

به کارگیری مدل تابشی فرارفتی برای برآورد سرمایش شبانه در یک حوضه محصور به توپوگرافی (حوضه رفسنجان)

نیلوفر اکبری مقدم^{۱*}، عباسعلی علی اکبری بیدختی^۲ و پرویز ایران نژاد^۳

^۱ دانش آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۹/۷/۲۶، پذیرش نهایی: ۹۲/۲/۲۴)

چکیده

سرمایش در کف حوضه محصور به توپوگرافی، تابع عوامل متفاوتی است که مهم‌ترین آنها فرایندهای تابشی و فرارفتی محلی ناشی از جریان‌های زهکشی است. در این پژوهش از مدل بسته هوا برای توصیف شیب‌باد استفاده شده و با فرض صفر بودن شار گرمای نهان در حوضه موردنظر، اثر شیب‌باد بر انتقال گرمای محسوس، در آن مورد بررسی قرار گرفته است. بر این اساس مدلی عددی برای برآورد میزان سرمایش شبانه در طول یک شب آرام و صاف در حوضه اجرا و توزیع قائم میانگین دمای پتانسیلی و سرعت شیب‌باد برآورد شد. نتایج نشان می‌دهد که افت دما در یک عمق ثابت در حوضه مخروطی نسبت به حوضه کاسه‌ای و در حوضه کاسه‌ای نسبت به حوضه هموار و همچنین در حوضه‌های عمیق‌تر بیشتر است. همچنین حوضه‌ای با خاک خشک نسبت به حوضه‌ای با خاک مرطوب متحمل سرمایش شبانه بیشتری می‌شود و بیشترین عامل مؤثر در دمای صبح روز بعد مقدار دمای پتانسیلی اولیه در هنگام عصر، ارزیابی شد.

برای راستی‌آزمایی نتایج مدل، حوضه آیزو (واقع در کشور ژاپن) و برای پیش‌بینی سرمایش شبانه بر اثر آن، حوضه رفسنجان (واقع در استان کرمان) مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌ها در ماه‌های انتقالی نشان می‌دهد که تقریباً در ۶۵٪ روزهایی که در عصر آنها دمایی کمتر از $9/5^{\circ}\text{C}$ در ایستگاه رفسنجان تجربه شده‌اند، دمای هوا در صبح روز بعد به زیر صفر رسیده است.

واژه‌های کلیدی: سرمایش شبانه، فرونشست، حوضه، حوضچه هوای سرد، گرمای محسوس، مدل پیش‌بینی دما

A radiative-advective model for estimation of nocturnal cooling in a basin surrounded by topography (Rafsanjan basin)

Akbarimoghadam, N.¹, Aliakbari-Bidokhti, A. A.² and Irannejad, P.³

¹M.Sc. Student in Meteorology, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

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

(Received: 18 Oct 2010, Accepted: 14 May 2013)

Summary

In the nighttime, drainage flow occurs along the basin sideslope and advects cold air to the boundary layer over the basin bottom (BBL), intensifying the cooling rate of the layer. A nocturnal cold air lake develops in the basin, attaining a depth nearly equal to the topographical depth of the basin. Heat budget analysis of the whole basin surface shows

that net radiative flux closely balances with sensible heat flux and ground heat conduction.

In the daytime, the BBL is warmed not only by sensible heat flux from the surface of the basin bottom, but also by local subsidence heating. This local subsidence above the basin bottom depresses development of the convective boundary layer until the nocturnal cold air lake vanishes completely. The subsidence velocity increases with time after sunrise. Over the whole basin surface, net radiative flux closely balances with sensible and latent heat fluxes.

Cooling in an enclosed basin surrounded by topography, is a function of different factors and most notably the local processes of radiation and advection due to drainage flows. In this study, radiative cooling with an air parcel model for down-slope winds with zero latent heat flux assumption, are used to build a numerical scheme for estimating nocturnal cooling in such basin. The meteorological condition is assumed to be calm which is often the case for topographically surrounded basins for the area. The model requires a prescribed potential lapse rate during the night. For validation of the model the data of the Aizu basin in Japan with a good set of measurements is used.

For typical model basins, the dependence of the nocturnal cooling on topographic parameters are obtained as follows: (i) The governing parameters are the depth of the basin and a shape parameter. The conical basin with a small shape parameter has more air cooling and a weaker slope wind than a flat bottom basin with a large shape parameter; (ii) Mean sensible heat flux during the night is almost proportional to a cube root of the depth of the basin, but little affected by the shape parameter.

Sensitivity to radiational condition, the thermal constant of the ground, and surface roughness are also examined in this study.

The results show that for a conical shaped surrounding the temperature drop during the night is more than a case with bowl like shape with the same depth. Also as the depth of the basin increases this temperature drop is large. Also dryer surface of the basin leads to larger radiative cooling and hence lower temperature in comparison to the wetter case. It is also found that the slope of the surrounding slopes does not affect the cooling rate as long as the depth of the basin is kept constant.

The results of the model also show that often (> 65% of the times) the morning temperature of the basin surface can reach zero degrees centigrade if the evening temperature is about 9.5 degrees centigrade or less. This can be used to issue warnings to farmers in such areas in order to avoid frost damage to crops.

The model is used for Rafsanjan city to predict nocturnal temperature drop in spring seasons. This area with vast pestasous farms is prone to frost damage in spring time.

Keywords: Night cooling, Subsidence, Basin, Cold pool, Sensible heat, A radiative-advective model

۱ مقدمه

معطوف سازد؛ به خصوص اگر سطح مورد کشت محصور به توپوگرافی باشد، مثل حوضه‌های محصور به کوه یا دره‌ها و یا دشت‌های کشاورزی، موضوع سرمایه‌های شبانه اهمیت ویژه‌ای پیدا می‌کند؛ چرا که علاوه بر پارامترهای تابش موج بلند از سطح زمین، رطوبت هوا و خاک،

هر ساله یکی از نگرانی‌های بخش کشاورزی مسئله یخبندان‌های غیر معمول و سرمازدگی محصولات کشاورزی است؛ همین مسئله باعث شده که موضوع سرمایه‌های شبانه به یکی از مباحث مهم در هواشناسی کشاورزی تبدیل شود و توجه محققان بسیاری را به خود

تابستانی در ارتفاعات سوئد استفاده کرده‌اند. به‌طور کلی تحقیقات صورت گرفته در زمینه سرمایش شبانه با دو دیدگاه صورت پذیرفته است. یکی از آنها مدل‌سازی براساس موازنه انرژی و تعیین بودجه گرمایی منطقه مورد بررسی و دیگری با وارد کردن موضوع توپوگرافی به مسئله و حل معادلات مربوط به آن است. از جمله کسانی که دیدگاه اول را مورد تحقیق قرار داده‌اند، پرس و کامارا (۲۰۰۲) بوده‌اند که با استفاده از داده‌های *MSG (METEOSAT Second Generation)* و براساس روش فایساش (۱۹۹۹) دمای سطح زمین را برآورد کرده‌اند. این روش در تحقیقات خردمقیاس هواشناسی توجه زیادی را به خود جلب کرده است (روپک، ۱۹۸۸؛ دنمید و روپک، ۱۹۹۳؛ کاتول و همکاران، ۱۹۹۷ و ۲۰۰۱؛ لیونینگ و همکاران، ۲۰۰۰؛ سیمون و همکاران، ۲۰۰۲؛ پاز، ۲۰۰۲؛ سیچ و همکاران، ۲۰۰۳؛ سیکورا و همکاران، ۲۰۰۳ و پاز و همکاران، ۲۰۰۴).

از نظر دیدگاه دوم، کاندو و اوکاسو (۱۹۹۰) سرمایش شبانه مربوط به یک حوضه محصور با توپوگرافی را در شرایط شب صاف و آرام، با مدل تابشی و با استفاده از شیب‌بادهای دره‌ای بررسی کرده و روشن ساختند که اثر جریان دره‌ای بر سرمایش دره‌ای با بازشدگی کوچک (دهانه تنگ‌تر) به نسبت کل سرمایش محیط قابل اغماض است؛ ولی برای دره‌های با بازشدگی بزرگ‌تر (دهانه بازتر) این جریان دره‌ای می‌تواند اثر قابل ملاحظه‌ای روی سرمایش محیط حوضه بگذارد. آنها به این نتیجه نیز رسیدند که میانگین شار گرمای محسوس در طول شب تقریباً با ریشه سوم عمق حوضه متناسب است. کاندو و هاگینویا (۱۹۸۹) نیز به این موضوع از جنبه بودجه شارهای گرمایی پرداختند و جریان دره‌ای و ریزش هوای سرد به حوضه را عامل مؤثری بر سرمایش شبانه یافتند. طبق تحقیقات صورت گرفته روی سرمایش شبانه در

ضریب پخش گرمایی خاک، دمای عمق خاک و ظرفیت گرمایی ویژه آن، عامل باد سرد کوهستانی (فرارفت محلی هوای سرد به داخل حوضه) نیز بر سرمایش شبانه مؤثر است و احتمال یخبندان را به‌ویژه در ماه‌های سرد سال تشدید می‌کند.

