

بررسی شارش و تلاطم در لایه مرزی جو یک منطقه با توپوگرافی پیچیده (تهران)

محمدعلی تقفی^{*۱} و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۲

^۱ کارشناس ارشد هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۴/۳۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۷، دسترسی برخط: ۱۳۸۹/۱۲/۲۵)

چکیده

هدف از این تحقیق، بررسی ساختار قائم و تغییرات زمانی (شبانه‌روزی) شارش و تلاطم در لایه مرزی منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران) است. به این منظور از داده‌های دستگاه سودار (Sodar) مدل PA1 برای ارتفاع‌های ۵۰ متر به بالا، داده‌های ایستگاه هواشناسی به‌منزله مرجع سطح زمین در تاریخ‌های ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ و داده‌های دستگاه بادسنج فوق‌صوتی ماه اوت ۲۰۰۵ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. روزهایی انتخاب شده‌اند که سامانه همدیدی در منطقه وجود نداشته، آسمان تقریباً صاف (حضور ابرهای کومه‌ای در برخی ساعت‌ها در چند روز) و باد سطح ۱۰ متر از 5 ms^{-1} فراتر نرفته (میانگین حدود 3 ms^{-1}) و رطوبت نسبی کم (میانگین حدود ۲۵٪) باشد؛ طوری که گردش‌های محلی اثر غالب داشته باشند. داده‌های به‌کار رفته برای رسم نمایه‌های قائم کمیت‌ها، میانگین ۱۲ روزه (۱۳-۲۴ اوت ۲۰۰۲) برای ۴ ساعت ۰۹:۳۰، ۱۵:۳۰، ۲۱:۳۰ و ۰۳:۳۰ محلی هستند. با توجه به نمودارها، کمیت‌های متفاوت، تقریباً تغییرات شبانه‌روزی از خود نشان می‌دهند. نمودارهای S_u ، S_v و S_w (به ترتیب نشانگر انحراف معیار مؤلفه‌های افقی سرعت باد (u و v) و مؤلفه قائم سرعت باد (w)) نشان می‌دهند که تلاطم طی شب تقریباً پیوسته است، ولی نسبت به روز تضعیف شده است. نمودار انرژی جنبشی تلاطمی (TKE) نشان می‌دهد که هنگام روز این کمیت بیشینه و در شب کمینه مقدارش را دارد که بیانگر افزایش انرژی جنبشی تلاطمی هنگام روز و کاهش آن طی دوره پایدار شبانه است. داده‌های سودار، متوسط‌های فضایی ۲۵ متری هستند که حذف لایه‌های تلاطمی احتمالی موجود در این محدوده متوسط‌گیری را در پی خواهد داشت. این متوسط‌گیری، سبب ایجاد اعداد ریچاردسن بزرگ خواهد شد که در نمودار مربوط به $\overline{Ri_g}$ مشاهده می‌شود. مؤلفه‌های شدت تلاطم $\frac{S_u}{u}$ و $\frac{S_v}{u}$ ، تقریباً برابرند و طی شب تقریباً چهار برابر $\frac{S_w}{u}$ و در روز تقریباً سه برابر $\frac{S_w}{u}$ هستند. این موضوع نشان‌دهنده آن است که در روز، تولید انرژی جنبشی تلاطمی، ترکیبی از اثرات شناوری و برشی و طی شب، بیشتر ناشی از اثرات برشی است. بررسی رفتار کمیت تلاطمی $(s_w)^3 / z$ که مرتبط با جمله‌های تولید سرچشمه شناوری و مکانیکی انرژی جنبشی تلاطم است، تأثیر ترمال‌ها (thermal) و زبری را بر ویژگی‌های TKE توضیح می‌دهد. مقادیر $(s_w)^3 / z$ در ساعت‌های متفاوت با ارتفاع کاهش می‌یابد که ناشی از افزایش تولید مکانیکی و شناوری تلاطم در لایه سطحی است. هنگام شب مقادیر این کمیت حتی در حضور برش باد کمتر است که این می‌تواند ناشی از اثر تابش کلی بر این کمیت در هنگام روز، به‌ویژه در شرایط باد نسبتاً کم باشد. تحلیل موجک تندی باد با استفاده از داده‌های متوسط‌گیری شده یک دقیقه‌ای بادسنج فوق‌صوتی در لایه سطحی، ساختاری تقریباً موجی و پیوسته و با دوره تناوب ۶ تا ۹۰ دقیقه نشان می‌دهد که ممکن است مربوط به نوسان‌های تلاطمی و امواج نامنظم و منظم درونی باشد.

واژه‌های کلیدی: توپوگرافی پیچیده، منطقه شهری، سودار، تلاطم، امواج درونی

Study of flow and turbulence in an atmospheric boundary layer in an area with complex topography (Tehran)

Mohammad Ali Saghafi^{1*}, and Abbas Ali Aliakbari Bidokhti¹

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 21 July 2010, accepted: 28 December 2010, available online: 16 March 2011)

Summary

In this paper, the flow and turbulence structure in the boundary layer of an urbanized region with complex topography (Tehran) was studied using data from a meteorological station, Sodar (PA1 Model) for heights above 50m, on days 13 through 24 of August, 2002, and an ultrasonic anemometer, located in Tehran University Geophysics Institute, in August 2005. Days for observation were selected such that they were without any active synoptic system in the region, the skies were clear, wind speed at 10 m did not exceeded 5 meters per second, and the relative humidity was low. The data used for the vertical profiles are 12-day averages for 4 local hours, namely: 09:30, 15:30, 21:30 and 03:30.

The study of turbulence using the gradient Richardson number shows that, during the day, the boundary layer is generally turbulent while, at nights, in addition to the reduction of turbulence intensity, the depth of the turbulent region of the boundary layer also decreases. Tests done by Monti et al. (2002) have shown that the Ri_g is not sensitive to the time of averaging in range $30 s < T_{av} < 900 s$. The Sodar data are also 15 minutes averaged of the measurements. Additionally, Sodar data are spatial average of 25-meter, and so this averaging may filter out some turbulent layers in the profiles. This averaging may cause large Richardson numbers.

Graphs of s_u , s_v and s_w show that nearly continuous turbulence occurs during the night, but the values are weaker with respect to daytime turbulence. The TKE diagram shows that this quantity has a daytime maximum value and a nighttime minimum, indicating the effect of stability on turbulence generation. Turbulent intensity components $\frac{s_u}{u}$ and $\frac{s_v}{u}$

are almost the same, and are also four times that of $\frac{s_w}{u}$ during the night and nearly three

times of $\frac{s_w}{u}$ during the day. This shows that turbulent kinetic energy production is a combination of buoyancy and shear effects during the day and is mostly due to the effects of shear during the night.

A study of the behavior of turbulent quantity $(s_w)^3 / z$, in association with buoyancy and mechanical turbulent kinetic energy source production terms, explains the thermal and roughness effects on the characteristics of TKE . Values of diurnal $(s_w)^3 / z$ are reduced relative to height at different hours due to the increased production of mechanical and buoyancy turbulence in the surface layer. Values of these quantities are low even in the presence of wind shear that can be due to radiation-induced effects on these quantities during the day, especially in relatively low wind conditions.

Wavelet analysis of wind speed using ultrasonic anemometer data with one-minute averaging in the surface layer shows mostly wavy and continuous structures with periods

of 6 to 90 minutes that are related to turbulent fluctuations and both regular and irregular internal waves.

It seems that the topography-induced flows (down slope, upslope and drainage flows) and urban effects (flows from thermal islands and their interactions with artificial topography such as high buildings, roads and vegetation) cause important changes in the circulation of the wind flows of the region when synoptic systems are absent. Local flows in the region with the effects of complex terrains are generated by pressure gradients and thermal forcing. Urban flows span a wide range of space and time scales. These factors change turbulence and vertical wind profiles.

The time series of various quantities show approximately diurnal variations. Vertical profiles of turbulent quantities show that the flow is stratified in the lower section of the boundary layer (under 500m). The depth over which the katabatic flow occurs reaches about 200 meters. This stratified lower section of the boundary layer possibly caused by the effects of complex topography, the urbanization of the region and their circulation interactions (especially during the night, when they reinforce each other). The height of this layer doubles during daytime. The layering of the wind profile may be due to air intrusion from various slopes originating from different sources according to Monti et al. (2002), or to the structure of generated internal waves.

Key words: Turbulence, urban area, Sodar, internal waves, complex topography

شارش‌های مربوط به سطوح شیب‌دار (شامل کوهستان، دره و دیگر الگوهای توپوگرافی) که با واداشت گرمایی روی این سطوح پدیدار می‌شوند، گردش‌هایی به وجود می‌آورند که به گردش‌های گرمایی (thermal circulations) معروف‌اند. این گردش‌ها دارای مقیاس‌هایی با گستره‌ای حدود چند تا ۱۰۰ کیلومتر یا بیشتر هستند (باسرت و کاتن، ۱۹۹۴؛ مونتی و همکاران، ۲۰۰۲). این شارش‌ها به علت اختلاف دمای افقی بین هوای مجاور شیب کوهستان و هوای دره مجاور آن در همان ارتفاع ایجاد می‌شوند و گرمایش طی روز و سرمایش تابشی نزدیک سطح هنگام شب در آن مشارکت دارند (واپتمن، ۲۰۰۰). شارش هنگام روز، فراشیب (upslope یا دشت-کوه) است، درحالی که شارش هنگام شب فروشیب (downslope یا کوه-دشت) است که در ارتفاعات بالاتر، جهت شارش‌ها معکوس می‌شود. این بادها که در عرض دره رخ می‌دهند، دارای تندی ۱ تا ۵ متر بر ثانیه هستند، اما بادهایی موسوم به بادهای تخلیه‌ای (drainage flow) که

۱ مقدمه

رفتار تلاطم و اثرات سامانه بادهای محلی موجود در نواحی کوهستانی و با توپوگرافی پیچیده، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است؛ به ویژه در یک منطقه شهری که اثرات مربوط به جزایر گرمایی (heat islands) و برهم‌کنش آنها با اثرات ناشی از توپوگرافی، وضع بسیار پیچیده‌تری به وجود می‌آورد. توسعه سامانه بادهای محلی به‌طور ذاتی با رشد و تکامل لایه مرزی همرفتی هنگام روز در نواحی خشکی مرتبط است (بانتا و کاتن، ۱۹۸۱). جابه‌جایی و پخش آلاینده‌ها، چگونگی تشکیل ابرهای کومه‌ای (Cumulus) و کومه‌ای باران‌زای (Cumulonimbus) محلی و توانایی پیش‌بینی تشکیل آنها، مسئله آتش‌سوزی جنگل‌ها و تلاطم موجود در جریان‌های جتی (jet stream) سطوح پایین و تأثیر آن در پخش آلاینده‌ها و خطرات ناشی از آن برای نشست و برخاست هواپیماها، اهمیت کاربردی این گونه تحقیقات را در لایه مرزی جو نشان می‌دهد (بانتا و کاتن، ۱۹۸۱؛ گرانت، ۱۹۹۶).

