

## مدلی برای بادهای کوه-دشت تهران

عباسعلی علی‌اکبری بیدختی<sup>\*</sup>، تاج‌الدین بنی‌هاشم<sup>\*</sup> و مهدی ثقفی<sup>\*</sup>

### چکیده

در این مقاله مدل یک بعدی هیدرولیکی برای بادهای کوه-دشت تهران ارائه می‌شود. با توجه به نقش باد کوه-دشت در انتقال آلاینده‌ها و تشکیل لایه وارونگی شبانه، مطالعه حاضر از اهمیت کاربردی برخوردار است. ورودی‌های مدل از شرایط اقلیمی تهران گرفته شده‌اند. مدل که بر اساس یک دستگاه معادلات ساده شده اولیه است، خواص فیزیکی پدیده باد کوه-دشت را تا حد قابل قبولی بدست می‌دهد، این خواص شامل، وقوع بیشینه سرعت در حدود  $\frac{1}{3}$  عمق لایه کوه-دشت، وابستگی زمانی تغییرات سرعت و دمای پتانسیل در عمق لایه کوه-دشت است.

کلیدواژه‌ها: باد کوه-دشت، مدل دینامیکی، مدل هیدرولیکی و وارونگی.

### ۱ مقدمه

توپوگرافی‌های پیچیده، دارای ساختاری قوی و در حد مقیاس‌های سینوپتیکی است. میسون<sup>۱</sup> (۱۹۹۶) نشان داده‌است که علاوه بر سرمایش سطحی، تجمع بادهای کوه-دشت که به ایجاد "منطقه همشارشی"<sup>۳</sup> بادهای کوه-دشت<sup>۲</sup> می‌انجامد، نیز می‌تواند عامل مهمی بشمار آید. عامل یاد شده می‌تواند عمق جریان را تا ۱۵۰۰ متر نیز افزایش دهد (برومویچ و لیو<sup>۴</sup>، ۱۹۹۶). تأثیر باد کوه-دشت تنها به مناطق کوهستانی محدود نمی‌شود، بلکه در سواحل اقیانوسی بر روی نوسانات سطح آب (برآیی<sup>۵</sup> و فروروی<sup>۶</sup>) نیز تأثیر می‌گذارد (دیویس و مک‌نایدرا<sup>۷</sup>، ۱۹۹۷). در تهران که یک ابر شهر است مسئله آلودگی هوا با توجه به ساختار دره‌ای آن ابعاد گسترده‌ای پیدا می‌کند، بنابراین بررسی باد کوه-دشت در تهران از نظر انتقال آلودگی دارای اهمیت ویژه‌ای است.

در ایران بادهای کوه-دشت تا کنون مورد مطالعه عددی واقع نشده و مطالعه حاضر نخستین تلاش در این زمینه است. اما در جهان مطالعات متعددی انجام شده که

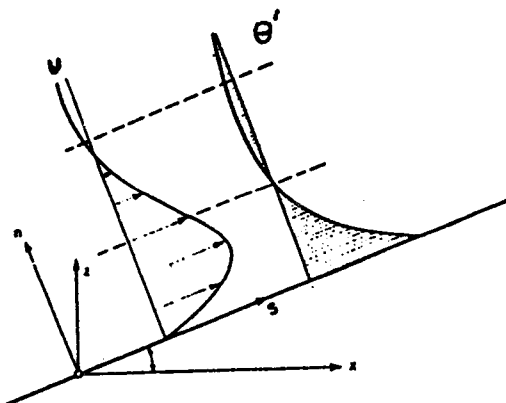
یکی از پدیده‌های جوی در لایه سطحی، که از اوایل دهه ۲۰ قرن حاضر مورد توجه فیزیکدانان و محققین در عرصه هواشناسی قرار گرفته است، باد کوه-دشت<sup>\*</sup> می‌باشد. تفاوت دمای بین هوای گرم شده روی شیب کوه و هوای هم ارتفاع آن روی دره موجب صعود هوا در طی روز در طول شیب می‌شود. این پدیده، باد دشتکوه<sup>\*\*</sup> را بوجود می‌آورد. مدتی پس از غروب آفتاب این روند عکس می‌شود. یعنی دمای هوای روی شیب کوه از هوای هم ارتفاع خود در دره سردتر می‌شود و بعلت نیروی شناوری منفی به پایین حرکت می‌کند و باد کوه-دشت را پدید می‌آورد. بهمین علت باد کوه-دشت نوعی از جریانهای گرانی نیز بشمار می‌رود. به این ترتیب باد کوه-دشت در مناطقی ایجاد می‌شود که از توپوگرافی کوهستانی برخوردارند. عامل توپوگرافی در شکل‌گیری و توسعه بادهای کوه-دشت نقش تعیین کننده‌ای ایفاء می‌کند، بطوری که در شیب‌های ساده باد کوه-دشت دارای ساختاری ضعیف در حد خرد مقیاس با عمق حدود ۲۰ متر و سرعت ۱ m/s (پاپادوپولوس<sup>۱</sup> و دیگران، ۱۹۹۷) بوده و در