در این راستا در ایران مناطق بسیاری وجود دارد که شرایط هواشناختی و توپوگرافی آنها باعث وارد شدن خسارت به محصولات کشاورزی می‌شود. دمای نامطلوب را باید اساسی‌ترین عامل از بین رفتن محصولات کشاورزی، به‌خصوص در مزارع محصور به توپوگرافی دانست. در این نواحی عامل مهم شیب‌باد در تبادل گرمای محسوس بین سطح زمین و جو مؤثر است و به این ترتیب حوضچه هوای سردی در منطقه مورد کشت تشکیل و موجب یخزدگی محصولات می‌شود.

تحقیقات محدودی در مورد یخزدگی محصولات کشاورزی در داخل کشور صورت گرفته است که اغلب به‌صورت آماری و براساس مدل‌های تابشی عملی شده‌اند. از آن جمله می‌توان از «بررسی احتمال زمانی وقوع یخبندان‌های زودرس پاییزه و دیررس بهار در البرز مرکزی» (رحیمی، ۱۳۷۸) نام برد. همچنین می‌توان به «اثر انتشار امواج فرسوخ در سرمایش شبانه لایه سطحی و پیش‌بینی دمای حداقل در منطقه کویری جنوب استان خراسان» (مالکی‌فرد و علی‌اکبری بیدختی، ۱۳۸۳) اشاره داشت؛ که در آن به بررسی دمای لایه سطحی و پیش‌بینی کاهش دمای سطحی شبانه در فصل بهار، درحکم یکی از مهم‌ترین عوامل اطلاع از وقوع سرمازدگی محصولات کشاورزی، پرداخته شده است.

کارهای متعددی در ارتباط با برآورد سرمایش شبانه و پیش‌بینی دمای کمینه در مناطق گوناگون جهان صورت گرفته است. مثلاً سلیر (۱۹۹۳) که تحقیقات وی نیز براساس مدل تابشی بوده است. لیندکویست و لیندکویست (۱۹۹۷) از تغییرپذیری زمانی و مکانی یخبندان‌های شبانه

یک حوضه (کاندو و همکاران، ۱۹۸۳؛ موری و همکاران، ۱۹۸۳؛ کاندو، ۱۹۸۶؛ مکی و همکاران، ۱۹۸۶؛ مکی و هاریمایا، ۱۹۸۸؛ کاندو و ساتو، ۱۹۸۸) جریان زهکشی در طول کناره‌های شیب‌دار یک حوضه رخ می‌دهد و هوای سرد به سمت لایه مرزی بالای کف حوضه فرارفت پیدا می‌کند. این امر باعث انباشت هوای سرد می‌شود. در نتیجه سطح زمین کف حوضه تابش موج بلند رو به پایین کمتری را دریافت می‌کند و متحمل سرمایش تابشی بیشتری نسبت به زمین هموار می‌شود.

وایت‌من (۱۹۸۲) به گسترش روزانه لایه مرزی همرفتی در دره‌های عمیق اشاره کرده و نشان داده است که گرمایش فرونشستی نقش مهمی را در از بین رفتن وارونگی دما دارد. وایت‌من و مکی (۱۹۸۲)، بادر و مکی (۱۹۸۳؛ ۱۹۸۵) و مولر و وایت‌من (۱۹۸۸) شبیه‌سازی‌های عددی این پدیده را تهیه کردند. آنها پی بردند که سراسیمی جدار کناری دره، پایداری اولیه و سپیدایی (آلبدو) سطح در شدت گرمایش فرونشستی مؤثر هستند. بنتا و کاتن (۱۹۸۱) و بنتا (۱۹۸۴؛ ۱۹۸۶) اشاره کردند که گسترش جریان بالاشیب و سرعت سینوپتیکی باد در چرخش روزانه هوای حوضه تأثیر دارد.

۲ بیان مسئله

با توجه به تحقیقات صورت گرفته کاندو و همکاران (۱۹۸۳) در مناطق کوهستانی و برای ۹ حوضه با توپوگرافی‌های متفاوت در کشور ژاپن، مقادیر محاسباتی به‌دست آمده برای سرمایش سطحی شبانه در شب‌های صاف و آرام در مقایسه با مقادیر مشاهداتی فقط یک درجه سلسیوس اختلاف دمایی را نشان می‌داد. این موضوع سبب شد تا آنها به این نتیجه برسند که در شرایط شب‌های صاف و آرام که بادهای شدید در منطقه وجود نداشته باشد، سرمایش سطحی را می‌توان به‌طور عمده ناشی از سرمایش تابشی در نظر گرفت.

در بیشتر موارد تبادل انرژی واقعی بین سطح زمین و هوای مجاور آن، بایستی به توپوگرافی آن محل مربوط باشد. در تحقیق حاضر برای شبیه‌سازی سرمایش شبانه و پیش‌بینی دمای کمینه در طول شب، علاوه بر عامل تابش، عامل مهم توپوگرافی نیز وارد شده و با در نظر گرفتن هر دو این عوامل به حل مسئله پرداخته می‌شود. برای این منظور از مدل ساده بسته هوای (Parcel model) کاندو و ساتو (۱۹۸۸)، برای توصیف جریان شیب در حوضه استفاده می‌شود. به این ترتیب سرمایش شبانه در حوضه در طول یک شب آرام و صاف با مدل ساده‌ای از سرمایش مورد بررسی قرار گرفته و میدان‌های میانگین دمای پتانسیلی، سرعت شیب‌باد و شار گرمای محسوس ارزیابی می‌شوند. همچنین استفاده از این مدل می‌تواند برای برآورد عددی تأثیر توپوگرافی حوضه بر سرمایش راهگشا باشد که این یکی از طرح‌های برآورد تبادل انرژی بین زمین-هوا روی شرایط زمینی پیچیده است (کاندو و ساتو، ۱۹۸۸؛ ساتو و کاندو، ۱۹۸۸؛ کاندو و همکاران، ۱۹۸۳).

در هنگام عصر، هوای خنک روی سطح سرد شیب‌دار شروع به پایین آمدن می‌کند. این جریان هوا که به آن جریان شیب یا جریان زهکشی گفته می‌شود، گرمای محسوس را از راه انتقال تلاطمی به سطح منتقل می‌کند و در حین پایین آمدن خنک‌تر می‌شود. این هوای سرد به تدریج در نواحی پایین‌تر حوضه انباشته می‌شود. در نتیجه، این جریان زهکشی است که در انتقال گرمای محسوس سطح به سراسر جو حوضه، نقش ایفا می‌کند. به این ترتیب در طول شب، لایه سرد و نسبتاً ضخیم یا حوضچه هوای سرد، در حوضه گسترش می‌یابد، که این رویداد در نتیجه فرایندهای فرارفت و انباشت جریان هوای سرد روی شیب حوضه است.

بر طبق مشاهدات صورت گرفته مکی و همکاران (۱۹۸۶) بر بودجه گرمایی، هنگامی که باد در بالای لایه

گرمای محسوس و برابر است با:

$$\Delta T_R = \int_z^D \frac{tH}{c_p \rho V} \frac{1}{dz'} \quad (3)$$

که در آن، c_p گرمای ویژه هوا، ρ چگالی هوا، H میانگین شار گرمای محسوس در زمان t ، z ارتفاع حوضه و D نشان‌دهنده بالاترین ارتفاع حوضه است. $\left(\frac{1}{V}\right)\left(\frac{dA}{dz}\right)$ نیز تابع توپوگرافی نامیده می‌شود که در آن dA عنصر سطحی از شیب پیرامون تراز مفروض و V حجم هوای اشغال شده محدوده زیر تراز است.

در شکل ۱ تبادل گرما در سطح شیب تراز $z = z'$ با مساحت جزء dA با سرمایش هوای محدوده زیر تراز $z = z'$ برابر است و بر این نکته اشاره دارد که حوضچه هوای سرد به جز در لایه نازکی از بسته هوا، در امتداد شیب به طور افقی یکنواخت است.

