

مقایسه مدل‌های بیلان انرژی مبتنی بر داده‌های سنجش از دور در برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های شور

مصطفی خرسند موقر^۱، سمیه سیما^{۲*}

۱- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد منابع آب دانشگاه تربیت مدرس

۲- استادیار گروه مهندسی منابع آب دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۰/۱۴ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۳/۲۲

چکیده

به علت تغییرات قابل توجه متغیرهای هیدرو اقلیمی در حوضه‌های آبریز بزرگ، مدل‌های مختلفی برای برآورد تبخیر-تعرق با استفاده از داده‌های سنجش از دور توسعه داده شده‌اند. هدف از این مطالعه، مقایسه سه مدل بیلان انرژی بر مبنای داده‌های سنجش از دور برای برآورد نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه، یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق شور جهان؛ می‌باشد. به این منظور نرخ تبخیر طی پنج روز بدون ابر با استفاده از تصاویر سنجنده مادیس و با استفاده از سه مدل مبتنی بر بیلان انرژی شامل الگوریتم بیلان انرژی برای سطح (SEBAL)، سیستم بیلان انرژی سطح (SEBS) و تبخیر روزانه وابسته به شوری (SDDE) محاسبه و با یکدیگر مقایسه شد. هر سه مدل قابلیت در نظر گرفتن تغییرات متغیرهای هواشناسی بر روی سطح دریاچه را دارا می‌باشند؛ ولی فقط مدل SDDE به‌طور خاص برای محیط آبی توسعه داده شده است و قابلیت در نظر گرفتن کامل اثر شوری آب بر نرخ تبخیر را دارا است. براساس نتایج، کمترین میانگین نرخ تبخیر از سطح دریاچه به ترتیب در مدل‌های SEBAL v.1 و SEBAL v.2 به دست آمد، درحالی که بیشترین مقدار متوسط نرخ تبخیر طی روزهای مطالعه بین مدل‌های SEBS و SDDE متغیر بود. همچنین تغییرات مکانی نرخ تبخیر به دست آمده با استفاده از مدل‌های SEBAL و SDDE، روند کاهشی از مرکز به سمت سواحل دریاچه را نشان داد. این الگو در مدل SDDE همگن تر است؛ درحالی که توزیع مکانی تبخیر در مدل SEBS به شدت وابسته به الگوی تغییرات سرعت باد می‌باشد. تبخیر به دست آمده از مدل SEBAL نوع اول در روز ۲۸ تیر با مقدار ۴۵۱، کمترین مقدار تبخیر و تبخیر بدست آمده از مدل SEBS در روز ۱۲ تیر با مقدار ۸۹۴، بیشترین مقدار تبخیر محاسبه شده در روزه‌های این مطالعه بود. حداکثر و حداقل تبخیر آب شیرین ایستگاه گل‌مانخانه به ترتیب ۱۰/۷ در ۲۸ تیر و ۴/۴ در ۳۱ اردیبهشت و حداکثر و حداقل تبخیر آب شور این ایستگاه به ترتیب ۶/۱ در ۱۲ تیر و ۳/۱ در ۳۱ اردیبهشت بر حسب میلی‌متر بود.

کلیدواژه‌ها: تبخیر، تبخیر و تعرق، بیلان انرژی، مدل‌های مبتنی بر سنجش از دور، دریاچه ارومیه

*نویسنده مکاتبه کننده: دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده مهندسی عمران و محیط زیست، طبقه ۶ غربی، شماره ۶۱۴