در امتداد دره رخ می‌دهند، دارای تندی ۱ تا ۸ متر بر ثانیه‌اند (استال، ۱۹۸۸).

طی روز سطح زمین تابش فرودی از جو (با طول موج کوتاه که بیشینه آن هنگام ظهر رخ می‌دهد) را جذب می‌کند و واداشت لازم برای شارش دشت-کوه و همرفت گرمایی فراهم می‌شود. شار گرمای محسوس (latent heat flux) نزدیک سطح زمین به لایه هوای بالای آن انتقال می‌یابد و اندازه آن از مرتبه تابش با طول موج کوتاه است. تابش خروجی (با طول موج بلند) از زمین تا زمان رسیدن به دمای بیشینه در بعدازظهر در روزهای آفتابی افزایش و پس از آن کاهش می‌یابد. شارش نزدیک سطح به طور عمده ناشی از تلاطم مکانیکی (برشی) است که مشخصه آن سرعت اصطکاکی (friction velocity) u_* است. در ارتفاعی معادل طول مومین ابوخوف (Monin Obukhov length)، تلاطم همرفتی بر اثر اصطکاکی غالب می‌شود. سرمایش زمین و لایه هوای مجاور آن طی غروب سبب معکوس شدن جهت شار (به طرف زمین) می‌شود. این سرمایش یا از واگرایی شار گرمای محسوس تلاطمی و یا از اثرات دیگری مانند تابش و فرارفت ایجاد می‌شود؛ به ویژه در شرایط پایدار که شارهای تلاطمی ضعیف هستند (گران، ۱۹۹۶). باید توجه داشت که در لایه‌های هوای بالاتر سطوح شیب‌دار، شارش فراشیب همچنان پایرجا است، زیرا این لایه‌ها لختی بزرگ‌تری دارند؛ درحالی‌که در لایه پایین، جهت شارش از فراشیب به فروشیب تبدیل می‌شود. آمیختگی این شارش‌ها می‌تواند به سرمایش منجر شود که این ناشی از صعود سیال سرد از لایه سطحی است و در پی آن در اثر نفوذ هوای گرم از بالا، گرمایش ایجاد می‌شود. می‌توان مرز این دو جریان را به شکل جبهه‌ای در نظر گرفت که با گذشت زمان به سمت پایین شیب حرکت کرده و شارش فراشیب به طور کامل به فروشیب تبدیل می‌شود. در شارش فروشیب که شارشی پایدار است، تلاطم تضعیف می‌شود و از این رو تبادل قائم

تکانه و کمیت‌های دیگر به تعویق می‌افتد؛ بنابراین شارش‌های کوه-دشت دارای برش‌های بزرگ سرعت بین لایه‌های قائم هستند. حضور این لایه‌ها که چگالی و سرعت‌های متفاوتی دارند، در مناطق ناهموار برجسته است (فرناندو و همکاران، ۲۰۰۱). باید توجه داشت که وجود برش‌های بزرگ سرعت می‌تواند سبب ناپایدار شدن شارش شود و به تلاطم منجر شود. جریان در نواحی با توپوگرافی پیچیده می‌تواند تحت تأثیر همگرایی شارش عبور کرده از انشعاب‌ها و دیواره‌ها قرار گیرد و سبب ایجاد شارش‌های عرضی (cross flows) شود (مانینز و ساوفورد، ۱۹۷۹). تحقیقات نشان داده‌اند که در یک منطقه کوهستانی، تغییرات گرادیان فشار، در تشکیل جت سطوح پایین (low level jet) نقشی ثانویه دارند و نقش نخست، بر عهده تغییرات ناشی از نوسان‌های لختی (inertial oscillations) است. باین‌حال، جت‌های سطح پایین قوی در اثر مشارکت نوسان‌های لختی، تغییرات گرادیان فشار و واداشت‌های بزرگ‌مقیاس رخ می‌دهند (جیامنکو، ۲۰۰۵).

مایلز (۱۹۶۱) و هاوارد (۱۹۶۱) روشن ساختند که می‌توان از عدد ریچاردسن گرادیانی (Richardson number) به منزله شاخصی برای پایداری شارش استفاده کرد:

$$Ri_g = \frac{N^2}{\left| \frac{d\tilde{U}}{dz} \right|^2} = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2} \quad (1)$$

که در این رابطه $\tilde{U} = (u, v, w)$ بردار سرعت میانگین باد، u و v ، مؤلفه‌های افقی سرعت باد در جهت x و y و w ، مؤلفه قائم سرعت باد (که اندازه آن کوچک است) در جهت z هستند. N ، بسامد شناوری (buoyancy frequency) است که از رابطه

$$N^2 = \frac{g}{\theta_r} \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (2)$$

(مزرعه فراهانی و ثقفی، ۱۳۸۲). فرارفت افقی تکانه با استفاده از تقریب تکانه زمین‌گرد در معادلات حرکت گنجانده شده و برای ضریب گرانشی پیچکی (eddy viscosity)، مدلی دولایه‌ای در لایه سطحی و بالای آن در نظر گرفته شده است. با استفاده از داده‌های خروجی مدل، نوسان‌های لختی و جت سطوح پایین بررسی شده‌اند. مقایسه‌ای بین داده‌های حاصل از مدل و داده‌های سودار (از سطح زمین تا ارتفاع ۱۰۰۰ متر) در شرایط حاکمیت سامانه‌های چرخندی و واچرخندی صورت گرفته است. مدل از نظر کیفی، برخی الگوهای موجود در داده‌های سودار را نشان می‌دهد.

در تحقیقی دیگر، امواج درونی با بسامد کم در یک جریان با چین‌بندی چگالی (density stratification) روی یک سطح شیب‌دار بررسی شده است (علی‌اکبری بیدختی و معتمدی، ۱۳۸۲). در این تحقیق، با استفاده از داده‌های تندی، جهت و سرعت قائم باد دستگاه سودار، ساختار جریان در منطقه هنگام حاکم نبودن سامانه‌های هم‌مدیدی (روزهای آرام و شرایط پرفشار) بررسی شده است. نتایج این بررسی روشن ساخت که نوسان‌های با دامنه حدود ۴۰ دقیقه و لایه‌های برشی در جریان‌های کوهستانی کوه-دشت در منطقه وجود دارند. همچنین نمونه مقیاس‌های قائم لایه برشی برآورد شده در بررسی فیزیکی جریان‌های خروجی از پلوم (plume) در محیط با چینش چگالی با مشاهدات همخوانی خوبی نشان داده است. بررسی ساختار لایه‌ای جریان در محیطی با چین‌بندی چگالی روی سطح شیب‌دار محدود در قالب یک مدل فیزیکی (بیدختی و نوروزی، ۲۰۰۴) تحقیق دیگری است که نتایج آن با داده‌های سودار مقایسه شده است. نوسان‌های منظمی در ساختار قائم تندی و جهت باد در شب‌های آرام تا ارتفاع ۶۰۰ متر مشاهده شده که بیانگر لایه‌هایی با سرعت‌ها و جهت‌های متفاوت است. دوره این نوسان‌ها حدود ۳۰ و

به‌دست می‌آید که در آن g ، شتاب گرانی و $\bar{\theta}_r$ ، دمای پتانسیل مرجع است. عدد ریچاردسن گرادیانی نسبت تولید تلاطم ناشی از شناوری به برش را نشان می‌دهد. در شرایط پایدار، جمله شناوری مثبت است و به شکل میراکننده عمل می‌کند. هرگاه مقدار عدد ریچاردسن از ۰/۲۵ کمتر شود، شارش ممکن است ناپایدار شود. باید توجه داشت که این مقدار بحرانی می‌تواند برای شارش‌های غیرخطی تغییر کند (مایلز، ۱۹۸۷). استرنگ و فرناندو (۲۰۰۱) در کارهای آزمایشگاهی روشن ساختند که آمیختگی قوی می‌تواند حتی در عدد ریچاردسن بزرگ‌تر از یک هم رخ دهد. هنگامی که عدد ریچاردسن کوچک‌تر از یک است، عمده‌ترین سازوکار، ناپایداری کلون-هلمهولتز (Helmholtz-Kelvin instability) است. وقتی این عدد حدود یک شود، امواج غیرخطی تولید شده و با امواج کلون-هلمهولتز تشدید می‌شوند. در مقادیر بزرگ‌تر عدد ریچاردسن، امواج کلون-هلمهولتز و حرکات موجی دیگر تضعیف می‌شود. کارهای آزمایشگاهی بینز (۲۰۰۱) نشان داد که این نوع سازوکارهای آمیختگی، در مرز جریان‌های گرانی که روی شیب به سمت پایین شارش می‌یابند، وجود دارد و با برش قوی همراه است. در شارش‌های کوه-دشت، آمیختگی قوی در مرز جریان (مارت و همکاران، ۲۰۰۱) و نیز درون خود جریان به‌علت برش درونی (هاتمن و بلومن، ۱۹۸۳؛ بلومن و همکاران، ۲۰۰۱) امکان‌پذیر هستند.

تاکنون تحقیقات گوناگونی با استفاده از داده‌های دستگاه سودار موسسه ژئوفیزیک صورت گرفته است که به برخی از آنها اشاره می‌شود. تغییرات شبانه‌روزی باد در لایه مرزی با استفاده از مدلی تحلیلی و با حل عددی بر پایه تقریب نیمه‌زمین‌گرد اکمن (semi-geostrophic Ekman approximation) مورد بررسی قرار گرفته است

کمیت‌های تلاطمی بررسی می‌شود. این تحقیق شامل بررسی و تحلیل تغییرات زمانی تندی و جهت باد، مؤلفه قائم سرعت باد، انحراف معیار مؤلفه‌های سرعت باد، سرعت اصطکاکی و انرژی جنبشی تلاطمی در ارتفاع ۵۰ متری سطح زمین در تاریخ ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲، بررسی و تحلیل تغییرات قائم تندی و جهت باد، مؤلفه قائم سرعت باد، آهنگ کاهش دما، دمای پتانسیل، عدد ریچاردسن، شار تلاطمی قائم تکانه و انحراف معیار مؤلفه‌های سرعت باد و کمیت تلاطمی $z / (s_{11})^3$ در چهار ساعت متفاوت شبانه‌روز، شامل ۰۹:۳۰، ۱۵:۳۰، ۲۱:۳۰، ۰۳:۳۰ محلی (میانگین ساعتی در تاریخ‌های بیان شده) که برای این منظور از داده‌های سودار استفاده شده، تحلیل طیفی موجک داده‌های تندی باد ماه اوت ۲۰۰۵ دستگاه بادسنج فوق صوتی دو بُعدی، برای شناسایی ساختارهای موجی و تلاطمی و بررسی مقادیر محاسبه شده مؤلفه‌های شدت تلاطم (انحراف معیار مؤلفه‌های سرعت باد بهنجار شده با تندی باد)، انرژی جنبشی تلاطمی بهنجار شده با توان دوم تندی باد و سرعت اصطکاکی در پنج ارتفاع (شامل ۵۰، ۷۵، ۱۰۰، ۲۵۰ و ۴۰۰ متری سطح زمین) و در چهار ساعت شبانه‌روز (میانگین ساعتی) است. درباره موقعیت ایستگاه، وضعیت توپوگرافی و دستگاه سودار در بخش ۲، توضیح داده می‌شود. در بخش ۳، نتایج و تحلیل آنها بیان و در بخش ۴، جمع‌بندی نهایی مطالب عرضه می‌شود.