به این ترتیب با وجود شار گرمایی، هرچه سطح شیب بزرگ‌تر باشد، سرمایش هوا نیز بیشتر خواهد بود. در حالی که با افزایش حجم، محدوده، سرمایش هوا کاهش می‌یابد. تابع توپوگرافی را می‌توان به منزله یک تابع تحلیلی به صورت رابطه (۴) نوشت (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰):

$$\frac{1}{V} \frac{dA}{dz} = \frac{2\beta(2\beta+1)}{z^2} \quad (4)$$

که در آن، β پارامتر توپوگرافی است و برای هر حوضه باید جداگانه محاسبه شود. مقدار آن با رابطه (۵) تقریب زده می‌شود:

$$\frac{R}{R_M} = \left(\frac{z}{M}\right)^\beta \quad (5)$$

که در آن، R و R_M به ترتیب شعاع های هم‌ارزی در ترازهای z و M هستند و M عمق متوسط حوضه از سطح $z = 0$ تا ارتفاع $z = D$ است.

میانگین شار گرمای محسوس نیز با رابطه (۶) و به کمک تابع $I(x)$ محاسبه می‌شود:

مرزی شبانه ضعیف است، حدود ۸۰٪ سرمایش در ستون هوای بالای کف حوضه را می‌توان به فرارفت شیب‌باد سرد نسبت داد. بنابراین، انتظار می‌رود که میدان دما در حوضه، وابستگی شدیدی به رفتار جریان زهکشی داشته باشد. توصیف جریان در طول شیب حوضه نیز دشوار است، زیرا میدان دمای میانگین را می‌توان در نتیجه یک فرایند پس‌خورد (feedback) تعیین کرد؛ به این صورت که کاهش شدید دما روی سطح شیب به جریان زهکشی کمک می‌کند، و همین امر سبب افزایش انتقال گرمای محسوس می‌شود و سرمایش سطح شیب را تعدیل می‌کند. این مسئله پایه و اساس مدل حاضر خواهد بود.

۱-۲ شرح مدل

سرمایش شبانه حوضه در طول یک شب صاف و آرام، بدون در نظر گرفتن تبادل گرمای نهان حاصل از میعان، برآورد می‌شود. در این تحقیق از یک مدل پله‌ای استفاده می‌شود. این مدل نمایه‌های قائم میانگین سرعت شیب‌باد، دمای جو و دمای سطح در هنگام صبح و شار گرمای محسوس میانگین در طول شب را تعیین می‌کند. این مقادیر براساس دما و شار خالص تابش موج بلند در هنگام عصر، به کمک اطلاعات توپوگرافی و از راه محاسبات تکراری برآورد می‌شود و اثر سرمایش تابشی جو در لایه پایدار نیز در این مدل محاسبه خواهد شد.

رابطه (۱) مربوط به سرمایش نهایی هوا در زمان t به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\Delta T = \Delta T_H + \Delta T_R \quad (1)$$

که در آن، ΔT_R سرمایش تابشی و ΔT_H سرمایش در اثر تبادل گرمای محسوس است. با فرض اینکه آهنگ سرمایش تابشی (CR_0) در حوضه ثابت است، می‌توان نوشت:

$$\Delta T_R = CR_0 t \quad (2)$$

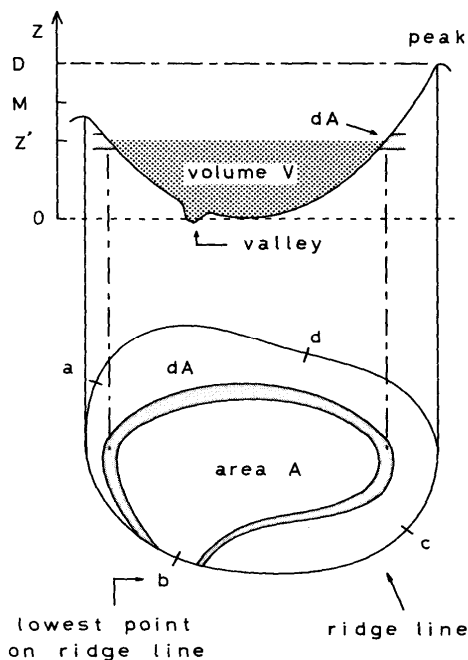
در رابطه (۱) نشان‌دهنده سرمایش ناشی از تبادل

$$u = \left[\frac{g\Delta\theta \sin\alpha C_H l_E}{\Theta_a (1+F_5) C_M} \right]^{1/2} \quad (14)$$

g شتاب گرانشی زمین، Θ_a ، دمای پتانسیلی هوای محیط، $\Delta\theta$ اختلاف دمای پتانسیلی محیط با بسته هوا، $\sin\alpha$ شیب حوضه، F_5 ضریبی برابر با $C_H, F_5=1$ و C_M به ترتیب ضرایب توده‌ای برای انتقال گرما و تکانه هستند. l_E طول مؤثر طی شده بسته هوا روی سطح شیب‌دار حوضه و با رابطه (۱۵):

$$l_E = \min \left[l, \frac{\Delta\theta}{\gamma \sin\alpha} \right] \quad (15)$$

در اینجا l طول شیب از بالای حوضه و γ آهنگ کاهش دما با ارتفاع را مشخص می‌کند. طول معادلی از شیب، تحت شرایط پایستار برای بسته هوا را به دست می‌دهد. از آنجا که $\Delta\theta$ و γ تغییرات کندی با ارتفاع دارند، نسبت $\frac{\Delta\theta}{\gamma}$ نشان‌دهنده افت قائمی از دمای پتانسیلی هوای محیط است که با $\Delta\theta$ کاهش می‌یابد (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰).



شکل ۱. نمای افقی و قائم از حوضه (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰).

$$\bar{H} = I(x_1)H \quad (6)$$

$$I(x_1) = \frac{1}{x_1 J(x_1)} \int_0^{x_1} J(x) dx \quad (7)$$

شار گرمای محسوس نیز برابر است با:

$$H = \frac{1}{2} ac_p \rho C_H u \Delta T_s \quad (8)$$

سرمایش سطحی (ΔT_s) به کمک معادله رسانش گرمایی زمین و بودجه گرمایی سطح زمین، به صورت رابطه (۹) معرفی می‌شود (کاندو، ۱۹۸۶؛ کاندو و هاگنیوا، ۱۹۸۹):

$$\Delta T_s = \frac{f_0}{f} J(x) \Delta T_{s,max} \quad (9)$$

$\Delta T_{s,max}$ سرمایش پتانسیلی نامیده می‌شود و برابر است با:

$$\Delta T_{s,max} \approx \frac{\sigma T_0^4 - L_0^\downarrow}{f_0} = \frac{R_{n0}}{f_0} \quad (10)$$

در رابطه (۱۰)، $f_0 = 4\sigma T_0^3$ و دیگر نمادهای استفاده شده عبارت‌اند از: σ ثابت استفان-بولتسمان، T_0 دمای اولیه سطح، L_0^\downarrow شار تابش موج بلندپایین سوی اولیه، R_{n0} شار تابش موج بلند خالص اولیه. همچنین $J(x)$ به صورت زیر تعریف می‌شود (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰):

$$J(x) = 1 - \exp(-x) \cdot \text{Erfc}(x^{1/2}) \quad (11)$$

$$x = \frac{f^2 t}{c_g \rho_g \lambda_g} \quad (12)$$

که در آن، c_g گرمای ویژه زمین، ρ_g چگالی زمین و λ_g رسانش گرمایی زمین و f برابر است با:

$$f = f_0 + \frac{1}{2} ac_p \rho C_H u \quad (13)$$

پارامتر a نیز به صورت $a = 1 - \frac{\Delta T}{\Delta T_s}$ معرفی می‌شود.

معمولاً در بالای حوضه ΔT کوچک و در کف حوضه $\Delta T_s = \Delta T$ است. بنابراین در بالای حوضه $a=1$ و در ترازهای پایین‌تر به تدریج کاهش می‌یابد. u نیز سرعت بسته هوا یا سرعت شیب‌باد، ب[صورت رابطه (۱۴) تعریف می‌شود (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰):

۳ روش عددی

ابتدا ارتفاع حوضه به N قسمت تقسیم می‌شود به طوری که ضخامت هر لایه برابر باشد با $\Delta z = 10 \text{ m}$. l طول شیب طی شده بسته هوا از $z=D$ تا $z=z_n$ تعریف می‌شود. آهنگ کاهش دما با ارتفاع (γ) نیز برابر است با:

$$\gamma = \frac{(\theta_{a,n+1} - \theta_{a,n})}{\Delta z}$$

و در زمان $t = t_0$ ، $\gamma = \gamma_0$ در نظر گرفته می‌شود.

