی است که به سطح زمین رسیده است، تقریب زد.

رابطه (۸)
$$\tau \approx \frac{H}{\omega_0} + \frac{H}{v_t}$$

در رابطه بالا H تقریباً برابر با ۱۰ کیلومتر، ω_0 تقریباً بین ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه، v_t تقریباً برابر با ۵ تا ۱۰ متر بر ثانیه. بر اساس این پارامترها طول عمر یک سلول همرفتی معمولی بین ۳۰ تا ۶۰ دقیقه طول می‌کشد. چرخه عمر یاخته همرفتی معمولی با ایجاد برجک در بالای ابر کومه‌ای آغاز می‌گردد که در این مرحله فقط جریان‌های بالاسو در ابر کومه‌ای وجود دارد (شکل ۲۷).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل(۲۷). سه مرحله یک یاخته معمولی: الف) مرحله کومولوس برج، (ب) مرحله بلوغ و (ج) مرحله پراکندگی. *(برگرفته از* Byers & Braham, 1949 *و* Doswell, 1987)

مرحله ایجاد برجک بر روی ابر کومه‌ای در پی مرحله بلوغ رخ می‌دهد که با تولید قطرک‌هایی که به اندازه‌ای بزرگ هستند که می‌توانند در درون جریان‌های بالارو ریزش کنند، آغاز می‌گردد. در این مرحله در بام ابر کومه‌های به شکل سندانی ظاهر می‌شود. بارش شکل گرفته توسط جریان‌های فرازش هوا در درون جریان‌های بالاسو، قبل از آنکه از جریان‌های بالاسو دور شود، در درون آن ریزش می‌کند. با ادامه روند بارگیری قطرات آب، شناوری بالاسو ضعیف می‌شود. بارش ریزش کرده و در پی تغییر این بارش، فرونشینی ایجاد می‌شود. لبه پیشرو فرونشینی جبهه‌های جستی را مشخص می‌کند و سرانجام این فرونشینی، تمامی یاخته همرفتی را در بر می‌گیرد و در این زمان مرحله اتلاف آغاز می‌گردد. در طی این مرحله هوای سرد بارشی، خیلی دور از بالاروی گسترش می‌یابد و توسط نیروی شناوری قطع می‌گردد و نمی‌تواند باقی بماند. متناسب با انرژی بازدارنده همرفتی و سرعت قائم همراه با جبهه جستی، یاخته‌های جدید ممکن است توسط جبهه جستی آغاز گردد. سرانجام ابرهای قدیمی همرفتی به شکل یک سندان منفرد که سراسر آن از کریستال‌های یخی تشکیل شده است، کاهش می‌یابد و سندان به‌تدریج تضعیف شده و از بین می‌رود که ممکن است چندین ساعت طول بکشد. چنانچه وضع هوای مخرب رخ دهد، این مرحله معمولاً در زمانی بین مرحله بلوغ و اتلاف، یا در زمان بیشینه ریزش بارش رخ می‌دهد. احتمال وقوع باد جستی شدید هنگامی که بارش به درون لایه‌های زیرین ابر که نسبتاً خشک هستند ریزش می‌کند و همراه با سرمایش تبخیری و زایش شناوری منفی است، زیاد است.

همرفت چندیاخته‌ای

همرفت چندیاخته‌ای در عرض‌های میانی معمولاً دارای بیشترین فراوانی است (Browning, 1986). برخلاف همرفت تک‌یاخته‌ای، همرفت چندیاخته‌ای توسط توسعه پی‌درپی یاخته‌های جدید در امتداد جبهه جستی که در آن فرازش واداشت شدید، سبب صعود بسته‌هوا تا تراز همرفت آزاد می‌گردد، ایجاد می‌شود. برخلاف این واقعیت که هر یاخته منفرد برای ۳۰ تا ۶۰ دقیقه دوام می‌آورد، ولی آغازگری عادی یاخته‌های جدید سامانه‌های همرفتی بزرگ‌مقیاس را که ترکیبی از یاخته‌های معمولی است، تداوم می‌بخشد. شدیدترین شکل همرفت چندیاخته‌ای می‌تواند تا چند ساعت ادامه یابد (Fovell & Dailey, 1995; Fovell& Tan, 1998) و نوارهایی از بادهای مخرب در امتداد یک خط راست همراه با تگرگ‌هایی به‌اندازه توپ گلف ایجاد کند (Marwitz, 1972). همرفت‌های چندیاخته‌ای می‌تواند با سامانه‌های میان‌مقیاس ß و یا α و به شکل خطوط غیر شکسته همراه باشد (شکل ۲۷ و ۲۸). هدف این بخش به مقیاس‌های کوچک‌تر همرفت چند یاخته مانند مواردی