تلفن: ۸۲۸۸۳۳۸۳

Email : S.Sima@modares.ac.ir

۱- مقدمه

یکی از بخش‌های مهم مطالعات هیدرولوژیکی برآورد پارامترهای معادله بیلان آب است. تبخیر از اجزای مهم این معادله می‌باشد که برخلاف سایر اجزای معادله بیلان آب، به‌طور مستقیم به دست نمی‌آید و همچنین مقدار آن به‌طور پیوسته وابسته به شرایط اقلیمی و آب‌وهوایی منطقه می‌باشد. این امر باعث توسعه روش‌های متنوعی برای برآورد این عامل از پهنه‌های آبی شده است. تبخیر از سطح دریاچه‌های وسیع دارای تغییرات مکانی قابل‌توجهی است و نرخ تبخیر در این محیط‌ها با توجه به شرایط اطراف و ویژگی‌های دریاچه (نظیر عمق، سطح، شفافیت و کیفیت آب) در زمان‌های مختلف سال متغیر است [۱]. برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های شور در مقایسه با دریاچه‌های آب شیرین با چالش بیشتری همراه است، زیرا باید اثر شوری بر روی تمام متغیرهای مؤثر در برآورد تبخیر در نظر گرفته شود. بررسی‌ها نشان داده است که این عامل به‌صورت غیرخطی در برآورد تبخیر مداخله می‌کند [۲].

به‌طور کلی روش‌های مورد استفاده در برآورد تبخیر از سطح آب را می‌توان به چهار دسته تقسیم نمود: ۱) اندازه‌گیری با تشت تبخیر^۱ (بیلان آب^۲) بیلان انرژی^۳ (انتقال جرم^۴)، طبق تحقیقات بسیاری از محققین، روش بیلان انرژی از نقطه‌نظر فیزیکی دقیق‌ترین روش برآورد تبخیر به حساب می‌آید و همچنین به‌عنوان مناسب‌ترین روش برای محاسبه تبخیر از سطوح آبی معرفی شده و در بسیاری از مراجع به‌عنوان روش مرجع برای مقایسه روش‌های مختلف به کار گرفته می‌شود [۴]. رزنبری^۵ و همکاران، برآورد تبخیر از دریاچه میرو را با پانزده روش مختلف انجام دادند و نتایج را مقایسه نمودند که براین اساس نسبت به روش

مبنای بیلان انرژی و نسبت بوئن (BREB)^۶ نتایج حاصل از روش‌های پنمن^۷ و پرینسلی-تیلور^۸ و دربین-کژمن^۹ نتایجی نزدیک با روش BREB داشتند [۵].

یکی از چالش‌های اصلی محاسبه تبخیر با استفاده از مدل بیلان انرژی نیاز این مدل به متغیرهای زیاد هیدرو اقلیمی می‌باشد. نتایج مطالعات محققان نشان داده است داده‌های حاصل از سنجش‌ازدور با اطمینان مناسبی می‌توانند در مدل‌های پایه فیزیکی برآورد تبخیر و تبخیر-تعرق از سطح حوضه‌های آبریز استفاده شوند [۶]. این داده‌ها به علت در نظر گرفتن وسعت منطقه‌ای زیاد، تغییرات مکانی و همچنین داشتن داده برای نقاط با دسترسی سخت می‌توانند منبع مناسبی برای تأمین داده‌های مورد نیاز این گونه مدل‌ها باشند. روش رایج برآورد تبخیر و تعرق بر مبنای سنجش‌ازدور، عموماً روش بیلان انرژی می‌باشد. به‌طور کلی روش بیلان انرژی برای برآورد تبخیر و تعرق با استفاده از سنجش‌ازدور به دو دسته مدل‌های تک منبعی^{۱۰} و دو منبعی^{۱۱} تقسیم می‌شوند. مدل‌های تک منبعی، مجموعه‌ای خاک و گیاه را به‌عنوان یک منبع واحد تحت عنوان "برگ بزرگ" در نظر می‌گیرند و تنها از یک مقاومت آیرودینامیکی در فرآیند انتقال آب- گرما استفاده می‌کنند. در حالی که مدل‌های دو منبعی ضمن تفکیک خاک و گیاه در کلیه فرآیند مدل‌سازی، از چندین مقاومت مجزا برای خاک و گیاه استفاده می‌کنند [۷ و ۸]. برای شرایطی که پوشش گیاهی کم و یکنواخت در منطقه غالب باشد، ممکن است مدل‌های تک منبعی مناسب باشند؛ اما در نواحی‌ای که پوشش گیاهی به‌طور پراکنده توزیع شده باشند مدل‌های دو منبعی توصیه می‌شوند [۹]. از نمونه مدل‌های تک منبعی رایج می‌توان به مدل‌های الگوریتم بیلان انرژی برای سطح (SEBAL)^{۱۲}، برآورد تبخیر و تعرق در

