

جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، شماره ۲۰، پاییز ۱۳۹۵

وصول مقاله: ۱۳۹۴/۱۲/۱۷

تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۷/۵

صفحات: ۲۰۲ - ۱۸۳

## ارزیابی مدل مفهومی ابر در برآورد بارندگی شش ساعته حوضه آبریز دریاچه ارومیه

دکتر علی اکبر رسولی<sup>۱</sup>، دکتر مهدی عرفانیان<sup>۲</sup>، دکتر بهروز ساری صراف<sup>۳</sup>، خدیجه جوان<sup>۴</sup>

### چکیده

بارندگی یکی از مهمترین داده‌های ورودی سیستم‌های هیدرولوژیکی شمرده می‌شود و مطالعه و اندازه‌گیری آن در زمینه‌های مختلف مانند: پیش‌بینی شرایط جوی، طراحی سازه‌های هیدرولیکی، برآورد و مدل‌سازی سیلاب ضروری است. هدف این تحقیق، برآورد مقدار بارندگی شش ساعته در حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از یک مدل مفهومی ابر است. ورودی‌های این مدل شامل دمای بالای ابر که از باند مادون قرمز ماهواره متئوست تخمین زده می‌شود؛ فشار، دما و دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های هواشناسی در مقیاس زمانی شش ساعت است. کالیبراسیون (واسنجی) مدل با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای ۱۶ ایستگاه همدیدی واقع در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در دوره آماری ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۱ برای ۶ واقعه بارشی فراگیر انجام شد. برای مقایسه مقادیر بارندگی برآورد شده به وسیله مدل و مقادیر ثبت شده در ایستگاه‌های زمینی، از معیارهای آماری میانگین خطا (ME)، میانگین خطای مطلق (MAE)، جذر میانگین توان دوم خطا (RMSE) و قدر مطلق خطا (abias) استفاده شد. میانگین هر کدام از معیارهای خطا به ترتیب برابر ۰/۸۶، ۱/۶۱، ۲/۳۹ و ۰/۶۷ میلی‌متر به دست آمد. مقدار کم معیارهای خطا، بیانگر کارایی قابل قبول مدل مفهومی ابر در برآورد بارندگی شش ساعته حوضه آبریز دریاچه ارومیه است.

کلید واژگان: تخمین بارندگی، مدل ابر، متئوست، دریاچه ارومیه.

## مقدمه

بارش، یکی از عناصر پیچیده و حیاتی اتمسفر زمین شمرده می‌شود و تغییرات زمانی و مکانی آن می‌تواند ویژگی‌های محیطی هر ناحیه جغرافیایی را کنترل کند؛ از این‌رو، بسیاری از اقلیم‌شناسان، بارش را به‌عنوان مهمترین پدیده جوی تلقی می‌کنند؛ زیرا فرایند بارش با سامانه‌های سینوپتیک جوی، تبدلات انرژی بین سطح زمین و هوا و اقیانوس‌ها مرتبط است (رسولی، ۱۳۹۰: ۱۰۷). بارش با تغییرات زمانی و مکانی زیاد، در چرخه هیدرولوژی نقش اصلی را ایفا می‌کند (کاسگرو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۲) و در زمینه‌های مختلفی مانند تغییر اقلیم (میراندا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱)، پیش‌بینی شرایط جوی (رادول<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۰)، مدل‌سازی اقلیمی (لی<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۷؛ اوانز و وسترا<sup>۵</sup>، ۲۰۱۲)، خشکسالی (ورنیمن<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۱۲)، مطالعه رواناب (بوگتون و چیو<sup>۷</sup>، ۲۰۰۷)، پیش‌بینی سیلاب و مدل‌سازی آن (اسمیت<sup>۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۷)، مطالعات کشاورزی (ماناتسا<sup>۹</sup> و همکاران، ۲۰۱۱) و مدیریت منابع آب (سونیاما و هوگز<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۸) مورد استفاده محققان قرار می‌گیرد؛ بنابراین، اندازه‌گیری و برآورد دقیق آن در مطالعات کاربردی اهمیت زیادی دارد.

پیش‌بینی هر واقعه‌ای، اساس مدیریت بحران آن را تشکیل می‌دهد و این امکان زمانی حاصل می‌شود که بتوان مدل‌های پیش‌بینی مناسب را در اختیار داشت. روش‌های مختلفی برای پیش‌بینی بارندگی به‌کار می‌روند که معمولاً به دو صورت مدل‌های آماری و مدل‌های عددی<sup>۱۱</sup> (NWP) هستند. مدل‌های آماری، نسبتاً ساده بوده و اغلب از معادلات رگرسیون خطی چندمتغیره استفاده می‌شود. در این مدل‌ها، به

دینامیک ابر توجه نمی‌شود. در مقابل، مدل‌های عددی پیچیده بوده و به داده‌های زیادی به‌عنوان ورودی مدل نیاز دارند. این مدل‌ها چون بزرگ مقیاس هستند، در پیش‌بینی بارش‌های همرفتی و کوچک مقیاس کارایی چندانی ندارند. مدل‌های مشابه، مدل مفهومی ابر دارای ساختاری ساده بوده و می‌تواند مشکلات مربوط به مدل‌های آماری یا مدل‌های عددی را تا حدود زیادی کاهش دهد. در دهه‌های اخیر، برای برآورد بارندگی در مقیاس نقطه‌ای و منطقه‌ای بر اساس داده‌ها و تصاویر ماهواره‌ای و مبتنی بر مدل‌های فیزیکی، تحقیقات زیادی انجام شده است: گئورگاکاکوس و براس<sup>۱۲</sup> (۱۹۸۴) مدل مفهومی تک‌لایه ابر را ارائه کردند. ورودی این مدل، داده‌های قابل دسترس ایستگاه‌های هواشناسی شامل دمای سطحی، فشار و دمای نقطه شبنم است. آنها از این مدل برای پیش‌بینی بارش در ایالات متحده آمریکا و ونزوئلا استفاده کردند. نتایج آنها نشان داد که مذکور در مقایسه با مدل‌های رگرسیون خطی کالیبره شده محلی، از کارایی بالاتری برخوردار است. گرجو و کراجوسکی<sup>۱۳</sup> (۲۰۰۰) از یک مدل عددی ابر با استفاده از داده‌های رادار هواشناسی برای پیش‌بینی بارش‌های کوتاه مدت استفاده کردند. مقدار دهی اولیه، مدل نیازمند به حداقل رساندن تابع هدف برای بهینه‌سازی مدل است. آنها به سه نوع خطا شامل خطای مشاهده‌ای، خطای ریاضی و خطای مربوط به بهینه‌سازی توجه کردند. نتایج مدل مذکور در پیش‌بینی بارش نشان داد که خطاهای مشاهده‌ای تأثیر قابل توجهی در مقدار خطاهای پیش‌بینی، ساختار ریاضی و بهینه‌سازی دارد. سروشیان و همکاران (۲۰۰۰) با استفاده از داده‌های سنجش از دور و شبکه‌های عصبی مصنوعی، مدل تخمین بارش پرسیان<sup>۱۴</sup> PERSIANN را ارائه کردند. آنها در تحقیق خود از تصاویر مادون قرمز ماهواره GOES و داده‌های

- 1 - Cosgrove
- 2 - Miranda
- 3 - Rodwell
- 4- Lee
- 5 - Evans and Westra
- 6 - Vernimmen
- 7 - Boughton and chiew
- 8 - Smith
- 9 - Manatsa
- 10 - Sawunyama and Hughes
- 11- Numerical Weather Prediction

12- Georgakakos and Bras

13- Grecu and Krajewski

14- Precipitation Estimation from Remotely Sensed information using Artificial Neural Networks

سنجش از دور برای برآورد بارندگی در تعداد اندکی از تحقیقات مورد توجه قرار گرفته است.

از بین تحقیقات انجام شده در ایران می‌توان به رسولی (۱۳۸۴)، اردکانی و همکاران (۱۳۸۴)، رسولی و حاجی میررحیمی (۱۳۸۶)، پورباقری و همکاران (۱۳۸۶)، زارع بیدکی و همکاران (۱۳۸۷)، عسکری و همکاران (۱۳۸۷)، مهرشاهی و خسروی (۱۳۸۹)، اشاره کرد. در اینجا، خلاصه‌ای از نتایج مهمترین تحقیقات مرتبط با موضوع مقاله حاضر ارائه می‌شود: صادقی‌حسینی و همکاران (۱۳۸۴) با محاسبه آب قابل بارش ابر<sup>۶</sup> به روش ترمودینامیکی و مقایسه آن با بارش ثبت شده در ایستگاه‌های تهران، رابطه‌ای برای پیش‌بینی بارش به‌دست آوردند. آنها برای پیش‌بینی احتمال وقوع سیل، از آب قابل بارش ابر استفاده کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که اگر آب قابل بارش کمتر از ۷ میلی‌متر باشد، احتمال وقوع بارش در شهر تهران، کم است و اگر آب قابل بارش از ۳۵ تا ۴۰ میلی‌متر تجاوز کند، احتمال وقوع سیل وجود دارد.

فلاح‌قاله‌ری و خوشحال (۱۳۸۸) ارتباط سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی با بارش استان خراسان رضوی را با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی مورد بررسی قرار دادند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که شبکه‌های عصبی مصنوعی در تمام سال‌ها می‌تواند بارش را با دقت قابل قبولی پیش‌بینی کند. جذر میانگین مربع‌های خطای مدل شبکه عصبی آنها برابر ۲/۵ میلی‌متر به دست آمد. آذری و همکاران (۱۳۸۸) برای برآورد بارش در حوضه رودخانه مادرسو در استان گلستان از تصاویر ماهواره NOAA استفاده نمودند. آنها برای تشخیص و طبقه‌بندی ابر و تخمین بارش، طبقه‌بندی شی‌گرا<sup>۷</sup> و روش شاخص ابر<sup>۸</sup> را مورد استفاده قرار داده و به این ترتیب میزان نرخ بارش به‌وسیله هر یک از ابرهای طبقه‌بندی شده را برآورد نمودند. نتایج تحقیق نشان داد که به کمک طبقه‌بندی ابر به روش شی‌گرا می‌توان به نتایج قابل قبولی دست

بارش تجمعی روزانه ماهواره TRMM استفاده کردند. ضریب همبستگی بین بارش برآورد شده به‌وسیله مدل و داده‌های رادارهای هواشناسی مرکز ملی داده‌های اقلیمی آمریکا حدود ۰/۷ بود. همچنین آنها در مناطق با تراکم بالای ایستگاه‌های هواشناسی، ضرایب همبستگی بالاتر (از ۰/۷۷ تا ۰/۹) را بین مقادیر مدل پرشینو داده‌های بارش ماهانه سازمان جهانی هواشناسی به‌دست آوردند. بهرنگی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از روش PERSIANN-MSA<sup>۱</sup> به ارزیابی اثرات استفاده از تصاویر چند طیفی در تخمین بارش پرداختند. آنان از تصاویر چندباندی سنجنده SEVIRI<sup>۲</sup> ماهواره متئوست نسل دوم (MSG<sup>۳</sup>) استفاده کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که استفاده از داده‌های چند طیفی، توانایی آشکارسازی و تخمین بارش را در حدود ۵۰ درصد بهبود بخشیده و ضریب همبستگی تخمین بارش را تا ۲۰ درصد افزایش می‌دهد. هیل و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۱۱) با استفاده از مدل مفهومی ابر و داده‌های سنجش از دور، به تخمین بارش در حوضه رود نیل پرداختند. آنها در مدل مذکور از تصاویر باند مادون قرمز حرارتی ماهواره متئوست استفاده کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که اختلاف بین ارتفاع بارش برآورد شده به‌وسیله مدل و بارش مشاهده‌ای در این حوضه بین ۰/۲ تا ۱/۸ میلی‌متر بوده و مجذور میانگین مربعات خطا<sup>۵</sup> (RMSE) برای هر واقعه بارش، کوچکتر از ۰/۵ میلی‌متر است. به عقیده آنها کارایی مدل مفهومی ابر در حالت ترکیب داده‌های ایستگاه‌های زمینی و داده‌های به‌دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای به حداکثر می‌رسد.