۲ روش تحقیق

این تحقیق با استفاده از داده‌های ایستگاه هواشناسی، سودار و بادسنج فوق صوتی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران صورت گرفته است. طول جغرافیایی ایستگاه، ۲۳° ۵۱' شرقی و عرض جغرافیایی آن ۴۴' ۳۵ شمالی و ارتفاع ایستگاه از سطح دریا ۱۴۱۹ متر است. شهر تهران از شمال غرب تا شمال شرق به رشته کوه‌های البرز محدود شده و در شرق تا جنوب آن کوه‌های کم ارتفاع وجود

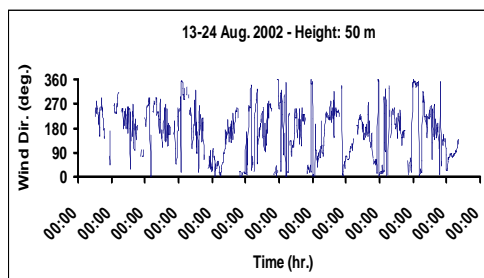
۷۰ دقیقه محاسبه شده که در حد امواج درونی (internal waves) است. نتایج شبیه‌سازی آزمایشگاهی، مشاهدات را تأیید کرده‌اند.

در بررسی ساختار قائم جریان‌های جستناک (gusty currents) ناشی از توفان‌های همرفتی در منطقه تهران (علی اکبری بیدختی و همکاران، ۱۳۸۳)، رخداد ۱۰ جبهه جستناک شناسایی و سرعت افقی، سرعت بیشینه انتشار و عمق جریان محاسبه شده است. ساختار قائم این جبهه‌ها با استفاده از داده سودار (شامل سرعت افقی و قائم و جهت باد و شارهای تلاطمی) بررسی شده‌اند. چینش‌های موجود در نمایه‌های قائم، ساختارهای تلاطمی را نشان می‌دهند. بررسی تغییرات زمانی مؤلفه قائم سرعت در ارتفاع‌های متفاوت، پیچک‌هایی با اندازه ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد که احتمالاً در اثر ناپایداری کلون-هلمهولتز ایجاد شده‌اند. در بررسی موردی جریان‌های پایین‌رو انفجاری (downburst) برای منطقه تهران که یک الگوی فیزیکی برای ساختار آنها عرضه شده است (فیض‌آبادی و علی اکبری بیدختی، ۱۳۸۷)، با استفاده از داده‌های دستگاه سودار، برای یک مورد جریان پایین‌رو انفجاری، نمایه‌های سرعت افقی و قائم، جهت باد و شارهای تلاطمی، پیش و پس از رویداد در ارتفاع‌های متفاوت بررسی شده‌اند. به این منظور شبیه‌سازی آزمایشگاهی صورت گرفته است که نتایج آن با مشاهدات، توافق خوبی نشان می‌دهد.

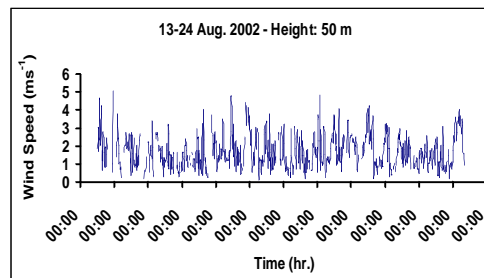
کارهای به انجام رسیده تاکنون بیشتر به مقایسه داده‌های دستگاه سودار با نتایج به دست آمده از یک مدل (تحلیلی یا فیزیکی) پرداخته که در آنها پدیده‌های خاصی (مانند نوسان لختی، جت سطوح پایین، جریان جستناک و جریان پایین‌رو انفجاری) بررسی شده‌اند. در تحقیق کنونی، شارش و به‌ویژه تلاطم در لایه مرزی جو تهران در شرایط نسبتاً آرام همدیدی با استفاده از داده‌های سودار و بادسنج فوق صوتی و با استفاده از محاسبه برخی

دارند. قله توجال با ارتفاعی حدود ۴۰۰۰ متر در شمال و قله دماوند با ارتفاع بیش از ۵۰۰۰ متر در شمال شرق آن واقع است. در منطقه غرب و جنوب غرب آن نیز دشت قرار گرفته است. داده‌های سطح زمین از نمودارهای تغییرات زمانی (هفتگی) کمیت‌هایی مانند فشار و دما (در ارتفاع دو متری) و باد (در ارتفاع ۱۰ متری) به دست آمده و برای ارتفاعات بالاتر از داده‌های دستگاه سودار مدل PAI استفاده شده است. از داده‌های بادسنج فوق صوتی به منظور تحلیل طیفی تندی باد استفاده شده است. دستگاه سودار با ارسال امواج صوتی به سمت جو، پژواک حاصل از آن را دریافت و پردازش می‌کند. سودار طبق نظریه پراکندگی یک موج ارسالی به سمت جو عمل می‌کند. این موج‌ها در اثر تغییرات ضریب شکست تلاطم‌های دمایی خردمقیاس و افت و خیزهای سرعت، به ویژه در مرزهای وارونگی با شیوهای تند پراکنش می‌کنند. این دستگاه علاوه بر تعیین شدت پژواک دریافتی، سرعت جابه‌جایی هدف را براساس پدیده دوپلر اندازه‌گیری می‌کند. داده‌های اندازه‌گیری شده با این دستگاه شامل مؤلفه‌های گوناگون سرعت باد، جهت باد، آهنگ کاهش دما با ارتفاع، کمیت‌های تلاطمی مانند انحراف معیار مؤلفه‌های سرعت و جهت آن و کمیت‌های تلاطمی هستند. از آنجا که این دستگاه جزء وسایل اندازه‌گیری از راه دور است، از کمیت‌های مربوطه در لایه‌های گوناگون، متوسط‌گیری حجمی به دست می‌دهد. ارتفاع بیشینه اندازه‌گیری با آن ۱۰۰۰ متر و ارتفاع کمینه آن ۱۵ متر است. کمینه تفکیک قائم دستگاه، ۱۰ متر است و در ۲۰ لایه اندازه‌گیری انجام می‌شود (یعنی با تفکیک قائم ۵۰ متر، داده‌گیری تا ارتفاع ۱۰۰۰ متر صورت می‌گیرد). در این تحقیق از تفکیک ۲۵ متر و کمینه ارتفاع ۵۰ متر استفاده شده؛ بنابراین ارتفاع بیشینه اندازه‌گیری ۵۵۰ متر است. از آنجا که امواج صوتی به شدت در جو تضعیف می‌شوند، ارتفاع بیشینه اندازه‌گیری با شرایط متفاوت

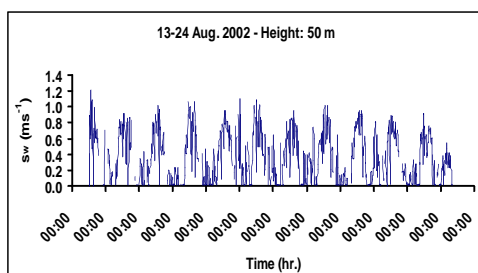
جوی تغییر می‌کند. برای مثال هنگام بارش برف و باران و وجود بادهای شدید، یا به‌طور کلی داده‌گیری صورت نمی‌گیرد، یا ارتفاع اندازه‌گیری محدود می‌شود. همچنین این دستگاه به نوبه حاصل از عوامل طبیعی (مانند نوبه حاصل از برگ درختان) و عوامل مصنوعی (مانند نوبه حاصل از شدت آمد (traffic)) حساس است. کیفیت اندازه‌گیری‌های سودار به شکلی قوی به نسبت سیگنال به نوبه وابسته است و این نسبت به‌طور میانگین با ارتفاع کاهش می‌یابد. همچنین بنابر اصل اندازه‌گیری سودار، دردسترس بودن داده‌های سودار با تراز تلاطم مطلق، همبسته می‌شود و همبستگی‌ها نشان می‌دهد که در تلاطم مطلق ضعیف (تندی باد تقریباً کمتر از 5 ms^{-1} در تراز ۵۰ متر) کیفیت سیگنال سودار در حال کاسته شدن است. تحلیل‌ها نشان می‌دهد که کیفیت سیگنال سودار با افزایش ارتفاع به شدت کاهش می‌یابد (هانسن و همکاران، ۲۰۰۶). حداقل تفکیک زمانی برای داده‌گیری در این دستگاه، ۱۵ دقیقه است؛ طوری که داده‌های آن متوسطی در این بازه زمانی هستند. همچنین هنگام گذار طلوع و غروب، به دلیل تغییرات شدید شارهای تلاطمی، معمولاً دستگاه داده‌گیری نمی‌کند (شکل ۱-الف تا ۱-ح). تحقیقات نشان داده که در منطقه با توپوگرافی پیچیده، تندی باد اندازه‌گیری شده با سودار تقریباً ۱۰٪ کمتر از معادل آن با بادسنج فنجان‌ی است که این می‌تواند ناشی از روش‌های متفاوت اندازه‌گیری (نرده‌ای برای بادسنج فنجان‌ی و برداری برای سودار) و نیز تأثیر مؤلفه قائم باد بر بادسنج و فراسرعت (overspeeding) بادسنج در شرایط تلاطمی باشد. (کاتن و همکاران، ۲۰۰۲). نتایج تحقیقات بسیاری نشان داده است که سودار می‌تواند تندی و جهت میانگین باد را به دقت اندازه‌گیری کند، ولی مقادیر δ_{sp} (انحراف معیار مؤلفه قائم سرعت باد)، عدم قطعیت‌های بزرگ‌تری دارند. بیشتر پراکندگی‌های مشاهده شده در اندازه‌گیری باد با سودار را می‌توان به چند عامل نسبت داد که از جمله



