

## ارزیابی مدل برف طرحواره سطح NOAH-MP جفت‌شده با مدل منطقه‌ای WRF در بارش‌های سنگین برف در شمال و غرب ایران

مهرانه خدامرادپور<sup>۱\*</sup>، پرویز ایران‌نژاد<sup>۲</sup>، سمیرا اخوان<sup>۱</sup>، و خالد بابایی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانش‌آموخته کارشناسی ارشد GIS، آب منطقه‌ای کردستان، کردستان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۱۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۰۶)

### چکیده

کسر پوشش برف، به دلیل افت‌وخیزهای شدید زمانی و مکانی، ضریب آلبدوی بالا و رسانایی حرارتی بسیار کم نقش مهمی را در پارامترسازی برف در طرحواره‌های سطح بر عهده دارد. این تحقیق به ارزیابی مدل برف طرحواره سطح NOAH-MP جفت‌شده با مدل WRF با فاکتور ذوب برف پیش‌فرض مدل می‌پردازد. منطقه مورد مطالعه نواحی شمالی (استان‌های اردبیل، گیلان و مازندران) و غربی ایران (استان‌های کردستان و همدان) است که به پنج ناحیه جنگلی، مرتع، پست و کم‌ارتفاع و کوهستانی با شیب‌های کم و زیاد تقسیم شد. مدل با گام مکانی ۱۵ کیلومتر و ۵ کیلومتر برای شبکه‌های مادر و داخلی، در بارش‌های برف سنگین در زمستان سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ اجرا شد و تصاویر روزانه سنجنده مودیس برای ارزیابی کسر پوشش برف استفاده شد. مدل در برآورد کسر پوشش برف و عمق برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع با بالاترین ضرایب کارایی (به ترتیب ۰/۶۴ و ۰/۳۷) و همستگی (۰/۸۲ و ۰/۶۹)، کوچک‌ترین خطای اریبی (۲/۴- و ۳/۱- cm) و میانگین مطلق خطا (۴/۹ و ۶/۵ cm) بهترین عملکرد را دارد؛ درحالی‌که در برآورد کسر پوشش برف در نواحی مرتع و کوهستانی با شیب زیاد و عمق برف در نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب زیاد، با منفی بودن ضریب کارایی، ناموفق است. عملکرد نسبی مدل در پیش‌بینی وقوع بارش برف در اکثر نواحی، به‌جز ناحیه مرتع با سطح مهارتی مناسب، در سطح مهارتی خوب است. مدل در برآورد کمینه دمای هوا در تمام نواحی، با مثبت بودن ضریب کارایی (محدوده ۰/۲۹ تا ۰/۸۸)، موفق است. نتایج این پژوهش بیانگر موفقیت مدل WRF-NOAHMP در پیش‌بینی کمینه دمای هوا در تمام نواحی است؛ درحالی‌که هنوز هم در پارامترسازی کسر پوشش برف و عمق برف در نواحی کوهستانی با توپوگرافی پیچیده و دارای سطح ناهمگن و پارامترسازی برف تاج پوشش گیاهی دارای عدم قطعیت بالایی است.

واژه‌های کلیدی: کسر پوشش برف، طرحواره سطح NOAH-MP، مدل WRF

## ۱ مقدمه

طرحواره‌های سطح، به دلیل پیشرفت‌هایی در توان محاسباتی رایانه‌ها، اندازه‌گیری‌های زمینی (به‌عنوان مثال شبکه جهانی FLUXNET، بالدوچی، ۲۰۰۱؛ چو و همکاران، ۲۰۱۷)، سنجش از دور (دبروین و همکاران، ۲۰۱۶) و وارد کردن مفاهیم جدیدی مانند پارامترسازی چندگانه یا فرضیه‌های چندگانه (نیو و همکاران، ۲۰۱۱) در دهه اخیر به سرعت تکامل داشته‌اند.

پارامترسازی برف در طرحواره‌های سطح، با توجه به نقش آن در هر دو چرخه آبی و ترمودینامیکی این طرحواره‌ها، دارای اهمیت قابل ملاحظه‌ای است. عمق برف و کسر پوشش برف از مهم‌ترین متغیرها در پارامتر-سازی برف به‌شمار می‌روند، که دارای بیشترین افت‌وخیز مکانی در بین مؤلفه‌های سطح هستند. برآورد صحیح کسر پوشش برف نه تنها سبب برآورد صحیح آلبیدوی سطح و در نتیجه تابش خالص موج کوتاه خورشیدی می‌شود، بلکه سبب برآورد درست ذوب برف و در نتیجه رواناب و رطوبت خاک می‌شود. پس نقش مهم کسر پوشش برف در توازن آبی و انرژی از دلایل این پژوهش به‌شمار می‌رود. کسر پوشش برف در مدل‌های منطقه‌ای و جهانی به‌طور کم‌وبیش ساده وارد می‌شود به‌طوری‌که بروتل-ویلمت و همکاران (۲۰۱۳) دریافتند که مدل‌های برف هنوز هم دارای عدم قطعیت‌های قابل توجهی، به‌ویژه در برآورد کسر پوشش برف، می‌باشند.

توزیع‌های برف زیرشبکه‌ای (sub-grid) در مدل‌های منطقه‌ای یا جهانی اقلیمی توسط کسر پوشش برف وارد می‌شود که به‌صورت نسبت مساحت کسر پوشیده شده با برف هر سلول مربعی شبکه به کل مساحت آن سلول تعریف می‌شود. کسر پوشش برف در اکثر مدل‌ها برای وزن دادن به آلبیدوهای بخش بدون پوشش برف و بخش دارای برف هر سلول شبکه، به‌صورت خطی، به‌کار می‌رود و بر این اساس آلبیدوی میانگین هر سلول شبکه

برآورد می‌شود (نیو و همکاران، ۲۰۱۱). این میانگین آلبیدو در محاسبات توازن انرژی در کسر پوشیده شده با برف وارد می‌شود.

ساده‌ترین پارامترسازی کسر پوشش برف بر اساس رابطه ساده‌ای از آب معادل برف یا عمق برف و مقدار بحرانی آنها برآورد می‌شود (دیکنسون و همکاران، ۱۹۹۳؛ اسری و همکاران، ۲۰۰۳). یانگ و همکاران (۱۹۹۷) دریافتند که پارامترسازی کسر پوشش برف بر اساس این رابطه ساده سبب برآورد کمتری از کسر پوشش برف و در نتیجه آلبیدوی سطح می‌شود. پس آنها کسر پوشش برف را به شکل تابع تانژانت هیپربولیک از عمق برف، چگالی برف و طول زبری سطح ارائه کردند؛ درحالی‌که برآورد کسر پوشش برف با این روش، تنها در نواحی پست و بدون پوشش گیاهی قابل قبول است (رویش و همکاران، ۲۰۰۱). کسر پوشش برف و عمق برف دارای وابستگی فصلی هستند، به‌طوری‌که روند افزایش کسر پوشش برف با عمق برف در پاییز سریع‌تر از روند کاهش کسر پوشش برف با عمق برف در فصل بهار (دوره ذوب برف) رخ می‌دهد. به همین دلیل نیو و یانگ (۲۰۰۷)، رابطه ارائه شده توسط یانگ و همکاران (۱۹۹۷) را با وارد کردن ضریب ذوب برف اصلاح کردند. ضریب ذوب برف از منحنی‌های کسر پوشش برف و آب معادل برف از داده‌های مشاهداتی در ایستگاه‌های برف‌سنجی واقع در آمریکای شمالی برآورد شد که در مدل NOAH-MP مقدار پیش‌فرض آن برابر یک در نظر گرفته شد. پارامترسازی متفاوت دیگری از کسر پوشش برف با توجه به وابستگی کسر پوشش برف به توزیع توپوگرافی در نواحی کوهستانی، بر اساس آب معادل برف و انحراف معیار داده‌های توپوگرافی، در یک مدل اقلیمی توسط دوویل و همکاران (۱۹۹۵) ارائه شد. سپس رویش و همکاران (۲۰۰۱) پارامترسازی‌های متفاوتی برای کسر پوشش برف، با توجه به نوع پوشش گیاهی و تغییرات



جدول ۱. تقسیم‌بندی مناطق مورد مطالعه بر اساس ارتفاع از سطح دریا و کاربری اراضی.

ایستگاه‌های دارای پوشش جنگل	ایستگاه‌های دارای پوشش مرتع	ایستگاه‌های پست و کم‌ارتفاع (ارتفاع کم‌تر از ۱۰۰ متر)	ایستگاه‌های کوهستانی با شیب زیاد (انحراف استاندارد ارتفاع بیش‌تر از ۲۰۰ متر)	ایستگاه‌های کوهستانی با شیب کم (انحراف استاندارد ارتفاع کم‌تر از ۲۰۰ متر)
آستارا، تالش، پل سفید، کجور و کیاسر	آلاشت، بلده، بيله سوار، سیابیشه، جیرنده، فیروز آباد، منجیل و نامین	انزلی، بابلسر، پارس آباد، رامسر، رشت، کپاشهر، لاهیجان و نوشهر	بیجار، خلخال، تویسرکان، رزن، خلخال، قروه و ملایر	اردبیل، اسدآباد، بانه، سقز، سنندج، سرعین، زرینه، دیلمان، فامنین، قهاوند، کامیاران، گرمی، مشکین‌شهر، مریوان، نهاوند، نوزه، نیر و همدان

### ۳ مواد و روش‌ها

این پژوهش از خروجی‌های مدل WRF جفت شده با طرحواره سطح NOAH-MP استفاده می‌کند که مشخصات آنها در بندهای ۱-۳ و ۲-۳ به اختصار ارائه می‌شود.