سرمایش در این مدل با روش آزمون و خطا (trial and error method) محاسبه می‌شود که با پیروی از روش پیش گفته و با شروع از بالاترین لایه حوضه ($n=N$) گام‌های طی شده تا رسیدن به نتیجه نهایی به صورت است:

۱- از آنجا که در این مدل فرض بر ضعیف بودن باد خارجی می‌شود، لذا در بالای حوضه ($z=D$) هیچ گونه تبادل گرمایی با جو خارج از حوضه وجود ندارد و بنابراین در آغاز کار و در گام اول، برای بالاترین لایه از لحاظ ارتفاع (یعنی لایه N ام) فرض می‌شود که سرمایش اولیه فقط ناشی از سرمایش تابشی است و $\Delta T = \Delta T_R (\Delta T_H = 0)$. سپس با این فرض و داشتن دمای اولیه هوا ($\theta_{0,a}$) و دمای اولیه سطح ($\theta_{0,s}$)، دماهای صبح هنگام در ارتفاع پیش گفته به دست آمده و به این ترتیب $\Delta \theta$ محاسبه می‌شود.

۲- با در نظر گرفتن $\gamma = \gamma_0$ ، باید بین دو مقدار بیان شده برای l_{Em} در معادله (۱۵) کوچک‌ترین مقدار را برای آن در نظر گرفته و به کمک سایر عوامل ذکر شده در معادله (۱۴) سرعت شیب باد، u ، محاسبه شود. با داشتن مقدار u و نیز محاسبات مربوط به سرمایش سطحی، ΔT_s ، برای لایه N ام به دست می‌آید.

۳- در این مرحله ابتدا شار گرمای محسوس با استفاده از رابطه (۸) به دست می‌آید و نیز با کمک تابع میانگین مربوط به محاسبه میانگین زمانی شار گرمای محسوس، \overline{H} ، با رابطه (۶) محاسبه می‌شود.

۴- محاسبه سرمایش هوا، محاسبه آخرین خروجی است. برای این منظور مطابق با آنچه ذکر شد، از رابطه (۱) استفاده می‌شود.

۵- محاسبه ΔT باید تا همگرا شدن مقدار آن تکرار شود. ۶- تا این مرحله محاسبات صورت پذیرفته برای لایه اول یا لایه N ام است و باید برای $N-I$ لایه پایین‌تر بعدی نیز همه این مراحل تکرار شود؛ با ذکر این نکته که مقادیر به دست آمده در لایه‌های بالایی در حکم مقادیر اولیه برای لایه‌های پایینی در نظر گرفته می‌شوند.

۴ بحث نتایج

همان‌طور که در بخش مقدمه ذکر شد، تا به حال تحقیقات بسیاری در خارج از کشور پیرامون موضوع سرمایش شبانه و جریان‌های زهکشی در دره‌ها و حوضه‌های گوناگون صورت پذیرفته است. در این بین کاندو و اکاسو (۱۹۹۰) تحقیقات ارزشمندی روی ۹ حوضه در کشور ژاپن به انجام رسانده‌اند. حوضه آیزو (Aizu basin) یکی از این حوضه‌ها است که نتایج خوبی برای آن به دست آمده است. لذا در این پژوهش، برای پی بردن به چگونگی بررسی صورت پذیرفته و شبیه‌سازی آن برای نمونه‌های مورد نظر در داخل کشور، مطابق با توضیحات پیش گفته، مدلی عددی برای برآورد سرمایش شبانه برای حوضه اجرا شده است. ابتدا مدل برای حوضه آیزو که مقادیر و داده‌های آن در تحقیق کاندو و اکاسو معلوم است اجرا می‌شود و با مقایسه نتایج دو مدل، نسبت به درستی و دقت آنها اطمینان حاصل می‌کنیم. برخی از پارامترهای توپوگرافی حوضه آیزو که کاندو و اوکاسو مورد بررسی قرار داده‌اند، در جدول ۱ نشان داده شده است. مشاهدات صورت پذیرفته روی این حوضه در حالی صورت گرفته‌اند که حوضه خشک بوده و باد در خارج از جو حوضه بسیار ضعیف جریان داشته است. همچنین فرض شد که تبادل گرمای نهان در حوضه بسیار کوچک باشد.

افزایشی دمای سطح پس از طی مسیری با شیب ثابت، بالاخره رو به کاهش می‌گذارد و در کف حوضه به کمترین مقدار می‌رسد.

نکته دیگری که در اینجا لازم به ذکر است مربوط به شیب نمودارهای θ_a و θ_s است که هر دو این دماها پس از حدود نیمی از مسیر که با شیبی تقریباً کند آن را طی کرده‌اند، بقیه مسیر را با شیبی به نسبت تندتر از قبل ادامه می‌دهند. علت این افزایش شیب ممکن است مربوط به پیدایش لایه پایدار شبانه و یا همان حوضچه هوای سرد باشد.

نکته قابل توجه بعدی مربوط به میزان کاهش دما و یا به عبارتی مقدار سرمایشی است که در حوضه اتفاق می‌افتد؛ به همین علت اختلاف بین دمای پتانسیلی در هنگام عصر و صبح روز بعد می‌تواند معیار خوبی باشد. این مقادیر نیز در شکل ۲-ب با نمادهای ΔT_s و ΔT که به ترتیب بیانگر سرمایشی هوای محیط و سرمایشی سطحی هستند نشان داده شده‌اند. همان‌طور که از روی شکل مشاهده می‌شود مقادیر این دو سرمایشی در بالای حوضه با هم تفاوت زیادی دارند؛ اما با کاهش ارتفاع و نزدیک شدن به کف حوضه این دو مقدار نیز به هم نزدیک می‌شوند تا جایی که در کف حوضه با هم برابر می‌شوند. در نهایت با مقایسه مقادیر ΔT_s و ΔT در بالا و پایین حوضه، می‌توان اشاره کرد که θ_a در بازه زمانی مورد نظر دچار افت شدیدتری نسبت به θ_s می‌شود.

شکل ۲-الف نیز نتایج تحقیقات کاندو و اکاسو (۱۹۹۰) را به صورت طرحوار نشان می‌دهد. در این شکل θ_p دمای پتانسیلی بسته هوای مفروض در مدل را نشان می‌دهد که میانگینی از دو دمای θ_a و θ_s است. همچنین توافق خوبی که بین دو نمودار (الف) و (ب) وجود دارد، نشان می‌دهد که خروجی‌های مدل تا حد خوبی قابل اطمینان هستند.

شکل ۳ نمای سرعت بسته هوا را حین پایین آمدن از شیب حوضه نشان می‌دهد. با توجه به شکل، u در جایی نزدیک به نیمه شیب به بیشترین مقدار خود می‌رسد و نیز

زمان اولیه تقریباً برابر با ۳۰ دقیقه قبل از غروب آفتاب یعنی زمانی که دمای هوا تقریباً خنثی و نیز دمای زمین مستقل از عمق آن باشد (به علت سودمندی در حل معادلات رسانش زمین)، در نظر گرفته می‌شود (کاندو و همکاران، ۱۹۸۳).

در مدل حاضر با داشتن دمای پتانسیلی هوای محیط و سطح زمین در هنگام عصر، مقادیر متناظر آنها را می‌توان برای صبح روز بعد پیش‌بینی کرد. در واقع خروجی اصلی این مدل، دماهای پتانسیلی هوای محیط (θ_a) و سطح زمین (θ_s) در صبح روز بعد هستند. نمودار این دماها برای بازه زمانی $t = 10$ h، در شکل ۲ با خط ممتد ترسیم شده است.