⁸ Priestley-Taylor⁹ debrin-Keijman¹⁰ Single-Source¹¹ Two-Source¹² The Surface Energy Balance Algorithm for Land¹ Evaporation Pans² Water Balance³ Energy Balance⁴ Mass transfer⁵ Rosenberry⁶ Bowen Ratio Energy Balance⁷ Penman

ویژگی‌های آیرودینامیکی ستون جو مجاور سطح نظیر ارتفاع زبری اتمسفر برای انتقال حرارت و ارتفاع زبری برای انتقال مومنوم نیاز است [۱۲]. مدل *SEBS* برای استفاده در سطوح آبی شامل سطوح آب شیرین و آب شور اصلاح شده و عملکرد آن برای چند دریاچه مورد ارزیابی قرار گرفته است [۱۹]. در محاسبه اجزای شار گرمای ذخیره شده و شار گرمای محسوس، اصلاحات مربوط برای شرایط سطح آب به جای سطح خاک لحاظ شده است. همچنین اثر شوری با استفاده از رابطه تجربی به صورت ضریب کاهش به نام عامل شوری (که تابع‌نمایی از شوری است) روی گرمای نهان تبخیر اعمال شده است. برای مثال تبخیر از دریاچه ویکتوریا در آفریقا و گریت سالت لیک^۵ در آمریکا با استفاده از مدل *SEBS* برآورد شده است [۱۹ و ۲۰]. اکثر مدل‌های سنجش‌ازدور توسعه داده شده بر مبنای بیلان انرژی (از جمله *SEBAL* و *SEBS*) مقدار تبخیر را به صورت لحظه‌ای برای منطقه موردنظر به دست می‌آورند. سپس با استفاده از نسبتی به نام نسبت تبخیر^۶، مقادیر نرخ لحظه‌ای تبخیر به نرخ روزانه و ماهانه بزرگ‌مقیاس^۷ می‌شود. فرض این مدل‌ها بر ثابت بودن مقدار نسبت تبخیر در بازه‌های زمانی روزانه استوار است. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد این فرض در بسیاری از موارد صحیح نمی‌باشد [۲۱].

مدل تبخیر روزانه وابسته به شوری (*SDDE*)^۸ مدلی روزانه بر مبنای معادله بیلان انرژی-نسبت بوئن (*BREB*) می‌باشد که برای برآورد تبخیر از محیط‌های آبی، توسعه داده شده است. در این مدل داده‌های ورودی با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور و تکنیک‌های سامانه اطلاعات جغرافیایی به دست می‌آیند. همچنین داده‌های شوری آب دریاچه برای اعمال اثر کاهش شوری در نرخ تبخیر لحاظ می‌شوند. درنهایت خروجی‌های مدل نقشه‌های روزانه نرخ تبخیر از سطح آب می‌باشند. از مزایای این