1. katabatic wind  
1. Papadopoulos  
3. confluence zone  
5. upwelling  
7. Davis and McNider

2. anabatic wind  
2. Mason  
4. Bromwich and Liu  
6. downwelling

\* مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵، تهران.

از دمای محیط است و با رابطه  $\theta' = \theta - \theta_0$  نشان داده می شود که در آن  $\theta$  دمای میانگین لایه و  $\theta_0$  دمای محیط است که بنوبه خود از رابطه  $\theta_0 = \Delta_0 + \gamma z$  بدست می آید. در این رابطه  $\Delta_0 = \theta_0$  در  $z=0$  و  $\gamma$  آهنگ تغییرات  $\theta_0$  در راستای  $z$  است. همینطور  $g$  شتاب جاذبه زمین،  $\frac{\partial}{\partial s}$  و  $\frac{\partial}{\partial n}$  به ترتیب مشتق پاره ای در جهت شیب و عمود بر آن،  $\frac{D}{Dt}$  مشتق کامل نسبت به زمان،  $k_m$  ضریب پخش پیچگی تکانه و  $\beta$  زاویه شیب است.



شکل ۱. نمودار مختصات جریان کاتاباتیك

معادله انرژی ترمودینامیکی در این حالت عبارتست از

$$\frac{D\theta'}{Dt} = u\gamma \sin \beta - w\gamma \cos \beta + \frac{\partial}{\partial n} (k_h \frac{\partial \theta'}{\partial n}) \quad (2)$$

که  $k_h$  ضریب پخش پیچگی گرما است.

در معادله (۲) دو جمله اول سمت راست، به ترتیب عامل ناشی از چینش چگالی محیط در راستای شیب و عمود بر آن و جمله سوم پخش گرمایی است. به این ترتیب معادلات (۱) و (۲) یک دستگاه دو معادله با ۵ مجهول  $w, \theta', u, k_h, k_m$  است که بدون افزودن معادلات بستاری حل آنها بطور کامل میسر نیست. لذا با فرض های ساده سازی ۵ مجهول را به دو تا کاهش می دهیم.

- ثابت گرفتن  $k_h$  و  $k_m$  که پرنتل در ساتن (۱۹۵۳) و فلیگل (۱۹۵۰) و مک نایدنر (۱۹۸۲) نیز آنرا انجام داده اند.

- چشمپوشی از جملات فرارفتی که در واقع به معنای یکسان

حاصل آن تدوین انواع مدل های تحلیلی و عددی است. این مدل ها عمدتاً به دو دسته هیدرولیکی و دینامیکی تقسیم می شوند. در مدل های هیدرولیکی از جزئیات ساختار قائم لایه کوه-دشت صرف نظر شده، و به آن مقادیر میانگین نسبت می دهند. از مدل های معروف هیدرولیکی می توان مدل فلیگل<sup>۱</sup> (۱۹۵۰)، مدل مانینز و ساوورد<sup>۲</sup> (۱۹۷۹)، و مدل کاندو و ساتو<sup>۳</sup> (۱۹۸۷) را نام برد. در مدل های دینامیکی با استفاده از معادلات بستاری<sup>۴</sup> و حل معادله انرژی جنبشی تلاطمی به جزئیات ساختار قائم لایه کوه-دشت پرداخته می شود. از مدل های معروف این دسته می توان مدل پرنتل<sup>۵</sup> (۱۹۴۲) که در ساتن<sup>۶</sup> (۱۹۵۳) آمده است، راتو و اسنودگراس<sup>۷</sup> (۱۹۸۱)، یامادا<sup>۸</sup> (۱۹۸۳ و ۱۹۸۱) و ناپو و راتو<sup>۹</sup> (۱۹۸۷) را نام برد. مدل حاضر یک مدل هیدرولیکی است، که از حل عددی یک دستگاه دو معادله دو مجهولی بدست آمده است. شرایط اولیه و شرایط مرزی مدل از شرایط اقلیمی و هواشناختی تهران بر اساس داده های ایستگاه خودکار هواشناسی مؤسسه ژئوفیزیک و برج سازمان انرژی اتمی تعیین شده اند.