#### ۳-۱ مدل پیش‌بینی عددی WRF

مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF، مدل میان‌مقیاس پیشرفته تحقیقاتی است که نخستین نسخه آن در دسامبر ۲۰۰۱ ارائه شد (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۱). مدل WRF دارای دو هسته دینامیکی و فیزیکی است. هسته‌های دینامیکی مدل شامل دو هسته ARW (جرم اولبری) و مدل NMM (ناآب ایستایی میان‌مقیاس) هستند که دربردارنده معادلات فرارفت، گرادیان فشار، اثر کوریولیس، پالایه‌ها، پخش و طرحواره زمانی می‌باشند. نسخه‌های متفاوت طرحواره‌های پارامترسازی تابش، لایه مرزی، سطح، همرفت و میکروفیزیک، هسته فیزیکی مدل را تشکیل می‌دهند. دستگاه مختصات قائم مدل، دستگاه مختصات سیگما است و شبکه افقی مدل، شبکه آراکاوا-C است. این مطالعه خروجی‌های نسخه 3.5.1 مدل WRF با هسته ARW جفت‌شده با طرحواره سطح NOAH-MP را بررسی می‌کند.

ابتدا نیو و همکاران (۲۰۱۱) طرحواره سطح NOAH-MP جفت‌شده در مدل پیش‌بینی عددی WRF را ارائه

کردند. اساس این طرحواره، طرحواره سطح NOAH (چن و دادهیا، ۲۰۰۱) است که پارامترسازی رواناب در این مدل بر اساس تاپ مدل ساده شده (نیو و همکاران، ۲۰۰۵) و مدل ساده آب زیرزمینی (نیو و همکاران، ۲۰۰۷) بهبود یافت. همچنین آنها با وارد کردن مدل چندلایه‌ای برف و اصلاح مدل‌های پوشش گیاهی (طرحواره انتقال تابشی دو جریانه، مقاومت روزنه‌ای بال‌بری (بال و همکاران، ۱۹۸۷) و مدل تاج پوشش گیاهی)، سبب برآورد بهتری از مؤلفه‌های بودجه انرژی و آبی طرحواره NOAH-MP نسبت به NOAH شدند (بولینگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ اسلیتر و همکاران، ۲۰۰۷).

مدل چندلایه‌ای برف این مدل بر اساس عمق برف حداکثر به سه لایه تقسیم شود. ضخامت اولین لایه برف از بالای مدل خاک، برای برآورد صحیح شار گرمایی خاک، بسیار نازک در نظر گرفته شده است (۰/۰۴۵ m). دمای سطح برف در بخش‌های دارای پوشش گیاهی و بایر خاک با روش تکرار از روابط توازن انرژی برآورد می‌شود. همچنین شار گرمایی خاک می‌تواند یا به‌عنوان شرط مرز بالای رابطه دمای برف/خاک و یا واداشت خارجی برای تغییرات ذخیره گرمایی برف و خاک در نظر گرفته شود. دماهای برف و خاک در برآورد انرژی ذوب یا انجماد ( $H_{mij}$ ) در لایه نام برف و لایه‌های خاک به کار می‌روند، به‌طوری که اضافی یا کمبود انرژی مورد نیاز برای تغییر دمای برف یا خاک به نقطه انجماد  $T_{fz}$

$$DDz_i = \begin{cases} C3 \exp[-CA(T_{frz} - T_{snc})], & \text{for } \rho_s > DM \\ C3 \exp[-CA(T_{frz} - T_{snc})] \\ \exp[0.046(\rho_s - DM)], & \text{for } \rho > DM_s \end{cases} \quad (۳)$$

که ضرایب  $C3$  و  $C4$  ثابت‌های تجربی به دست آمده از واسنجی (به ترتیب برابر با  $۲/۵ \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  و  $۰/۰۴ \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ ) می‌باشند. فشردگی برف ناشی از وزن لایه‌های آن با آهنگ کندتری در اوایل متامورفیسیم مخرب انجام می‌گیرد. آهنگ فشردگی ناشی از فشار برف در هر لایه ( $DDz_2$ ) به شکل تابعی از  $P_s$ ، فشار یا وزن برف لایه‌های بالای لایه مورد نظر، و ضریب وشکسانی  $\eta$ ، تابعی از دما، چگالی و نوع برف، ارائه می‌شود (اندرسون، ۱۹۷۶).

$$DDz_2 = -\frac{P_s}{\eta} \quad (۴)$$

رابطه (۴) در تمام لایه‌های مدل طرحواره NOAH-MP، به جز سومین لایه، صادق است؛ درحالی که در لایه سوم علاوه بر فشار لایه‌های بالایی، فشار خود لایه برف در برآورد  $P_s$  وارد می‌شود (سان و همکاران، ۱۹۹۹). تغییرات فشردگی و کاهش ضخامت برف در اثر ذوب برف از رابطه (۵) برآورد می‌شود که  $dh_1$  اختلاف کسر برف خشک در دو گام زمانی متوالی (مقدار برف ذوب شده) و  $h_1$  کسر برف خشک در هر لایه در گام زمانی قبل است.

$$DDz_3 = -\frac{dh_1}{h_1} \quad (۵)$$

پس مجموع روابط (۳) تا (۵) بیانگر کل تغییرات ضخامت برف در هر لایه ( $DDz$ ) می‌باشد.

پارامتره‌سازی کسر پوشش برف در طرحواره NOAH-MP (رابطه (۶)) تابعی از تانژانت هیپربولیک عمق برف ( $h_{sno}$ )، چگالی برف ( $\rho_{sn}$ )، زبری زمین ( $Z_{0g}$ ) و فاکتور ذوب برف ( $m$ ) است که چگالی برف توسط

به صورت رابطه (۱) تعریف می‌شود (نیو و همکاران، ۲۰۱۱):

$$H_{m,i} = C_i \Delta z_i \frac{T_i^{N+1} - T_{frz}}{\Delta t}, \quad (۱)$$

$$i = i_{sno} + 1, 4,$$

که  $\Delta z_i$  ضخامت لایه،  $T_i^{N+1}$  دمای لایه برف یا خاک،  $\Delta t$  گام زمانی و  $i_{sno}$  کل لایه‌های برف است. هنگامی که در رابطه (۱) با وجود برف یا یخ در لایه خاک،  $T_i^{N+1} > T_{frz}$  و  $T_i^{N+1} < T_{frz}$  شود، ذوب برف (انجماد برف) رخ می‌دهد. باقیمانده انرژی نیز در صورت عدم استفاده توسط ذوب یا انجماد، صرف گرم یا سرد شدن لایه برف یا خاک می‌شود. همچنین  $C_i$  در رابطه (۱) ظرفیت گرمایی حجمی در  $i = i_{sno} + 1, 0$  است که از تابعی از کسر حجمی یخ و آب در لایه برف یا خاک ( $\theta_{ice,i}$  و  $\theta_{liq,i}$ ) و ظرفیت گرمایی حجمی یخ، آب و خاک ( $C_{ice}$ ،  $C_{soil}$  و  $C_{liq}$ ) و تخلخل خاک ( $\theta_{sat}$ ) است (رابطه (۲)).

$$C_i = \begin{cases} C_{ice} \theta_{ice,i} + C_{liq} \theta_{liq,i} & i = i_{sno} + 1, 0 \\ C_{ice} \theta_{ice,i} + C_{liq} \theta_{liq,i} + C_{soil}(1 - \theta_{sat}) & i = 1, 4 \end{cases} \quad (۲)$$

برف بعد از رسیدن به زمین فشرده می‌شود، که سبب تغییر در ضخامت و چگالی آن می‌شود. فرآیندهای فشردگی شامل متامورفیسیم مخرب (تغییرات فیزیکی دانه‌های برف در داخل بسته برف ناشی از اختلاف دما و فشار)، فشردگی ناشی از وزن لایه‌های بالایی برف و متامورفیسیم ذوب برف در مدل طرحواره NOAH-MP وارد شده است (اندرسون، ۱۹۷۶؛ سان و همکاران، ۱۹۹۹). تغییرات چگالی در هر لایه برف ( $\rho_s$ ) ناشی از متامورفیسیم مخرب ( $DDz_1$ ) به شکل تابع‌نمایی کاهش از اختلاف دماهای انجماد با سطح برف در هر لایه و بیشینه چگالی برف ناشی از فشردگی،  $DM = 100 \text{ kgm}^{-3}$ ، تعریف می‌شود (رابطه (۳)):

(transfer) پارامتره می‌شود که در آن اثرات ناهمگنی تاج پوشش گیاهی در نظر گرفته می‌شود (نیو و یانگ، ۲۰۰۴). همچنین اثر فازهای مایع و جامد آب در مدل کردن برف قرار گرفته روی تاج پوشش گیاهی در این طرحواره سطح وارد شد. کسر پوشش برف روی تاج پوشش گیاهی نیز به

شکل  $f_{sno} = \left( \frac{M_{ice}}{M_{ice,max}} \right)^{\frac{2}{3}}$  برآورد می‌شود که  $M_{ice}$

ذخیره برف خشک تاج پوشش ( $\text{kg m}^{-2}$ ) و  $M_{ice,max}$  بیشینه تحمل تاج پوشش گیاهی برای برف خشک است. مقاومت آیرودینامیکی به شار گرمای محسوس در سطح خاک، برف و تاج پوشش گیاهی هم از نظریه شباهتی مونین-ابوخف با تصحیحات پایداری برآورد می‌شود (بونان، ۱۹۹۶).