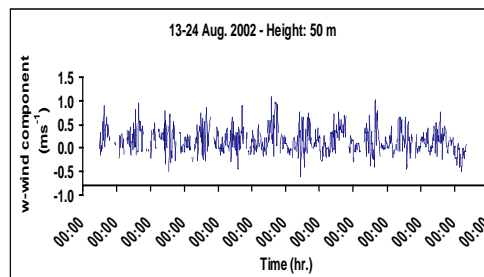
(ب)



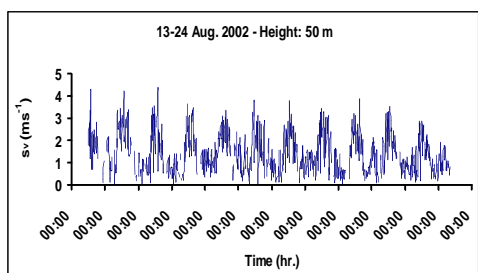
(الف)



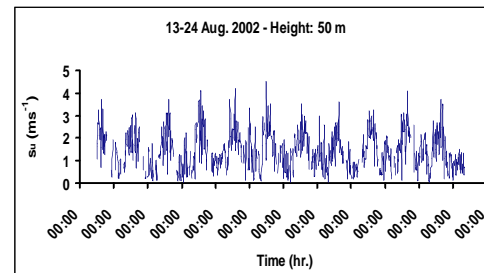
(د)



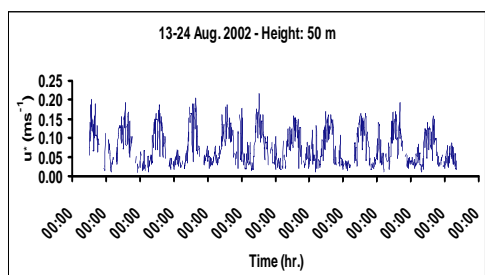
(ج)



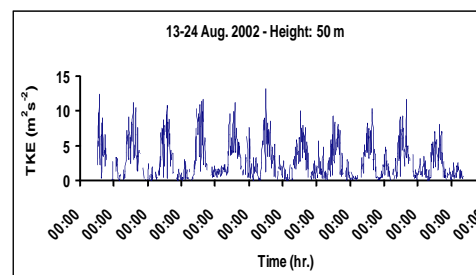
(و)



(ه)



(ح)



(ز)

شکل ۱. تغییرات شبانه‌روزی کمیت‌های گوناگون در ارتفاع ۵۰ متری سطح زمین از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ (۰۰:۰۰ نشانگر نیمه‌شب محلی و فاصله بین دو ۰۰:۰۰ بیانگر یک شبانه‌روز است). (الف) تندی باد، (ب) جهت باد، (ج) مؤلفه قائم سرعت باد، (د) انحراف معیار مؤلفه قائم سرعت باد، (ه) انحراف معیار مؤلفه مداری سرعت باد، (و) انحراف معیار مؤلفه نصف‌النهاری سرعت باد، (ز) انرژی جنبشی تلاطمی و (ح) سرعت اصطکاکی.

بزرگ مقیاس می‌توانند بادهای محلی را حذف یا تعدیل کنند (استال، ۱۹۸۸). برای رسم نمایه‌های قائم از داده‌ها در چهار ساعت شبانه‌روز (۰۳:۳۰، ۰۹:۳۰، ۱۵:۳۰ و ۲۱:۳۰ محلی) استفاده شد که داده‌های هر ساعت، متوسط ۱۲ روزه هستند.

از آنجاکه این تحقیق در بخش پایینی لایه مرزی صورت می‌گیرد، برای نمونه برای بررسی تغییرات شبانه‌روزی کمیت‌های گوناگون، داده‌های سطح ۵۰ متر تحلیل می‌شوند. با توجه به توپوگرافی منطقه، جهت شارش‌ها معمولاً طی دوره تحقیق، هنگام شب از شمال غربی تا شمال شرقی (فروشیب) و در روز از جنوب شرقی تا جنوب غربی (فراشیب) بوده و بیشینه تندی باد به ۵ متر بر ثانیه می‌رسد (شکل‌های ۱-الف و ۱-ب). با توجه به نمودار سرعت قائم باد (شکل ۱-ج)، این کمیت معمولاً هنگام روز دارای گرایش مثبت (به‌طور میانگین رو به افزایش است که می‌تواند مربوط به شارش فراشیب باشد). و در هنگام شب دارای گرایش منفی (به‌طور میانگین رو به کاهش است که می‌تواند مربوط به شارش فروشیب باشد). است. نمودارهای جذر میانگین مربعی (root mean square) مؤلفه‌های سرعت (S_v ، S_w و S_r) و جذر مربعی شار قائم کلی تکانه افقی:

$$u_* \equiv \left[(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2 \right]^{1/4} \quad (3)$$

نیز به ترتیب در شکل‌های ۱-د تا ۱-و و ۱-ح نشان داده شده‌اند. این کمیت‌ها نیز به‌طور میانگین، هنگام روز مقادیر بزرگ‌تری نسبت به شب دارند، زیرا بادهای کوه-دشت که هنگام شب رخ می‌دهند، در واقع جریان‌های با چینه‌بندی پایدار و با ضرایب تبادل قائم کوچک هستند. برعکس، شارش‌های دشت-کوه هنگام روز با تلاطم همرفتی همراه‌اند و با گرمایش زمین آغاز می‌شوند. بالاروی و پایین‌روی مرتبط با همرفت، به تغییرپذیری

آنها می‌توان به پیکربندی دستگانه، تغییرپذیری فضایی-زمانی، نوفه و روش‌های پردازش اشاره کرد (کرستی، ۱۹۹۶).

با توجه به شهری بودن منطقه، جذب دیفرانسیلی متفاوت ساختمان‌ها (که به موقعیت آنها نسبت به خورشید وابسته است)، بازتاب چندگانه از پنجره‌ها و گسیل گرمای ناشی از شدت‌آمد و ساختمان‌ها وجود دارد. همچنین وجود خیابان‌ها و ساختمان‌های مرتفع، گردش باد در منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. افزایش تندی باد هنگام شب در مناطق شهری ممکن است ناشی از گرادیان‌های دمای افقی شهری محلی و افزایش آمیختگی قائم طی روز باشد. از طرف دیگر وجود ساختمان‌های بلند، می‌تواند پَسار (drag) سطحی و تلاطم حاصل از دنباله (wake) را افزایش و تندی باد میانگین را کاهش دهد. طی روز گرمایش منطقه شهری می‌تواند آمیختگی لایه آمیخته را افزایش داده و لایه مرزی موسوم به لایه مرزی درونی شهری (urban internal boundary layer) ایجاد کند. همچنین افزایش شار گرمای تلاطمی، واریانس سرعت قائم و آهنگ درون‌آمیزی در مناطق شهری مشاهده شده است (استال، ۱۹۸۸).

۳ نتایج و بحث

در این تحقیق چون درپی شرایط همدیدی جوی آرام بودیم، با بررسی داده‌های فصل تابستان (با توجه به اینکه در این فصل نسبت به سایر فصل‌ها، سامانه‌های همدیدی تقریباً در منطقه وجود ندارند)، روزهای ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ انتخاب شد. ملاک انتخاب، نبود ابر و بارش (آسمان صاف)، تندی باد کمتر از ۵ متر بر ثانیه (در سطح ۱۰ متر) و رطوبت نسبی کم بود. با نبود سامانه‌های بزرگ مقیاس، گردش‌های ناشی از سامانه‌های محلی، بهتر نمایان می‌شوند، زیرا بادهای ناشی از سامانه‌های

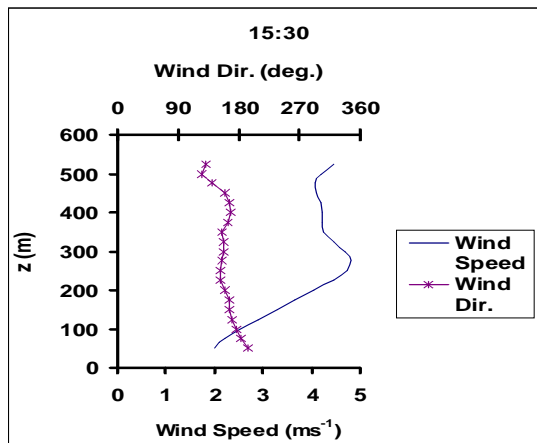
شدیدتر جهت باد منجر می‌شود. انرژی جنبشی تلاطمی خود نشان می‌دهد (شکل ۱-ز). هنگام روز مقدار این کمیت به‌طور میانگین چهار برابر مقدار شب است که این نشان‌دهنده افزایش شدت تلاطم همرفتی روزانه است. با توجه به نمودارهای s_{uv} ، $s_{u'}$ و $s_{v'}$ در ارتفاع ۵۰ متری سطح زمین (به‌ترتیب، شکل‌های ۱-د، ۱-ه و ۱-و)، می‌توان گفت که طی شب، تلاطم تقریباً تداوم دارد، ولی نسبت به روز تضعیف شده که این به‌دلیل اثر میرایی چینه‌بندی پایدار (با شار شناوری منفی) است. چینه‌بندی پایدار سبب تضعیف تلاطم و در نتیجه تضعیف سرعت قائم باد می‌شود. وجود تلاطم هنگام شب ناشی از برش باد است که در جریانات کوه-دشت وجود دارند. این برش باد ممکن است ناشی از تفاوت شارش‌های دیگر با جریان کوه-دشت باشد که باعث ناپایداری و ایجاد تلاطم و در نتیجه درون‌آمیزی بین آنها می‌شود. با توجه به شکل‌های ۲-الف تا ۲-د، ساختارهای چندلایه‌ای موجود در نمایه‌های باد شاید ناشی از نفوذ هوا با چگالی‌های گوناگون از منابع با شیب‌های متفاوت باشد (موتی و همکاران، ۲۰۰۲). به‌دلیل انتقال ضعیف تکانه بین این لایه‌ها در شرایط پایدار، آنها با یکدیگر جفت نمی‌شوند و روی یکدیگر می‌لغزند تا هنگامی که آمیختگی تلاطمی ناشی از برش (وقتی $Ri < 0.25$ می‌شود) ایجاد شود یا با جریان‌های نفوذی دیگر تعدیل شوند. نمونه‌ای از ساختار چندلایه‌ای را می‌توان در نمودار نمایه قائم سرعت باد (شکل ۲-د)، در ساعت ۰۳:۳۰ مشاهده کرد. در این ساعت جریان کوه-دشت دارای ارتفاعی حدود ۲۰۰ متر است. ضخامت لایه‌ای که درون آن شارش کوه-دشت رخ می‌دهد، معمولاً ۲ تا ۲۰ متر و ضخامت لایه‌ای که درون آن شارش تخلیه‌ای رخ می‌دهد، معمولاً از ۱۰ تا ۴۰ متر است (استال، ۱۹۸۸). هنگام شب، ترکیبی از این