رزولوشن بالا با واسنجی درونی (*METRIC*)^۱، سیستم بیلان انرژی سطح (*SEBS*)^۲، اشاره کرد [۱۰، ۱۱ و ۱۲]. مدل *SEBAL* ابتدا برای سطوح خشک توسعه داده شد و بیشتر کاربردهای آن مربوط به برآورد تبخیر از سطح گیاه و اراضی کشاورزی است، ولی با اعمال تغییراتی در آن، استفاده از این مدل برای برآورد تبخیر از سطوح آبی میسر شد. برای مثال تبخیر از دریاچه زیوای در اتیوپی با استفاده از تصاویر لندست^۳ و دریاچه منیندی در استرالیا با استفاده از ۲۲ تصویر مادیس و چهار تصویر لندست انجام شد [۱۳ و ۱۴]. همچنین تبخیر از تالاب نانسی در چین با استفاده از تصاویر لندست هفت و برآورد تبخیر و تعرق از دریاچه سوگاتو در کنیا با استفاده از ۱۴ تصویر استر از ماهواره ترا^۴ انجام شد [۱۵ و ۱۶]. برآورد تبخیر از دریاچه ناصر در مصر با استفاده از تصاویر سنجنده لندست و برآورد تبخیر و تعرق از دریاچه زینکایی در شمال چین نیز با استفاده از مدل *SEBAL* انجام شده است [۱۷ و ۱۸].

یکی دیگر از مدل‌های تبخیر-تعرق مبتنی بر داده‌های سنجش‌ازدور، مدل *SEBS* می‌باشد. این مدل با تلفیق داده‌های سنجش‌ازدور و داده‌های هیدرو-اقلیمی زمینی اجزای معادله بیلان انرژی را محاسبه نموده و نرخ تبخیر و تعرق روزانه از سطح خاک و پوشش گیاهی را برآورد می‌کند. داده‌های ورودی مدل *SEBS* عبارت‌اند از:

۱) داده‌های سنجش‌ازدور برای تعیین پارامترهای فیزیکی سطح زمین شامل آلبدو، گسیلندگی، دما و پوشش گیاهی. ۲) داده‌های هواشناسی شامل فشار هوا، دمای هوا، رطوبت نسبی و سرعت باد. ۳) پارامترهای تشعشعی رسیده به سطح شامل تشعشع طول‌موج کوتاه و بلند رسیده به سطح.

در الگوریتم *SEBS*، شار گرمای محسوس، با استفاده از روش آیرودینامیکی محاسبه می‌شود و از این رو به

^۵ Great Salt Lake^۶ Evaporation Factor^۷ Up Scale^۸ Salinity Dependent Daily Evaporation^۱ Mapping EvapoTranspiration at High Resolution With Internalized Calibration^۲ The Surface Energy Balance System^۳ Landsat^۴ ASTER-Terra

مدل عدم استفاده از نسبت تبخیر در مقیاس زمانی روزانه است که از عدم قطعیت‌های فراوانی برخوردار است [۲۲]. تعدد و روند روبه رشد توسعه مدل‌های پایه فیزیکی برپایه داده‌های سنجش‌ازدور و تمایل محققان و حتی مدیران به استفاده از این مدل‌ها در تحقیقات و در تصمیم‌گیری‌ها و برنامه‌ریزی‌های منابع آب، ضرورت بررسی عملکرد این مدل‌ها را برای انواع سطوح و در مناطق مختلف نشان می‌دهد. گرچه همان‌گونه که ذکر شد مطالعات متعددی در خصوص کاربرد مدل‌های تبخیر-تعرق برپایه داده‌های مکانی بر روی پهنه‌های آبی گزارش شده است؛ مطالعات محدودی مقایسه این مدل‌ها را از نظر فرضیات، روش و نتایج مدنظر قرار داده‌اند. دریاچه ارومیه به‌عنوان یک پهنه آبی وسیع و فوق شور در منطقه خشک به‌عنوان یک پهنه آبی با شرایط حدی خاص می‌تواند تفاوت‌های عملکردی این مدل‌ها را به‌خوبی نشان دهد.