### ۲-۳ روش انجام پژوهش

مدل پیش‌بینی منطقه‌ای WRF نسخه 3.5.1 جفت‌شده با طرحواره سطح NOAH-MP با فاکتور ذوب برف پیش‌فرض مدل ( $m = 1$ ) اجرا می‌شود. نسخه دیگر طرحواره‌های فیزیکی جفت‌شده با مدل WRF شامل طرحواره لایه مرزی سیاره‌ای YSU، طرحواره همرفت کومه‌ای Kain-Fritsch، طرحواره تابش موج بلند RRTM، طرحواره تابش موج کوتاه Dudhia، طرحواره لایه سطحی MM5 و طرحواره خرد فیزیک Kessler است. شبیه‌سازی مدل در دو حوزه جداگانه به روش آشیانه‌ای یک‌سویه (استفاده از داده‌های شبکه مادر به‌عنوان شرایط مرزی شبکه داخلی) در دو محدوده غرب کشور، شامل استان‌های کردستان و همدان و نوار شمالی کشور، شامل استان‌های اردبیل، گیلان و مازندران، انجام شد (شکل ۲). ویژگی‌های شبکه‌های مادر و داخلی برای غرب کشور، با نقطه مرکزی به طول جغرافیایی ۴۸ درجه و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه، به ترتیب شامل گام مکانی  $15\text{km} \times 15\text{km}$  با ۵۰ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و

چگالی برف تازه،  $\rho_{snew}$  مقیاس می‌شود (نیو و یانگ، ۲۰۰۷).

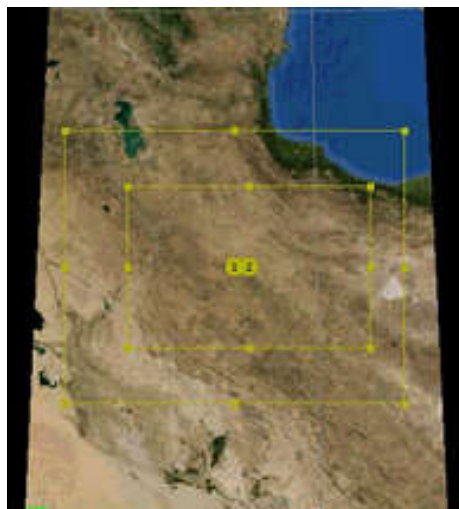
$$f_{sno} = \tanh \left( \frac{h_{sno}}{2.5z_0g \left( \frac{\rho_{sn}}{\rho_{snew}} \right)^m} \right), \quad (6)$$

فاکتور ذوب برف در رابطه (۶) از واسنجی کسر پوشش برف در ماه‌های مختلف در دوره‌های تاریخی برآورد شود. مقدار پیش‌فرض فاکتور برف در طرحواره NOAH-MP برابر یک در نظر گرفته شده است که این مقدار سبب بهبود شبیه‌سازی‌های اقلیمی کسر پوشش برف و آب معادل برف توسط این طرحواره در نیمکره شمالی شده است (نیو و یانگ، ۲۰۱۱).

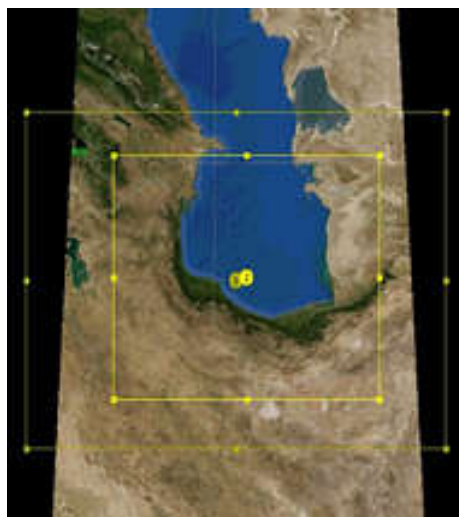
آلبدوی سطح ( $\alpha_g$ ) از میانگین وزنی آلبدوهای برف ( $\alpha_{sno}$ ) و خاک ( $\alpha_{soil}$ ) در هر گرید شبکه پوشیده شده با برف برآورد می‌شود (رابطه (۷))، به طوری که تابعی از سن برف، اندازه دانه‌های برف، زاویه سوسوی تابش خورشیدی، ناخالصی و مقدار برف تازه می‌باشد (وارن و ویسکومب، ۱۹۸۰).

$$\alpha_g = (1 - f_{sno})\alpha_{soil} + f_{sno}\alpha_{sno}. \quad (7)$$

برف روی سطح زمین در اثر برخورد برف با تاج پوشش گیاهی، به‌طور قابل‌توجهی کاهش می‌یابد. برف روی تاج پوشش گیاهی یا می‌تواند روی زمین بیفتد و یا تصعید شود. همچنین برف می‌تواند ذوب شده و مجدداً یخ بزند. پس برآورد صحیح برف روی تاج پوشش گیاهی نقش مؤثری در بهبود برآورد انتقال تابشی در پوشش گیاهی، انتقال تلاطمی و توازن‌های انرژی و جرم دارد. آلبدوی سطح در طرحواره سطح NOAH-MP در کسر پوشش گیاهی سلول شبکه از مدل انتقال تابشی دو جریانه اصلاح شده (modified two-stream radiation)



(الف)



(ب)

شکل ۲. حوزه‌های اجرای مدل WRF در (الف) غرب کشور (ب) شمال کشور.

بازتاب برف در دو باند مرئی سنجنده (باند چهار، طول موج ۵۵/ میکرومتر) و نزدیک مادون قرمز (باند شش، ۱/۶ میکرومتر) برآورد می‌شود. دو تصویر از سنجنده مودیس، شامل MOD10A1.h21v05 و MOD10A1.h22v05، با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه در هر روز مورد نیاز بود. پردازش تصاویر با نسخه ۴/۸ نرم‌افزار ENVI انجام شد. ابتدا تصحیح هندسی لازم و یکی کردن تصاویر

۴۰ نقطه شبکه در راستای مدار و گام مکانی  $5\text{km} \times 5\text{km}$  با ۱۰۵ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۶۹ نقطه شبکه در راستای مدار است (شکل ۲-الف). همچنین مشخصات اجرای نوار شمالی کشور، با نقطه مرکزی به طول جغرافیایی  $50/73$  درجه و عرض جغرافیایی  $37/38$  درجه، برای شبکه مادر شامل گام مکانی  $15\text{km} \times 15\text{km}$  با ۸۳ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۵۶ نقطه شبکه در راستای مدار و برای شبکه داخلی شامل گام مکانی  $5\text{km} \times 5\text{km}$  با ۱۵۷ نقطه شبکه در راستای نصف‌النهار و ۱۲۱ نقطه شبکه در راستای مدار است (شکل ۲-ب). گام زمانی مدل نیز ۱۸۰ ثانیه در نظر گرفته شد. داده‌های سه‌ساعته GFS (Global Forecast System) با فرمت GRIB2 و گام مکانی  $0/5$  درجه برای تأمین شرایط مرزی و اولیه اجرای مدل به کار گرفته شد. زمان اجرای مدل در غرب و نوار شمالی کشور در دوره‌های زمانی متفاوتی، با توجه به متفاوت بودن زمان بارش برف، در نظر گرفته شد، به طوری که بازه‌های زمانی اجرای مدل در محدوده غرب کشور ۲۰۱۳/۱/۱۶-۲۰۱۳/۱/۱۰، ۲۰۱۳/۱۲/۲۱-۲۰۱۳/۱۲/۱۴، ۲۰۱۳/۱۲/۱۴، ۲۰۱۴/۱/۲۱-۲۰۱۴/۱/۱۱، ۲۰۱۴/۲/۹-۲۰۱۴/۲/۴ و ۲۰۱۴/۲/۲۲-۲۰۱۴/۲/۱۷ و در محدوده شمال کشور ۲۰۱۳/۳/۱۲-۲۰۱۳/۳/۵، ۲۰۱۳/۱۲/۱۹-۲۰۱۳/۱۲/۷، ۲۰۱۳/۱۲/۷-۲۰۱۴/۲/۱۳ و ۲۰۱۴/۲/۱-۲۰۱۴/۲/۱۳ با بارش‌های برف سنگین (از لحاظ وسعت پوشش و مدت بارش) انتخاب شد. اجرای پیوسته مدل WRF در هر دوره زمانی با فعال کردن بخش اجرای دوباره مدل (Restart) و با استفاده از اجراهای سه‌روزه انجام شد.