دو نوع شارش وجود دارد (مک‌نایدر و پیلکه، ۱۹۸۱) و از طرف دیگر وضعیت توپوگرافی پیچیده و وجود گردش‌های محلی دیگر (مانند گردش‌های مربوط به جزیره‌های گرمایی) و درون‌آمیزی شارش‌هایی که از شیب‌های متفاوت سرچشمه گرفته‌اند، سبب افزایش ارتفاع لایه‌ای می‌شود که در آن شارش کوه-دشت رخ می‌دهد. این موضوع در تحقیق موتی و همکاران (۲۰۰۲) نیز دیده می‌شود. در شب، گردش ناشی از جزیره‌های گرمایی با شارش‌های کوهستان هم‌جهت می‌شود. هنگامی که هوا از روی سطح با ناهمواری کمتر یا خشک‌تر و یا بدون گیاه به محیطی با ناهمواری بیشتر، مرطوب و با پوشش گیاهی وارد می‌شود، شتاب خود را از دست می‌دهد و همگرایی افقی سبب شکل‌گیری حرکت قائم می‌شود که این عمق لایه نزدیک سطح را افزایش می‌دهد. باید توجه داشت که عمق لایه بالا تحت تأثیر خصوصیات سطوح بالا باقی می‌ماند. نمونه‌ای از این رخداد هنگام ورود هوا به منطقه شهری مشاهده می‌شود (استال، ۱۹۸۸).

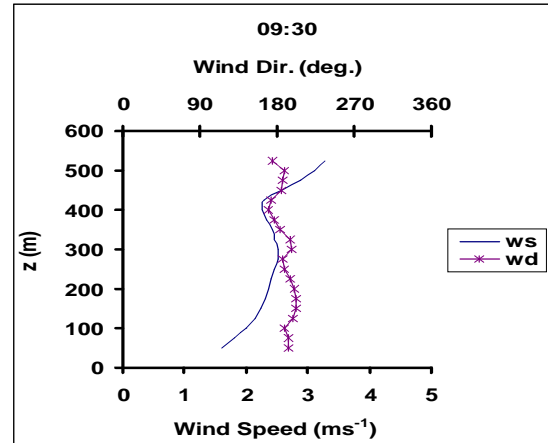
هنگام روز، گرمایش منطقه شهری سبب افزایش عمق لایه آمیخته می‌شود. نمایه‌های قائم سرعت باد (شکل ۲-الف)، بیشینه بادی را در ارتفاع حدود ۳۰۰ متری نشان می‌دهند که بعد از تضعیف شدن لایه پایدار شبانه، در ساعت ۰۹:۳۰ شکل گرفته است. در این ساعت جهت جریان کاملاً جنوبی (دشت-کوه) است. در ساعت ۰۳:۳۰ که نمایه قائم سرعت باد چندلایه‌ای است (شکل ۲-د)، نمایه قائم دمای پتانسیل، چند لایه پایدار ضعیف نشان می‌دهد (شکل ۲-ه). هنگام روز در لایه سطحی، نمایه قائم دمای پتانسیل دارای حالت زیر بی‌دررو (ناپایدار) است که ناشی از تولید تلاطم به‌روش شناوری و برشی بر اثر گرمایش روزانه سطح زمین است که با گذشت زمان، حالت وارونگی (پایداری) حاکم شده که دلیل آن سرمایش تابشی سطح زمین است (شکل ۲-ه).

رسیده، نشان داده است که Ri_g در گستره $30s < T_{av} < 900s$ به زمان متوسط‌گیری حساس نیست (مونتی و همکاران، ۲۰۰۲). برای محاسبه عدد ریچاردسن بین دو ارتفاع، از رابطه‌های نمایه خطی یا لگاریتمی برای باد و دما استفاده می‌شود، درحالی‌که نمایه واقعی، نه خطی است و نه لگاریتمی. خطا با افزایش اختلاف دو ارتفاع و یا نسبتشان، افزایش می‌یابد. ارزیابی‌ها در لایه سطحی نشان می‌دهد که در شرایط نزدیک خنثی، ناپایدار و همرفتی، گرادیان‌های دمای پتانسیل و سرعت از تقریب لگاریتمی پیروی می‌کنند تا خطی. در شرایط پایداری شدید، تقریب خطی بهتر است، زیرا نمایه میانگین دما و سرعت، به‌ویژه در بخش بالایی لایه سطحی به نمایه خطی نزدیک‌تر است. همچنین خطاهایی در اندازه‌گیری ΔU و $\Delta \theta$ و خطاهایی در برآورد $\frac{\partial U}{\partial z}$ ، $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ و Ri_g وجود دارد (آریا، ۲۰۰۱). در اینجا از دمای ایستگاه هواشناسی به‌مثابه دمای مرجع و از مقادیر آهنگ کاهش دمای محاسبه شده با دستگاه سودار استفاده شده و مقادیر دما و سپس دمای پتانسیل در لایه‌های گوناگون با استفاده از رابطه $\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286}$ برآورد شده است (که فشار هوا در سطح زمین از ایستگاه هواشناسی و فشار در لایه‌های گوناگون با استفاده از رابطه $P_2 = P_1 \exp \left[-\frac{g}{RT} (z_2 - z_1) \right]$ درونیابی شده که این روش تغییرپذیری رطوبت را در نظر نمی‌گیرد). بنابراین مقدار برآورد شده Ri_g در شرایط چینه‌بندی پایدار می‌تواند به مقادیر بسیار بزرگ‌تر از مقدار بحرانی ۰/۲۵ منجر شود (شکل ۴-د). مقادیر زیر صفر عدد ریچاردسن، نشانگر فراتر رفتن تولید همرفتی TKE نسبت به تولید برشی آن است.

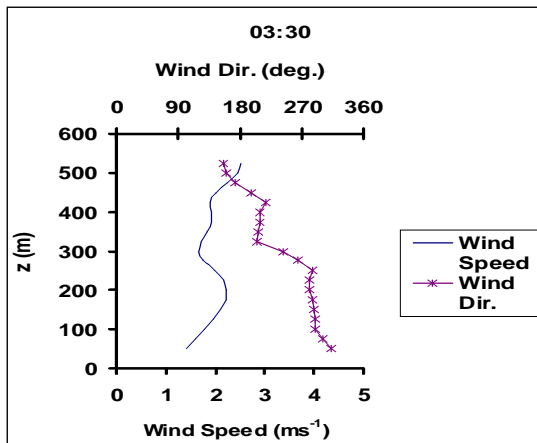
این شرایط در نمودار آهنگ کاهش دمای داده‌های سودار هم مشاهده می‌شود (شکل ۲-و). ساختار چندلایه‌ای موجود در نمایه باد در اینجا (در بالای لایه سطحی) هم مشاهده می‌شود. نمایه‌های قائم انحراف معیار مؤلفه‌های سرعت باد (شکل‌های ۳-الف، ۳-ج، ۳-ه و ۴-الف) و شارهای تلاطمی (شکل‌های ۳-ب، ۳-د، ۳-و و ۴-ب) هنگام روز مقادیر بزرگ‌تری نسبت به شب نشان می‌دهند. شارش‌های کوه-دشت، که گونه‌ای از شارش‌های چینه‌بندی شده پایدارجوی سطوح پایین هستند، می‌توانند امواج درونی را درون خود نگه دارند. امواج درونی از راه سازوکارهایی مانند نوسان‌های تلاطمی، مانع‌های روی زمین و عامل‌های زبری و ناهمواری ایجاد می‌شوند. بالاترین بسامد امواج درونی، بسامد شناوری (N) است و پایداری چنین شارش‌هایی را می‌توان با عدد ریچاردسن گرادینانی (Ri_g) (gradient Richardson number) مشخص کرد. برای محاسبه گرادیان دمای پتانسیل، فاصله قائم ۲۵ متر در نظر گرفته شده است که همان تفکیک قائم داده‌های سودار است. از طرفی با توجه به تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه‌ای داده‌های سودار، این اعداد ریچاردسن، متوسط ۱۵ دقیقه‌ای هستند. در واقع $\overline{Ri_g}$ ، با ارتفاع متغیر و به تفکیک قائم وابسته است. متوسط‌گیری روی این ارتفاع سبب ایجاد اعداد ریچاردسن بزرگ می‌شود که خود باعث حذف ظاهری لایه‌های تلاطمی احتمالی در این فاصله می‌شود، چون امواج درونی با مقیاس کوچک و رخداد تلاطم مرتبط با آن، مقیاس‌های زمانی کمتر از مرتبه N^{-1} دارند (حدود ۱۰ تا ۲۰ ثانیه). با زمان متوسط‌گیری به کار رفته، امواج درونی با بسامد کم و مقیاس‌های زمانی مربوط به تغییرات واداشت بزرگ مقیاس (از مرتبه چند ساعت) حذف نمی‌شوند. آزمایش‌هایی که در ارتباط با وابستگی Ri_g ، به زمان متوسط‌گیری به انجام



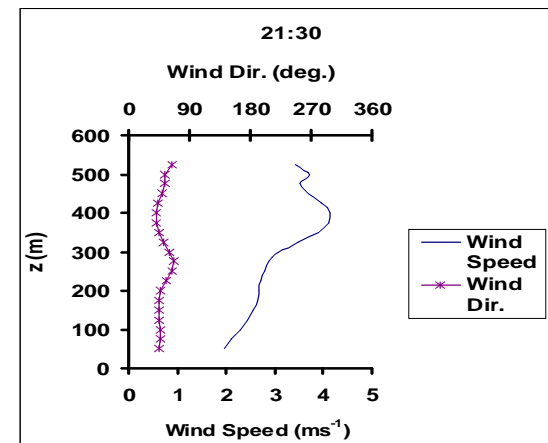
(ب)



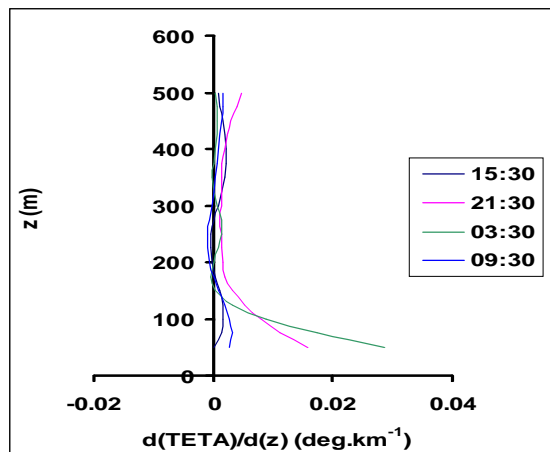
(الف)