مطالعات فراوانی برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه انجام شده است و در این مطالعات روش‌های مختلفی مانند تشت تبخیر مورد استفاده قرار گرفته است. به‌عنوان مثال مهندسان مشاور آب نیرو مقدار متوسط تبخیر از سطح دریاچه را برابر ۱۳۵۹ میلی‌متر در سال گزارش کردند [۲۳]. در گزارش بیلان آب مطالعه پیامدهای زیست‌محیطی طرح‌های توسعه منابع آب حوضه ارومیه بر دریاچه، میزان تبخیر از سطح دریاچه برای دوره آماری ۳۵ ساله (۸۰-۱۳۴۵)، برابر ۹۶۰ میلی‌متر در سال برآورد شده است [۲۴]. در گزارش طرح مطالعات تفصیلی هیدرولیک دریاچه ارومیه، مهندسین مشاور طرح نواندیشان، متوسط نرخ تبخیر سالانه را برابر ۱۲۲۳ میلی‌متر برآورد کردند [۲۵]. در گزارش مطالعات هیدرولیکی و هیدرولوژیکی طراحی بزرگراه شهید کلانتری، تبخیر از سطح دریاچه با اعمال ضریب تصحیح ۱۲۲۲ میلی‌متر در سال ذکر شده است [۲۶].

روش‌های مبتنی بر سنجش‌ازدور نیز برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه مورد استفاده قرار گرفته است.

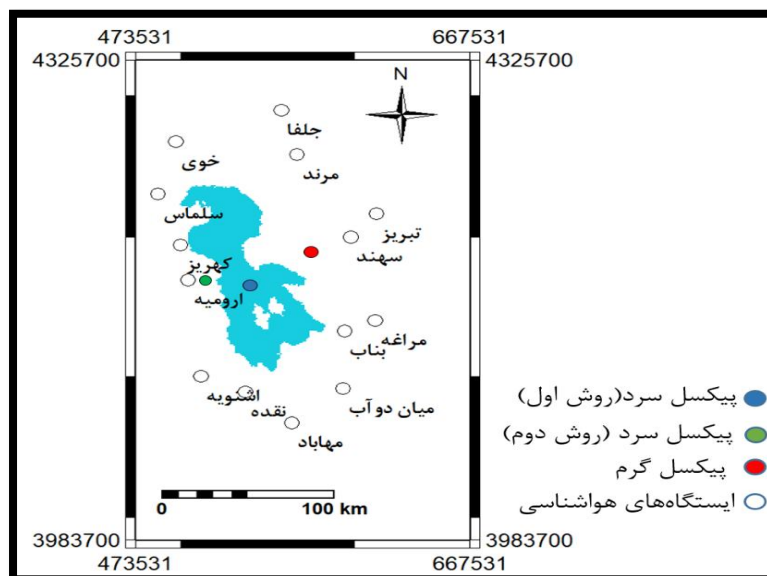
به‌عنوان نمونه باقری هارونی (۱۳۹۰)، نرخ تبخیر-تعرق از حوضه آبریز دریاچه ارومیه را با استفاده از روش *SEBAL* و سنجنده مادیس بر مبنای یک تصویر بدون ابر در هرماه، برآورد نمود. بر این اساس، نرخ تبخیر سالانه از دریاچه در دوره آماری ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ در محدوده ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ میلی‌متر گزارش شده است [۲۷]. سیما (۱۳۹۲) با استفاده توأم از داده‌های چهارده ایستگاه هواشناسی و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده مادیس و همچنین با استفاده از مدل سنجش دوری *SDDE* برای دو سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰، مقدار تبخیر را برای ماه‌های گرم سال به ترتیب برابر مقدار متوسط ۵/۱۶ و ۵/۲۰ میلی‌متر بر روز به دست آورد [۲۲]. ضیایی (۱۳۹۳) با استفاده از داده‌های هواشناسی چهار ایستگاه نزدیک به دریاچه و همچنین با استفاده از تصاویر سنجنده مادیس مقدار تبخیر ماهانه را در بازه تابستان برای چهار سال ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۸ با دو مدل *SEBAL* و *SEBS* به‌دست آورد. در این مطالعه مقدار تبخیر در بازه زمانی مذکور بین ۶/۵۹ تا ۵/۰۳ میلی‌متر برروز به گزارش شده است [۲۸]. فاضل مجتهدی و همکاران (۱۳۹۴) نیز با استفاده از روش دوبرین-کژمن و استفاده از داده‌های هواشناسی ۱۳ ایستگاه نزدیک به دریاچه، مقدار تبخیر دریاچه را برای سال ۱۹۹۵ میلادی برابر ۱۳۸۸ میلی‌متر برآورد نمودند [۲۹]. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نتایج این مطالعات حاکی از برآوردهای مختلف نرخ تبخیر است که نظر به سطح وسیع دریاچه، این تفاوت‌ها تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای در برآورد حجمی بیلان آب حوضه و دریاچه خواهد شد.