با توجه به شکل ۲ (الف) و (ب) و نمودار مربوط به دمای θ_s ، افزایش دمای سطح حوضه در ترازهای نزدیک به بالای حوضه، یعنی جایی که بسته هوای فرض شده در مدل شروع به پایین آمدن می‌کند را نشان می‌دهد. علت این امر مربوط به شکل و ترکیب حوضه می‌شود. بعد از غروب آفتاب که تابش‌های موج بلند خروجی از سطح زمین بر تابش‌های موج کوتاه ورودی به سطح غالب می‌شود و سطح زمین شیب‌دار حوضه نیز تابش‌های موج بلند خود را به اطراف گسیل می‌کند، با توجه به شکل حوضه این تابش‌ها مستقیماً به جو خارج از حوضه نمی‌رسند؛ بلکه بعد از چندین بار برخورد به سطوح شیب‌دار اطراف حوضه می‌توانند وارد جو خارج از آن شوند. به این ترتیب سطوح شیب‌دار علاوه بر آنکه تابش‌های موج بلندی از خود گسیل می‌کنند، تابش‌های موج بلندی را نیز از طرف سطوح شیب‌دار همسایه خود دریافت می‌کنند. همین امر سبب افزایش دمای سطح شیب‌دار در ترازهای بالایی حوضه می‌شود. اما به تدریج و با پایین آمدن بسته هوای مفروض و نزول هوای سرد همراه آن به پایین حوضه، شارش این هوای سرد بر تابش‌های موج بلند دریافتی از سطوح شیب‌دار کناری غالب می‌شود و روند

حوضه افزایش می یابد و با نزدیک شدن به طلوع آفتاب، ارتفاع این لایه پایدار هوای سرد به بیشینه مقدار می رسد. در واقع در زمانی نزدیک به طلوع آفتاب حوضه متحمل بیشترین میزان سرمایش می شود. شکل ۴ این موضوع را نشان می دهد.

۱-۴ وابستگی دمای صبح روز بعد به پارامتر شکل حوضه

به طور کلی می توان حوضه های گوناگون را براساس مقادیر پارامتر شکل آنها به سه زیرمجموعه زیر تقسیم بندی کرد:

- $r=0/4$: حوضه مخروطی شکل (Conical basin)
- $r=0/55$: حوضه کاسه ای شکل (Bowl-shape basin)
- $r=0/7$: حوضه با کف هموار (Flat bottom basin)

با اینکه این حوضه ها دارای سطح شیب و شار گرمای محسوس میانگین تقریباً یکسانی هستند، لیکن حوضه مخروطی حجم هوای کمتری برای خنک شدن دارد و لذا در چنین حوضه ای کاهش دما مقداری بزرگ می شود (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰) که این موضوع در شکل ۵ به خوبی نشان داده شده است.

۲-۴ وابستگی دمای صبح روز بعد به عمق حوضه

شکل ۶ نمای دماهای پتانسیلی را برای حوضه های مشابه که دارای پارامتر شکل یکسان و عمق های متفاوت هستند، نشان می دهد. همان طور که در شکل دیده می شود در حوضه های عمیق تر، لایه سرد شبانه ضخامت بیشتری پیدا می کند.

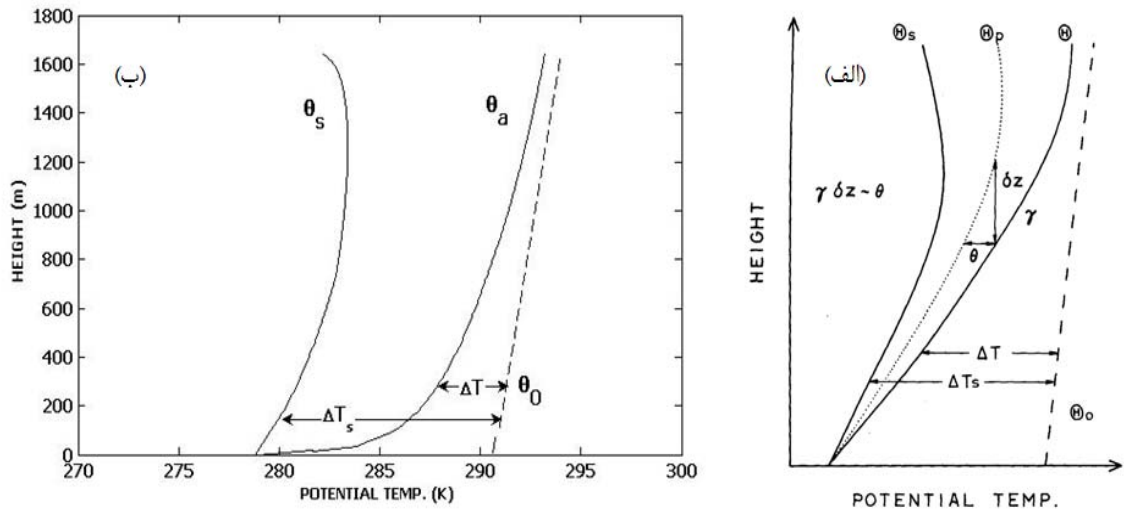
مطابق با رابطه (۱۴) سرعت شیب باد متناسب با جذر طول مؤثر طی شده روی شیب (l_E) حوضه است. با محاسبات صورت گرفته در مدل می توان به این نتیجه رسید که طول مؤثر طی شده بسته هوا روی شیب، حین پایین آمدن از بالای حوضه برابر با همان طول شیب طی شده یعنی l خواهد بود. به عبارت دیگر از بالای حوضه تا ارتفاعی که در آن u به مقدار بیشینه می رسد l_E برابر با حد اول در رابطه (۱۵)، یعنی l است.

از این ارتفاع به پایین u رو به کاهش می گذارد تا اینکه در کف حوضه به مقدار کمینه یعنی صفر می رسد. علت این روند کاهش پس از رسیدن به مقدار بیشینه، وارد شدن بسته هوا به لایه پایدار شبانه خواهد بود. به این ترتیب پایداری این لایه سرد از افزایش سرعت شیب باد جلوگیری می کند و این بار در این بخش از حوضه l_E برابر با حد دوم در رابطه (۱۵) یعنی $\frac{\Delta\theta}{\gamma \sin \alpha}$ می شود. در واقع زمانی که مقدار l_E از حد اول بازه اش به حد دوم آن تغییر پیدا می کند، u کاهش می یابد.

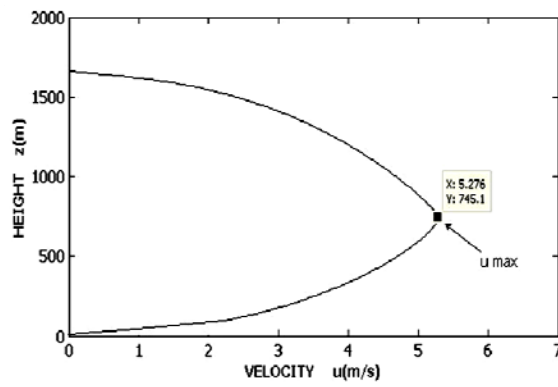
ارتفاع لایه پایدار شبانه (z_c) با افزایش بازه زمانی رشد می کند و در بازه زمانی مربوط به سرمایش (که برای حوضه آیزو $t=10$ h در نظر گرفته شد)، به بیشترین مقدار می رسد. علت این موضوع مربوط به سازوکار سرمایش شبانه و ایجاد حوضچه هوای سرد بر می گردد؛ به این صورت که بسته هوا حین پایین آمدن از شیب حوضه و تبادل گرمای محسوس با سطح، خنک می شود و هوای سرد خود را به بخش های پایینی حوضه منتقل می کند. بنابراین با افزایش زمان، انباشت این هوای سرد در کف

جدول ۱. برخی از پارامترهای مربوط به حوضه آیزو.

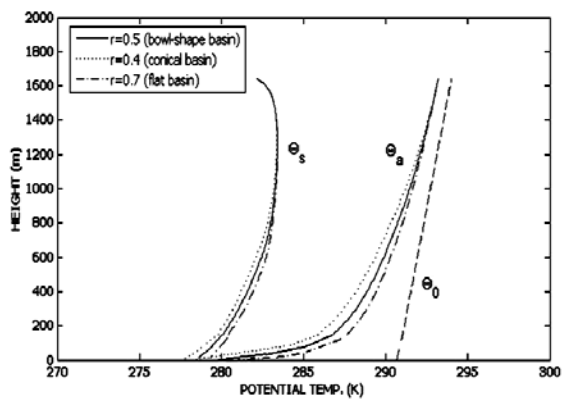
نام حوضه	پارامترهای توپوگرافی							شرایط دیدبانی				
	D(m)	R _D (Km)	M(m)	R _M (Km)	r	α (deg)	β	T ₀ (°C)	γ_0 (°Cm ⁻¹)	R _{n0} (Wm ⁻²)	$c_g \rho_g \lambda_g$ (J ² s ⁻¹ m ⁻⁴ K ⁻²)	
آیزو	۱۶۴۰	۴۲/۷	۱۱۵۰	۴۰/۵	۰/۵۲۳	۲/۷	۰/۴۳۸	۲۱/۰	۰/۰۰۲	۱۴۰	۲×۱۰ ^۶	



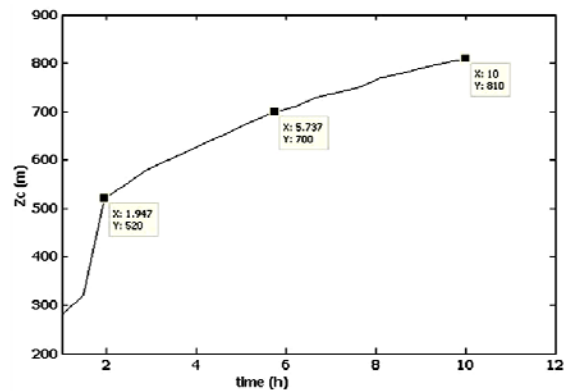
شکل ۲. نمای قائم دمای پتانسیلی: کاندو و اکاسو (۱۹۹۰) (الف) و با مدل (ب) برای حوضه آیزو.