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

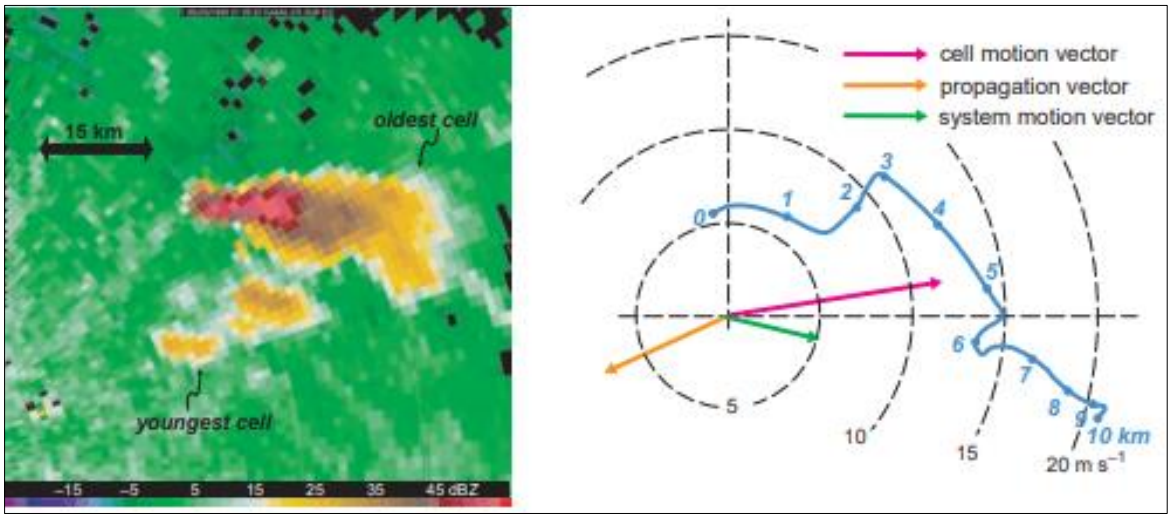
که توسط حباب‌های گرم در شبیه‌سازی‌های عددی آغاز می‌گردد، محدود می‌شود. محیط همرفت چندیاخته‌ای توسط چینش باد قائم با درجه متوسط به‌طوری‌که اختلاف سرعت باد بین ارتفاع صفر تا ۶ کیلومتر در حدود ۱۰ تا ۲۰ متر بر ثانیه باشد، ایجاد می‌شود. در این حالت انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی به‌طور نسبی می‌تواند کوچک یا بزرگ باشد. شکل ۲۹ نیمرخ قائم همرفت تکوین یاخته نوعی را نشان می‌دهد. در بخش بالایی شکل، یاخته ۱ در حال وارد شدن به مرحله اتلاف است که همراه با گسترش فروهنج است و یاخته ۲ مرحله بلوغ را نشان می‌دهد. یاخته ۳ درست در حال رسیدن به مرحله شکل‌گیری بارش است که همراه با گسترش حرکت بالاسو است. ارتفاع اولین پژواک رادار می‌تواند نشانگری از شدت بالاروی باشد، به‌گونه‌ای که هراندازه شدت بالاروی افزایش یابد ارتفاع اولین پژواک رادار نیز افزایش می‌یابد. یاخته ۴ در حال آغازگری فرازش به‌سوی تراز ترازمندیست. در بخش میانی شکل ۲۹ که تقریباً ۱۰ دقیقه بعد از بخش بالایی رخ می‌دهد، بارش‌های سنگین ناشی از یاخته ۲ به سطح زمین می‌رسد و از شدت بالاروی آن کاسته می‌شود. در این مرحله یاخته ۱ از بین رفته است. بام یاخته ۳ از تراز ترازمندی عبور کرده و دچار کاهش شتاب می‌شود و هوا را وا می‌دارد که افقی و به شکل سندان پخش شود. یاخته ۴ به توسعه ادامه می‌دهد و یاخته جدید ۵ آغاز می‌گردد. در بخش پایین شکل ۲۹ که ۱۰ دقیقه بعد رخ می‌دهد، یاخته‌های ۱ و ۲ از بین می‌روند، فروهنج‌ها بر یاخته ۳ چیره شده و تضعیف آن آغاز می‌گردد، یاخته ۴ به تراز ترازمندی و مرحله بلوغ نزدیک می‌شود و یاخته پنجم به رشد ادامه می‌دهد. این چرخه مرتباً تکرار می‌شود، به‌صورتی که یاخته ۳ جایگزین یاخته ۲، یاخته ۴ جایگزین یاخته ۳، و یاخته ۵ جایگزین یاخته ۴ می‌شود. یاخته‌های معمولی منفرد، گرایش به حرکت با سرعت باد میانگین‌گیری شده بر ژرفای آن دارد. این حرکت که شامل توسعه مجدد یاخته‌های جدید بر شاخه‌ی جلویی ارجح است، منجر به انتشار سامانه‌های چندیاخته‌ای می‌شود که می‌تواند آهسته‌تر و یا سریع‌تر از میانگین باد و اغلب در جهت‌های متفاوت با میانگین باد باشد (شکل ۲۸). بین تفاوت حرکت و انتشار باید تأمل شود. حرکت سامانه‌های چندیاخته‌ای مانند سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس، به‌عنوان مجموع انتشار و حرکت هر یک از سلول‌های منفرد در نظر گرفته می‌شود. حرکت هر یک از یاخته‌های منفرد با فرارفت یاخته‌ها توسط میانگین باد ژرفا رخ می‌دهد، در حالی که انتشار به حرکتی که مستقل از فرارفت باشد گفته می‌شود. گرایش بسیار شدیدی برای یاخته‌های جدید وجود دارد که در شاخه‌ی چینش پایینی خروجی جریان هوا آغاز شود؛ زیرا بالاروی توسط جبهه‌های جستی جایی که چینش محیطی بر ژرفای جریان خروجی به نقطه مخالف گرادیان چگالی مرتبط با جریان‌های خروجی اشاره دارد، تشدید می‌شود (شکل ۳۰). بالاروی در شاخه‌های چینش پایین‌سو یا بالاسو شدید یا تضعیف می‌شود زیرا آن‌ها جایی هستند که تاوایی افقی تولیدشده از کژ فشاری با تاوایی افقی مرتبط با چینش باد قائم ترازهای زیرین محیط موافقت یا مخالفت می‌کند. بسته‌هوا بالارو یافته توسط این بخش از جبهه جستی دارای شانس بسیار زیادی برای رسیدن به تراز LFC دارد (شکل۳۰). برعکس آن، جائی که شارش خروجی محیطی، تاوایی افقی کسب می‌کند جهت یکسانی هستند، جریان بالارو در امتداد جبهه جستی کم‌عمق درون شارش و برون‌شارش برای مقادیر کوچک عدد ریچارسون کپه‌ای (کمتر از ۵۰۰)، گرایش به هماهنگی نسبی خوبی با هم دارند و منجر به تداوم و شدت بیشتر طوفان‌ها می‌شوند.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