## ۲ معرفی مدل

### ۱-۲ معادلات حاکم

برای شارشی که دارای دو مؤلفه سرعت  $u$  در راستای شیب و  $w$  عمود بر شیب است (شکل ۱)، مؤلفه تکانه در امتداد شیب با رابطه زیر داده می شود (ناپو و راتو، ۱۹۸۷)

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{g\theta'}{\theta_0} \sin \beta + \frac{\partial}{\partial n} (k_m \frac{\partial u}{\partial n}) + \frac{g}{\theta_0} \cos \beta \frac{\partial}{\partial s} \int_0^{h_r} \theta' dn \quad (1)$$

در معادله (۱) جمله اول سمت راست، نیروی شناوری مؤثر بر بسته هوا، جمله دوم پخش تکانه و جمله سوم شناوری لایه کوه-دشت،  $h_r$  عمق لایه کوه-دشت،  $\theta'$  افت و خیز دمای پتانسیل لایه، یعنی اختلاف دمای میانگین هر تراز

- |                      |                       |
|----------------------|-----------------------|
| 1. Fleagle           | 2. Manins and Sawford |
| 3. Kondo and Sato    | 4. closure            |
| 5. Prandtl           | 6. Sutton             |
| 7. Rao and Snodgrass | 8. Yamada             |
| 9. Nappo and Rao     |                       |

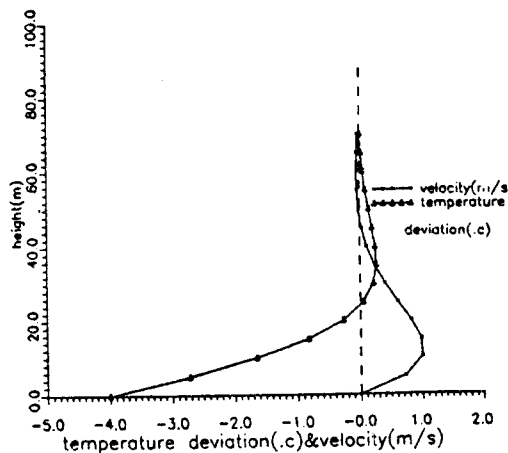
و غیره تعیین شوند. اما داده‌های کافی در اختیار نبود و ناچار از روی برخی شواهد و بیشتر با روش آزمون و خطا، با داده‌های ناکامل موجود، ورودی‌های مدل تعیین شد که در جدول ۱ آمده است.

در ابتدا این مدل با شرایط معلوم، برای اطمینان از درستی آن از نقطه نظر پایداری محاسباتی آزمایش شد. برای اینکار نخست نسبت به گسسته‌سازی تابع سرعت و دمای پرنتل

جدول ۱. ورودی‌های مدل

مقدار	کمیت
1.80 m <sup>2</sup> /s	k <sub>m</sub>
2.43 m <sup>2</sup> /s	k <sub>h</sub>
0.1 m	z <sub>o</sub>
4 °C	Δ <sub>o</sub>
0.00010 °C/m	γ
10 °	β
290 K	θ
9.80 m/s <sup>2</sup>	g
5.00 m	Δ n
3 s	Δ t

اقدام شد. سپس مقادیر بدست آمده در شبکه وارد شدند. نتایج این آزمون در شکل ۲ دیده می‌شود.



شکل ۲. نمودارهای دما و سرعت که برای آزمون مدل انجام شده است.