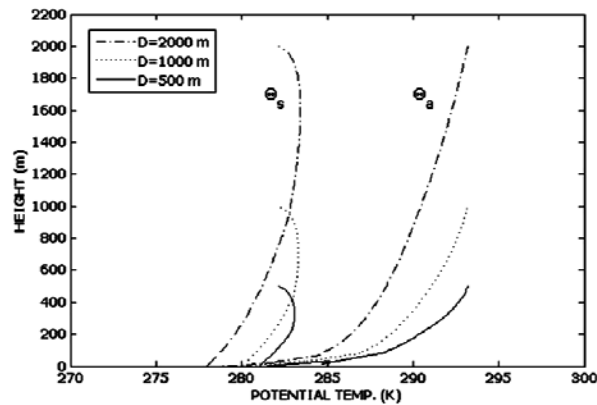
شکل ۳. نمای قائم سرعت شیب باد شبیه‌سازی شده برای حوضه آیزو.



شکل ۵. نمای قائم دمای پتانسیلی شبیه‌سازی شده در صبح روز بعد، برای سه حوضه با پارامتر شکل‌های متفاوت و عمق ثابت.



شکل ۴. نمودار رشد لایه پایدار شبانه (z_c) با زمان برای حوضه آیزو.



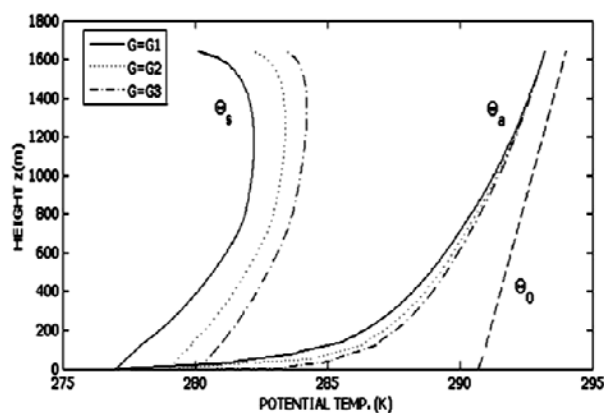
شکل ۶. نمای قائم دماهای پتانسیلی شبیه‌سازی شده در صبح روز بعد، برای سه حوضه با عمق‌های متفاوت و پارامترشکل ثابت.

موجود در ذرات خاک خیس شروع به انجماد کرده و آزاد شدن گرمای نهان انجماد باعث می‌شود افت دما برای این نوع خاک کوچک‌تر باشد. همچنین بالا بودن ظرفیت گرمایی آب موجود در خاک، علت دیگری برای کوچک‌تر بودن میزان کاهش دما است. برعکس این موضوع اتفاقی است که برای خاک خشک به علت نداشتن ذرات آب و نبود گرمای نهان مربوط به آن افتاده و همان‌طور که از شکل ۷ برمی‌آید دمای خاک خشک بیشتر افت پیدا می‌کند. این کاهش دما بر دمای پتانسیلی سطح اثر بیشتری می‌گذارد و نمودار θ_s مربوط به G های متفاوت، تفاوت بیشتری را نسبت به نمودار θ_a نشان می‌دهند.

۳-۴ وابستگی دمای صبح روز بعد به ثابت گرمایی

زمینی

شکل ۷ وابستگی سرمایش به $c_g \rho_g \lambda_g$ را نشان می‌دهد که در آن $c_g \rho_g \lambda_g$ متأثر از نوع خاک است و مقدار آن برای خاک خشک برابر $G_1 = 1 \times 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-4} \text{ K}^{-2}$ ، برای خاک معمولی $G_2 = 2 \times 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-4} \text{ K}^{-2}$ و برای خاک مرطوب برابر $G_3 = 3 \times 10^6 \text{ J}^2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-4} \text{ K}^{-2}$ در نظر گرفته شده است (کاندو و اکاسو، ۱۹۹۰). مطابق با این شکل سرمایش برای خاک خشک بیشتر از خاک معمولی و خاک خیس است. علت این امر به موضوع آزاد شدن گرمای نهان انجماد مربوط به خاک معمولی و خاک خیس بر می‌گردد. در اثر کمبود گرما (سرمایش) آب



شکل ۷. نمای قائم دمای پتانسیلی شبیه‌سازی شده در صبح روز بعد، برای سه حوضه با ویژگی‌های زمینی متفاوت.

۴-۴ وابستگی دمای صبح روز بعد به دمای پتانسیلی

اولیه

برای بررسی وابستگی سرمایش به دمای پتانسیلی اولیه، مدل شبیه‌سازی شده برای دماهای اولیه $\Theta_0 = 290, 295, 300$ اجرا و نمودار دمای پتانسیلی هوا و

سطح مربوط به هر یک در صبح روز بعد در شکل ۸ رسم شده است. نتایج به دست آمده از این بررسی عبارت‌اند از:

- هر چه دمای آغازین مدل بالاتر باشد، آفت دما در کف حوضه در صبح روز بعد بزرگ‌تر خواهد بود. این موضوع از روی شیب تندتر نمودار مربوط به دمای اولیه بالاتر نسبت به دیگر نمودارها کاملاً مشهود است. در واقع میزان کاهش دمای کف حوضه مربوط به یک دمای اولیه را نمی‌توان به دماهای اولیه دیگر تعمیم داد و باید برای هر دمای اولیه مدل اجرا کرد و براساس نتایج مربوط به همان دما، درباره سرمایش در کف حوضه نتیجه‌گیری کرد.

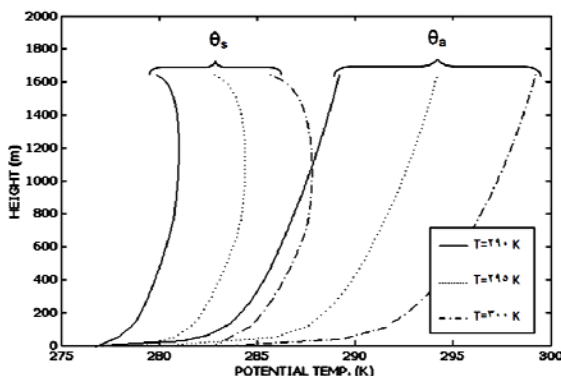
- در دمای اولیه بالاتر، کاهش دمای صبح روز بعد در بالا و پایین حوضه اختلاف بیشتری را نسبت به دماهای اولیه پایین‌تر نشان می‌دهد. برای مثال در نمودار مربوط به دمای اولیه 300 K اختلاف بین دو دمای بالا و پایین حوضه در صبح روز بعد در حدود 15°C و در نمودار مربوط به دمای اولیه 290 K اختلاف بین دو دمای بالا و پایین حوضه در صبح روز بعد حدوداً 10°C است.

- با مقایسه نمودارها، اختلاف بین دمای هوا و دمای سطح

بالای حوضه در صبح روز بعد مشخص می‌شود که این اختلاف دما برای نمودار با دمای اولیه بالاتر، بیشتر از اختلاف دما برای نمودارهای دیگر است. به طوری که این اختلاف در دمای اولیه 300 K ، برابر $13/6$ و در دمای اولیه 290 K ، $9/3$ خواهد بود.

- همان‌طور که قبل از اجرای مدل نیز می‌توان حدس زد، دمای کف حوضه مربوط به دمای اولیه پایین‌تر، عدد کمتری را نسبت به دیگر دماهای اولیه نشان می‌دهد.