در ایران، تحقیقات انجام شده در زمینه برآورد بارندگی شامل استفاده از روش‌های آماری، زمین آماری و مدل‌های شبکه‌های عصبی است و استفاده از داده‌های

6- Perceptible Water

7- Object Oriented Classification

8- Cloud- Indexing Technique

1- Precipitation Estimation from Remotely Sensed information using Artificial Neural Networks–MultiSpectral Analysis

2- Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager

3- Meteosat Second Generation

4- Haile et al

5- Root Mean Square Error (RMSE)

## مواد و روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

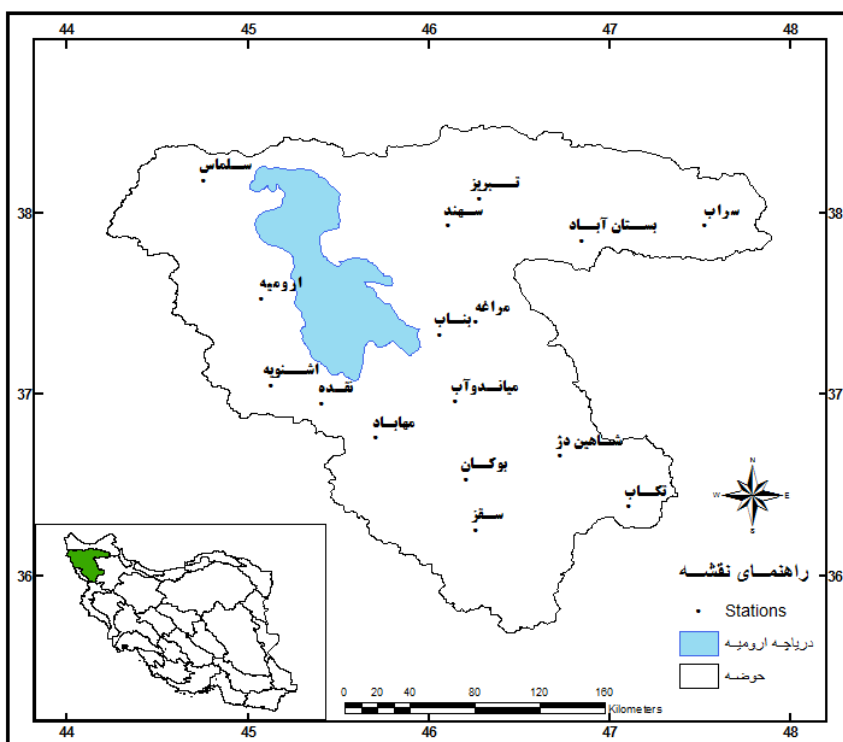
حوضه آبریز دریاچه ارومیه با وسعت حدود ۵۱۸۰۱ کیلومتر مربع بین مختصات  $35^{\circ}40'$  تا  $38^{\circ}30'$  عرض شمالی و  $44^{\circ}14'$  تا  $47^{\circ}53'$  طول شرقی واقع شده است. این حوضه در شمال غربی ایران قرار گرفته و از سمت شمال به حوضه آبریز رودخانه ارس، از سمت شرق به حوضه آبریز رودخانه سفیدرود، از جنوب به حوضه آبریز رودخانه‌های سفیدرود و سیروان و از غرب به حوضه آبریز رودخانه زاب محدود گشته است (مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۷: ۱). حوضه آبریز دریاچه ارومیه با دارا بودن حدود ۳/۱۵ درصد از سطح کشور، حدود ۷ درصد از کل منابع آب سطحی کشور را به خود اختصاص می‌دهد؛ بنابراین، این حوضه از نظر دارا بودن منابع آب سطحی، دارای مزیت نسبی برای توسعه اقتصادی است (امیرپور دیلمی، ۱۳۸۵: ۱).

میانگین بارندگی در حوضه این دریاچه از ۳۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متر متغیر است و رژیم آن مدیترانه‌ای و یا به علت وجود بارندگی زمستانه در بعضی مناطق، شبه مدیترانه‌ای است. میانگین سالانه دمای متوسط روزانه از حدود ۱۰ درجه در مناطق اطراف دریاچه تا کمتر از ۵ درجه در سال در ارتفاعات سهند و سبلان متغیر است (حکیم‌خانی، عربخدری، ۱۳۸۵: ۲۲۴). براساس گزارش‌های موجود، دریاچه ارومیه به دلیل وقوع خشکسالی‌های دهه اخیر، کاهش مقادیر آب رودخانه‌های زهکش کننده آن و احداث سدهای مخرنی متعدد، در شرایط بحرانی قرار داشته و کاهش سطح آب دریاچه و افزایش میزان تلفات تبخیر به دلیل گرم شدن هوا، باعث افزایش شوری آب و تأثیرات منفی آن بر اکوسیستم‌های منطقه شده است (برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه، ۱۳۸۹: ۱۸). موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و پراکنش مکانی ایستگاه‌های هواشناسی، در شکل ۱ نشان داده شده است.

یافت؛ به طوری که در تحقیق آنها دقت کلی طبقه‌بندی در حد ۰/۹ و ضریب کاپا در حد ۰/۸ برآورد شد. متکان و همکاران (۱۳۸۸) با استفاده از روش همسان‌سازی احتمالات، داده‌های مادون قرمز متئوستو مایکروویو غیرفعال TRMM را با هم ترکیب کرده و بارندگی حوضه آبریز مادرسو واقع در استان گلستان را تخمین زدند. نتایج آنها نشان داد که بین تخمین ماهواره و مشاهدات زمینی همبستگی ۰/۵۳ وجود دارد. همچنین معیارهای آماری RMSE و MAE به ترتیب معادل ۹/۷۴ و ۶/۶۷ به دست آمد.

غضنفری مقدم و همکاران (۱۳۹۰) مدل پرشینو روش‌های درون‌یابی را برای تخمین بارندگی در خراسان شمالی مورد استفاده و مقایسه قرار دادند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که همبستگی بین مقادیر برآورد شده به وسیله مدل پرشین و داده‌های واقعی بارندگی برابر ۰/۸۰۵ است. ضرایب همبستگی روش درون‌یابی عکس وزنی فاصله و روش زمین آماری کریجینگ معمولی به ترتیب برابر ۰/۴۸۸ و ۰/۵۶۵ گزارش شد.

جمع‌بندی تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد که استفاده از تصاویر ماهواره‌ای (در اینجا تصاویر متئوست) و مدل‌های فیزیکی به منظور برآورد بارندگی در مقیاس نقطه‌ای و منطقه‌ای (مانند حوضه دریاچه ارومیه) تاکنون در ایران مورد توجه جدی قرار نگرفته است. فرض تحقیق حاضر بر این است که مدل مفهومی ابر به دلیل در نظر گرفتن خصوصیات فیزیکی لایه‌های ابر و استفاده از داده‌های ایستگاه‌های زمینی و تصاویر ماهواره‌ای، از کارایی بالایی در برآورد بارندگی برخوردار است. هدف اصلی این تحقیق، ارائه و اعتبارسنجی یک مدل مفهومی تک لایه ابر با استفاده تلفیقی از داده‌های زمینی و ماهواره‌ای برای برآورد بارندگی حوضه دریاچه ارومیه (در مقیاس زمانی شش ساعته) است که به عنوان یک پژوهش کاربردی برای اولین بار انجام شده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و ایستگاه‌های مورد مطالعه (منبع: نگارندگان)

هواشناسی مذکور در مقیاس زمانی ۶ ساعته برای ۱۶ ایستگاه سینوپتیک واقع در حوضه دریاچه ارومیه در دوره آماری ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۱ استخراج شد. برای بررسی همگن بودن داده‌ها از آزمون توالی ران تست استفاده شد. مشخصات جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه‌های هواشناسی انتخاب شده، در جدول ۱ ارائه شده است.

### داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های زمینی

برای اجرای مدل مفهومی ابر نیاز به داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های هواشناسی شامل بارش، دما، فشار هوا و دمای نقطه شبنم به‌عنوان ورودی‌های مدل است؛ بنابراین، پس از تهیه آمار خام از اداره‌های هواشناسی استان‌های آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی و شهرستان سقز در استان کردستان، پارامترهای

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های همید واقع حوضه دریاچه ارومیه

ردیف	نام ایستگاه	ارتفاع (متر)	عرض جغرافیایی*	طول جغرافیایی
۱	ارومیه	۱۳۲۸	۳۷/۵۳	۴۵/۰۸
۲	اشنویه	۱۴۱۵/۹	۳۷/۰۵	۴۵/۱۳
۳	بسنان آباد	۱۷۵۰	۳۷/۸۵	۴۶/۸۵
۴	بناب	۱۲۹۰	۳۷/۳۳	۴۶/۰۶
۵	بوکان	۱۳۸۶/۱	۳۶/۵۳	۴۶/۲۱
۶	تبریز	۱۳۶۱	۳۸/۰۸	۴۶/۲۸
۷	تکاب	۱۸۱۷/۲	۳۶/۳۸	۴۷/۱۱
۸	سراب	۱۶۸۲	۳۷/۹۳	۴۷/۵۳
۹	سقز	۱۵۲۲/۸	۳۶/۲۵	۴۶/۲۶
۱۰	سلماس	۱۳۳۷	۳۸/۱۸	۴۴/۷۶
۱۱	سهند	۱۶۴۱	۳۷/۹۳	۴۶/۱۱
۱۲	شاهین دژ	۱۳۹۵	۳۶/۶۶	۴۶/۷۳
۱۳	مراغه	۱۳۴۴	۳۷/۴۰	۴۶/۲۶
۱۴	مهاباد	۱۳۵۲	۳۶/۷۶	۴۵/۷۱
۱۵	میاندوآب	۱۳۰۰	۳۶/۹۶	۴۶/۱۵
۱۶	قنده	۱۳۳۸	۳۶/۹۵	۴۵/۴۱

\* عرض و طول جغرافیایی بر حسب درجه اعشاری هستند. (منبع: نگارندگان)

گردید. منظور از بارش فراگیر، بارشی است که حداقل ۷۰٪ از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه در آن ساعت، بارشی مساوی یا بیشتر از ۱ میلی‌متر را ثبت کرده باشند.