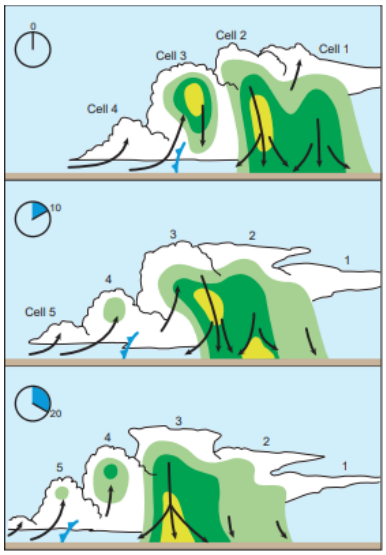
شکل(۲۷). عکس از یک خوشه طوفان تندری چند سلولی. جریان‌های صعودی جدید در سمت چپ و قدیمی اعمال می‌شوند، جریان‌های صعودی پراکنده در سمت راست قرار دارند. *عکس از آل مولر.*



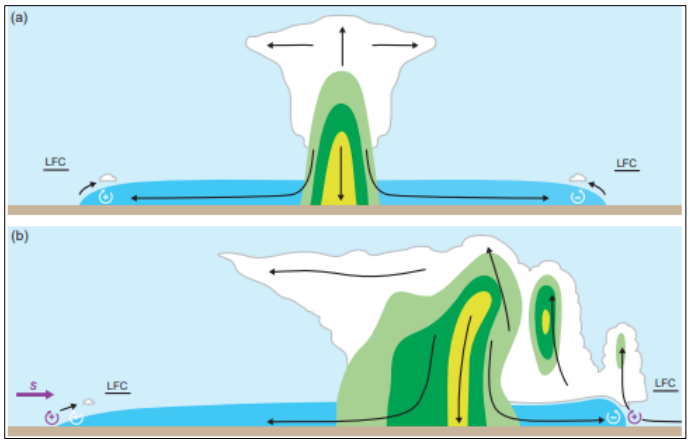
شکل(۲۸). همرفت چند سلولی در ۲۰ مه ۱۹۹۹ (چپ). هودوگراف به‌دست‌آمده از نیم‌رخ باد واقع در حدود ۱۰۰ کیلومتری شرق همرفت در Vici، OK. بزرگی اختلاف بردار باد در ۰-۶ کیلومتر ۱۶ متر بر ثانیه است. بردارهایی که حرکت سلول، انتشار و حرکت کلی سیستم را نشان می‌دهند نیز نشان داده شده‌اند. بدیهی است که انتشار (به سمت جنوب غربی) در جهت برش سطح پایین (به سمت شرق) نبوده است؛ بنابراین، به نظر می‌رسد انتشار مشاهده شده نتیجه ناهمگونی محیطی باشد (به‌عنوان‌مثال، برهمکنش با خط خشکی که در وهله اول مسئول شروع همرفت بود، یا شاید تغییرات CIN).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]



شکل(۲۹). شماتیک تکامل همرفت چندیاخته‌ای، (*برگرفته از* Doswel, 1987).



شکل(۳۰). مقایسه صعود توسط جبهه جستی در الف) محیط بدون برش تک‌یاخته و ب) محیط چند یاخته با برش متوسط (برش غربی است). باران و تگرگ با سایه‌های سبز و زرد نشان داده می‌شوند. جریان خروجی که با تبخیر خنک می‌شود به رنگ آبی تیره است. ابر سفید است. برخی از خطوط جریان منتخب مرتبط با طوفان به‌صورت فلش‌های سیاه نشان داده می‌شوند. LFC نیز نشان داده شده است. تاوایی افقی ناشی از حوضچه‌های سرد با فلش‌های دایره سفید نشان داده می‌شود. در ب) تاوایی افقی مرتبط با برش باد عمودی محیطی با فلش‌های دایره بنفش نشان داده شده است. بعلاوه، اصلاح عمق و شیب بخش‌های پیشرو حوضچه سرد با برهمکنش آن با برش محیطی، همراه با تأثیر بر ماهیت صعود در امتداد جبهه جستی، نیز منعکس شده است. قله‌های خروجی غربی و شرقی در (ب) با یکدیگر و با (الف) مقایسه کنید.