- بر طبق نمودارهای Θ_s ، دمای پتانسیلی کف حوضه از بالا به پایین، ابتدا افزایش می‌یابد که علت آن بازتاب‌های پی‌درپی دیواره‌های حوضه و جذب دوباره آن در دیواره مقابل بوده است که همین امر باعث بالا رفتن دمای سطح می‌شود و به تدریج با گذشت زمان و با پایین آمدن بسته هوا از شیب حوضه و تبادل گرمای محسوس با سطح، بسته هوا خنک می‌شود و هوای سرد خود را به بخش‌های پایینی حوضه منتقل می‌کند. بنابراین با افزایش زمان، انباشت این هوای سرد در کف حوضه افزایش می‌یابد و با نزدیک شدن به طلوع آفتاب، ارتفاع این لایه پایدار هوای سرد به بیشینه خود می‌رسد. در واقع در زمانی نزدیک به طلوع آفتاب حوضه متحمل بیشترین میزان سرمایش می‌شود. علت این موضوع به سازوکار سرمایش شبانه و ایجاد حوضچه هوای سرد برمی‌گردد.



شکل ۸. نمای قائم دمای پتانسیلی شبیه‌سازی شده در صبح روز بعد، برای یک حوضه با دماهای اولیه $T_0 = 290, 295, 300\text{ K}$.

۴-۵ عملکرد مدل برای حوضه رفسنجان

در بخش پیش برای یافتن اطمینان از عملکرد صحیح مدل، از مقادیر معلوم حوضه آیزو که تحقیقات کاندو و اکاسو (۱۹۹۰) براساس آنها طرح ریزی شده بود، استفاده و نتایج قابل قبولی از آن گرفته شد. در این بخش با استفاده از مقادیر معلوم و واقعی حوضه رفسنجان، مدل، راستی آزمایی می شود.

آمار و اطلاعات هواشناسی مربوط به ایستگاه‌های رفسنجان و شهر بابک، از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. این آمار از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ به صورت روزانه و در ساعت‌های ۰۰، ۰۳، ۰۶، ۰۹، ۱۲، ۱۵، ۱۸، ۲۱ ثبت شده و شامل متغیرهای زیر است: سمت و سرعت باد (Knot)، دمای هوا (C)، رطوبت نسبی (%، بارندگی (mm)، فشار هوا (mb)، ابرناکی و وضعیت هوای حاضر.

پارامترهای توپوگرافی مورد نیاز برای حوضه رفسنجان عبارت‌اند از:

• عمق حوضه: برابر با اختلاف ارتفاع ایستگاه‌های شهر بابک و رفسنجان و ۲۵۳ متر است. ایستگاه شهر بابک به منزله ایستگاه مستقر در بالای حوضه و ایستگاه رفسنجان در کف حوضه مورد بررسی فرض می شوند. با این توضیح که ایستگاه رفسنجان نیز حدوداً ۱۰۰ متر بالاتر از دشت رفسنجان واقع شده است، عمق واقعی حوضه

تقریباً ۳۵۳ متر در نظر گرفته می شود.

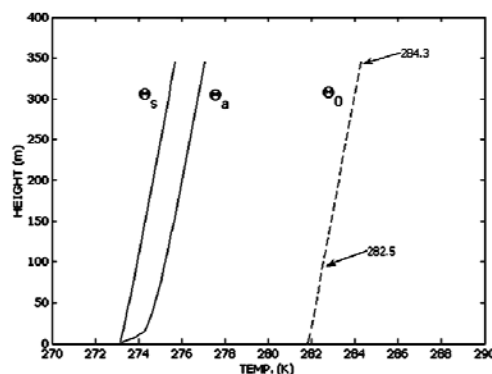
• شیب حوضه: بیش از دو درصد نیست.

• پارامتر شکل حوضه: از آنجا که این حوضه جزء حوضه های با کف هموار دسته بندی می شود، پارامتر شکل آن $r=0/7$ فرض می شود.

• ویژگی گرمایی زمین: برای یک خاک معمولی و برابر آن $\tau=0/7$ فرض می شود. $2 \times 10^6 J^2 s^{-1} m^{-4} K^{-2}$ در نظر گرفته شد.

وجود پدیده های بارش باران، برف و یا رگبار در ماه های سرد سال و نیز اثر غالب مجاورت با کویر شهداد در ماه های گرم سال و همچنین اهمیت پیش بینی سرمایش شبانه در ماه های انتقالی، به خصوص اواخر اسفند و اوایل فروردین، بهترین زمان برای اجرای مدل ماه مارس تعیین شد. به این ترتیب این مدل در شب های آرام و یا با باد بسیار ضعیف و در شرایط بدون ابر و یا پدیده خاصی برای بازه زمانی ۱۲ ساعت (از ساعت ۱۸ تا ساعت ۰۶ روز بعد) و برای ماه مارس سال های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵ اجرا شد.

طبق فرض، دمای هوای عصر (ساعت ۱۸) ایستگاه شهر بابک در حکم دمای ورودی بالای حوضه در نظر گرفته شد و پس از اجرای مدل، دمای هوای صبح روز بعد (ساعت ۰۶) ایستگاه رفسنجان استخراج شد. این نتایج با مقادیر دیدبانی شده مقایسه و براساس آن مقدار جذر میانگین مربعات خطا $1/7 K$ محاسبه شد.



شکل ۹. نمای قائم دمای پتانسیلی اولیه و پیش بینی شده برای حوضه رفسنجان. دمای ایستگاه شهر بابک (پیکان بالایی) و دمای ایستگاه رفسنجان (پیکان پایینی) برای زمانی که دمای کف حوضه به صفر برسد برآورد شده‌اند.

با روش آزمون و خطا، مقدار دمای هوای عصر (ساعت ۱۸) ایستگاه شهر بابک (بالای حوضه)، که با توجه به پیش‌بینی مدل دمای هوای کف حوضه در صبح روز بعد آن به صفر می‌رسد، استخراج شد. با توجه به شکل ۹ این دما تقریباً برابر 11°C به دست آمد که به‌طور مشابه می‌توان دمای هوای عصر (ساعت ۱۸) ایستگاه رفسنجان را (که حدوداً ۱۰۰ متر بالاتر از کف حوضه رفسنجان قرار دارد) تقریباً $9/5^{\circ}\text{C}$ برآورد کرد.

مراجعه به داده‌های در دسترس در ماه‌های انتقالی، نشان می‌دهد که در ۶۵٪ روزهایی که در عصر آنها دما در ایستگاه رفسنجان کمتر از $9/5^{\circ}\text{C}$ بوده، دمای هوا در صبح روز بعد به زیر صفر رسیده است. از سوی دیگر، تقریباً در همه روزهایی که صبحگاه دمای هوا به صفر رسیده است دمای هوای عصر روز قبل کمتر از $9/5^{\circ}\text{C}$ بوده است.

۵ نتیجه‌گیری

سرمایش در کف حوضه محصور به توپوگرافی، تابع عوامل متفاوتی است که مهم‌ترین آن‌ها فرایندهای تابشی و فرارفتی محلی ناشی از جریان‌های زهکشی است. در این پژوهش از مدل بسته هوا برای توصیف شیب‌باد استفاده شده و با فرض صفر بودن شار گرمای نهان در حوضه مورد نظر، اثر شیب‌باد بر انتقال گرمای محسوس، در آن مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین با در نظر گرفتن هر دو عامل مهم و مؤثر تابش و فرارفت، مدلی عددی برای برآورد میزان سرمایش شبانه در طول یک شب آرام و صاف در حوضه اجرا و توزیع قائم میانگین دمای پتانسیلی و سرعت شیب‌باد برآورد شده است. سپس وابستگی دمای صبح روز بعد به پارامترهای توپوگرافی، ثابت گرمایی زمین و زبری سطح نیز بررسی شد. در نتیجه، اُفت دما در یک عمق ثابت در حوضه مخروطی، نسبت به حوضه کاسه‌ای و در حوضه کاسه‌ای نسبت به حوضه

هموار و همچنین در حوضه‌های عمیق‌تر بیشتر است. حوضه‌ای با خاک خشک نسبت به حوضه‌ای با خاک مرطوب متحمل سرمایش شبانه بیشتری می‌شود. بیشترین عامل مؤثر در دمای صبح روز بعد، مقدار دمای پتانسیلی اولیه در هنگام عصر، ارزیابی شد. برای راستی‌آزمایی نتایج مدل، حوضه آیزو و برای پیش‌بینی سرمایش شبانه تناشی از آن، حوضه رفسنجان مورد بررسی قرار گرفت. طبق فرض دمای هوای عصر ایستگاه شهر بابک در حکم دمای ورودی بالای حوضه در نظر گرفته شد و پس از اجرای مدل، دمای هوای صبح روز بعد ایستگاه رفسنجان استخراج و با مقادیر دیدبانی شده مقایسه شد. بررسی‌ها در ماه‌های انتقالی نشان می‌دهد که تقریباً در ۶۵٪ روزهایی که در عصر آنها دمایی کمتر از $9/5^{\circ}\text{C}$ در ایستگاه رفسنجان تجربه شده‌اند، دمای هوا در صبح روز بعد به زیر صفر رسیده است. از سوی دیگر تقریباً در همه روزهایی که صبحگاه دمای هوا به صفر رسیده است دمای هوای عصر روز قبل کمتر از $9/5^{\circ}\text{C}$ بوده است.