به‌منظور تعیین بارندگی‌های فراگیر در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، ابتدا داده‌های ساعتی کلیه ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه بررسی شد و در نهایت ۶ واقعه بارشی فراگیر در سطح حوضه، مطابق جدول ۲ انتخاب

جدول ۲. بارش‌های فراگیر انتخاب شده در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

واقعه بارش	سال	ماه	روز	تعداد مشاهدات	میانگین بارش (mm)
۱	۲۰۱۰	می	۲-۳	۷	۲۲/۹
۲	۲۰۱۰	مارس	۱-۲	۶	۱۶/۷
۳	۲۰۰۹	نوامبر	۱۷-۱۹	۱۲	۳۲/۶
۴	۲۰۰۸	اکتبر	۲۴-۲۵	۸	۳۱/۴
۵	۲۰۰۶	اکتبر	۲۸-۳۱	۱۵	۴۶/۴
۶	۲۰۰۶	فوریه	۳-۴	۸	۴۷/۹

(منبع: نگارندگان)

به‌دلیل موقعیت مداری ماهواره متئوست ۷ و قرار گرفتن آن روی نصف النهار ۵۷ درجه شرقی، استفاده از تصاویر این ماهواره برای تهیه نقشه‌های اقلیمی در کشور ایران بسیار مناسب هستند؛ لذا در تحقیق حاضر از تصاویر باند مادون قرمز متئوست ۷ در فواصل زمانی شش ساعته استفاده شده است. این تصاویر از وبسایت دانشگاه Dundee<sup>۳</sup> برای تاریخ و ساعت‌های مورد نظر به‌صورت رایگان دانلود شد. بعد از انجام عملیات پیش‌پردازش و زمین مرجع کردن هر یک از تصاویر رقومی متئوست، نقشه‌های رقومی بازتاب طیفی (DN) برای محدوده جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و متناظر با تاریخ و زمان هر یک از رخدادهای بارشی انتخابی تهیه شد.

### تصاویر ماهواره‌ای متئوست

اولین سری ماهواره زمین آهنگ متئوست (ماهواره هواشناسی)، توسط سازمان فضایی اروپا<sup>۱</sup> (ESA) در نوامبر ۱۹۷۷ به فضا فرستاده شد. این ماهواره در ارتفاع ۳۶۰۰۰ کیلومتری قرار داشته و شرایط آب و هوایی شرق اقیانوس اطلس، اروپا، آفریقا، خاورمیانه و غرب اقیانوس هند را پایش می‌کند. ماهواره متئوست ۷ به‌عنوان آخرین ماهواره نسل اول در ۲ سپتامبر ۱۹۹۷ به فضا فرستاده شد. اصلی‌ترین تجهیزات حمل شده به‌وسیله ماهواره‌های نسل اول، تصویربرداری مرئی و مادون قرمز<sup>۲</sup> (MVIRI) است که در سه باند طیفی مرئی، بخار آب و مادون قرمز فعالیت دارد (جزئیات بیشتر این تصویربرداری در جدول ۳ نشان داده شده است). پرتاب اولین ماهواره نسل دوم (متئوست ۸) که سنجنده تصویربرداری SEVIRI را حمل می‌کند، توسط سازمان فضایی اروپا در ۲۸ اوت ۲۰۰۲ انجام شد. این سنجنده، تصاویر زمین را در ۱۲ باند طیفی جمع‌آوری می‌کند (Eumetsat, 2010). در حال حاضر ماهواره‌های متئوست ۷ تا ۱۰ در حال فعالیت و تصویربرداری هستند.

جدول ۳. مشخصات و کاربرد باندهای طیفی سنجنده رادبومتر تصویربردار ماهواره متئوست (Eumetsat, 2010)

باند طیفی	VIS (مرئی)	WV (مادون قرمز میانی)	TIR (مادون قرمز حرارتی)
دامنه باند طیفی	۰/۴۵ - ۱/۰۰ $\mu\text{m}$	۵/۷۰ - ۷/۱۰ $\mu\text{m}$	۱۰/۵۰ - ۱۲/۵۰ $\mu\text{m}$
میدان دید لحظه‌ای	۲/۵ کیلومتر	۵ کیلومتر	۵ کیلومتر
تعداد خط در هر تصویر	۵۰۰۰	۲۵۰۰	۲۵۰۰
تعداد پیکسل در هر خط	۵۰۰۰	۲۵۰۰	۲۵۰۰
مدت زمان تصویربرداری	۲۵ دقیقه	۲۵ دقیقه	۲۵ دقیقه
قدرت تفکیک زمانی	۳۰ دقیقه	۳۰ دقیقه	۳۰ دقیقه
اطلاعات تولیدی	آلبدو روشنایی در روز	بخار آب در تروپوسفر میانی	دمای سطح بالایی ابر و اقیانوس
کاربرد	آشکارسازی ابر، آلودگی و غبار، شناسایی طوفان‌های شدید	تخمین مقدار رطوبت و حرکات افقی سطوح میانی، ردیابی جابجایی سطوح میانی اتمسفر	شناسایی ابرهای متحرک، طوفان‌های بارندگی‌های شدید، برآورد دمای سطح دریا

در این رابطه،  $C_1$  و  $C_2$  ضرایب کالیبراسیون هستند که  $C_2 = 1282.71 \text{ k}$  و  $C_1 = 666.09 \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$  است و  $L\lambda$  رادیانس طیفی  $(\text{W}/(\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}))$  است.

برای محاسبه دمای درخشندگی ابرها، ابتدا مقادیر یا اعداد رقومی<sup>۲</sup> پیکسل‌ها در هر یک از تصاویر باند مادون قرمز به رادیانس تبدیل می‌شود. رادیانس طیفی  $(L\lambda)$ ، انرژی تابشی طیفی در هر باند است که به وسیله ماهواره از بالای اتمسفر در واحد زاویه فضایی مشاهده می‌شود و برای تصاویر متئوست  $\gamma$  از رابطه زیر به دست می‌آید (سولهیم، ۲۰۰۸: ۹):

$$L\lambda = \alpha(DN - \beta) \quad \text{رابطه ۳}$$

که  $DN$  بیانگر عدد رقومی یا مقدار پیکسل در تصویر زمین مرجع شده متئوست،  $\alpha$  و  $\beta$  ضرایب کالیبراسیون هستند که این ضرایب برای هر روز در سایت متئوست موجود است. مقدار ضریب  $\beta$  برای تاریخ‌های مورد نظر برابر ۵ است؛ ولی مقدار ضریب  $\alpha$  در هر روز تغییر می‌کند. مقادیر این ضریب در تاریخ‌های مورد نظر در جدول ۳-۶ ارائه شده است.

### تخمین دمای درخشندگی<sup>۱</sup> (BT)

کلیه اجسامی که دمای آنها بیشتر از دمای مطلق است، از خود امواج الکترومغناطیسی ساطع می‌کنند. این خاصیت اجسام روی سطح زمین یا اتمسفر (ابر)، سنجنده‌های تعبیه شده روی ماهواره‌های مختلف را قادر می‌سازد تا دمای یک جسم را از راه دور و بدون تماس فیزیکی با آن و به طور غیر مستقیم اندازه‌گیری کنند (مباشری و همکاران، ۱۳۹۰: ۸۴). سنجنده‌ها مقدار یا شدت بازتاب طیفی اجسام را اندازه‌گیری می‌کنند. در سنجش از دور حرارتی، بازیابی یا تخمین دمای فیزیکی اجسام روی سطح زمین یا اتمسفر بر اساس قانون جسم سیاه پلانک انجام می‌شود (رابطه ۱).

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1} \quad \text{رابطه ۱}$$

که  $B_{\lambda}$  شدت تابشی است که طول موج  $\lambda$  دارد  $(\text{W}/\text{m}^2)$ ،  $h$  ثابت پلانک  $6.622 \times 10^{-34} \text{ Js}$ ،  $c$  سرعت نور  $2.998 \times 10^8 \text{ m/s}$ ،  $k$  ثابت بولتزمن  $1.381 \times 10^{-23} \text{ J/K}$  و  $T$  دمای سطحی جسم سیاه بر حسب کلون است (کیدر و واندرهار، ۱۹۹۵: ۵۳).

دمای درخشندگی از طریق محاسبه میزان انرژی دریافتی به وسیله سنجنده‌ها و با معکوس‌سازی قانون پلانک به دست می‌آید (سو، ۲۰۰۵: ۱۷).

$$TB = \frac{c_2}{\ln\left(\frac{c_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad \text{رابطه ۲}$$

جدول ۴. مقادیر ضریب  $\alpha$  برای تاریخ‌های مورد نظر (Eumetsat, 2010)

تاریخ	ضریب $\alpha$
۲ فوریه ۲۰۰۶	۰/۰۶۹۸۷
۳ فوریه ۲۰۰۶	۰/۰۶۹۸۱۴
۲۸ اکتبر ۲۰۰۶	۰/۰۸۵۶۲۲
۲۹ اکتبر ۲۰۰۶	۰/۰۸۵۳۷۷
۳۰ اکتبر ۲۰۰۶	۰/۰۸۵۲۸۸
۳۱ اکتبر ۲۰۰۶	۰/۰۸۵۴۶۹
۲۴ اکتبر ۲۰۰۸	۰/۱۰۵۵۹۱
۲۵ اکتبر ۲۰۰۸	۰/۱۰۵۶۳۳
۱۷ نوامبر ۲۰۰۹	۰/۰۹۴۵۸۶
۱۸ نوامبر ۲۰۰۹	۰/۰۹۴۷۷۱
۱۹ نوامبر ۲۰۰۹	۰/۰۹۴۸۹۷
۱ مارس ۲۰۱۰	۰/۰۹۶۲۲۳
۲ مارس ۲۰۱۰	۰/۰۹۶۳۵۱
۲ می ۲۰۱۰	۰/۰۹۶۳۲۱
۳ می ۲۰۱۰	۰/۰۹۶۳۵۱

که  $\frac{ds}{dt}$  تغییرات مقدار آب مایع در بالای لایه ابر نسبت به زمان،  $I$  میزان آب مایع ورودی،  $s$  مقدار آب مایع در لایه ابر و  $\tau$  زمان واکنش است. همانطور که قبلاً ذکر شد، داده‌های ورودی مدل شامل دما، فشار و دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های زمینی و دمای بالای ابر است. همچنین، این مدل دارای پارامترهای مختلف زیر است:

#### \* برآورد فشار و دمای پایین ابر

مقدار فشار و دمای هوا در ارتفاع پایینی لایه ابر با معلوم بودن مقدار فشار و دمای هوا در ایستگاه هواشناسی در سطح زمین با روابط زیر تخمین زده می‌شود (هیل و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۱):

$$P_b = \frac{1}{\left(\frac{T_0 - Td_0 + 1}{223.15}\right)^{3.5}} \cdot P_0 \quad \text{رابطه ۵}$$

$$T_b = \frac{1}{\left(\frac{T_0 - Td_0 + 1}{223.15}\right)} \cdot T_0 \quad \text{رابطه ۶}$$

که  $P_b$  و  $T_b$  به ترتیب بیانگر فشار به هکتوپاسکال و دمای پایین ابر بر حسب کلوین،  $T_0$  متوسط دمای هوا به کلوین و  $Td_0$  دمای نقطه شبنم به کلوین در سطح زمین هستند.

با داشتن شدت رادیانس و با استفاده از رابطه ۳-۱۰، دمای درخشندگی به دست می‌آید که ضرایب ثابت ۶/۹۶۱۸ و ۱۲۵۵/۵۴- برای تصاویر متوسط ۷ ارائه شده است (Eumetsat, ۲۰۱۰).