ارزیابی کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده مدل با استفاده از داده‌های کسر پوشش برف روزانه تصاویر سطح ۳ سنجنده مودیس ماهواره ترا (محصول MOD10A1) دارای توان تفکیک مکانی ۵۰۰ متر (سایت [www.ncids.org](http://www.ncids.org)) انجام می‌شود. کسر پوشش برف در این تصاویر از اختلاف شاخص نرمال‌شده برف ناشی از

زمان مورد بررسی است. هر چه مقدار این دو کمیت کوچک تر باشند مدل عملکرد بهتری خواهد داشت. نمودار تیلور (تیلور، ۲۰۰۱) روشی گرافیکی برای نشان دادن اختلاف داده‌های شبیه‌سازی و مشاهداتی بر اساس ضریب همبستگی، میانگین مربعات خطاها و دامنه تغییرات آنها (بر اساس انحراف معیار) است. نمودار تیلور در این پژوهش بر اساس میانگین مربعات خطاهای نرمال‌شده و انحراف معیار نرمال‌شده رسم شده است و نقطه مرجع (*REF*) در این نمودارها دارای ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال‌شده برابر یک است. همچنین مهارت مدل در پیش‌بینی وقوع بارش برف بر اساس روش دسته‌ای بر پایه جدول توافقی با ارزیابی دو دویی بررسی می‌شود (جدول ۲). پارامترهای جدول ۲ نشان‌دهنده‌ی دو حالت ممکن برای پیش‌بینی درست،  $h$  و  $z$  (به ترتیب برخورد *Hit*) و رد درست (*Correct Rejection*) و دو حالت برای پیش‌بینی نادرست،  $f$  و  $m$  (به ترتیب هشدار نادرست *False alarm*) و به خطا رفتن *(Miss)* است. معیار برخورد یا احتمال آشکارسازی *(Probability Of Detection)* از این به بعد *POD* کسری از رخدادهاست که توسط مدل به درستی برآورد شده است و نسبت هشدار نادرست *(False Alarm Ratio)*، از این به بعد *FAR* بیانگر نسبت تعداد هشدارهای نادرست به کل رخداد پیش‌بینی است (رابطه ۱۰). محدوده تغییرات *POD* بین صفر و یک است که *POD* برابر یک نشان از پیش‌بینی کاملاً درست دارد.

از روش موزاییک و سپس استخراج کسر پوشش برف در ایستگاه‌های هواشناسی مورد نظر انجام گرفت.

شاخص‌های ارزیابی خطای خروجی‌های مدل در این بررسی بر اساس ضریب کارایی مدل *Efficiency* (Coefficient)، خطای اریبی (*Bias*)، میانگین قدر مطلق خطاها (*Mean Absolute Error*) و نمودار تیلور انجام می‌شود. ضریب کارایی مدل،  $E$ ، نیز از رابطه زیر تعریف می‌شود (نش و ساتکلیف، ۱۹۷۰):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}, \quad (8)$$

که  $O_i$ ،  $M_i$  و  $\bar{O}$  به ترتیب داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در زمان  $i$  و میانگین داده‌های مشاهداتی در کل گام‌های زمانی مورد نظر،  $N$ ، است. مقادیر مثبت ضریب کارایی  $E$  نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد. مقادیر منفی ضریب کارایی بیانگر ناموفق بودن مدل است، به طوری که حتی نمی‌تواند به اندازه به کار بردن میانگین مشاهدات موفق باشد. همچنین خطای اریبی مدل ( $b$ ) و میانگین مطلق خطا (*MAE*) به شکل رابطه (۹) ارائه می‌شود:

$$\begin{cases} b = \bar{M} - \bar{O} \\ MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{M} - \bar{O}) \end{cases}, \quad (9)$$

که  $\bar{M}$  میانگین داده‌های شبیه‌سازی شده مدل در کل

جدول ۲. حالت‌های ممکن جدول توافقی دودویی.

مجموع	مشاهدات			
	خیر	بله		
$h+f$	$f$	$h$	بله	پیش‌بینی
$m+z$	$z$	$m$	خیر	
$n=h+f+m+z$	$f+z$	$h+m$	مجموع	



#### ۴ تحلیل نتایج

این بخش ابتدا به ارزیابی کسر پوشش برف، عمق برف و کمینه دمای هوای شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با ضریب ذوب برف پیش‌فرض مدل در نواحی مورد مطالعه می‌پردازد. سپس با استفاده از نمودار تیلور برآورد هر سه این متغیرها هم‌زمان در نواحی مختلف بررسی می‌شود. عملکرد مهارتی مدل در پیش‌بینی وقوع بارش برف نیز با استفاده از نمودار ROC و سطح زیر آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

مقایسه کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده توسط مدل با داده‌های مشاهده‌ای سنجنده مودیس در دوره مورد مطالعه (شکل ۴) نشان از فراتخمین کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF با طرحواره سطح NOAHMP در اکثر نواحی مورد مطالعه، به‌جز در نواحی پست و کم‌ارتفاع دارد، به‌طوری‌که سبب خطای اریبی مثبت در این نواحی شده است (جدول ۴). بیشترین فراتخمین کسر پوشش برف در نواحی مرتع (خطای اریبی مثبت، ۲۷/۶) است. بررسی رگرسیون خطی و ضرایب تبیین بیانگر بهترین برآورد کسر پوشش برف توسط مدل WRF-NOAHMP در ایستگاه‌های نواحی پست و کم‌ارتفاع، به دلیل کمترین عرض از مبدأ خط رگرسیون (اریبی -۰/۱۵) و بزرگ‌ترین ضریب تبیین (۰/۷۰) است؛ درحالی‌که در نواحی مرتع مدل با دارا بودن بیشترین عرض از مبدأ خط رگرسیون و کوچک‌ترین ضریب تبیین (۰/۳۲)، ضعیف‌ترین برآورد کسر پوشش برف را دارد (شکل ۴-ب). مدل در شبیه‌سازی کسر پوشش برف در نواحی دارای پوشش مرتع و کوهستانی با شیب زیاد، به دلیل میانگین مطلق خطاهای بزرگ (به ترتیب ۳۰/۱ و ۲۳/۹) و کارایی‌های منفی مدل (-۰/۲۸ و -۰/۰۲) ناموفق است و حتی نمی‌تواند به اندازه به کار بردن میانگین مشاهدات نیز کسر پوشش برف را برآورد کند. بالاترین کارایی مدل در برآورد کسر پوشش برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع

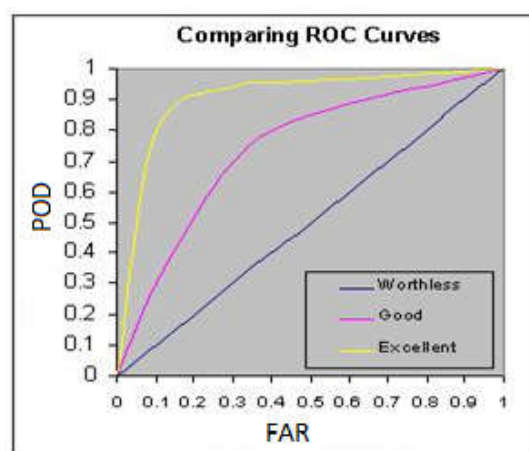
همچنین منحنی مشخصه عملکرد نسبی (ROC) (POD بر حسب FAR) رسم می‌شود که مساحت زیر منحنی برآوردی از عملکرد پیش‌بینی مدل است (شکل ۳). سطح زیر منحنی در محدوده صفر و یک قرار دارد، به‌طوری‌که مساحت صفر (واقع شدن ROC در امتداد قطر مثبت) بیانگر مهارت صفر مدل و پیش‌بینی کاملاً تصادفی است. مهارت پیش‌بینی مدل بر اساس سطح زیر منحنی ROC به گروه‌های مختلف درجه‌بندی می‌شود (جدول ۳). سطح زیر منحنی در این تحقیق با استفاده از بسته «SpecsVerification» در نرم‌افزار R برآورد می‌شود.