در جمع‌بندی وضعیت حوضه رفسنجان، با توجه به آمار در دسترس باید اشاره کرد که در ماه‌های گرم سال این حوضه تحت تأثیر کویر شهادت قرار دارد و اساساً در این زمان وضعیت حوضه با فرضیات اولیه مدل مغایر است. با اینکه در ماه‌های سرد سال تأثیر کویر کاهش می‌یابد اما با توجه به اینکه در این زمان شرایط جوئی طبق فرض مدل برای بررسی مناسب نیست، در نتیجه، وضعیت این حوضه برای بازه کوتاهی از سال با فرضیات مدل حاضر تطابق می‌یابد. بنابراین پیشنهاد می‌شود برای بررسی چنین حوضه‌هایی مدل جدیدی با افزودن متغیرهای متناسب با اقلیم منطقه ساخته شود.

همچنین پیشنهاد می‌شود برای پیش‌بینی یخبندان به کمک مدل حاضر، از آمار و اطلاعات مربوط به حوضه‌های دیگری استفاده شود که علاوه بر مستعد بودن خاک

- in the infrared split window, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1673-1689.
- Hsich, C. I., Siqueira, M., Katul, G. G. and Chu, C. R., 2003, Predicting scalar source-sink and flux distributions within a forest canopy using a 2D lagrangian stochastic dispersion model, *Bound-Layer Meteor.*, **109**, 113-138.
- Katul, G. G., Lai, C. T., Siqueira, M., Schafer, K., Albertson, J., Wesson, K., Ellsworth, D. and Oren, R., 2001, Inferring scalar sources and sinks within canopies using forward and inverse methods. In: *Observations and modeling of land surface fluxes within hydrological systems*, Albertson, V. L. (Ed.), American Geophysical Union, Washington, DC., 31-45.
- Katul, G. G., Oren, R., Ellsworth, D., Hsich C., Phillips, N. and Lewin, K., 1997, A Lagrangian dispersion model for predicting CO₂ sources and sinks and fluxes in a uniform loblolly pine stand, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9309-9321.
- Kondo, H., 1986, A numerical experiment about the cooling in a basin, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 563-574.
- Kondo, J. and Okusa, N., 1990, A simple numerical prediction model of nocturnal cooling in a basin with various topographic parameters, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 604-619.
- Kondo, J. and Haginoya, S., 1989, Characteristic heat transfer coefficients near the ground at night during strong winds, *Bound.-Layer Meteor.*, **46**, 169-180.
- Kondo, J. and Sato, T., 1988, A simple model of drainage flow on a slope, *Bound.-Layer Meteor.*, **43**, 103-123.
- Kondo, J., Mori, Y., Yasuda, N., Sato, T., Haginoya, S., Miura, A., Yamazawa, H., Kawanaka A. and Shoji, K., 1983, The nocturnal stable layer "cold air lake" formed in the basin, *Tenki (Weather)*, **30**, 327-334 (in Japanese).
- Leuning, R. O., Denmead, O., Miyatat, A. and Kim, J., 2000, Sources-sink distribution of heat, water vapor, carbon dioxide and methane in a rice canopy estimated using lagrangian dispersion analysis, *Agric. For. Meteor.*, **104**, 233-249.
- Lindkuist, L. and Lindkvist, S., 1997, Spatial and temporal variability of nocturnal summer frost in elevated complex terrain, *Agric. For. Meteor.*, **87**, 139-153.
- Maki, M. and Harimaya, T., 1988, The effect of advection and accumulation of downslope cold air on nocturnal cooling in basins, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 103-110.
- حوضه برای کشت محصول، از لحاظ اقلیمی هم در ماه- های انتقالی سال بیشتر در خطر یخبندان قرار داشته باشند.
- مراجع
- رحیمی، م.، ۱۳۷۸، بررسی احتمال وقوع یخبندان‌های دیررس بهاره و زودرس پاییزه در البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی.
- مالکی فرد، ف. و علی‌اکبری بیدختی، ع.، ۱۳۸۳، اثر انتشار امواج فرسوخ در سرمایش شبانه لایه سطحی در پیش‌بینی دمای حداقل در منطقه کویری جنوب خراسان، نشریه بیابان (دانشگاه تهران)، **۹**(۲)، ۳۳۱-۳۴۳.
- Bader, D. C. and Mckee, T. B., 1983, Dynamic model of the morning boundary layer development in deep mountain valleys, *J. Appl. Meteor.*, **22**, 341-351.
- Bader, D. C. and Mckee, T. B., 1985, Effects of shear, stability and valley characteristics on the destruction of temperature inversions, *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 822-832.
- Banta, R. M., 1984, Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part I: Observation of the dry circulations, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 340-356.
- Banta, R. M., 1986: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part II: Numerical study of upslope flow duration, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1112-1130. Banta, R. M. and Cotton, W. R., 1981, An analysis of the structure of local wind systems in a broad mountain basin, *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1255-1266.
- Cellier, M., 1993, An operational model for predicting minimum temperatures near the soil surface under clear sky condition, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 871-883.
- Denmead, O. T. and Raupach, M. R., 1993, Methods for measuring atmospheric gas transport in agricultural and forest systems, in: *agricultural ecosystem effects on trace gases and global climate change*, Duxbury, J. M., Harper, L. A., Mosier, A. R. and Rolston, D. E. (Eds), American Society of Agronomy, Madison, USA.
- Faysash, A. and Smith, E. A., 1999, Simultaneous land surface temperature emissivity retrieval

- Meteorologia, Foz de Iguacu (in Portuguese), 3091-3101.
- Raupach, M. R., 1988, Canopy transport processes, in: flow and transport in natural environment, Steffen, W. L. and Denmead, O. T. (Eds.), Springer-Verlog, New York., 95-127.
- Sato, T. and Kondo, J., 1988, A simple model of drainage flow in a valley, Bound.-Layer Meteor., **45**, 355-369.
- Simon, E., Ammann, C., Busch, J., Meixner, and Kesseimier, J., 2002, Applying lagrangian dispersion analysis to the exchange of water, sensible heat within a cereal crop canopy, A sensivity study and comparison with leaf level measurements, Proceedings of the 15th Symposium on Boundary Layer and Turbulance, 15-19 July 2002, Wageningen, the Neterlands, 535-538.
- Siqueira, M., Leuning, R. O., Kolle, O., Kelliher, F. M. and Katul, G. G., 2003, Modeling sources and sinks of CO₂, H₂O and heat within a Siberian pine forest using three inverse methods, J. Meteor. Soc., **129**, 1373-1393.
- Whiteman, C. D., 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part I. Observations, J. Appl. Meteor., **21**, 270-289.
- Whiteman, C. D., and Mckee, T. B., 1982, Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part II. Thermodynamic model, J. Appl. Meteor., **21**, 290-302.
- Meteor. Soc. Japan, **66**, 581-597.
- Maki, M., Harimaya, T. and Kikuchi, K., 1986, Heat budget studies on nocturnal cooling in a basin, J. Meteor. Soc. Japan, **64**, 727-741.
- Mori, Y., Kondo, J., Shoji, K., Sato, T., Yasuda, N., Haginoya, S., Miura, A., Yamazawa, H., Kawanaka, A., Takahira S. and Abe, E., 1983, Nocturnal cooling and heat balance at the mountainous district, Tenki (Weather), **30**, 259-267.
- Muller, H. and Whiteman, C. D., 1988: Breakup of a nocturnal temperature inversion in the Dischma Valley during DISKUS, J. Appl. Meteor., **27**, 188-194.
- Paz, R. S., 2002, Inverse analysis applied to regional circulation meteorological model-MAL, Doctorate thesis, Mechanical Engineering Department, Federal University of Paraiba-UFPB (in Portuguese).
- Paz, R. S., Da Silva, Z. E. and Patel, S. R., 2004, Inverse theory applied to surface layer radiation, Proceedings of the 8th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmospheric, Oceans and Land surface (IOAS-AOLS), American Meteorological Society, Seattle, Washington, 11-15 January, 2004, paper number 1.3.
- Peres, L. and Camara, C., 2002, Inversion of the radiative transfer equation for estimation of emissivity and the earth's surface temperature using the satellite data MSG: success and difficulties, Anais do Congresso Brasileiro de