#### مدل مفهومی ابر

مدل مفهومی ابر بر اساس مدل تک لایه است که توسط گئورگاکوس و براس در سال ۱۹۸۴، ارائه شده است. آنها از داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های زمینی استفاده کردند؛ ولی محققان دیگر با استفاده از داده‌های رادارهای هواشناسی و تصاویر ماهواره‌ای با فواصل زمانی کوتاه‌تر، این مدل را توسعه دادند (فرنچ و کراجوسکی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴؛ فرنچ و همکاران، ۱۹۹۴؛ بل و مور<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰؛ اندریو<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۳؛ هیل و همکاران، ۲۰۱۱). مدل مفهومی تک لایه ابر به صورت زیر است (هیل و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۱):

$$\frac{ds}{dt} = I - \frac{s}{\tau} \quad \text{رابطه ۴}$$

1 - French and Krajewski

2 - Bell and Moore

3 - Andrieu

جایگزینی  $P_t$  و  $T_t$  به جای  $P_0$  و  $P_{Td}$  به دست می آید. سرعت صعود  $w_0$  با استفاده از رابطه ۳-۲۳ تخمین زده می شود (بل و مور، ۲۰۰۰: ۶۳۹):

$$w_0 = e_1 (c_p \Delta T)^{0.5} \quad \text{رابطه ۱۴}$$

$$\Delta T = T_m - T' \quad \text{رابطه ۱۵}$$

$$P' = p_b - 0.25 (p_b - p_t) \quad \text{رابطه ۱۶}$$

$$T' = \frac{T_0}{p_0^{0.286}} (p')^{0.286} \quad \text{رابطه ۱۷}$$

که  $e_1$  پارامتر سرعت صعود،  $c_p$  گرمای ویژه هوای خشک در شرایط فشار ثابت،  $T_m$  دمای ابر در فشار  $p'$  با فرض صعود شبه آدیاباتیک و  $T'$  دمای محیط یا مجاور لایه ابر در فشار  $p'$  است.

#### \* میزان یا نرخ بارش

$$R = \frac{S}{\tau} \quad \text{رابطه ۱۸}$$

$$\tau = \frac{1}{W_T - w_0} \quad \text{رابطه ۱۹}$$

در این روابط  $R$  میزان بارش از لایه ابر و  $W_T$  سرعت حد قطرات باران است. زمان واکنش یا  $\tau$  در واقع بیانگر مدت زمان لازم برای تخلیه آب از لایه ابر است (هیل و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۱).

#### معیارهای آماری خطا برای ارزیابی مدل

برای ارزیابی کارایی مدل مفهومی ابر تک لایه و مقایسه نتایج به دست آمده از مدل با بارش ایستگاه های زمینی از معیارهای آماری میانگین خطا (ME)، میانگین خطای مطلق (MAE)، جذر میانگین توان دوم خطا (RMSE) و قدر مطلق خطا (abias) استفاده گردید که روابط آنها به صورت زیر است:

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)}{N} \quad \text{رابطه ۲۰}$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |S_i - O_i|}{N} \quad \text{رابطه ۲۱}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2} \quad \text{رابطه ۲۲}$$

$$abias = \frac{|\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)|}{\sum_{i=1}^N O_i} \quad \text{رابطه ۲۳}$$

که  $S_i$  مقدار بارندگی برآورد شده به وسیله مدل،  $O_i$  مقدار بارندگی مشاهده ای،  $N$  تعداد کل مشاهدات است.

#### \* برآورد فشار بالای ابر

در این مدل، فشار هوا در بالای ابر با استفاده از مقدار دمای آن برآورد می شود. ابتدا ابر با ضخامت  $z$  به  $n$  لایه نازکتر تقسیم می شود که اختلاف دما در این لایه ها یکسان است. فشار هوا در بالای لایه  $z$  با معلوم بودن فشار و دمای پایین آن لایه تخمین زده می شود. فشار لایه 1+  $z$  از طریق دما و فشار لایه  $z$  برآورد می شود. روند محاسبات برای کلیه لایه ها از پایین به بالا تا برآورد فشار بالای ابر آخرین لایه (دارای بیشترین ارتفاع) انجام می شود. در محاسبه فشار هوا از روابط زیر استفاده شده است (استال، ۱۰۹: ۲۰۰۰):

$$P_{j+1} = P_j \left( \frac{\partial P}{\partial T} \right)_j \cdot (T_{j+1} - T_j) \quad \text{رابطه ۷}$$

$$\left( \frac{\partial P}{\partial T} \right)_j = \frac{P_j \left[ 1 + \left( \frac{b \cdot \omega_s}{T_j^2} \right) \right]}{a \cdot T_j + c \cdot \omega_s} \quad \text{رابطه ۸}$$

$$j = 0, 1, \dots, \text{int} \left( \frac{(T_b - T_t)}{(T_{j+1} - T_j)} \right) \quad \text{رابطه ۹}$$

در این روابط  $T_j$  دمای هوا در سطح فشار  $P_j$  در لایه تحتانی  $j$ ،  $T_{j+1}$  دمای هوا در سطح فشار  $P_{j+1}$  در لایه فوقانی  $(j+1)$ ،  $\omega_s$  نسبت اختلاط اشباع و  $a$ ،  $b$  و  $c$  ضرایب ثابت مدل بوده و مقدار آنها به ترتیب برابر  $0.28571$ ،  $10^7 \times 1/35$  و  $2488/4$  K است.

#### \* میزان آب مایع ورودی

$$I = \rho_m \cdot \Delta \omega \cdot w_0 \quad \text{رابطه ۱۰}$$

که  $\rho_m$  اختلاف نسبت اختلاط بین سطح بالا و پایین ابر و  $\Delta \omega$  تراکم عمودی هوای مرطوب در ابر است که از رابطه زیر به دست می آید (استال، ۲۰۰۰: ۹۹-۹۶):

$$\Delta \omega = \omega_{s0} - \omega_{st} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

$$\omega_{s0} = \frac{\varepsilon_{s0}}{P_0 - \varepsilon_{s0}} \quad \text{رابطه ۱۲}$$

$$\varepsilon_{s0} = 611 \cdot \exp \left[ \frac{L}{R_v} \cdot \left( \frac{1}{273} - \frac{1}{T_{a0}} \right) \right] \quad \text{رابطه ۱۳}$$

در این روابط  $\omega_{s0}$  نسبت اختلاط اشباع در دمای نقطه شبنم و فشار سطح زمین،  $\omega_{st}$  نسبت اختلاط اشباع در دما و فشار بالای ابر،  $\varepsilon_{s0}$  فشار بخار اشباع در دمای نقطه شبنم سطح زمین،  $L$  گرمای نهان تبخیر و  $R_v$  ثابت گاز برای بخار آب است. نسبت اختلاط اشباع در بالای ابر ( $\omega_{st}$ ) با استفاده از همین رابطه ها و با

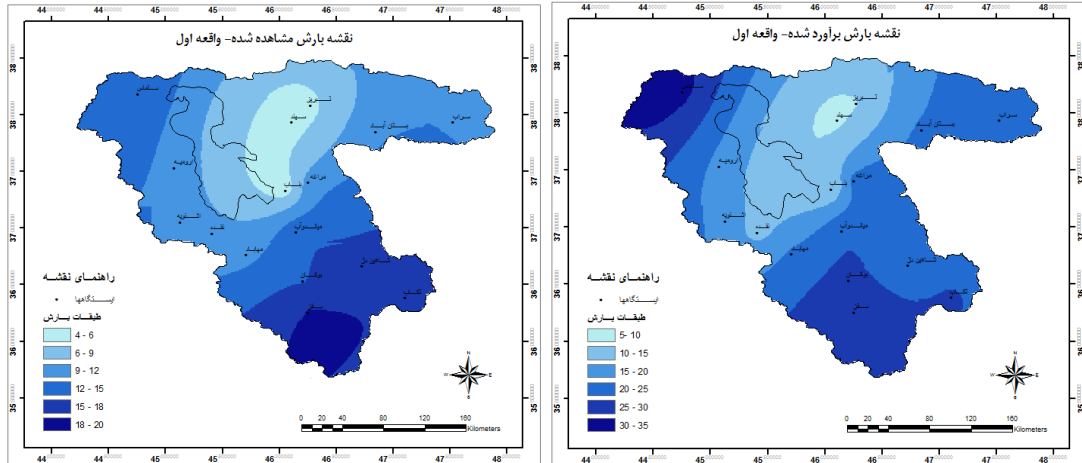
## نتایج و بحث

در این تحقیق، با استفاده از داده‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای (لایه‌های رستری رادیانس و دمای درخشندگی)، مقدار بارندگی حوضه دریاچه ارومیه با استفاده از مدل مفهومی ابر تک لایه برآورد شد. ورودی‌های این مدل شامل دما، فشار و دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های زمینی و دمای بالای ابر است. برای تخمین دمای بالای ابر، از تصاویر ماهواره متئوست در ساعت و تاریخ مورد نظر استفاده شد. با تهیه نقشه رادیانس و دمای درخشندگی، دمای بالای ابر برای هر یک وقایع بارش، برآورد شد. براساس تحقیقات انجام گرفته، دمای درخشندگی باند مادون قرمز (۱۲/۵-۱۰/۵ میکرون) به‌عنوان دمای فیزیکی بالای ابر قابل استفاده است؛ به عبارت دیگر، میزان ضریب بازتابش یا گسیلندگی<sup>۱</sup> بالای ابر در محدوده طیفی مادون قرمز با این فرض که ابرها هنگام بارش‌های شدید، ضخیم هستند، برابر یک فرض می‌شود (آدلر<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۳؛ تاد<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۵؛ بوی<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).

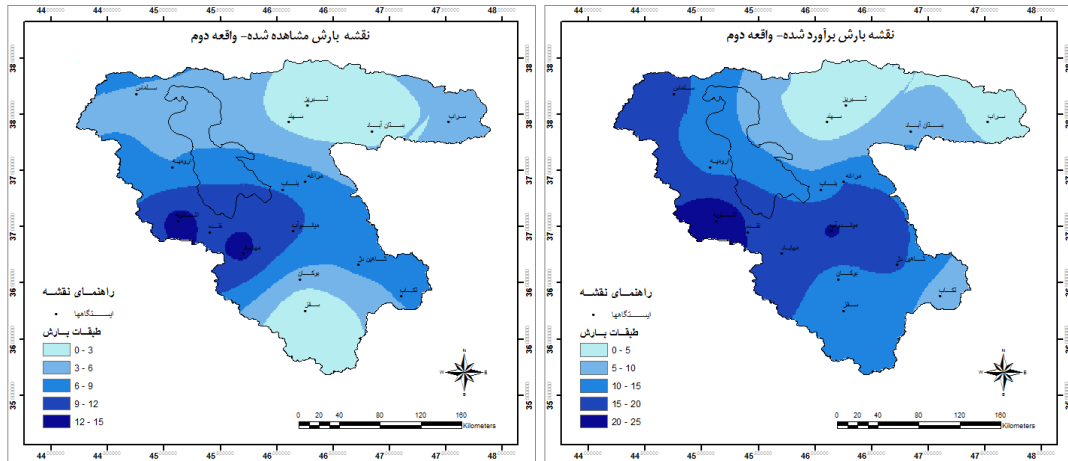
در این تحقیق، کلیه محاسبات مدل تک لایه ابر در نرم افزار MATLAB برنامه‌نویسی و اجرا شد؛ بدین ترتیب، با ورود داده‌های هواشناسی و دمای درخشندگی در مدل، مقادیر فشار و دمای پایین ابر، فشار بالای ابر، میزان آب مایع ورودی و میزان بارش از زمان شروع (t) تا پایان بارش مشاهده‌ای محاسبه شدند. این مدل به تفکیک برای هر یک از ایستگاه‌های زمینی (به شرط داشتن بارش در آن ایستگاه) انجام شد. سپس، با استفاده از نقشه نقطه‌ای مقادیر بارندگی برآورد شده در ایستگاه‌های زمینی و روش زمین آماری کریجینگ، نقشه‌های رستری بارش تخمین زده شده به‌وسیله مدل، برای سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه در نرم افزار ArcGIS 10 استخراج شد. برای مقایسه بهتر بارش حوضه، نقشه‌های ۶ ساعته با یکدیگر ادغام

شده و نقشه بارش تجمعی برای هر یک از وقایع بارشی آورده شده است (شکل ۲ تا ۷). همانطور که از مطالعه نقشه‌ها معلوم می‌شود، توزیع مکانی بارش‌های مشاهده شده در تمام وقایع بارشی، با بارش‌های برآورد شده به‌وسیله مدل مفهومی ابر، مطابقت دارد؛ با این تفاوت که این مدل، میزان بارندگی را بیشتر از مقدار واقعی برآورد کرده است.