گرفتن  $\frac{\partial}{\partial t}$  و  $\frac{D}{Dt}$  است. این فرض در شرایط جوی آرام بدون بادهای محیطی، فرض مناسبی است (مک نایدر، ۱۹۸۲). یکنواختی شارگرمایی تلاطمی در طول شیب به معنی حذف جمله سوم سمت راست در معادله (۱) است. فرض نهایی که انجام می‌شود چشمپوشی از  $w$  است. مقادیر  $w$  در لایه کوه-دشت کوچک و قابل صرف‌نظر کردن است (فلیگل، ۱۹۵۰). بنابراین چشمپوشی از آن موجب خطای بزرگی در محاسبات نمی‌شود. به این ترتیب معادلات (۱) و (۲) ساده شده و به صورت زیر معادلات حاکم مدل را تشکیل می‌دهند

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{-g}{\theta_0} \theta' \sin \beta + k_m \frac{\partial^2 u}{\partial n^2} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = \gamma u \sin \beta + k_h \frac{\partial^2 \theta'}{\partial n^2} \quad (4)$$

دستگاه فوق به صورت عددی حل می‌شود.

## ۲-۲ شرایط مرزی و شرایط اولیه

شرایط مرزی برای دما در  $z=0$  و برای تمام زمانها عبارتست از:  $\theta' = \Delta_0$  شرایط اولیه برای دما در  $t=0$  و تمام  $z$ ها از تابع پرنتل (ساتن ۱۹۵۳) تعیین می‌شود. مقدار مرزی سرعت در  $z=0$  برای تمام زمانها صفر است (شرایط غیر لغزش<sup>۱</sup>)

شرایط اولیه برای سرعت (جهت اعمال کنترل بیشتر روی شرایط اولیه) از سه گزینه زیر که برنامه از کاربر می‌خواهد، تعیین می‌شود.

۱- شرایط اولیه از رابطه پرنتل تعیین می‌شود.

۲- مقادیر  $u$  در تمام ترازها از رابطه  $\frac{U_{pr}}{|U_{max}|}$  بدست می‌آید که در آن  $U_{pr}$  مقدار است که از رابطه پرنتل بدست می‌آید و  $U_{max}$  مقدار بیشینه  $U_{pr}$  است.

۳- مقادیر  $u$  در تمامی ترازها در  $t=0$  برابر  $U_0$  است که  $U_0$  مقدار اولیه سرعت است.

در قسمت بعد به ارائه نتایج مدل و مقایسه آن با کارهای دیگران و همینطور مشاهدات می‌پردازیم.

## ۳ نتایج مدل

در راه‌اندازی مدل، هدف اولیه این بود که بتوان با تکیه بر

برخی از اندازه‌گیرها، ورودی‌های مدل نظیر  $\gamma$ ،  $k_m$ ،  $k_h$

1. no-slip condition

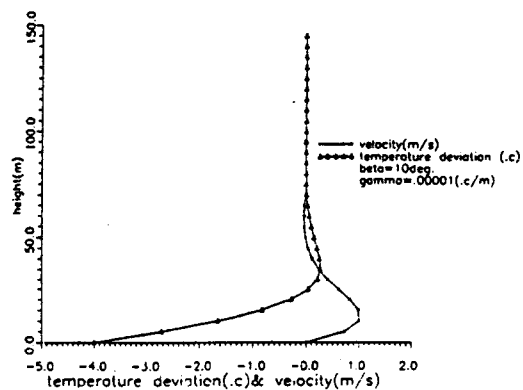
مرتبه با مقادیر واقعی است (جدول ۲).