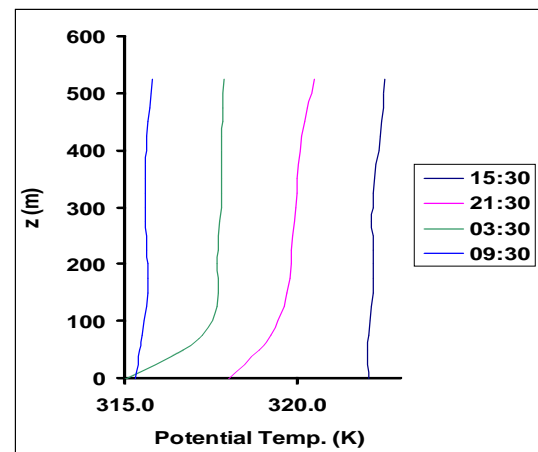
(د)



(ج)

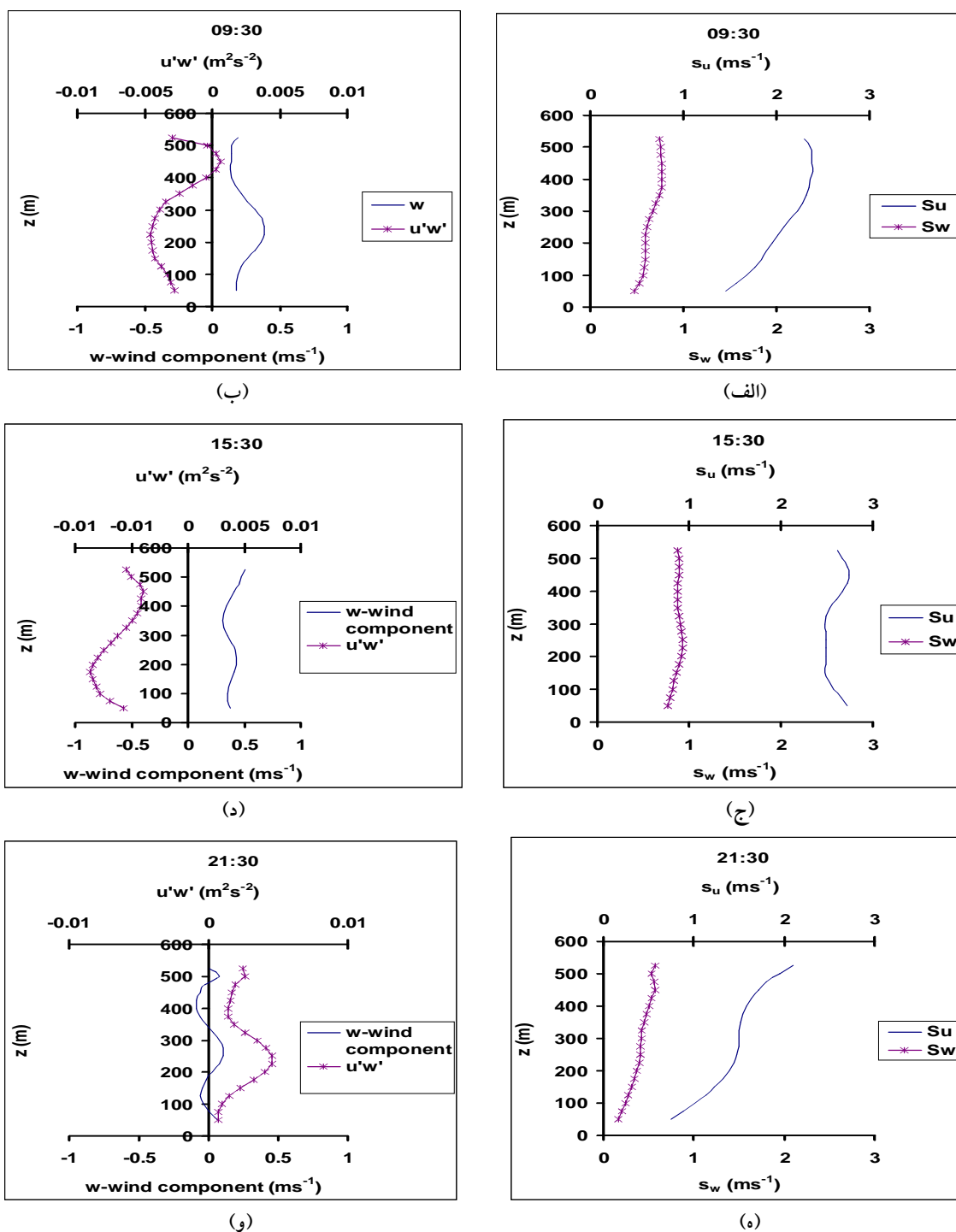


(و)



(ه)

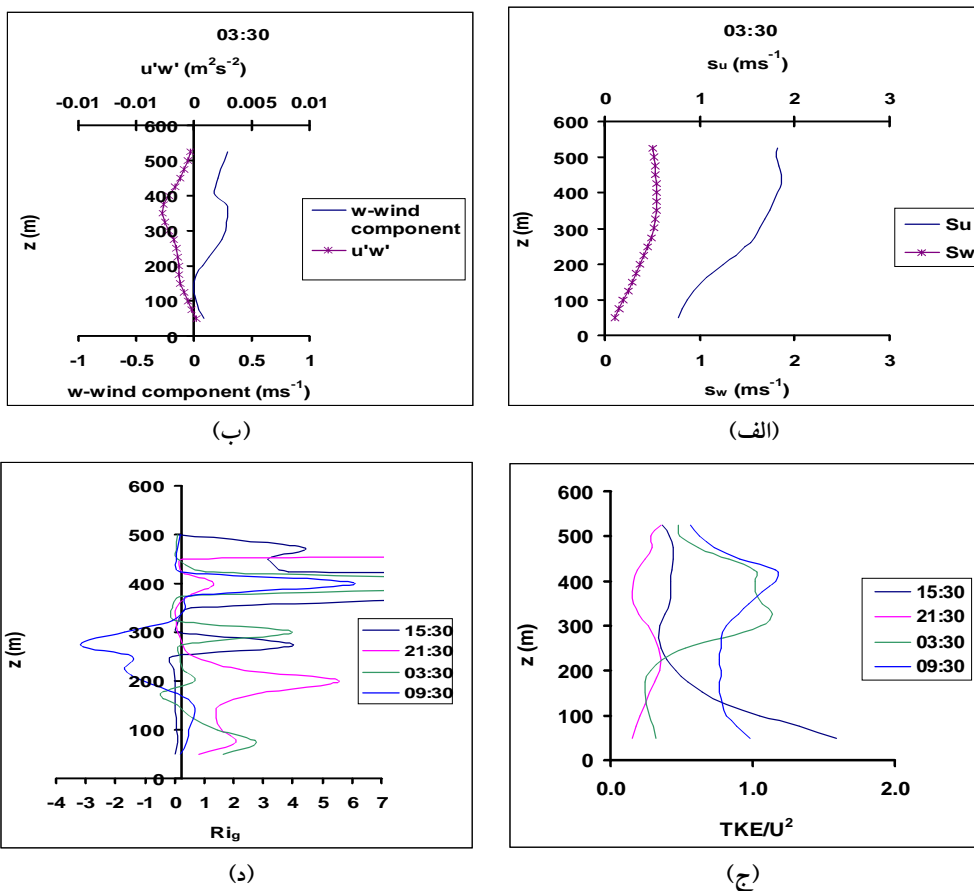
شکل ۲. نمایه‌های قائم کمیت‌های گوناگون در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز (داده‌های هر ساعت، میانگین همان ساعت از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ است.). (الف) تندی و جهت باد در ساعت ۰۹:۳۰ محلی، (ب) تندی و جهت باد در ساعت ۱۵:۳۰ محلی، (ج) تندی و جهت باد در ساعت ۲۱:۳۰ محلی، (د) تندی و جهت باد در ساعت ۰۳:۳۰ محلی، (ه) دمای پتانسیل در ساعت‌های ۰۹:۳۰، ۲۱:۳۰، ۰۳:۳۰ و ۰۹:۳۰ و (و) آهنگ کاهش دما در ساعت‌های ۰۳:۳۰، ۰۹:۳۰، ۲۱:۳۰ و ۰۳:۳۰ محلی.



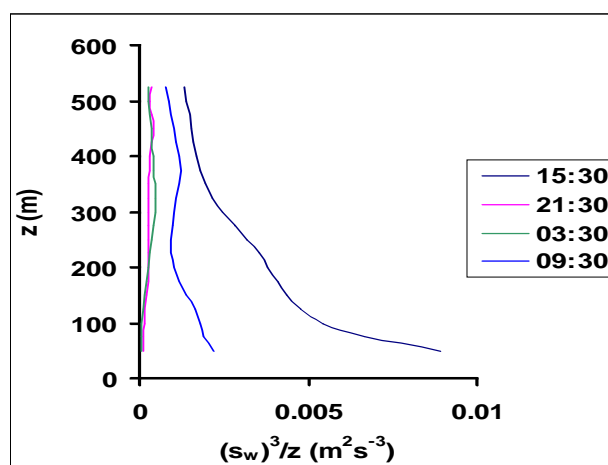
شکل ۳. نمایه‌های قائم کمیت‌های گوناگون در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز (داده‌های هر ساعت، میانگین همان ساعت از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ است.). (الف) انحراف معیار مؤلفه نصف‌النهاری (S_H) و قائم باد (S_W) در ساعت ۰۹:۳۰، (ب) مؤلفه قائم سرعت باد (W) و شار تلاطمی قائم تکانه ($u'w'$) در ساعت ۰۹:۳۰، (ج) انحراف معیار مؤلفه نصف‌النهاری (S_H) و قائم باد (S_W) در ساعت ۱۵:۳۰، (د) مؤلفه قائم سرعت باد (W) و شار تلاطمی قائم تکانه ($u'w'$) در ساعت ۱۵:۳۰، (ه) انحراف معیار مؤلفه نصف‌النهاری (S_H) و قائم باد (S_W) در ساعت ۲۱:۳۰ و (و) مؤلفه قائم سرعت باد (W) و شار تلاطمی قائم تکانه ($u'w'$) در ساعت ۲۱:۳۰.