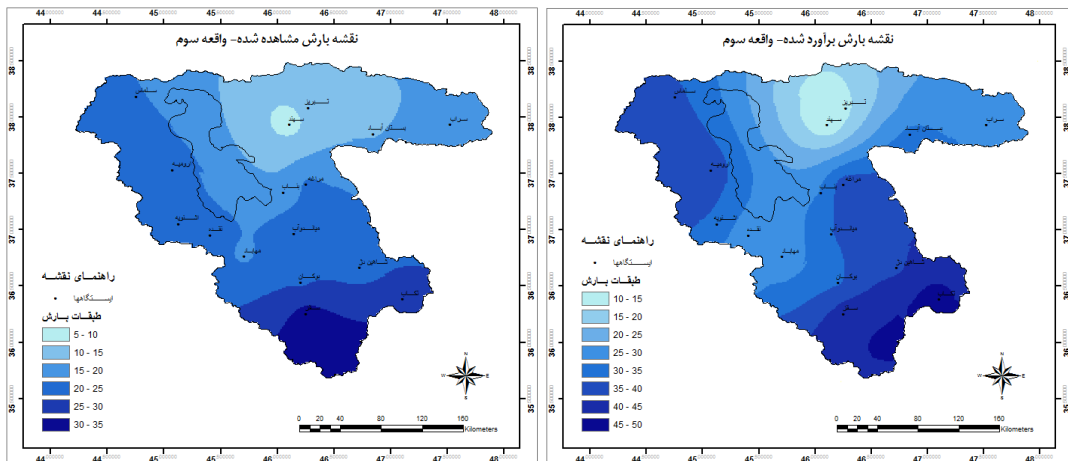
1- Emissivity  
2- Adler  
3- Todd  
4- Boi



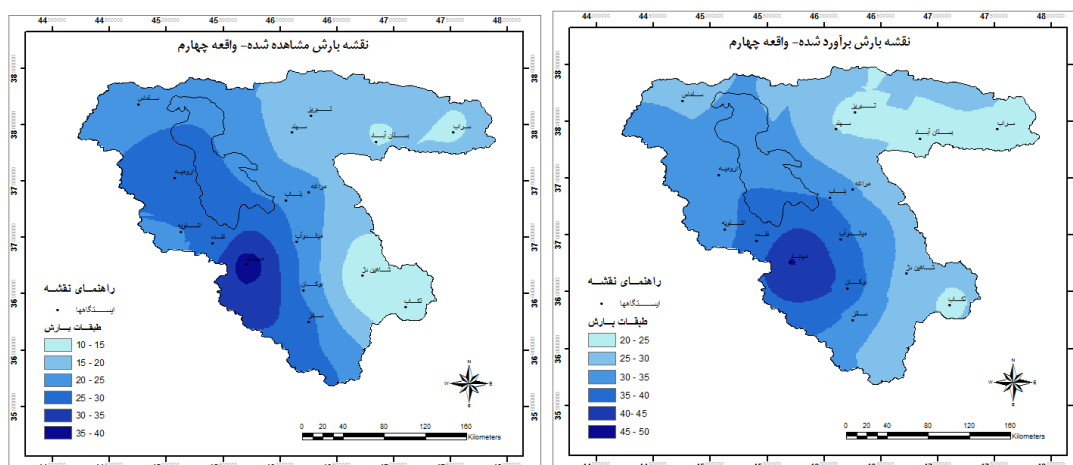
شکل ۲. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه اول (دوم و سوم می ۲۰۱۰)  
(منبع: نگارندگان)



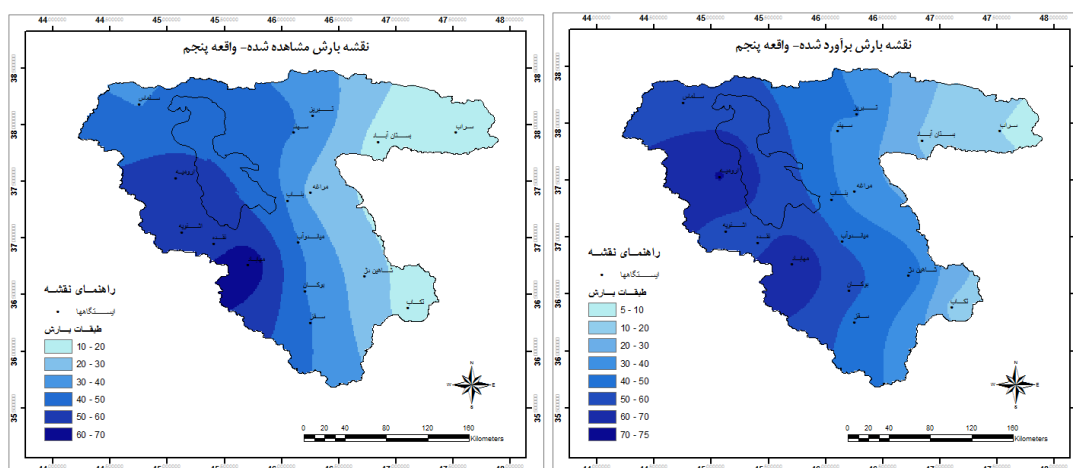
شکل ۳. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه دوم (اول و دوم مارس ۲۰۱۰)  
(منبع: نگارندگان)



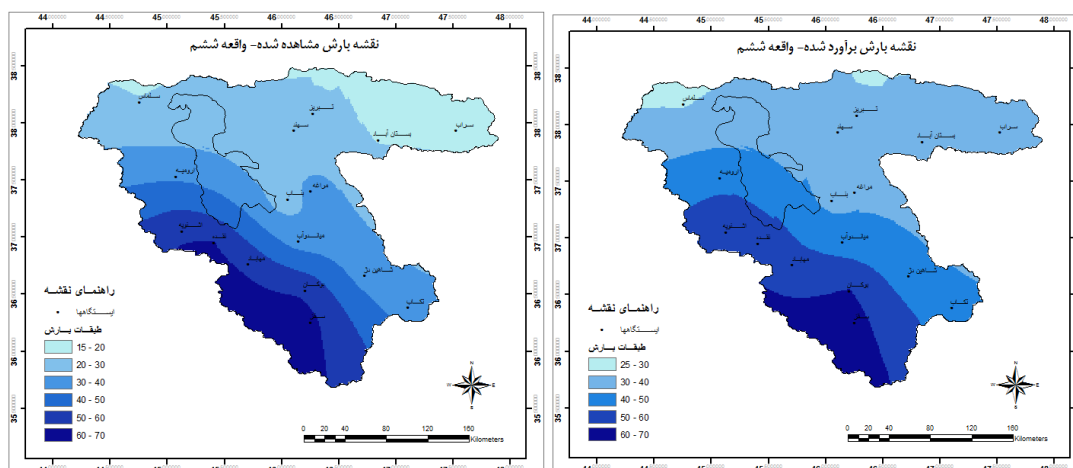
شکل ۴. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه سوم (۱۷ تا ۱۹ نوامبر ۲۰۰۹)  
(منبع: نگارندگان)



شکل ۵. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه چهارم (۲۴ و ۲۵ اکتبر ۲۰۰۸)  
(منبع: نگارندگان)



شکل ۶. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه پنجم (۲۸ تا ۳۱ اکتبر ۲۰۰۶)  
(منبع: نگارندگان)



شکل ۷. توزیع مکانی بارش مشاهده شده و برآورد شده به وسیله مدل مفهومی ابر در واقعه ششم (۳ و ۴ فوریه ۲۰۰۶)  
(منبع: نگارندگان)

در اکثر ایستگاه‌ها مقدار RMSE کمتر از ۴ میلی‌متر است. حداکثر مقدار این معیار در ایستگاه بوکان و برابر با ۳/۸۳ میلی‌متر و کمترین مقدار آن در ایستگاه سهند و ۰/۹۰ میلی‌متر است. مقدار MAE نیز در تمام ایستگاه‌ها کمتر از ۳ میلی‌متر بوده و مطابق این جدول، بالاترین میزان خطای مدل در ایستگاه‌های بوکان با ۲/۹۳ میلی‌متر و کمترین میزان خطای آن در ایستگاه سهند با ۰/۵۷ میلی‌متر وجود دارد.