$$POD = \frac{h}{h+m} \quad (10)$$

$$FAR = \frac{f}{f+h} \quad (11)$$

جدول ۳. عملکرد مهارتی مدل بر اساس سطح زیر منحنی ROC

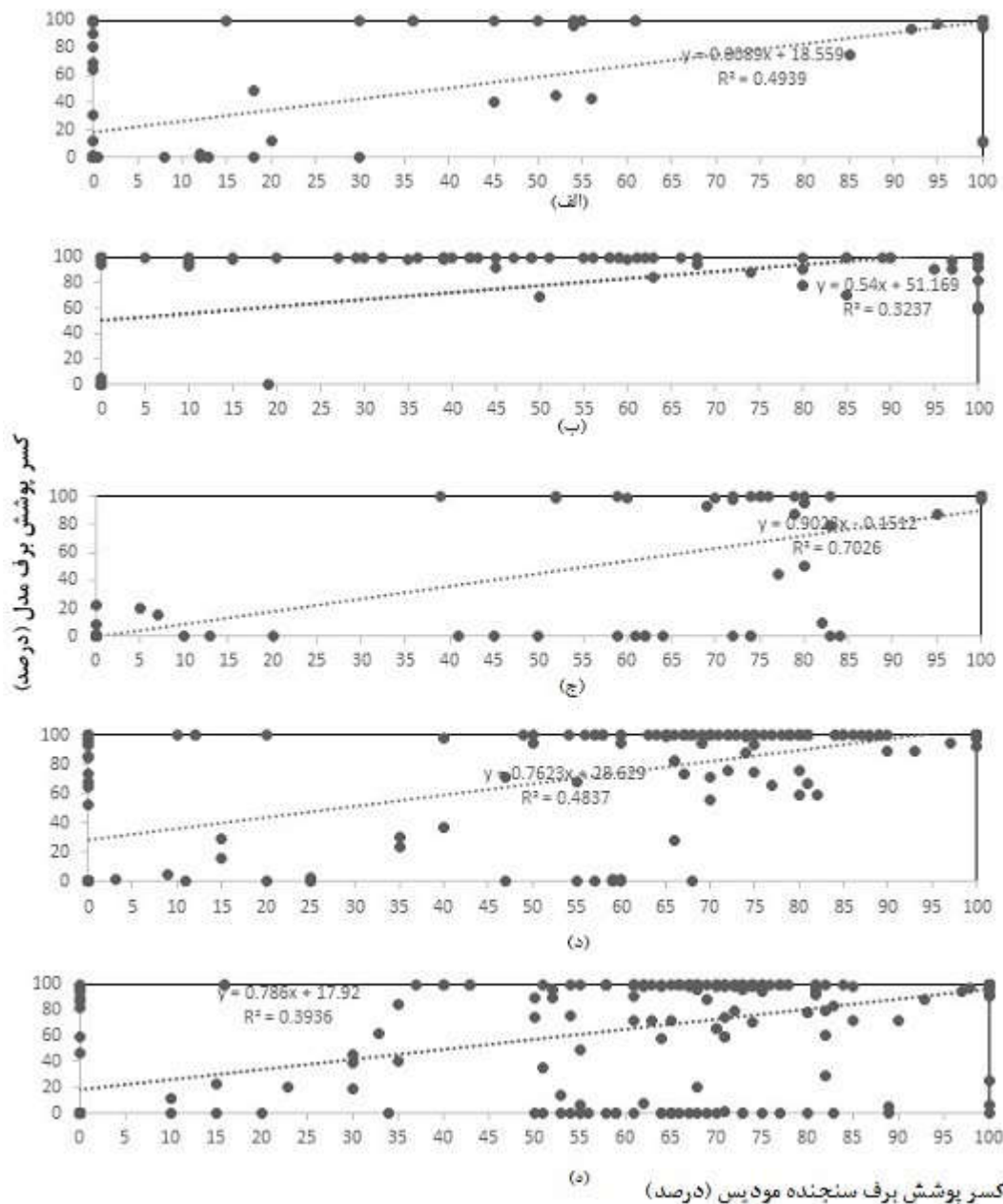
عملکرد مدل (سطح مهارت)	مساحت زیر منحنی ROC
عالی (A)	۰/۹-۱
خوب (B)	۰/۸-۰/۹
مناسب (C)	۰/۷-۰/۸
ضعیف (D)	۰/۶-۰/۷
شکست (E)	۰/۵-۰/۶



شکل ۳. منحنی مشخصه عملکرد نسبی مدل (ROC).

است (جدول ۴). لازم به ذکر است که حجم نمونه در جدول ۴ بیانگر تعداد داده‌های کسر پوشش برف در دسترس، تصاویر بدون پوشش ابرناکی است.

است که دارای کوچک‌ترین میانگین مطلق خطا (۰/۶۴) و بالاترین ضریب تبیین در برآورد درصد تغییرات کسر پوشش برف تصاویر سنجنده مودیس توسط مدل



شکل ۴. کسر پوشش برف روزانه شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با کسر پوشش برف سنجنده مودیس در نواحی (الف) جنگلی، (ب) مرتع، (ج) پست و کم ارتفاع، (د) کوهستانی با شیب کم و (ه) کوهستانی با شیب زیاد

جدول ۴. شاخص‌های ارزیابی کسر پوشش برف شبیه‌سازی شده مدل WRF-NOAHMP با تصاویر سنجنده مودیس در نواحی مورد مطالعه.

محدوده مورد مطالعه	حجم نمونه	اریبی مدل	میانگین قدرمطلق خطا	ضریب تبیین ( $R^2$ )	کارایی مدل
جنگل	۹۵	۱۳/۵	۱۸/۱	۰/۵۰	۰/۱۹
مراتع	۱۲۰	۲۷/۶	۳۰/۱	۰/۳۲	-۰/۲۸
پست	۱۷۲	-۲/۴	۹/۴	۰/۷۰	۰/۶۴
کوهستانی با شیب کم	۲۴۳	۱۵/۴	۲۱/۹	۰/۴۸	۰/۱۶
کوهستانی با شیب زیاد	۲۹۲	۵/۴	۲۳/۹۵	۰/۳۹	-۰/۰۲

جدول ۵. شاخص‌های ارزیابی عمق برف شبیه‌سازی شده مدل WRF-NOAHMP با داده‌های مشاهده شده در نواحی مورد مطالعه.

محدوده مورد مطالعه	خطای اریبی مدل (سانتی‌متر)	میانگین قدرمطلق خطا (سانتی‌متر)	ضریب تبیین ( $R^2$ )	کارایی مدل
جنگل	۳/۸	۶/۷	۰/۲۴	-۱/۳
مراتع	۴	۸/۹	۰/۴۹	۰/۱
پست و کم ارتفاع	-۳/۱	۶/۵	۰/۴۸	۰/۳۷
کوهستانی با شیب کم	۳/۲	۷/۱	۰/۷۶	۰/۲۹
کوهستانی با شیب زیاد	۵/۱	۸/۳	۰/۵۶	-۰/۲۵

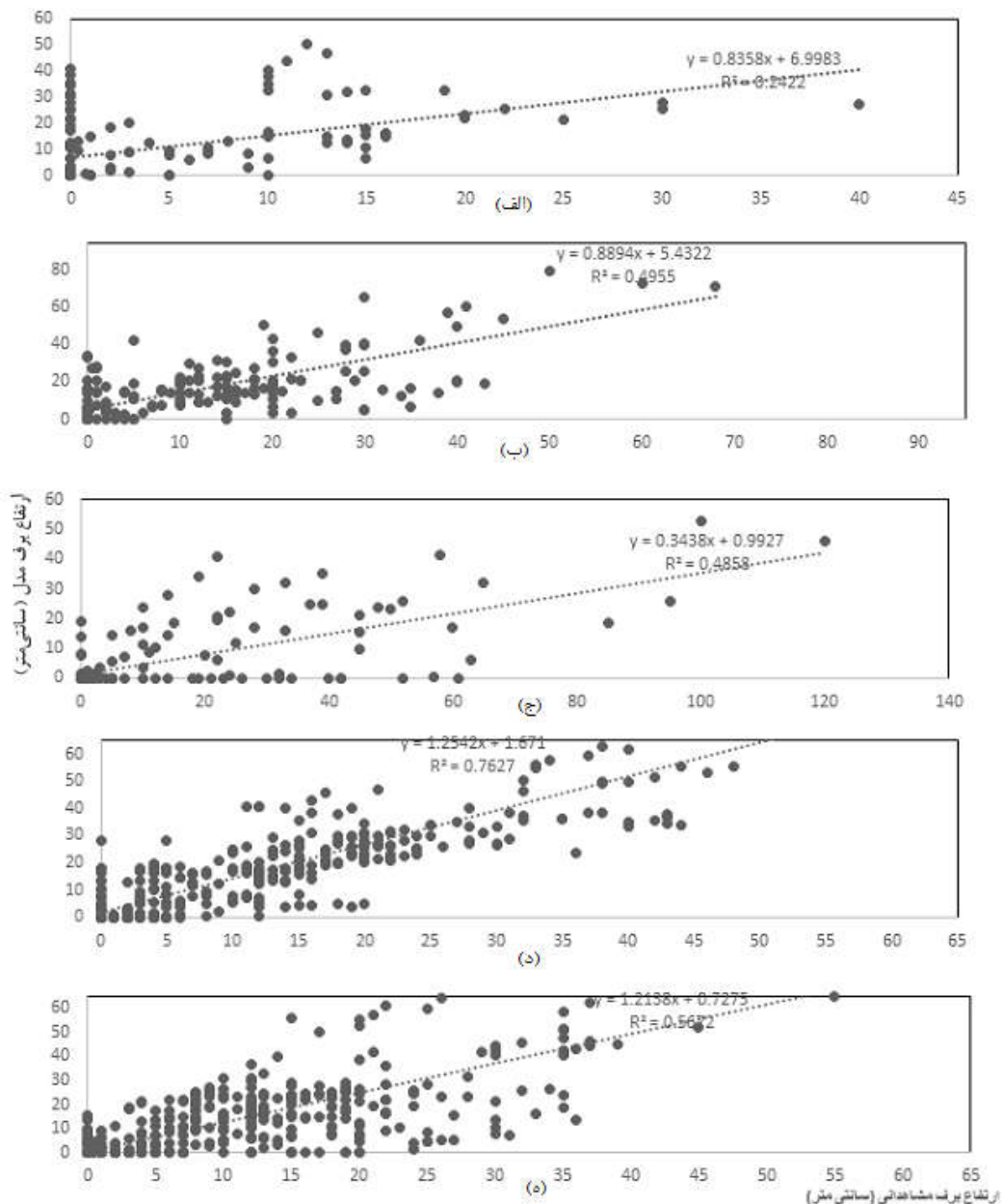
میانگین مطلق خطا (۶/۵cm) و بالاترین ضریب تبیین (۰/۷۶) دارد.