است که با استفاده از آن می‌توان علاوه بر آگاهی از رخداد پدیده‌های با مقیاس‌های متفاوت، مقیاس‌های گوناگون یک پدیده در یک زمان ویژه و تغییرات آنها را در صفحه بسامد-زمان مشاهده کرد (برای مثال، وانگ و همکاران، ۲۰۰۶). به منظور تحلیل طیفی پدیده‌های موجود در لایه مرزی (به‌ویژه لایه سطحی)، از داده‌های تندی باد که با متوسط‌گیری یک دقیقه‌ای به دست آمده‌اند، استفاده شده است. این داده‌ها مربوط به ماه اوت ۲۰۰۵ دستگاه بادسنج فوق‌صوتی (واقع در ارتفاع حدود ۱۰ متری سطح زمین) ساختمان بخش هواشناسی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (به‌دلیل نصب دستگاه در سال ۲۰۰۵، داده‌های این سال برای نمونه به کار رفته) است. طیف موجک تندی باد (با استفاده از روش مورلت (Morlet)) حاصل از بادسنج فوق‌صوتی که پس از کاستن میانگین داده‌ها از داده‌های خام و پالایش بالاگذر (high pass filter) با بسامد $\frac{1}{10 \text{ min}}$ صورت گرفته است (شکل ۶)، ساختاری تقریباً پیوسته و موجی با دوره تناوب ۶ تا ۹۰ دقیقه را نشان می‌دهد که می‌تواند مربوط به نوسان‌های تلاطمی و امواج درونی خردمقیاس باشد. در تاریخ‌های ۹ اوت ۲۰۰۵ (کاهش ۵ درجه‌ای دما و بیشینه تندی باد ۹ متر بر ثانیه با جهت ۳۲۵ درجه در ساعت ۲۳ محلی)، ۱۲ اوت ۲۰۰۵ (کاهش ۵ درجه‌ای دما و بیشینه تندی باد ۱۰ متر بر ثانیه با جهت ۱۳ درجه در ساعت ۰۱ محلی، کاهش ۳ درجه‌ای دما و بیشینه تندی باد ۸ متر بر ثانیه با جهت ۱۹۰ درجه در ساعت ۲۱:۴۵ محلی و به‌دنبال آن کاهش ۴ درجه‌ای دما و بیشینه تندی باد ۶ متر بر ثانیه با جهت ۲۹۰ درجه در ساعت ۲۲:۲۳ محلی) و ۱۵ اوت ۲۰۰۵ (بیشینه تندی باد ۷ متر بر ثانیه با جهت ۳۵ درجه در ساعت ۰۲ محلی)، احتمالاً عبور جبهه‌های جستانک سبب تقویت بیشینه تندی باد در این طیف شده است.

جدول ۱ برخی کمیت‌های تلاطمی را نشان می‌دهد که از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ در چهار ساعت متفاوت شبانه‌روز، میانگین‌گیری شده‌اند. بنابراین این مقادیر نشانگر میانگینی از این کمیت‌ها در این چند روز هستند. با توجه به جدول ۱، مشاهده می‌شود که مؤلفه‌های شدت تلاطم $\frac{s_u}{u}$ و $\frac{s_v}{u}$ ، تقریباً یکسان و طی شب تقریباً چهار برابر $\frac{s_w}{u}$ و در روز تقریباً سه برابر $\frac{s_w}{u}$ هستند. این موضوع نشان‌دهنده آن است که در روز، تولید انرژی جنبشی تلاطمی، ترکیبی از اثرات شناوری و برشی، و طی شب، بیشتر ناشی از اثرات برشی است. بررسی کمیت u_* نشان می‌دهد که بیشینه آن در ظهر و کمینه آن در شب روی می‌دهد، چون طی روز، هنگام ظهر در نزدیکی سطح، برش باد بیشینه است. با توجه به شکل ۴-ج درمی‌یابیم که TKE با ارتفاع کاهش می‌یابد، مگر در لایه‌های برشی نزدیک بیشینه باد (مارت و ویکرز، ۲۰۰۱). همچنین نمایه قائم عدد ریچاردسن، هماهنگ با نمایه‌های باد و دما، لایه‌های پایدار و ناپایدار را در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز نشان می‌دهد که نمایه لایه‌ای آن نشانگر پیچیدگی شرایط منطقه است. بررسی رفتار کمیت تلاطمی $(s_w)^3/z$ که مرتبط با جمله‌های تولید سرچشمه شناوری و مکانیکی انرژی جنبشی تلاطم است، تأثیر ترمال‌ها و زبری را بر ویژگی‌های TKE توضیح می‌دهد. با توجه به شکل ۵، مقادیر $(s_w)^3/z$ در ساعت‌های متفاوت با ارتفاع کاهش می‌یابد که این ناشی از افزایش تولید مکانیکی و شناوری تلاطم در لایه سطحی است. هنگام شب مقادیر این کمیت حتی در حضور برش باد کمترند که این می‌تواند ناشی از اثر تابش کلی بر این کمیت هنگام روز، به‌ویژه در شرایط باد نسبتاً کم باشد (النوبی آدم حجاجی، ۲۰۰۳). یکی از روش‌های جدید تحلیل طیفی، روش تحلیل موجک (wavelet analysis)



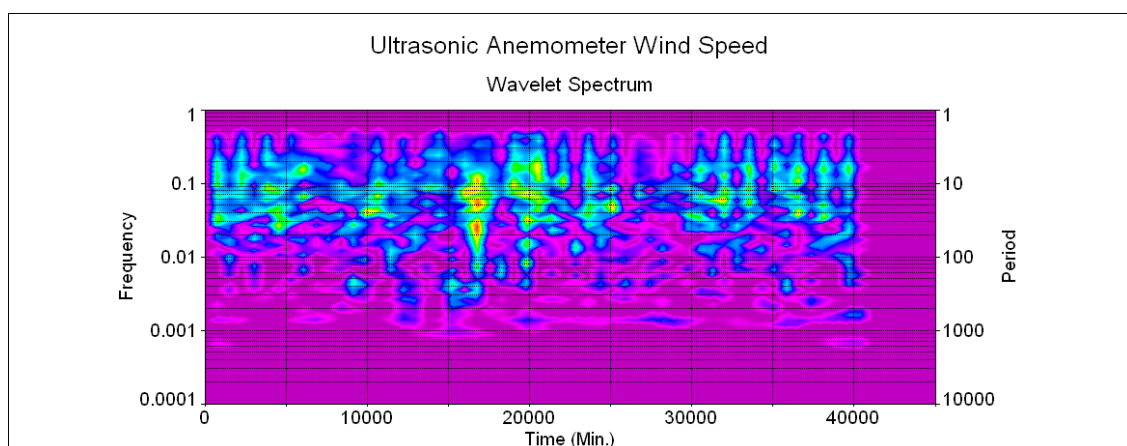
شکل ۴. نمایه‌های قائم کمیت‌های گوناگون در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز (داده‌های هر ساعت، میانگین همان ساعت از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ است.)، (الف) انحراف معیار مؤلفه نصف النهاری (S_u) و قائم باد (S_w) در ساعت ۰۳:۳۰، (ب) مؤلفه قائم سرعت باد (w) و شار تلاطمی قائم تکانه ($u'w'$) در ساعت ۰۳:۳۰، (ج) انرژی جنبشی تلاطمی بهنجارشده با توان تندی باد (TKE/U^2) و (د) عدد ریچاردسن گرادینتی (Ri_g).



شکل ۵. نمایه قائم کمیت تلاطمی $(S_w)^3/z$ (میانگین ساعتی از ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲).

جدول ۱. برخی کمیت‌های تلاطمی محاسبه شده در ارتفاع‌ها و زمان‌های متفاوت شبانه‌روز (میانگین ساعتی ۱۳-۲۴ اوت ۲۰۰۲).

Height (m)	Time (hr)	s_u/U	s_v/U	s_w/U	TKE/U^2	$u_* \text{ (ms}^{-1}\text{)}$
400	09:30	1.05	1.05	.34	1.16	0.032
	15:30	0.63	0.63	0.21	0.42	0.081
	21:30	0.38	0.39	0.12	0.16	0.068
	03:30	0.95	1.02	0.28	1.02	0.049
250	09:30	0.85	0.88	0.25	0.78	0.076
	15:30	0.53	0.62	0.2	0.35	0.09
	21:30	0.53	0.62	0.14	0.34	0.081
	03:30	0.75	0.65	0.23	0.52	0.041
100	09:30	0.84	0.92	0.28	0.81	0.079
	15:30	1.02	0.96	0.32	1.04	0.116
	21:30	0.44	0.46	0.1	0.21	0.05
	03:30	0.49	0.54	0.11	0.27	0.025
75	09:30	0.87	0.97	0.29	0.88	0.077
	15:30	1.2	1.05	0.36	1.33	0.117
	21:30	0.51	0.43	0.09	0.18	0.043
	03:30	0.51	0.57	0.09	0.3	0.017
50	09:30	0.9	1.03	0.3	0.98	0.073
	15:30	1.35	1.1	0.38	1.59	0.116
	21:30	0.38	0.39	0.08	0.15	0.037
	03:30	0.54	0.59	0.08	0.32	0.016



شکل ۶. طیف موجک تندی باد (بادسنج فوق صوتی واقع در ارتفاع حدود ۱۰ متری سطح زمین)، اوت ۲۰۰۵، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

۴ نتیجه گیری

طی دوره پایدار شبانه است. مؤلفه‌های شدت تلاطم $\frac{s_u}{u}$ و $\frac{s_v}{u}$ ، تقریباً برابرند و طی شب تقریباً چهار برابر $\frac{s_w}{u}$ و در روز تقریباً سه برابر $\frac{s_w}{u}$ هستند. این موضوع نشان‌دهنده آن است که در روز، تولید انرژی جنبشی تلاطمی، ترکیبی از اثرات شناوری و برشی و طی شب، بیشتر ناشی از اثرات برشی است. بررسی رفتار کمیت تلاطمی $(s_w)^3/z$ که مرتبط با جمله‌های تولید سرچشمه شناوری و مکانیکی انرژی جنبشی تلاطم است، تأثیر ترمال‌ها و زبری را بر ویژگی‌های TKE توضیح می‌دهد. مقادیر $(s_w)^3/z$ در ساعت‌های متفاوت با ارتفاع کاهش می‌یابد که این ناشی از افزایش تولید مکانیکی و شناوری تلاطم در لایه سطحی است. هنگام شب مقادیر این کمیت حتی در حضور برش باد کمتر هستند که این ممکن است ناشی از اثر تابش کلی بر این کمیت هنگام روز، به‌ویژه در شرایط باد نسبتاً کم باشد. تحلیل موجک تندی باد با استفاده از داده‌های متوسط‌گیری شده یک دقیقه‌ای بادسنج فوق‌صوتی در لایه سطحی، ساختاری تقریباً موجی و پیوسته و با دوره تناوب ۶ تا ۹۰ دقیقه نشان می‌دهد که این می‌تواند مربوط به نوسان‌های تلاطمی و امواج نامنظم و منظم درونی باشد.