پس از برآورد بارندگی، برای ارزیابی کارایی مدل، با مقایسه آماری مقادیر برآورده شده و داده‌های مشاهده‌ای ایستگاه‌های سینوپتیک حوضه دریاچه ارومیه، میانگین معیارهای خطا در هر واقعه بارشی محاسبه شد. جدول ۵ میانگین معیارهای خطای مدل مفهومی ابر را در ایستگاه‌های مورد مطالعه برای واقعه بارشی اول (روزهای دوم و سوم می ۲۰۱۰) نشان می‌دهد. همانطور که در جدول فوق ملاحظه می‌شود،

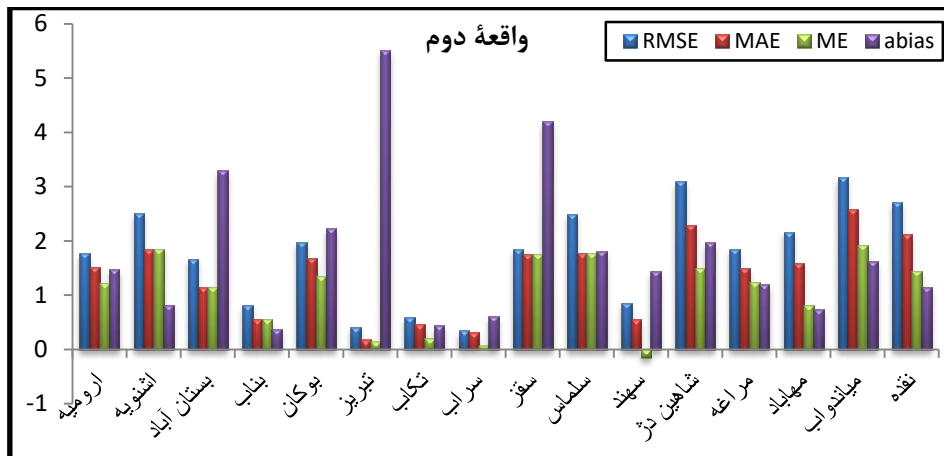
جدول ۵. مقادیر معیارهای آماری خطای مدل ابر در ایستگاه‌های هواشناسی برای واقعه بارشی اول

ایستگاه	RMSE	MAE	ME	abias
ارومیه	۲/۵۲	۱/۷۶	۱/۰۶	۱/۱۳
اشنویه	۳/۰۱	۲/۶۵	۱/۰۵	۱/۶۹
بستان آباد	۱/۹۲	۱/۳۷	۱/۳۴	۰/۸۳
بناب	۱/۵۷	۱/۰۶	۰/۹۲	۲/۱۳
بوکان	۳/۸۳	۲/۹۳	۱/۶۵	۱/۴۲
تبریز	۱/۰۳	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۹۷
تکاب	۱/۶۶	۱/۲۴	۱/۱۴	۰/۴۹
سراب	۲/۶۷	۲/۰۳	۱/۶۶	۱/۲۳
سقز	۲/۵۰	۲/۰۳	۱/۴۰	۰/۷۷
سلماس	۳/۶۴	۲/۵۷	۲/۴۸	۱/۲۶
سهند	۰/۹۰	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۸۰
شاهین‌دژ	۲/۰۱	۱/۴۱	۰/۷۶	۰/۶۴
مراغه	۲/۸۳	۲/۰۳	۱/۵۸	۱/۲۹
مهاباد	۲/۵۰	۱/۴۳	۱/۴۳	۰/۹۲
میاندوآب	۲/۷۶	۲/۰۰	۱/۳۶	۰/۹۳
نقده	۱/۱۳	۰/۹۱	۰/۴۵	۰/۶۳

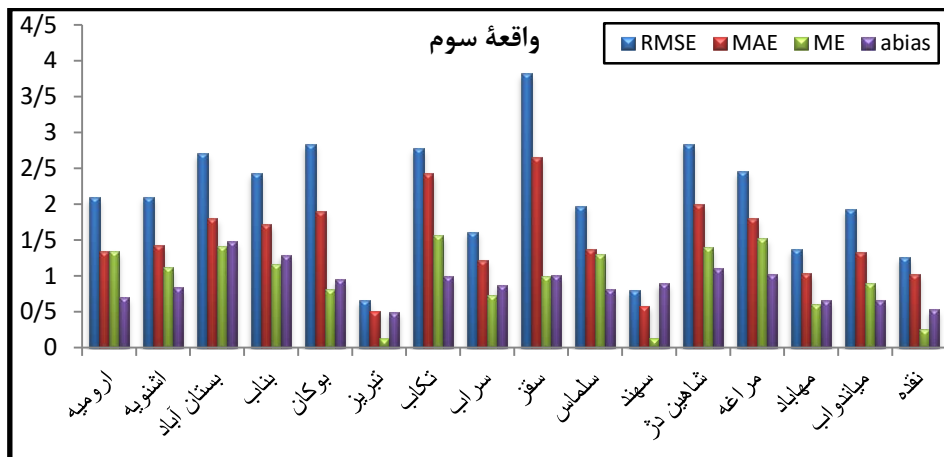
(منبع: نگارندگان)

می‌تواند مقادیر منفی داشته باشد (شکل ۸، ایستگاه سهند؛ شکل ۱۱، ایستگاه‌های اشنویه، سراب و سهند؛ شکل ۱۲، ایستگاه‌های بناب و مهاباد)؛ بنابراین، جمع جبری تفاوت بین مقادیر برآورد شده و مشاهده‌ای، نمی‌تواند مقدار خطای مدل را به‌درستی بیان کند؛ به همین دلیل، استفاده از معیارهای MAE و RMSE در مقایسه نتایج مدل، صحیح‌تر به نظر می‌رسد.

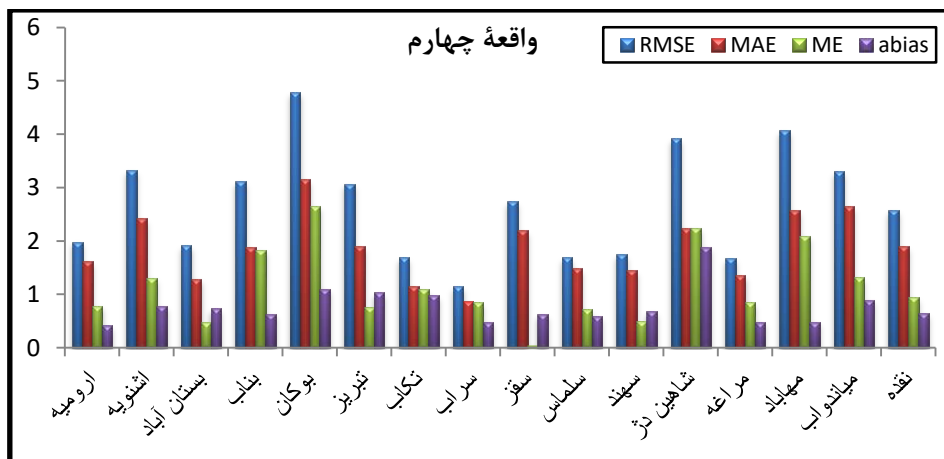
برای مقایسه بهتر خطای مدل، مقادیر معیارهای آماری در تمام ایستگاه‌ها به تفکیک برای پنج واقعه بارشی دیگر در حوضه دریاچه ارومیه در شکل‌های ۸ تا ۱۲ نشان داده شده است. با توجه به این نمودارها، در اکثر ایستگاه‌های هواشناسی (به استثنای تعدادی معدود)، میزان RMSE کمتر از ۴ میلی‌متر و میزان MAE کمتر از ۳ میلی‌متر است؛ چون معیار میانگین خطا (ME)



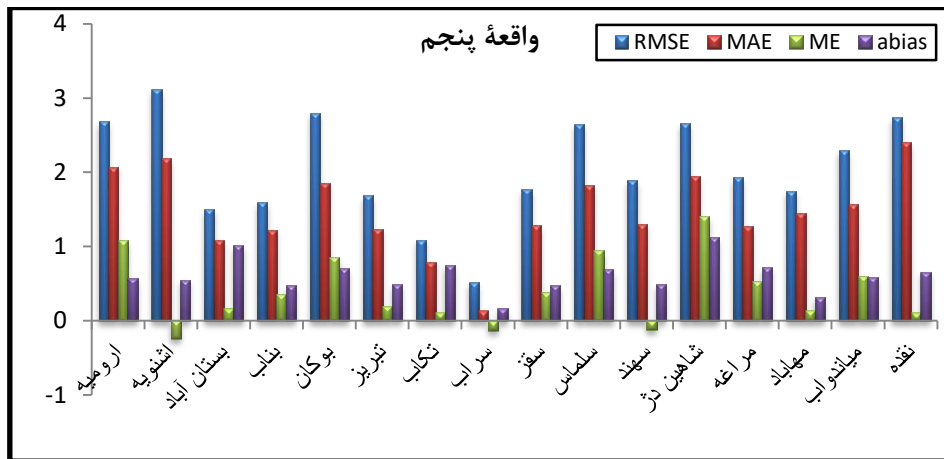
شکل ۸. معیارهای خطای به دست آمده در ایستگاه‌ها برای واقعۀ بارشی دوم  
(منبع: نگارندگان)



شکل ۹. معیارهای خطای به دست آمده در ایستگاه‌ها برای واقعۀ بارشی سوم  
(منبع: نگارندگان)

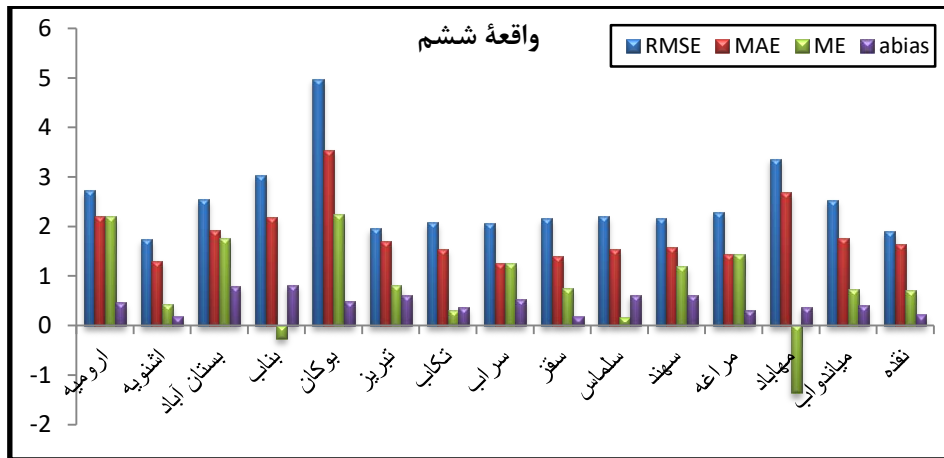


شکل ۱۰. معیارهای خطای به دست آمده در ایستگاه‌ها برای واقعۀ بارشی چهارم  
(منبع: نگارندگان)



شکل ۱۱. معیارهای خطای به دست آمده در ایستگاه‌ها برای واقعه بارشی پنجم

(منبع: نگارندگان)