جدول ۲. میانگین سرعت بادهای کوه-دشت (سازمان انرژی اتمی، ۱۹۷۴) در ارتفاع ۱۰ متری

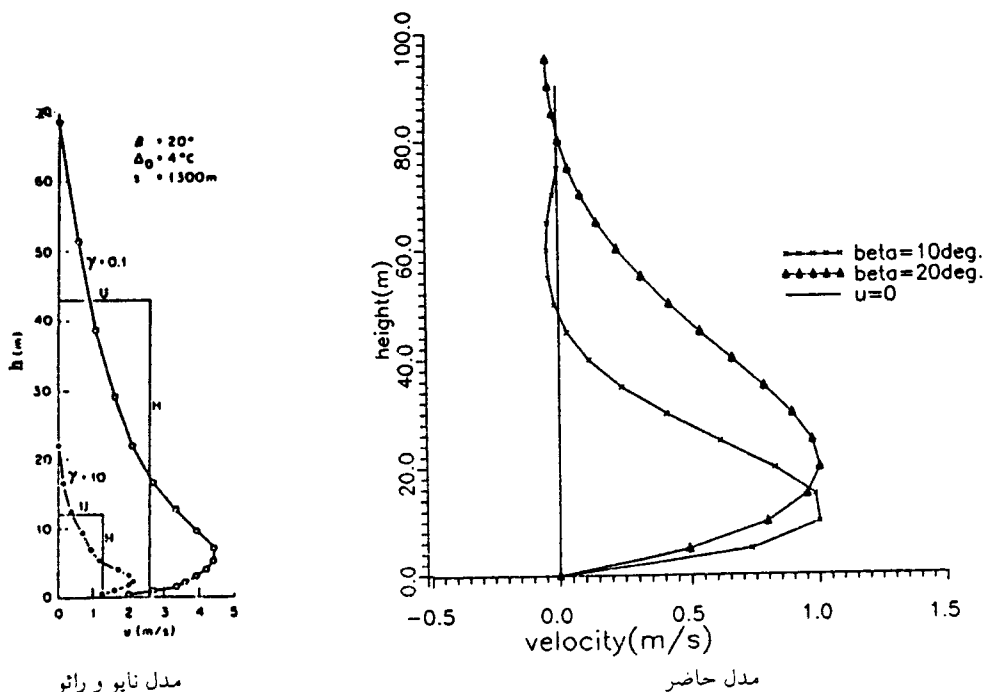
تاریخ (میلادی)	سرعت میانگین باد کوه-دشت
۷۴/۷/۱۷	۲/۵ m/s
۷۴/۷/۲۰	۳/۰ m/s
۷۴/۹/۲۳	۳/۵ m/s
۷۴/۹/۲۴	۲/۵ m/s

نیمرخ‌های سرعت بدست آمده از مدل (شکل ۳) با مدل ناپو و راتو (۱۹۸۷)، در شکل ۴ (الف) مقایسه شده است. دقت کنید که عمق لایه کوه-دشت در هر نمودار با شرایط محیطی یکسان  $\nu = 10^\circ C/km$  و  $\beta = 20^\circ$  حدود ۷۰ متر بدست آمده است. این نتایج با نتایج راتو و اسنودگراس (۱۹۸۱) نیز همخوانی دارد. در شکل ۳ مشابه شکل ۴ (ب) یک وارونگی در لایه کوه-دشت دیده می‌شود که پس از بیشینه شدن، افت می‌کند و در خارج لایه کوه-دشت صفر می‌شود.

یک نوسان میرا حول صفر، همانطور که در تابع پرتل دیده می‌شود، مشخصه مشترک هر دو نمودار است. در عین حال اختلاف فاز بین  $u$  و  $\theta'$  نیز آشکار است. در شکل ۳ نیمرخ‌های سرعت و دما نشان داده شده است. این نیمرخ‌ها عمق لایه کوه-دشت را که حوالی وقوع نخستین صفر است، حدود ۴۰ متر و بیشینه