مقایسه کمینه روزانه دمای هوای شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با ضریب ذوب پیش فرض مدل با داده‌های مشاهده‌شده در نواحی مختلف مورد مطالعه در شکل ۶ نشان داده شده است. هم‌چنین جدول ۶ بیانگر شاخص‌های ارزیابی مدل در برآورد کمینه روزانه دمای هوا به تفکیک نواحی مورد مطالعه است. مدل پوشش جنگلی، مرتع و پست و کم‌ارتفاع، با توجه به واقع شدن اکثر داده‌ها زیر خط رگرسیون و خطاهای اریبی منفی در تمام ایستگاه‌های این نواحی، کمتر برآورد می‌کند؛ درحالی‌که در نواحی کوهستانی، در هر دو شیب‌های کم و زیاد، کمینه دمای هوا توسط مدل با دارا بودن خطاهای اریبی مثبت در اکثر ایستگاه‌ها، بیشتر از مشاهدات برآورد می‌شود (شکل ۶). بررسی عرض از مبدأ خط رگرسیونی و ضریب تبیین در شبیه‌سازی کمینه دمای

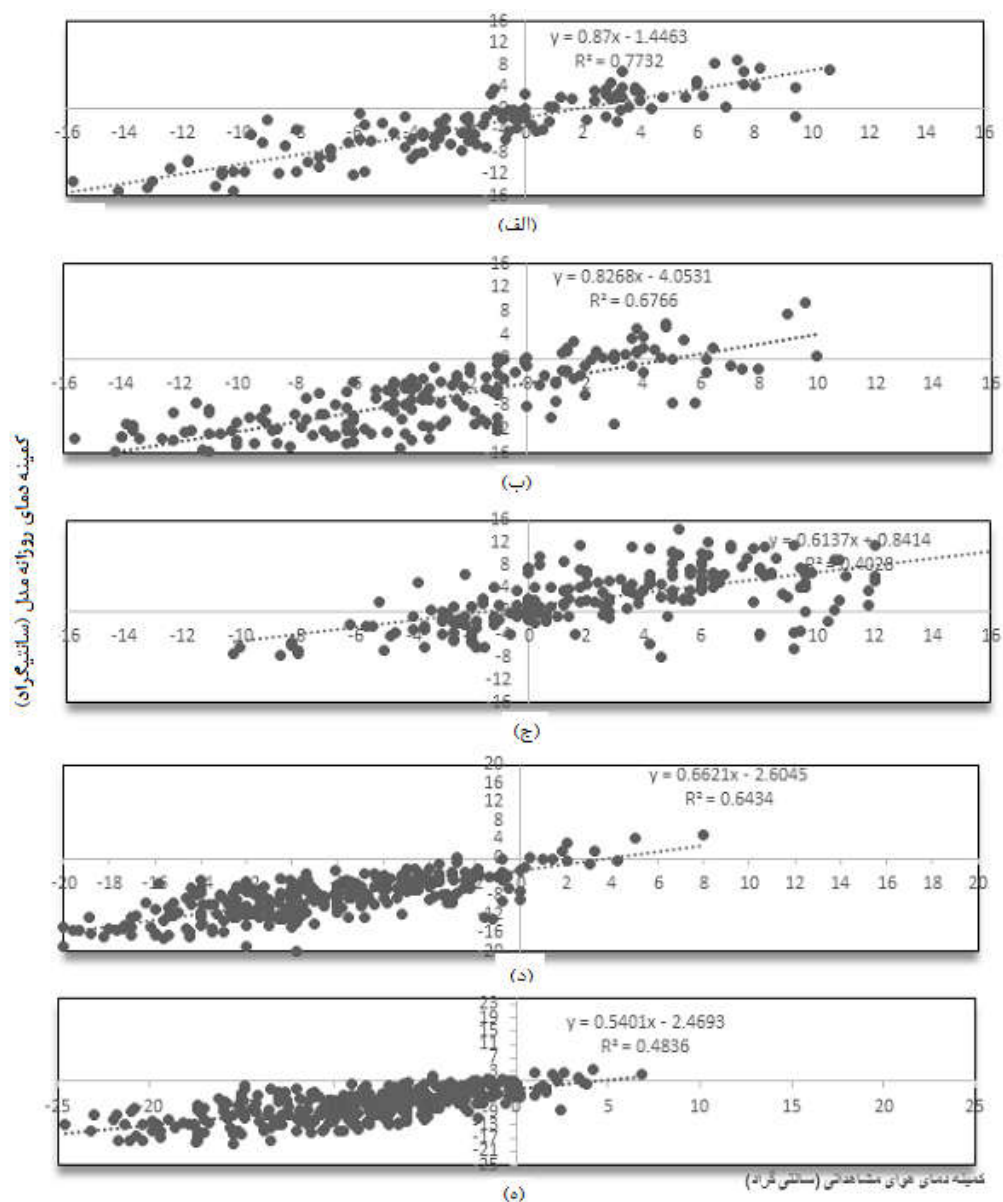
بررسی شکل ۵ نشان از فراتخمین عمق برف شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF با طرحواره سطح NOAHMP در اکثر نواحی مورد مطالعه، به‌ویژه نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب کم دارد، به‌طوری‌که نواحی کوهستانی با شیب کم و شیب زیاد به‌ترتیب کمترین (خطای اریبی ۳/۲ cm) و بیشترین فراتخمین (خطای اریبی ۵/۱ cm) را در شبیه‌سازی عمق برف را دارند. عمق برف شبیه‌سازی شده مدل تنها در نواحی پست و کم‌ارتفاع با اریبی کوچک (خطای اریبی -۳/۲ cm) کمتر برآورد می‌شود. مدل در برآورد عمق برف در نواحی دارای پوشش مرتع، پست و کم‌ارتفاع و کوهستانی با شیب کم، به‌دلیل ضریب کارایی مثبت، عملکردی مناسب دارد؛ درحالی‌که در شبیه‌سازی عمق برف در نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب زیاد، با توجه به منفی بودن ضرایب کارایی، ناموفق است (جدول ۵). هم‌چنین مدل بهترین برآورد عمق برف را در نواحی پست و کم‌ارتفاع با بالاترین ضریب کارایی مثبت (۰/۳۷)، کوچک‌ترین

مثبت مدل در تمام نواحی مورد مطالعه (محدوده ۰/۲۹ تا ۰/۸۸) است. مدل بالاترین کارایی در شبیه‌سازی دمای کمینه هوا را در نواحی جنگلی دارا است که با میانگین-های مطلق خطای کوچک‌تر در این نواحی (۲/۶ درجه سانتی‌گراد) مطابقت دارد.

هوا نشان از عرض از مبدأهای منفی در اکثر نواحی، به‌جز ناحیه پست و کم‌ارتفاع، دارد و در نواحی جنگلی کوچک‌ترین عرض از مبدأ منفی (۱/۴- سانتی‌گراد) و بیشترین ضریب تبیین (۰/۷۷) را دارد. شاخص‌های ارزیابی مدل در شبیه‌سازی کمینه دمای روزانه هوا بیانگر کارایی



شکل ۵. ارتفاع برف (سانتی‌متر) روزانه شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با مشاهدات در نواحی (الف) جنگلی، (ب) مرتع، (ج) پست و کم ارتفاع، (د) کوهستانی با شیب کم و (ه) کوهستانی با شیب زیاد.



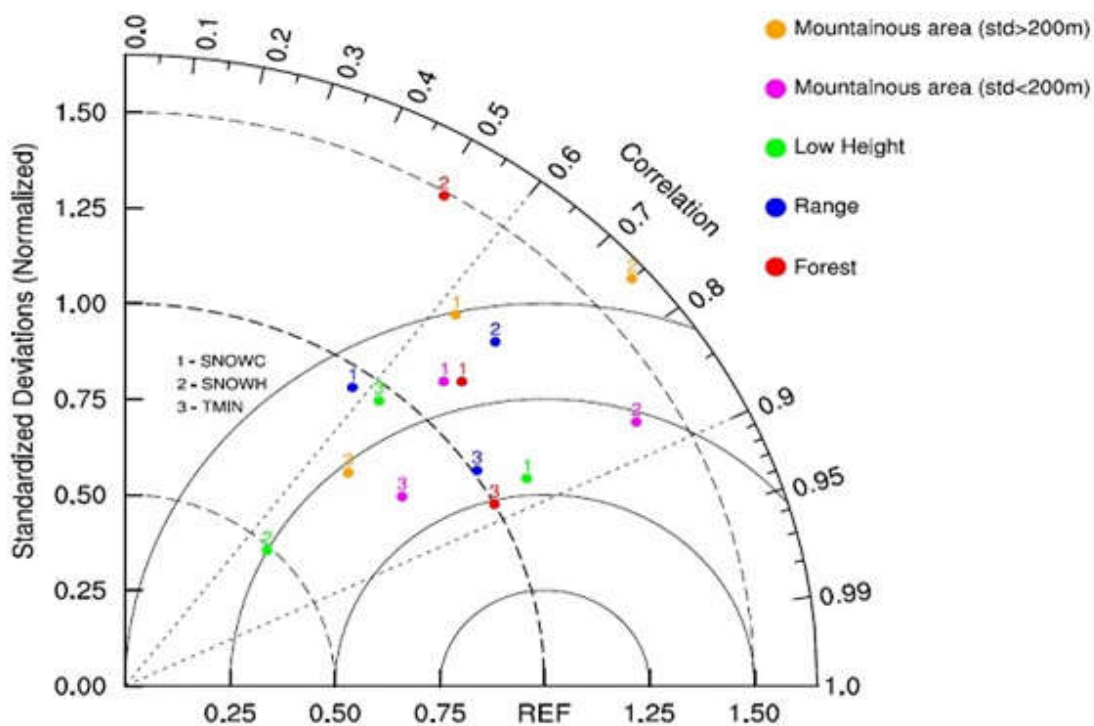
شکل ۶. کمینه روزانه دمای هوا (درجه سانتیگراد) شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با مشاهدات در نواحی (الف) جنگلی، (ب) مرتع، (ج) پست و کم ارتفاع، (د) کوهستانی با شیب کم و (ه) کوهستانی با شیب زیاد

جدول ۶. شاخص‌های ارزیابی کمینه دمای روزانه هوا شبیه‌سازی شده مدل WRF-NOAHMP با داده‌های مشاهده شده در نواحی مورد مطالعه.