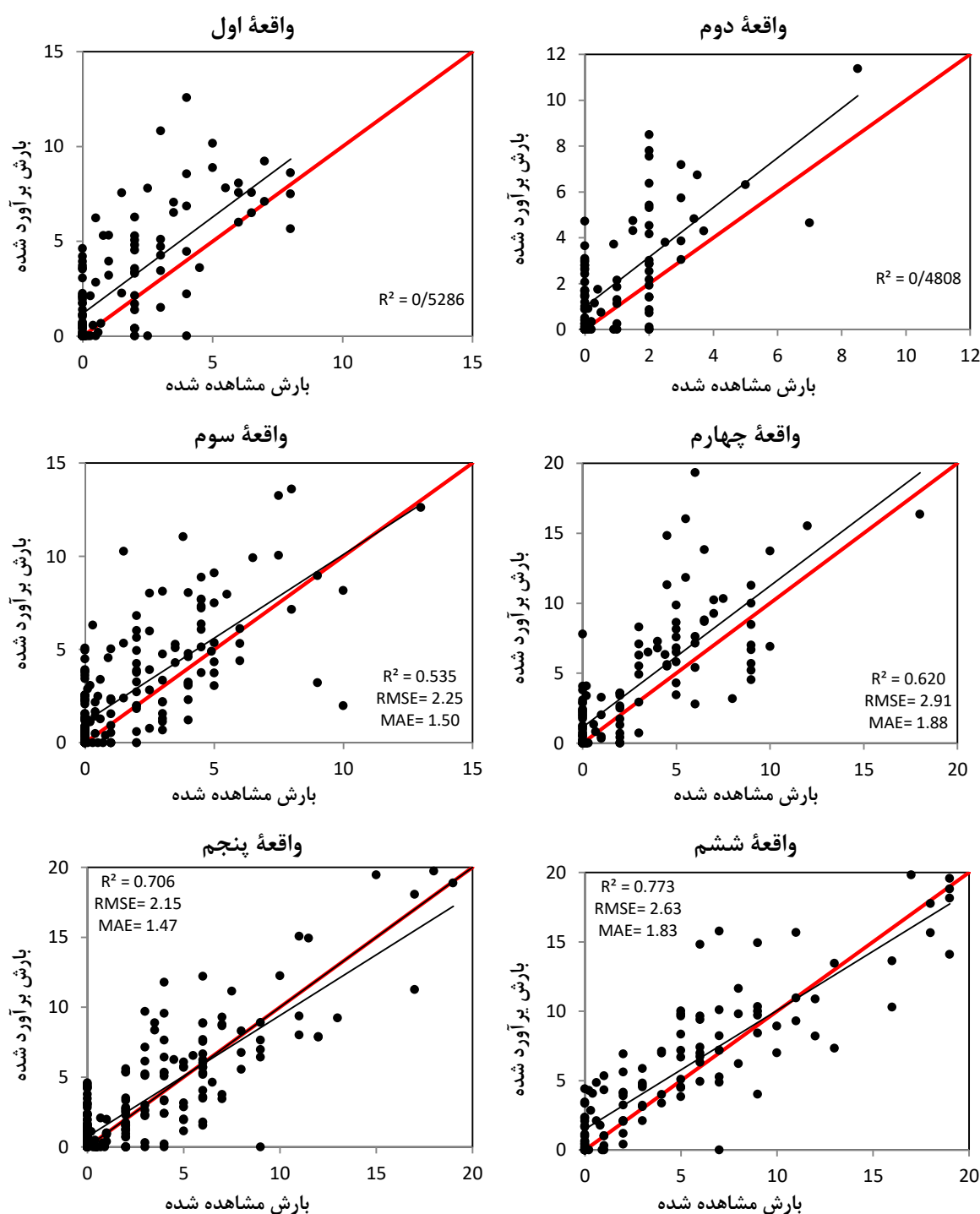


شکل ۱۲. معیارهای خطای به دست آمده در ایستگاه‌ها برای واقعه بارشی ششم

(منبع: نگارندگان)

وقتی است که بیشتر نقاط مشاهده‌ای و برآورد شده، روی خط برازش ایده آل یا مجاور آن پراکنش داشته باشند. مطابق این نمودارها، ضرایب تبیین ( $R^2$ ) از ۰/۴۸۰ تا ۰/۷۷۳ تغییر می‌کند. در وقایع اول (دوم و سوم می ۲۰۱۰)، دوم (اول و دوم مارس ۲۰۱۰)، سوم (هفدهم تا نوزدهم نوامبر ۲۰۰۹) و چهارم (بیست و چهارم و بیست و پنجم اکتبر)، بیشتر نقاط بالاتر از خط برازش قرار گرفته‌اند و در این چهار واقعه، مدل مفهومی ابر، میزان بارندگی را بیشتر برآورد نموده است؛ در حالی که در وقایع پنجم (بیست و هشتم تا سی و یکم اکتبر ۲۰۰۶) و ششم (سوم و چهارم فوریه ۲۰۰۶)، نقاط علاوه بر داشتن ضریب تبیین بالاتر (۰/۷۰۶ و ۰/۷۷۳)، برازش بهتری روی خط ۱:۱ دارند.

برای تعیین میزان خطای کلی مدل، میانگین معیارهای RMSE، MAE، ME و abias در تمام وقایع بارشی و تمام ایستگاه‌های هواشناسی حوضه دریاچه ارومیه محاسبه شد که به ترتیب برابر ۰/۸۶، ۰/۶۱، ۰/۶۷ و ۲/۳۹ میلی‌متر هستند. مقدار کم معیارهای خطا بیانگر کارایی قابل قبول مدل مفهومی ابر تک لایه برای برآورد وقایع بارش فراگیر در این حوضه است. همچنین، پلات پراکنش مقادیر مشاهده‌ای و برآورد شده بارش برای شش واقعه بارش در شکل ۱۳ نشان داده شده است. خط نیمساز در هر پلات، بیانگر خط ۱:۱ یا خط برازش ایده آل است. نقاط بالاتر از این خط، بیانگر تخمین بالاتر مدل و نقاط پایین‌تر از آن بیانگر تخمین پایین‌تر مدل در مقایسه با مقادیر مشاهده‌ای یا ثبت شده است. بهترین حالت تخمین

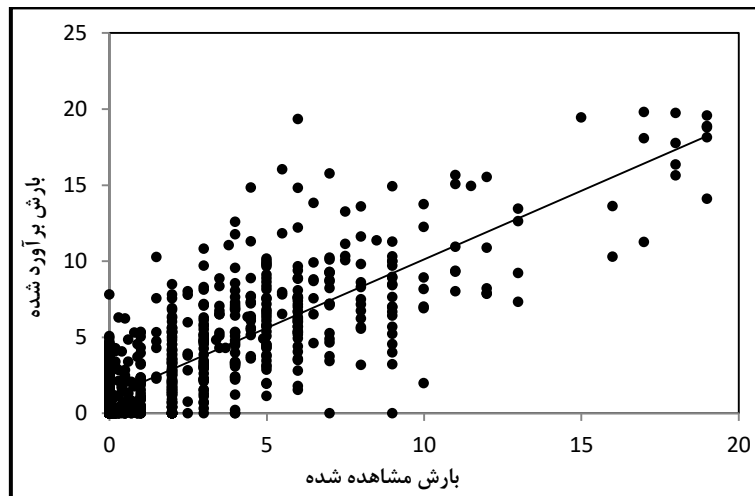


شکل ۱۳. پراکنش مقادیر بارش مشاهده‌ای و برآورده شده به وسیله مدل مفهومی ابر به تفکیک شش واقعه بارشی در حوضه (منبع: نگارندگان)

فراگیر، در شکل ۱۴ نشان داده شده است. معادله خط رگرسیون بین مقادیر مشاهده‌ای (Y) و مقادیر تخمین زده شده به وسیله مدل ابر (X) به صورت رابطه زیر به دست آمد:

$$Y = 0.902x + 1.100 \quad R^2 = 0.671 \quad ۲۴$$

برای کالیبراسیون برآوردهای مدل مفهومی ابر نیز از داده‌های ایستگاه‌های زمینی و رگرسیون خطی استفاده گردید. نمودار تغییرات مقادیر بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های هواشناسی و مقادیر بارش برآورده شده به وسیله مدل برای تمام وقایع بارش



شکل ۱۴. پراکنش مقادیر بارش مشاهده‌ای و برآورد شده مدل ابر برای شش واقعه بارشی در حوضه (منبع: نگارندگان)

### نتیجه‌گیری

برنامه‌ریزی و مدیریت در اغلب پروژه‌های منابع آب، مهار سیلاب‌ها و کشاورزی، نیاز به تخمین بارندگی در فواصل زمانی کوتاه‌مدت دارد. برآورد بارندگی در مناطق فاقد آمار و یا مناطق دارای ایستگاه‌های باران سنجی معدود و با پراکنش نامنظم، از موارد ضروری در تحقیقات هیدروکلیماتولوژی و منابع آب است. این مسأله در کشور ما که فاقد شبکه منظم و مترکم ثبت بارش به‌ویژه در مناطق مرتفع است، اهمیت بیشتری پیدا می‌کند. در پژوهش حاضر، برای برآورد مقادیر بارندگی شش ساعته در حوضه دریاچه ارومیه، از مدل مفهومی ابر استفاده شد. ورودی‌های این مدل شامل دمای بالای ابر، فشار، دما و دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های زمینی در مقیاس زمانی شش ساعته است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که مدل‌های فیزیکی برآورد بارش مانند مدل مفهومی ابر تک لایه با قابلیت استفاده همزمان از داده‌های زمینی و ماهواره‌ای، می‌توانند جایگزین مناسبی برای روش‌های آماری و درون‌یابی برآورد بارش باشند. امکان استفاده از تصاویر باند مادون قرمز حرارتی ماهواره متئوست با قدرت تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه و قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتر، به‌عنوان یک قابلیت کلیدی در مدل مفهومی ابر تلقی می‌شود. ارزیابی این مدل در ایستگاه‌های

از این رابطه می‌توان برای تصحیح خطای مدل در هر یک از ایستگاه‌های هواشناسی استفاده کرد؛ به عبارت دیگر، اگر مقدار برآورد شده به‌وسیله مدل به‌عنوان متغیر مستقل (X) در این رابطه قرار داده شود، مقدار متغیر وابسته (Y) در واقع برابر مقدار تصحیح شده مدل خواهد بود؛ لذا انتظار می‌رود که مقدار تصحیح شده به مقدار مشاهده‌ای نزدیکتر باشد. جدول ۶ نتایج نهایی کارایی مدل مفهومی ابر را در برآورد بارش‌های شش ساعته در حوضه دریاچه ارومیه نشان می‌دهد. مطابق این جدول، ضریب همبستگی و ضریب تبیین مدل به ترتیب  $0/82$  و  $0/67$  است و با توجه به مقدار معیارهای خطا می‌توان نتیجه گرفت که مدل مفهومی ابر دارای کارایی قابل قبول برای برآورد مقدار بارندگی در این حوضه است.

جدول ۶. معیارهای کارایی مدل ابر در تخمین بارش حوضه دریاچه ارومیه

مقدار	نام معیار یا پارامتر
۰/۸۲	ضریب همبستگی (R)
۰/۶۷	ضریب تبیین (R <sup>2</sup> )
۰/۸۶	ME
۱/۶۱	MAE
۲/۳۹	RMSE
۰/۶۷	abias
۸۸۸	تعداد مشاهدات (N)

حکیم‌خانی، شاهرخ؛ عرب‌خدری، محمود (۱۳۸۵). تحلیل رگرسیونی بین رسوب معلق و ویژگی‌های هیدروژئومورفولوژیک حوضه دریاچه ارومیه، مجله علوم کشاورزی ایران، شماره ۲، صص ۲۳۱-۲۲۳.

رسولی، علی‌اکبر (۱۳۸۴). مدل‌سازی بارش‌های رعد و برقی محدوده شهر تبریز از دیدگاه ریسک وقوع سیلاب، کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راه‌کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز، مهرماه ۱۳۸۴، صص ۵۸-۵۴.

رسولی، علی‌اکبر (۱۳۹۰). مقدمه‌ای بر هواشناسی و اقلیم‌شناسی ماهواره‌ای، انتشارات دانشگاه تبریز.

رسولی، علی‌اکبر؛ حاجی میررحیمی، سیدمحمود (۱۳۸۶). کاربرد سیستم‌های رادار زمینی در برآورد میزان بارش (مطالعه موردی: شمال غرب ایران). فصلنامه آمایش، شماره ۳، صص ۹۵-۸۷.

زارع بیدکی، رفعت؛ مهدوی، محمد؛ احمدی، حسن (۱۳۸۷). تخمین بارش نقطه‌ای در مناطق خشک و تعیین دامنه تغییرات آن. مرتع، شماره ۲، صص ۱۰۰-۸۸.

صادقی حسینی، سیدعلیرضا؛ سهراب حجام و پوریا تنگ ساز. (۱۳۸۴). ارتباط آب قابل بارش ابر و بارندگی دیده‌بانی شده در منطقه تهران، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳۱، صص ۲۱-۱۳.