نمودارهای تغییرات زمانی کمیت‌های گوناگون، تغییرات شبانه‌روزی را به‌طور تقریبی نشان می‌دهند. نمایه‌های قائم کمیت‌های تلاطمی روشن می‌سازند که در بخش پایینی لایه مرزی (زیر ۵۰۰ متر)، شارش چینه‌بندی شده است. ارتفاع لایه‌ای که در آن جریان باد کوه-دشت رخ می‌دهد، به حدود ۲۰۰ متر می‌رسد که می‌تواند ناشی از اثرات توپوگرافی پیچیده و شهری بودن منطقه و برهم‌کنش گردش‌های حاصل از آنها (به‌ویژه هنگام شب که این گردش‌ها یکدیگر را تقویت می‌کنند) باشد. هنگام روز، ارتفاع این لایه به دو برابر مقدار شب می‌رسد.

در این تحقیق با استفاده از داده‌های به‌دست آمده از ایستگاه هواشناسی، دستگاه سودار مدل PAI در روزهای ۱۳ تا ۲۴ اوت ۲۰۰۲ و همچنین با استفاده از داده‌های ماه اوت ۲۰۰۵ دستگاه بادسنج فوق‌صوتی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به بررسی شارش و تلاطم در لایه مرزی منطقه شهری با توپوگرافی پیچیده (تهران) پرداخته شد. روزهایی انتخاب شدند که سامانه همدیدی بر منطقه حاکم نبوده، آسمان صاف و باد ارتفاع ۱۰ متری از ۵ متر بر تائیه فراتر نرود و رطوبت نسبی کم باشد. داده‌های به‌کار رفته برای رسم نمایه‌های قائم کمیت‌ها، میانگین ساعتی ۱۲ روزه (۱۳-۲۴ اوت ۲۰۰۲) برای ۴ ساعت ۰۹:۳۰، ۱۵:۳۰، ۲۱:۳۰ و ۰۳:۳۰ محلی هستند.

بررسی تلاطم با استفاده از عدد ریچاردسن گرادبانی نشان می‌دهد که طی روز، لایه مرزی به‌طور عمده تلاطمی و طی شب علاوه بر کاهش شدت تلاطم، عمق لایه‌ای که تلاطم در آن رخ می‌دهد نیز کاهش می‌یابد. آزمایش‌های صورت گرفته از سوی مونتی و همکاران (۲۰۰۲) روشن ساخته است که Rig در گستره $30s < T_{av} < 900s$ به زمان متوسط‌گیری حساس نیست. با توجه به اینکه داده‌های سودار، متوسط‌های ۱۵ دقیقه‌ای (معادل ۹۰۰ ثانیه) هستند، در کران بالای این گستره قرار می‌گیرند. از طرفی این داده‌ها، متوسط‌های فضایی ۲۵ متری هستند که حذف لایه‌های تلاطمی احتمالی موجود در این محدوده متوسط‌گیری را در پی خواهد داشت. این متوسط‌گیری، سبب ایجاد اعداد ریچاردسن بزرگ خواهد شد. نمودارهای s_u ، s_v و s_w نشان می‌دهد که تلاطم طی شب تقریباً پیوسته است، ولی نسبت به روز تضعیف شده است. نمودار TKE نشان می‌دهد که هنگام روز این کمیت بیشینه و در شب کمینه مقدارش را دارد که بیانگر افزایش انرژی جنبشی تلاطمی هنگام روز و کاهش آن

مزرعه‌فراهانی، م.، و ثقفی، م. ع.، ۱۳۸۲، بررسی تغییرات شبانه‌روزی باد در لایه مرزی برپایه مدل نیمه‌زمین گرد اکمن و مقایسه آن با داده‌های سودار مؤسسه ژئوفیزیک: مجله فیزیک زمین و فضا، ۲۹، (۲)، ۷۹-۹۱.

- Arya, S. P., 2001, Introduction to Micrometeorology: second ed., Academic Press, 420 pp.
- Baines, P. G., 2001, Mixing in flows down gentle slopes into stratified environments: J. Fluid Mech., **443**, 237-270.
- Banata, R., and Cotton, W. R., 1981, An analysis of the structure of local wind systems in a broad mountain basin: J. Appl. Meteorol., **20**, 1255-1266.
- Bidokhti, A. A., and Noroozi, M., 2004, A physical model for the layered structure of a density driven flow over a slope: Book of abstracts, The Tenth Asian congress of Fluid Mechanics, University of Pradeniya, Sri Lanka, 84-85.
- Blumen, W., Banata, R., Burns, S. P., Fritts, D. C., Newson, R., Poulos, G. S., and Sun, J., 2001, Turbulence statistics of a Kelvin-Helmholtz billow event observed in the nighttime boundary layer during the CASES-99 field program: Dyn. Atmos. Oceans, **34**, 187-204.
- Bossert, J. E., and Cotton, W. R., 1994, Regional-scale flows in mountain terrain. Part I: A numerical and observational comparison: Mon. Wea. Rev., **122**, 1449-1471.
- Cattin, R., Schaffner, B., Buzzi, M., and Kunz, S., 2002, Wind modeling in mountainous terrain: Validation by Sodar, Dewek 02 .
- Crescenti, G. H., 1996, A look back on two decades of Doppler Sodar comparison studies: Bull. Amer. Meteor. Soc., **78**, 651-673.
- El-nouby Adam Haggagy, M., 2003, A Sodar-based investigation of the atmospheric boundary layer: Ph.D. thesis, University of Freiburg.
- Fernando, H. J. S., Lee, S. M., Anderson, J., Princevac, M., Pardyjac, E., and Grossman Clarke, S., 2001, Urban fluid mechanics: Air circulation and contaminant dispersion in cities: Environ. Fluid Mech., **1**, 107-164.
- Giammanco, I. M., 2005, An observational study of the south plains nocturnal low-level jet: Texas Tech. University, Thesis, M.S.C.
- Grant, A. L. M., 1996, An observational study of the evening transition boundary layer: Boundary-Layer Meteorol., **123**, 657-677.

نمایه باد، لایه لایه است که می‌تواند هم ناشی از حضور امواج درونی و هم ناشی از ورود هوا از شیب‌های متفاوتی باشد که از چشمه‌های متفاوت سرچشمه گرفته‌اند. البته ساختار امواج درونی ایجادشده نیز می‌تواند سبب به‌وجود آمدن این گونه نمایه‌های باد شود.

به‌نظر می‌رسد که هنگام نبودن سامانه‌های همدیدی، شارش‌های ناشی از توپوگرافی (شارش‌های فروشیب، فراشیب و تخلیه‌ای) و اثرات شهری (شارش‌های حاصل از جزیره‌های گرمایی و برهم‌کنش آنها با عامل‌های ناهمواری مصنوعی مانند ساختمان‌های بلند، جاده‌ها و پوشش گیاهی)، سبب تغییرات مهمی در گردش‌های موجود در منطقه می‌شوند. شارش‌های محلی در منطقه با اثرات وضعی پیچیده با گرادیان‌های فشار و واداشت گرمایی ایجاد می‌شوند. با این تفسیر، شارش‌ها در این مناطق، گستره وسیعی از مقیاس‌های فضایی و زمانی را در برمی‌گیرد. این امر سبب پیچیدگی تغییرات شبانه‌روزی و نمایه‌های باد و تلاطم می‌شود.

منابع

- علی اکبری بیدختی، ع. ع.، بیوک، ن.، و ثقفی، م. ع.، ۱۳۸۳، بررسی ساختار چند جریان جستناک توفان‌های همرفتی تهران با استفاده از داده‌های سودار: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۰، (۲)، ۹۳-۱۱۳.
- علی اکبری بیدختی، ع. ع.، و معتمدی، م.، ۱۳۸۲، امواج درونی با فرکانس پایین در یک جریان با چینه‌بندی چگالی روی یک سطح شیب‌دار: مجموعه مقالات هشتمین کنفرانس دینامیک شاره‌ها، دانشگاه تبریز.
- فیض‌آبادی، ن.، و علی اکبری بیدختی، ع. ع.، ۱۳۸۷، بررسی میدانی و همانندسازی فیزیکی چند جریان داون‌برست (خردانفجار پایین‌سو) در منطقه تهران: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳، (۱)، ۱۳۳-۱۵۴.

- Miles, J. W., 1987, Richardson's number revisited: Proc. Third Int. Symp. On Stratified Flows, Pasadena, CA. California Institute of Technology, **1**, 1-7.
- Monti, P., Fernando, H. J. S., Princevac, M., Chan, W. C., Kowalewski, T. A., and Pardyjak, E. R., 2002, Observational study of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope: J. Atmos. Sci., **59**, 2513-2534.
- Stull, R. B., 1988, An introduction to boundary layer meteorology: Kluwer Academic, 666 pp.
- Strang, E. J., and Fernando, H. J. S., 2001, Entrainment and mixing in stratified shear flows: J. Fluid Mech., **428**, 349-386.
- Wang, Y., Klipp, C., Williamson, C., Huynh, G., Garvey, D., and S, Chang, 2006, An investigation of nocturnal low-level-jet generated gravity waves and turbulence over Oklahoma city during JU2003: US Army Research Laboratory, Adelphi, MD 20783.
- Whiteman, C. D., 2000, Mountain meteorology, fundamentals and applications: Oxford University Press.
- Hansen, K. S., Courtney, M. S., Hummelshoj, P., Friis, P., and Knittel, A., 2006, Validation of Sodar measurements for wind power assessment: EWEC 2006, Athens.
- Hootman, B. W., and Blumen, W., 1983, Analysis of night-time drainage winds in Boulder, Colorado during 1980: Mon. Wea. Rev., **111**, 1052-1061.
- Howard, L. N., 1961, Note on a paper of John W. Miles: J. Fluid Mech., **13**, 258-260.
- Mahrt, L., Vickers, D., Nakamura, R., Soler, M. R., Sun, J., Burns, S., and Lenschow, D. H., 2001, Shallow drainage flows: Boundary-Layer Meteorol., **101**, 243-260.
- Manins, P. C., and Sawford, B. L., 1979, Katabatic winds: A field case study: Q. J. Roy. Meteorol. Soc., **105**, 1011-1025.
- McNider, R. T., and Pielke, R. A., 1981, Vertical mixing and transports through a stratified shear layer: J. Phys. Oceanogr., **31**, 2026-2048.
- Miles, J. W., 1961, On the stability of heterogeneous shear flows: J. Fluid Mech., **10**, 496-508.