محدوده مورد مطالعه	ارایی مدل (درجه سانتی‌گراد)	میانگین قدرمطلق خطا (درجه سانتی‌گراد)	ضریب تبیین ( $R^2$ )	کارایی مدل
جنگل	-۱/۲	۲/۳	۰/۷۷	۰/۸۸
مرتع	-۳/۴	۳/۸	۰/۶۸	۰/۳۴
پست و کم ارتفاع	-۰/۱۹	۳/۰۲	۰/۴۰	۰/۲۹
کوهستانی با شیب کم	۰/۳۷	۲/۵	۰/۶۴	۰/۶۳
کوهستانی با شیب زیاد	۱/۲۱	۳/۳	۰/۴۸	۰/۴۳

هوای نواحی دارای مرتع و جنگل یک است. این انحراف معیار نرمال شده یک بیانگر عملکرد موفق مدل است. همچنین بررسی ریشه میانگین توان دوم خطاهای نرمال شده (کمان‌های توپر نمودار تیلور) مدل WRF-NOAHMP نشان‌دهنده خطاهای بزرگ در برآورد کسر پوشش برف در اکثر نواحی، به‌جز ناحیه‌ی پست و کم‌ارتفاع، (محدوده ۰/۷۵-۱) است؛ درحالی‌که خطاهای کوچک‌تر در برآورد کمینه دمای هوا در اکثر نواحی، به‌جز ناحیه‌ی پست و کم‌ارتفاع، مشاهده می‌شود (محدوده ۰/۷۵-۰/۵). همچنین بررسی خطاهای مدل نشان از بزرگ‌ترین خطاها در برآورد عمق برف در نواحی جنگلی و کوهستانی با شیب زیاد دارد.

بررسی نمودار تیلور (شکل ۷) نشان از تغییرات ضریب همبستگی کمینه دمای هوا، کسر پوشش برف و عمق برف شبیه‌سازی شده مدل با داده‌های مشاهداتی در اکثر نواحی، به‌جز کسر پوشش برف در نواحی مرتع و عمق برف نواحی جنگلی، در محدوده ۰/۶۰-۰/۹۰ است. بالاترین ضریب همبستگی در شبیه‌سازی دمای کمینه هوا در نواحی جنگلی (۰/۸۹) و پایین‌ترین ضریب همبستگی در شبیه‌سازی عمق برف در نواحی جنگلی (۰/۵۱) وجود دارد. انحراف معیار نرمال شده مدل (کمان‌های خط‌چین شکل ۷) بیشتر از یک، در اکثر نواحی بیانگر تغییرات بزرگ‌تر کمینه دمای روزانه هوا، کسر پوشش برف و عمق برف شبیه‌سازی شده نسبت به مشاهدات است؛ درحالی‌که انحراف معیار نرمال شده کمینه دمای روزانه



شکل ۷. نمودار تیلور کسر پوشش برف (SNOWC)، ارتفاع برف (SNOWH) و کمینه روزانه دمای هوا (TMIN) شبیه‌سازی شده مدل WRF-NOAHMP در نواحی مورد مطالعه.



ذوب برف پیش‌فرض مدل می‌پردازد. کسر پوشش برف، عمق برف و کمینه دمای هوای شبیه‌سازی شده توسط مدل WRF-NOAHMP با تصاویر کسر پوشش سنجنده مودیس در نواحی ای با ویژگی‌های مختلف سطح (نواحی دارای پوشش جنگلی، مراتع، پست و کم‌ارتفاع و کوهستانی دارای شیب کم و زیاد) در بارش‌های برف سنگین در سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴ ارزیابی می‌شود.

مدل WRF-NOAHMP در شبیه‌سازی کسر پوشش برف در اکثر نواحی، به‌جز نواحی دارای پوشش مرتع و کوهستانی با شیب زیاد با ضریب کارایی منفی (به‌ترتیب  $-0.28$  و  $-0.02$ ) و خطاهای بزرگ، به‌دلیل کارایی مثبت و خطاهای کوچک موفق است، به‌طوری‌که بهترین عملکرد را در نواحی پست و کم‌ارتفاع با بالاترین ضریب کارایی ( $0.64$ ) و ضریب تبیین ( $0.70$ ) و کوچک‌ترین خطاهای اریبی و میانگین مطلق خطا (به‌ترتیب  $-2.4$  و  $9.4$ ) دارد. این نتایج با نتایج رویش و همکاران (۲۰۰۱)، در خصوص برآورد مناسب کسر پوشش برف در نواحی پست و کم‌ارتفاع با پارامتره‌سازی کسر پوشش برف به-شکل تابع هیپربولیک چگالی و عمق برف توافق دارد. همچنین عدم قطعیت بالای طرحواره سطح NOAH-MP در برآورد کسر پوشش برف در نواحی کوهستانی با توپوگرافی پیچیده، نتایج رزیسینو و همکاران (۲۰۱۵) و مایندر و همکاران (۲۰۱۶) را در این خصوص تأیید می‌کند. نتایج عملکرد مناسب مدل WRF-NOAHMP در پیش‌بینی کسر پوشش برف در نواحی جنگلی، با توجه به ضریب کارایی مثبت مدل ( $0.19$ ) و خطاهای کوچک (خطای اریبی  $13/1$  و میانگین مطلق خطا  $18/1$ )، با نتایج نیو و همکاران (۲۰۱۱) در بهبود برآورد کسر پوشش برف با وارد کردن مدل پیچیده پوشش گیاهی هم‌خوانی دارد. مدل WRF-NOAHMP در برآورد عمق برف در نواحی جنگلی و نواحی کوهستانی با شیب زیاد (به‌ترتیب با ضرایب کارایی منفی  $-1/3$  و  $-0.25$ ) ناموفق است؛

بررسی عملکرد مدل در پیش‌بینی وقوع بارش برف با استفاده از منحنی ROC و سطح زیر منحنی در نواحی مختلف در جدول ۷ نشان داده شده است. وقوع بارش برف پیش‌بینی شده توسط مدل WRF-NOAHMP در نواحی دارای پوشش مرتع دارای بالاترین معیار برخورد ( $0.98$ ) و در نواحی پست و کم‌ارتفاع دارای کمترین معیار برخورد ( $0.86$ ) است؛ درحالی‌که بالاترین نسبت هشدار نادرست در نواحی دارای پوشش جنگلی ( $0.25$ ) و کمترین آن در نواحی پست و کم‌ارتفاع ( $0.04$ ) است. مهارت پیش‌بینی مدل در وقوع بارش برف با توجه به سطح زیر منحنی ROC در اکثر نواحی، به‌جز نواحی مرتع، در ناحیه خوب قرار دارد. بیشترین سطح زیر منحنی ROC در نواحی کوهستانی با شیب کم ( $0.87$ ) قرار دارد. سطح مهارتی مدل در پیش‌بینی وقوع بارش برف در نواحی دارای پوشش مرتع با کمترین سطح زیر منحنی ( $0.78$ ) در ناحیه مناسب قرار دارد که نسبت به دیگر نواحی مورد مطالعه پایین‌تر است.

جدول ۷. عملکرد نسبی مهارتی مدل WRF-NOAHMP در پیش‌بینی وقوع بارش برف در نواحی مورد مطالعه.

محدوده مورد مطالعه	POD	FAR	سطح زیر منحنی ROC
جنگلی	0.89	0.25	0.84
مرتع	0.98	0.12	0.78
پست و کم‌ارتفاع	0.71	0.04	0.85
کوهستانی با شیب کم	0.94	0.11	0.87
کوهستانی با شیب زیاد	0.86	0.05	0.86

## ۵ نتیجه‌گیری

واسنجی فاکتور ذوب برف به‌دلیل عدم اندازه‌گیری کسر پوشش برف در ایستگاه‌های زمینی و در نتیجه استفاده از تصاویر سنجنده‌ها در دوره آماری بلند مدت کار دشواری است، لذا این پژوهش به ارزیابی مدل برف طرحواره سطح NOAHMP جفت‌شده در مدل WRF، با فاکتور