عسکری، قاسم؛ پورباقری، سیدمهدی؛ مبارکی، زهرا (۱۳۸۷). اعتبارسنجی داده‌های بارش به‌دست آمده از ماهواره TRMM به کمک ایستگاه‌های خودکار هواشناسی در آذر ماه ۸۶. مجموعه مقالات همایش ژئوماتیک تهران. سازمان نقشه‌برداری کشور، صص ۷-۱.

غضنفری‌مقدم، محمدصادق؛ علیزاده، امین؛ موسوی‌بایگی، محمد؛ فرید حسینی، علیرضا؛ بنایان اول، محمد (۱۳۹۰). مقایسه مدل PERSIANN با روش‌های درون‌یابی به‌منظور کاربرد در تخمین مقادیر بارندگی روزانه. نشریه آب و خاک، شماره ۱، صص ۲۱۵-۲۰۷.

فلاح قاهری، غلام عباس؛ خوشحال، جواد (۱۳۸۸). پیش‌بینی بارش بهاره استان خراسان رضوی بر اساس سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۹، صص ۱۳۳-۱۱۵.

مباشری، محمدرضا؛ غلامی، نبی‌الله؛ فرج‌زاده اصل، منوچهر (۱۳۹۰). ارتقای الگوریتم آشکارسازی ابر MODIS با استفاده از تصویر همزمان ASTER (مطالعه موردی: شهر دامغان). فصلنامه مدرس علوم انسانی (برنامه‌ریزی و آمایش فضا)، شماره ۲، صص ۱۰۰-۸۱.

متکان، علی‌اکبر؛ شکیبا، علیرضا؛ عاشورلو، داوود؛ بندق‌جمالی، جواد؛ محمدیان، وهب (۱۳۸۸). قابلیت داده‌های ترکیبی مادون قرمز و میکروویو غیرفعال سنجش از دور و تخمین بارندگی و پایش سیلاب (مطالعه موردی: استان گلستان). سنجش از دور و GIS ایران، شماره ۲، صص ۴۴-۳۱.

مدیریت جامع منابع آب (۱۳۸۹). مطالعات مدیریت جامع منابع آب حوضه دریاچه ارومیه مطالعات پایه. شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی.

هواشناسی واقع در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، برای شش واقعه بارش فراگیر، نشان داد که این مدل از کارایی بالایی در مقیاس ایستگاه و منطقه (سطح حوضه) برخوردار است. برای تعیین میزان خطای کلی مدل، میانگین معیارهای RMSE، MAE، ME و abias در تمام وقایع بارشی و تمامی ایستگاه‌های هواشناسی حوضه دریاچه ارومیه محاسبه شد که به‌ترتیب برابر ۰/۱۸۶، ۱/۶۱، ۲/۳۹ و ۰/۶۷ میلی‌متر هستند. مقدار کم معیارهای خطا بیانگر کارایی قابل قبول مدل مفهومی ابر تک لایه برای برآورد وقایع بارش فراگیر در این حوضه است. همچنین ضرایب همبستگی و تبیین مدل به‌ترتیب ۰/۸۲ و ۰/۶۷ به‌دست آمد. نتایج استفاده از مدل ابر در برآورد بارندگی، با یافته‌های علمی سایر پژوهشگران همخوانی دارد (بل و مور، ۲۰۰۰؛ اندریو و همکاران، ۲۰۰۳؛ هیل و همکاران، ۲۰۱۱). این تحقیق در مقیاس زمانی شش ساعته انجام شد؛ بنابراین، به سایر محققان پیشنهاد می‌شود که کارایی مدل مفهومی ابر تک لایه را در مقیاس زمانی ساعتی و روزانه در سایر حوضه‌های آبریز ایران مورد ارزیابی قرار دهند.

## منابع

آذری، حمید؛ متکان، علی‌اکبر؛ شکیبا، علیرضا؛ پورعلی، حسین (۱۳۸۸). شبیه‌سازی و هشدار سیل با تلفیق مدل‌های آب‌شناس در GIS و برآورد بارش از طریق سنجش از دور، فصلنامه زمین‌شناسی، شماره ۳، صص ۵۱-۳۹.

اردکانی، حسین؛ مرادی، محمد؛ قائمی، هوشنگ (۱۳۸۴). تخمین بارش به‌وسیله سرعت قائم و آب بارش شو، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۰، صص ۶۵-۵۰.

امیرپور دیلمی، افشین (۱۳۸۵). پروژه مدیریت به هم پیوسته منابع آب دریاچه ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران.

برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه (۱۳۸۹). استراتژی حفاظت و بهره‌برداری پایدار از دریاچه ارومیه، سازمان حفاظت محیط زیست.

پورباقری، سید مهدی؛ مباشری، محمدرضا؛ فرج‌زاده، منوچهر (۱۳۸۶). امکان سنجی استفاده از داده‌های رادیو ساوند و تصاویر ماهواره‌ای MODIS در برآورد آب قابل بارش کلی (منطقه مورد مطالعه: ناحیه تهران)، مجموعه مقالات همایش ژئوماتیک تهران، سازمان نقشه‌برداری کشور.

- forecasting using remote sensing 2. Case studies". *Water Resource Research*. 30(4):1085–97.
- French MN, Krajewski WF. (1994). "A model for real-time quantitative rainfall forecasting using remote sensing 1. Formulation". *Water Resource Research*. 30(4):1075–83.
- Georgakakos KP, Bras RL. (1984). "A hydrologically useful station precipitation model 1. Formulation". *Water Resource Research*. 20(11):1585–96.
- Grecu, M. Krajewski, W.F., (2000). "Rainfall forecasting using variational assimilation of radar data in numerical cloud models". *Advances in water resources*, 24 (2), 213-224.
- Haile, A.T., Rientjes, T., Gieske, A., Jetten, V. and Gebremichael, M., (2011). "Satellite remote sensing and conceptual cloud modeling for convective rainfall simulation". *Advances in Water Resources*, 34, 26–37.
- Kidder, S. Q., Vonder Haar, T. H., (1995). *Satellite Meteorology: An Introduction*(International Geophysics), Academic Press, San Diego, 466 pp.
- Lee, M., Schubert, S. D., suarez, M. J., Bell, T. L., Kim, K. M., (2007). Diurnal cycle of precipitation in the NASA Seasonal to International Prediction Project atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, vol: 112, D16111, doi: 10.1029/2006JD008346.
- Manatsa, M., Nyakudya, I.W., Mukwada, G. and Matsikwa, H., (2011). Maize yield forecasting for Zimbabwe farming sectors using satellite rainfall estimates. *Nat Hazards*, Published online.
- Miranda, J.D., Armas, C., Padilla, F.M., and Pugnaire, F.I., (2011). Climatic change and rainfall patterns: Effects on semi-arid plant communities of the Iberian Southeast. *Journal of Arid Environments*, Vol: 75, 1302-1309.
- Rodwell, M.J., Richardson, D.S., Hewson, T.D., and Haiden, T., (2010). A new equitable score suitable for verifying precipitation in numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc*, Vol: 136, 1344–1363.
- Saw, B.L., (2005). *Infrared and Passive Microwave Satellite Rainfall Estimate Over Tropics*. MS Thesis, University of Missouri – Columbia.
- Sawunyama, T. and Hughes, D.A., (2008). Application of satellite-derived rainfall estimates to extend water resource simulation modelling in South Africa. *Water SA*, Vol: 34, 1-9.
- Smith, J.A., Baeck, M.L., Meierdiercks, K.L., Miller, A.J., and Witold, F., (2007). Radar rainfall estimation for flash flood forecasting in small urban watersheds. *Advances in Water Resources*, Vol: 30, 2087-2097.
- مطالعات پایه منابع آب، (۱۳۸۷)، پروژه بهنگام سازی بیلان آب محدوده‌های مطالعاتی حوضه آبریز دریاچه ارومیه (گزارش هیدرولوژی)، مهندسین مشاور فرسپندآب.
- مهرشاهی، داریوش؛ خسروی، یونس (۱۳۸۹). ارزیابی روش‌های میان‌بانی کریجینگ و رگرسیون خطی بر پایه مدل ارتفاعی رقومی جهت تعیین توزیع مکانی بارش سالانه (مطالعه موردی: استان اصفهان)، *مدرس علوم انسانی*، شماره ۴، صص ۲۴۹–۲۳۳.
- Adler, R. F., Negri, A. J., Keehn, P. R., Hakkarinen, I. M. (1993). "Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data". *Journal of Applied Meteorology*. 32, 335–356.
- Andrieu H, French M.N., Krajewski W.F., Georgakakos K.P. (2003). "Stochastic-dynamical rainfall simulation based on weather radar volume scan data". *Advanced Water Resources* .26(5):681–93.
- Behrangi, A., Kuo-lin H., B. Imam, S. Sorooshian, George J. Huffman, R. J. Kuligowski, (2009). PERSIANN-MSA: A Precipitation Estimation Method from Satellite-Based Multispectral Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 10, 1414–1429.
- Bell V.A, Moore R.J.(2000). "Short period forecasting of catchment-scale precipitation. Part II: A water-balance storm model for short-term rainfall and flood forecasting". *Hydrology & Earth System Sciences*. 4(4):635–51.
- Boi, P., Marrocu, M., Giachetti, A., (2004). "Rainfall estimation from infrared data using an improved version of the Auto-estimator technique". *International Journal of Remote Sensing*. 25, 4657–4673.
- Boughton, W. and Chiew, F., (2007). Estimating runoff in ungauged catchments from rainfall, PET and the AWBM model. *Environmental Modelling and Software*, Vol: 22, 476-487.
- Cosgrove, B.A., Clark, E., Reed, S., Koren, V., Zhang, Z., Cui, Z. and Smith, M., (2012). Overview and Initial Evaluation of the Distributed Hydrologic Model Threshold Frequency (DHM-TF) Flash Flood Forecasting System. NOAA Technical Report NWS 54.
- Eumetsat, (2010), <http://www.eumetsat.int/>
- Evans, J. and Westra, S., (2012). Investigating the mechanisms of diurnal rainfall variability using a regional climate model. *Journal of Climate*, Vol: 25, 7232–7247.
- French M.N, Andrieu H, Krajewski W.F. (1994). "A model for real-time quantitative rainfall

- Todd M.C., Barrett E.C., Beaumont M.J., Green J.L. (1995). "Satellite identification of rain days over the Upper Nile River basin using an optimum IR rain/no-rain threshold temperature model". *Journal of Applied Meteorology*, 34(12):2600-11.
- Vernimmen, R.R.E., Hooijer A., Mamenun, A.E. and van Dijk, A.I.J.M., (2012). Evaluation and bias correction of satellite rainfall data for drought monitoring in Indonesia. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, Vol: 16, 133-146.
- Sollehim, A.L.D. L., (2008). "Two satellite-based rainfall algorithms, calibration methods and post-processing corrections applied to Mediterranean flood cases", PhD Thesis, University of Balearic, Spain.
- Sorooshian, S., K. Hsu, X. Gao, H.V. Gupta, B. Imam, and D. Braithwaite, (2000). "Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall". *Bulletin of American Meteorology Society*, 81, 2035-2046.
- Stull R.B. (2000). "Meteorology for scientists and engineers". 2nd ed. Brooks/Cole.