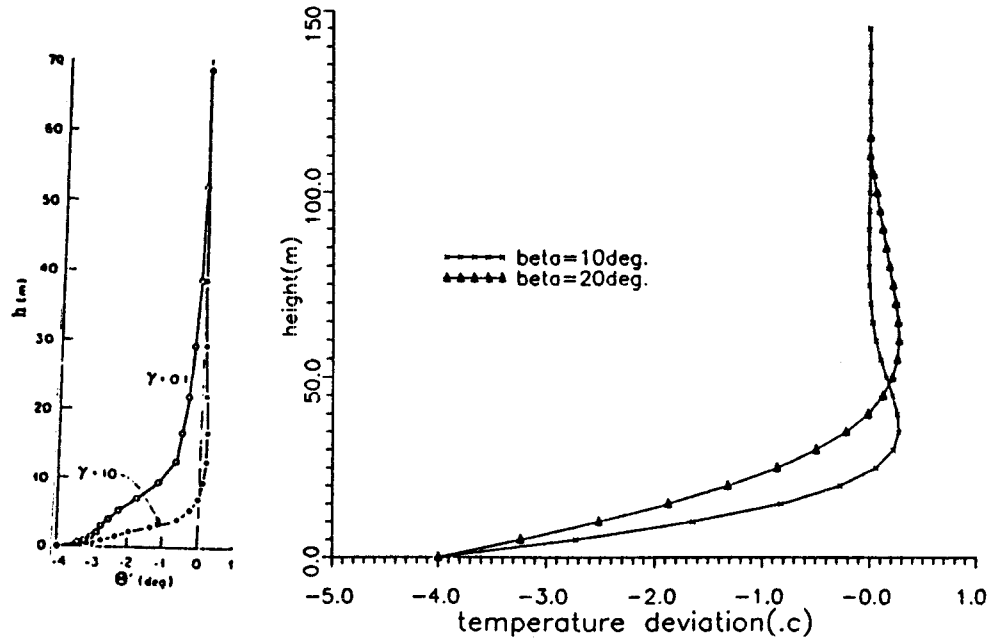
شکل ۳. نیمرخهای قائم دما و سرعت باد کوه-دشت برای شرایط تهران. سرعت را حدود  $2m/s$  / پیش‌بینی می‌کند. که مقدار آن هم



مدل ناپو و راتو

مدل حاضر

شکل ۴. الف مقایسه نتایج مدل حاضر با مدل ناپو و راتو (۱۹۸۷) (نیمرخهای سرعت).



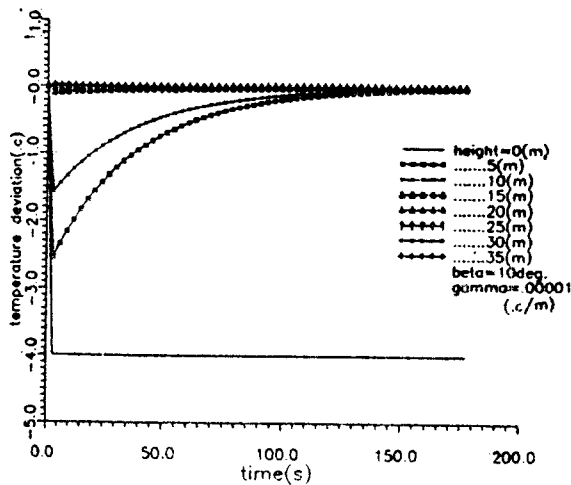
مدل ناپو و راثو

مدل حاضر

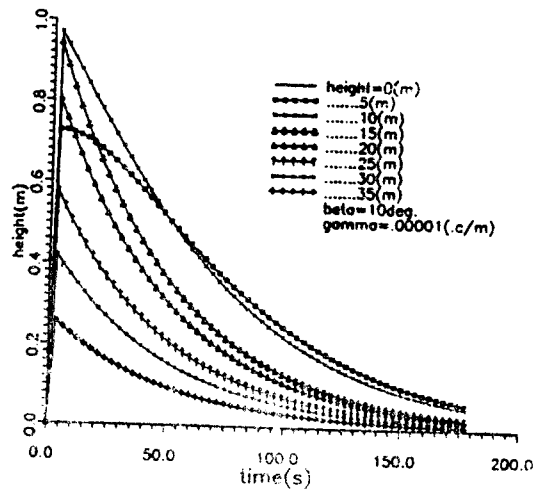
شکل ۴. ب مقایسه نتایج مدل حاضر با مدل ناپو و راثو (۱۹۸۷) (نیمرخهای دما).

شکل ۶ تحول زمانی دما را در ارتفاعهای مختلف نشان می‌دهد در این شکل وقوع یک کمینه همزمان در تمام ترازها و افت نمایی آشکار است. این رفتار مشابه رفتار سرعت ولی با فاز مخالف است، هلمیس<sup>۱</sup> و پاپادوپولوس (۱۹۹۶).

در شکل (۵) تحول زمانی سرعت در ارتفاعهای مختلف نشان داده شده است. این نمودارها نشانگر وقوع یک بیشینه تقریباً همزمان در تمام ترازها بوده و پس از آن سریعاً کاهش می‌یابد.