- Fuentes, J., 2001, FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities: Bulletin of the American Meteorological Society, **82**(11), 2415-2434.
- Ball, J. T., Woodrow, I. E. and Berry, J. A., 1987, A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions: Progress in Photosynthesis Research, 221-224.
- Bonan, G. B., 1996, Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. Technical note (No. PB--97-131494/XAB; NCAR/TN--417-STR). National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States): Climate and Global Dynamics Div.
- Bowling, L. C., Lettenmaier, D. P., Nijssen, B., Graham, L. P., Clark, D. B., El Maayar, M., Essery, R., Goers, S., Gusev, Y. M., Habets, F. and Van Den Hurk, B., 2003, Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2 (e): 1: Experiment description and summary intercomparisons: Global and Planetary Change, **38**(1), 1-30.
- Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M. and Krinner, G., 2013, An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models: The Cryosphere, **7**(1), 67.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001, Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I, Model implementation and sensitivity: Monthly Weather Review, **129**(4), 569-585.
- Chen, F., Liu, C., Dudhia, J., and Chen, M., 2014, A sensitivity study of high-resolution regional climate simulations to three land surface models over the western United States: Journal of Geophysical Research, Atmospheres, **119**, 7271-7291.
- Chu, H., Baldocchi, D. D., John, R., Wolf, S. and Reichstein, M., 2017, Fluxes all of the time? A primer on the temporal representativeness of FLUXNET: Journal of Geophysical Research, Biogeosciences, **122**(2), 289-307.
- De Bruin, H. A. R., Trigo, I. F., Bosveld, F. C. and Meirink, J. F., 2016, A Thermodynamically Based Model for Actual Evapotranspiration of an Extensive Grass درحالی که در نواحی پست و کم ارتفاع بالاترین کارایی را با بیشترین ضریب کارایی مثبت (۰/۳۷) دارد. همچنین مدل در برآورد کمینه دمای هوا در تمام نواحی، با دارا بودن ضریب کارایی مثبت (محدوده ۰/۸۸-۰/۲۹) موفق است، به طوری که بهترین عملکرد مدل در برآورد کمینه دمای هوا در نواحی جنگلی، با بالاترین ضرایب کارایی (۰/۸۸) و همبستگی بالاتر (۰/۷۷) و کوچکترین خطاهای مدل (خطای اریبی  $-1/2^{\circ}\text{C}$  و میانگین مطلق خطای  $2/3^{\circ}\text{C}$ ) می باشد. این نتیجه با یافته های چن و همکاران (۲۰۱۴) در بهبود برآورد کمینه دمای هوا توسط طرحواره سطح NOAHMP در شرق آمریکا در فصل زمستان در مقایسه با دو طرحواره NOAH و CLM توافق دارد. همچنین عملکرد مهارتی مدل (با توجه به سطح زیر منحنی ROC) در پیش بینی وقوع بارش برف در اکثر نواحی، بجز ناحیه مرتع (سطح زیر منحنی ۰/۷۱)، در سطح مهارتی خوب (محدوده سطح زیر منحنی ۰/۸۶-۰/۹۸) قرار دارد.
- تشکر و قدردانی**
- تحقیق حاضر حاصل طرح تحقیقاتی دانشگاه بوعلی سینا تحت عنوان « ارزیابی مدل برف طرحواره سطح WRF-NOAH-MP جفت شده در مدل منطقه ای اقلیمی WRF (مطالعه موردی شمال و غرب ایران) » به شماره قرارداد ۱۱۸۳-۳۲ است که بدین وسیله از حمایت های بی دریغ معاونت های پژوهشی دانشگاه بوعلی و دانشکده کشاورزی تقدیر و تشکر به عمل می آید.
- منابع**
- Anderson, E. A., 1976, A point of energy and mass balance model of snow cover: National Oceanic and Atmospheric Administration Technical Report, NWS, **19**, 1-150.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., and



- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Dickinson, R. E., and Gulden, L. E., 2005, A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **110**(D21).
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Dickinson, R. E., Gulden, L. E., and Su, H., 2007, Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **112**(D7).
- Niu, G. Y. and Yang, Z. L., 2007, An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **112**(D21).
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., and Tewari, M., 2011, The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **116**(D12).
- Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A., 2001, A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM: *Climate Dynamics*, **17**(12), 933-946.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B. and Dudhia, J., 2001, Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model. In Preprints, Ninth Conf. Mesoscale Processes, J11-J15: American Meteorological Society, Fort Lauderdale, FL.
- Slater, A. G., Bohn, T. J., McCreight, J. L., Serreze, M. C., and Lettenmaier, D. P., 2007, A multimodel simulation of pan-Arctic hydrology: *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences*, **112**(G4).
- Sun, S., Jin, J., and Xue, Y., 1999, A simple snow-atmosphere-soil transfer model: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **104**(D16), 19587-19597.
- Taylor, K. E., 2001, Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **106**(D7), 7183-7192.
- Field Close to FAO Reference, Suitable for Remote Sensing Application: *Journal of Hydrometeorology*, **17**(5), 1373-1382.
- Dickinson, R. E., Kennedy, P. J., and Henderson-Sellers, A., 1993, Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model: National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division.
- Douville, H., Royer, J. F., and Mahfouf, J. F., 1995, A new snow parameterization for the Meteo-France climate model: *Climate Dynamics*, **12**(1), 21-35.
- Essery, R. L. H., Best, M. J., Betts, R. A., Cox, P. M., and Taylor, C. M., 2003, Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme: *Journal of Hydrometeorology*, **4**(3), 530-543.
- Hall, D., and Riggs, G., 2007, Accuracy assessment of the MODIS snow products: *Hydrological Process*, **21**, 1534-1547.
- Huang, X., Liang, T., Zhang, X., and Guo, Z., 2011, Validation of MODIS snow cover products using Landsat and ground measurements during the 2001-2005 snow seasons over northern Xinjiang, China: *International Journal of Remote Sensing*, **32**, 133-152.
- Klein, A. G., and Barnett, A. C., 2003, Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000-2001 snow year: *Remote Sensing Environment*, **86**, 162-176.
- Minder, J. R., Letcher, T. W., and Skiles, S. M., 2016, An evaluation of high-resolution regional climate model simulations of snow cover and albedo over the Rocky Mountains, with implications for the simulated snow-albedo feedback: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **121**(15), 9069-9088.
- Maurer, E. P., Rhoads, J. D., Dubayah, R. O., and Lettenmaier, D. P., 2003, Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS: *Hydrological Process*, **17**, 59-71.
- Nash, J. E., and Sutcliffe, J. V., 1970, River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles: *Journal of Hydrology*, **10**(3), 282-290.
- Niu, G. Y., and Yang, Z. L., 2004, Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, **109**(D23).

- Journal of the Atmospheric Sciences, **37**(12), 2734-2745.
- Wrzesien, M. L., Pavelsky, T. M., Kapnick, S. B., Durand, M. T. and Painter, T. H., 2015, Evaluation of snow cover fraction for regional climate simulations in the Sierra Nevada: International Journal of Climatology, **35**(9), 2472-2484.
- Yang, Z. L., Dickinson, R. E., Robock, A., and Vinnikov, K. Y., 1997, Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data: Journal of Climate, **10**(2), 353-373.
- Warren, S. G. and Wiscombe, W. J., 1980, A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols:

## The evaluation of snow model in NOAH-MP coupled with WRF model during the periods of heavy snow over the northern and western regions of Iran

Mehraneh Khodamorad Pour<sup>1\*</sup>, Parviz Irannejad<sup>2</sup>, Samira Akhavan<sup>1</sup>, and Khaled Babei<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Faculty of Agriculture Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Water Organization of Kordestan, Kordestan, Iran

(Received: 25 June 2017, Accepted: 02 January 2017)

### Summary

Land surface schemes have considerable significance in the regional climate models. Due to their role in both surface's energy and water budget, snow processes are among the most important components of the surface schemes. Snow cover fraction, because of extreme temporal and spatial changes and various features, including high albedo coefficient and very low conductivity, plays an important role in the snow models. This research evaluates snow parameterization in the Advanced Weather Research and Forecasting model (WRF) coupled with the NOAH-MP as a land surface scheme, improved NOAH scheme, through the advanced canopy, snow, and runoff modeling. The snow cover fraction of this scheme is estimated through the hyperbolic tangent relationship between snow height, snow density, and snow melt factor. The snowmelt factor in this model is pre-determined as one since its calibration is difficult due to the lack of access to the observational data at weather stations, using satellite images, and lack of images at most of the snowfall time periods because of the cloud coverage in most parts. For this reason, in this research, the snow cover fraction is evaluated with the default snowmelt coefficient of the model. The WRF-NOAHMP model runs in two separate zones, the northern (Ardebil, Gilan, and Mazandaran provinces) and the western (Kurdistan and Hamedan provinces) regions of Iran, through one-way nesting method with the spatial resolution of 15 kilometers and 5 kilometers for mother and inner domains and during the several periods of heavy snow in the winter of 2013 and 2014. The daily Modis images of the Terra Satellite were used to evaluate the snow cover fraction. Based on the digital elevation model and land use maps, the study area is categorized into five areas, including forests, rangelands, low lands, and mountainous regions with high and low slopes.

The WRF-NOAHMP model is successful in predicting the snow cover fraction in most areas, except mountainous areas with high slopes and rangeland areas; however, the model's best performance is for low lands due to the highest efficiency coefficient (0.64), the smallest Bias error (-2.4), and Mean Absolute Error (9.4). Moreover, the skill level of the model's performance (using the area under ROC curve) is good in predicting snowfall in most areas, except for the rangeland area. The WRF-NOAHMP is unsuccessful in estimating the snow depth in forests and mountainous areas with high slopes due to the negative efficiency coefficient, while it has the highest efficiency in estimating snow depth in low lands and mountainous areas with a low slope. Evaluation of the simulated minimum temperature by the model indicates the model's success in estimating the minimum temperature in all studied areas because of the positive efficiency coefficients. The results of this study show the success of the WRF-NOAHMP in the prediction of the minimum temperature in different regions, while it still has a great deal of uncertainty in the parameterization of the snow cover fraction and the snow depth in mountainous areas with complex topography and areas with surface heterogeneity as well as the parameterization of the snow canopy

**Keywords:** snow cover fraction, NOAH-MP land surface scheme, WRF