هوای افقی شتاب‌دار لایه زیرین، سبب انتقال بیشتر ذرات آب‌دار به درون لایه‌ی آمیختگی شده و در مسیر جریان قائم همراه با جریان‌های بالاسو به درون ابر انتقال می‌یابد. در نتیجه، سبب بزرگی ذرات بارش می‌گردد و همراه با آن، میدان باد نسبی طوفان در سرتاسر مسیری که بارش بر روی زمین ریزش می‌کند، افزایش می‌یابد. وجود توسعه گرادیان فشار قائم دینامیکی می‌تواند نقش مهمی در تشدید همرفت مرطوب ژرف داشته باشد.

نتیجه‌گیری

درون شارش و برون‌شارش برای مقادیر کوچک عدد ریچارسون کپه‌ای (کمتر از ۵۰۰) گرایش به هماهنگی نسبی خوبی با هم دارند و منجر به تداوم و شدت بیشتر طوفان‌ها می‌شوند. هوای شتاب‌دار افقی لایه زیرین سبب انتقال بیشتر ذرات آب‌دار

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]
[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

و انرژی به درون لایه‌ی آمیختگی شده و در مسیر جریان قائم، همراه با جریان‌های بالاسو به درون ابر انتقال می‌یابد و در نتیجه، سبب بزرگی ذرات بارش و شدت باد در سطح زمین می‌گردد و همراه با آن میدان باد نسبی طوفان در سرتاسر مسیر افزایش می‌یابد. توسعه گرادیان فشار قائم دینامیکی می‌تواند نقش مهمی در تشدید همرفت مرطوب ژرف داشته باشد.

منابع

Arnott, N. R., Richardson, Y. P., Wurman, J. M., & Rasmussen, E. M. (2006). Relationship between a weakening cold front, misocyclones, and cloud development on 10 June 2002 during IHOP. *Monthly weather review*, *134*(1), 311-335. https://doi.org/10.1175/MWR3065.1

Atkins, N. T., Wakimoto, R. M., & Weckwerth, T. M. (1995). Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. *Monthly weather review*, 123(4), 944-969.

Banacos, P. C., & Schultz, D. M. (2005). The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives. *Weather and Forecasting*, *20*(3), 351-366. https://doi.org/10.1175/WAF858.1

Brooks, H. E., Doswell III, C. A., & Davies-Jones, R. (1993). Environmental helicity and the maintenance and evolution of low-level mesocyclones. *Geophysical Monograph Series*, *79*, 97-104. 10.1029/GM079p0097.

Browning, K. A. (1986). Morphology and classification of middle latitude thunderstorms. Thunderstorm Morphology and Dy-namics, E. Kessler, Ed. 2nd edn. University of Oklahoma Press, 133–152.

Byers, H. R., & Braham, R. R. (1949). *The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project*. US Government Printing Office.

Crook, N. A., & Klemp, J. B. (2000). Lifting by convergence lines. *Journal of the atmospheric sciences*, *57*(6), 873-890. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0873:LBCL>2.0.CO;2

Doswell III, C. A. (1987). The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Weather and Forecasting*, *2*(1), 3-16. https://doi.org/10.1175/1520-0434(1987)002<0003:TDBLSA>2.0.CO;2

Doswell III, C. A. (2001). Severe convective storms—An overview. *Severe convective storms*, 1-26. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_1

Droegemeier, K. K., & Wilhelmson, R. B. (1985). Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. *Journal of the atmospheric sciences*, *42*(22), 2381-2403. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<2381:TDNMOC>2.0.CO;2

Farrell, R. J., & Carlson, T. N. (1989). Evidence for the role of the lid and underrunning in an outbreak of tornadic thunderstorms. *Monthly Weather Review*, *117*(4), 857-871. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0857:EFTROT>2.0.CO;2

Fovell, R. G., & Dailey, P. S. (1995). The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part I. Modes of behavior. *Journal of Atmospheric Sciences*, *52*(11), 2073-2095. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<2073:TTBONS>2.0.CO;2

Fovell, R. G., & Ogura, Y. (1989). Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. *Journal of Atmospheric Sciences*, *46*(20), 3144-3176. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3144:EOVWSO>2.0.CO;2