شکل ۶. نمودار تحول زمانی دما در ترازهای مختلف.



شکل ۵. نمودار تحول زمانی سرعت در ترازهای مختلف.

Defant, F., 1951, Local winds: Compendium of Meteorology, 662-671.

Fleagle, R. G., 1950, A theory of air drainage: J. Met., 7, 227-232.

Helmis, C. G., and Papadopoulos, K.H., 1996, Some aspects of the variation with time of katabatic flow over a simple slope: Q. J. Roy. Met. Soc., 122, 595-610.

Kondo, J., and Sato, T., 1988, A simple model of drainage flow on a slope: Boundary-Layer Met., 43, 103-123.

Manins, P. C., and Sawford, B. L., 1979, A model of katabatic winds: J. Atm. Sci., 36, 619-630.

Mason, V., 1996, Numerical simulation of low level wind created by complex orography: Mon. Wea Rev., 124, 701-715.

McNider, R. T., 1982, A note on velocity fluctuations in drainage flow: J. Atm. Sci., 39, 165-166.

Nappo, L. J., and Rao, K. S., 1987, A model study of katabatic flows: Tellus, 39 A, 61-71.

Papadopoulos, K. H., Helmis, C. G., Soilemis, A. T., Kalogiros, J., Papageorgas, P. G., and Asimakopoulos, D. N., 1997, Structure of flows down a simple slope: Q. J. Roy., 123, 1581-1601.

Rao, K. S., and Snodgrass, J. F., 1981, A nonstationary nocturnal drainage flow model: Boundary-Layer Met., 30, 309-320.

Sutton, O. G., 1953, Micrometeorology: McGraw hill, 271-279.

Yamada, T., 1981, A numerical simulation of nocturnal drainage flow: J. Atm. Sci. Japan, 59, 108-112.

Yamada, T., 1983, Simulation of nocturnal drainage flows by a  $q^2$  l model: J. Atm. Sci., 40, 91-106.

#### ۴ نتیجه گیری

در بررسی باد کوه-دشت دو دسته مدل (هیدرولیکی و دینامیکی) معرفی شدند. سپس یک مدل بر مبنای این مدلها تدوین و برای شرایط تهران آزمایش شد. در مدل حاضر  $k_m$   $k_h$  ثابت فرض شده است. معادلات بدست آمده حل تحلیلی ندارد و با روش عددی حل می شود. نتایج مدل از نظر کیفی با نتایج مدل های ناپو و رائو (۱۹۸۷)، رائو و اسنودگراس (۱۹۸۲)، پرنتل (۱۹۴۲)، فلیگل (۱۹۵۰) و مک نایدنر (۱۹۸۲) سازگاری دارد. رفتار کلی نیمرخها، به صورت تغییرات زمانی سرعت و دما و نیز کاهش دامنه سرعت و دما با ارتفاع مشابه نتایج دیگران است. متأسفانه بدلیل عدم وجود مشاهدات مستقیم قابل اعتماد، مقایسه نتایج مدل با مشاهدات میسر نشد. اما مدل حاضر پدیده فیزیکی حاکم بر باد کوه-دشت را بطور کیفی بخوبی نشان می دهد. در راه اندازی مدل حتی المقدور از پارامترهای ایستگاه هواشناسی مؤسسه ژئوفیزیک استفاده شده است. این مدل را می توان مدل یک بعدی هیدرولیکی وابسته به زمان دانست که علیرغم نقایص، نتایج خوبی را برای شرایط تهران در بردارد. تلاش در مراحل بعد این خواهد بود که مدل حاضر تکوین یافته و با کاهش فرضهای ساده سازی به واقعیت نزدیک شود.

#### قدردانی

از سازمان انرژی اتمی برای تعدادی از داده های هواشناسی مربوط به سال ۱۹۷۴ قدردانی می شود.

#### منابع

Bromwich, D. H., and Liu, Z., 1996, An observational study of the katabatic wind confluence zone near Siple coast west Antarctica: Mon. Wea. Rev., 124, 462-477.

Davis, A. M. J., and McNider, T., 1997, The development of Antarctic katabatic wind and implication for the coastal ocean: J. Atm. Sci., 54, 1248-1261.