Fovell, R. G., & Tan, P. H. (1998). The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. *Monthly Weather Review*, *126*(3), 551-577. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0551:TTBONS>2.0.CO;2

Johnson, R. H., & Mapes, B. E. (2001). Mesoscale processes and severe convective weather. In *Severe convective storms* (pp. 71-122). Boston, MA: American Meteorological Society. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_3

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]

Jorgensen, D. P., & Weckwerth, T. M. (2003). Forcing and organization of convective systems. *Meteorological Monographs*, 30(52), 75-103. https://doi.org/10.1175/0065-9401(2003)030<0075:FAOOCS>2.0.CO;2

Kingsmill, D. E. (1995). Convection initiation associated with a sea-breeze front, a gust front, and their collision. *Monthly weather review*, 123(10), 2913-2933. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2913:CIAWAS>2.0.CO;2

Koch, S. E. (1984). The role of an apparent mesoscale frontogenetic circulation in squall line initiation. *Monthly weather review*, 112(10), 2090-2111. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<2090:TROAAM>2.0.CO;2

Markowski, P., Hannon, C., & Rasmussen, E. (2006). Observations of convection initiation "failure" from the 12 June 2002 IHOP deployment. *Monthly weather review*, 134(1), 375-405. https://doi.org/10.1175/MWR3059.1

Marwitz, J. D. (1972). The structure and motion of severe hailstorms. Part II: Multi-cell storms. *Journal of Applied Meteorology (1962-1982)*, 180-188. https://www.jstor.org/stable/26175559

Richardson, Y. P., Droegemeier, K. K., & Davies-Jones, R. P. (2007). The influence of horizontal environmental variability on numerically simulated convective storms. Part I: Variations in vertical shear. *Monthly weather review*, *135*(10), 3429-3455. https://doi.org/10.1175/MWR3463.1

Schaefer, J. T., Hoxit, L. R., & Chappell, C. F. (1985). Thunderstorms and their mesoscale environment. *Thunderstorm morphology and dynamics*, 113-130.

Weckwerth, T. M., & Parsons, D. B. (2006). A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002. *Monthly Weather Review*, 134(1), 5-22. https://doi.org/10.1175/MWR3067.1

Weckwerth, T. M., Wilson, J. W., & Wakimoto, R. M. (1996). Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls. *Monthly Weather Review*, *124*(5), 769-784. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0769:TVWTCB>2.0.CO;2

Weisman, M. L., & Klemp, J. B. (1984). The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Monthly weather review*, *112*(12), 2479-2498. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2

Weisman, M. L., & Klemp, J. B. (1986). Characteristics of isolated convective storms. In *Mesoscale meteorology and forecasting* (pp. 331-358). Boston, MA: American Meteorological Society. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-20-1_15

Wilson, J. W., & Schreiber, W. E. (1986). Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, 114(12), 2516-2536. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<2516:IOCSAR>2.0.CO;2

Wilson, J. W., Foote, G. B., Crook, N. A., Fankhauser, J. C., Wade, C. G., Tuttle, J. D., ... & Krueger, S. K. (1992). The role of boundary-layer convergence zones and horizontal rolls in the initiation of thunderstorms: A case study. *Monthly weather review*, 120(9), 1785-1815. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<1785:TROBLC>2.0.CO;2

Yang, M. J., & Houze, R. A. (1995). Multicell squall-line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Monthly weather review*, *123*(3), 641-661. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<0641:MSLSAA>2.0.CO;2

Ziegler, C. L., & Rasmussen, E. N. (1998). The initiation of moist convection at the dryline: forecasting issues from a case study perspective. *Weather and forecasting*, 13(4), 1106-1131. https://doi.org/10.1175/1520-0434(1998)013<1106:TIOMCA>2.0.CO;2

Ziegler, C. L., Lee, T. J., & Pielke Sr, R. A. (1997). Convective initiation at the dryline: A modeling study. *Monthly weather review*, *125*(6), 1001-1026. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1001:CIATDA>2.0.CO;2

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-30]

[DOI: 10.61186/jgs.25.76.16]