در این مطالعه مقدار تبخیر با استفاده از سه مدل سنجش‌ازدوری *SEBAL* و *SEBS* و *SDDE* برای منطقه دریاچه ارومیه برآورد شده است. سپس نتایج حاصل از این سه مدل با توجه به تفاوت گام زمانی، تفاوت در روش‌های برآورد شارهای اصلی، تفاوت داده‌های ورودی و همچنین نحوه لحاظ کردن اثر شوری در برآورد تبخیر مورد بحث قرار گرفته است.

۲- منطقه مورد مطالعه

وسیع‌ترین دریاچه‌های فوق شور جهان می‌باشد
(شکل (۱) / ۳۰).

دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین دریاچه داخل ایران و در زمره



شکل ۱: نحوه قرارگیری ایستگاه‌های استفاده‌شده نسبت به دریاچه ارومیه و نقاط در نظر گرفته‌شده برای پیکسل سرد و گرم

۳- داده‌های مورد استفاده در مطالعه

برای محاسبه تبخیر به‌وسیله هر سه مدل از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی و داده‌های ماهواره‌ای به‌طور هم‌زمان استفاده شد. در هر سه مدل، از داده‌های ایستگاهی چهارده ایستگاه سینوپتیک هواشناسی نزدیک به دریاچه استفاده‌شده است (شکل (۱)). به‌منظور استفاده از داده‌های ماهواره‌ای برای هر سه مدل از تصاویر سنجنده مادیس استفاده شد. همچنین برای جدا کردن محیط دریاچه از ناحیه خشک و ساحلی آن از نقشه و اطلاعات بسیمتری^۱ موسسه تحقیقات آب وزارت نیرو استفاده شد [۳۲]. در ادامه داده‌های اصلی مورد نیاز مدل‌ها، روش برآورد آن‌ها و مقادیر به‌دست‌آمده ارائه می‌شود.

۱. آلبدو:

نقشه آلبدو در دو مدل *SEBAL* و *SEBS* با استفاده از تصویر خام سنجنده مادیس و رابطه لیانگ (۲۰۰۱) به‌دست آمد [۳۳]. مقدار آلبدو در مدل *SDDE* با توجه

در دو دهه گذشته، کاهش ریزش‌های جوئی و افزایش بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب حوضه برای مصارف کشاورزی، منجر به کاهش جریانات ورودی به دریاچه و افت قابل توجه تراز آب آن شده است. سطح تراز آب این دریاچه در آخر شهریور سال ۱۳۹۸ معادل ۱۲۷۱/۳ متر از سطح دریا گزارش شده است که نسبت به حداکثر تراز آب در سال ۱۳۷۴ (۱۲۷۸/۰۲) و تراز اکولوژیک دریاچه (معادل ۱۲۷۴/۱) به ترتیب حدود ۷ و ۳ متر افت داشته است [۳۱]. با توجه به سطح وسیع دریاچه و عمق کم آن نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه به‌عنوان تنها ترم تلفات آب از این پهنه آب‌شور از اهمیت بالایی در محاسبات بیلان و مدیریت منابع آب حوضه برخوردار است. لازم به ذکر است با لحاظ کردن وسعت دریاچه ارومیه (نزدیک به ۳۰۰۰ کیلومترمربع در پایان سال آبی ۹۸-۱۳۹۷) تنها یک میلی‌متر خطا در محاسبات تبخیر معادل حجم ۳ میلیون مترمکعب آب می‌باشد.

^۱ bathymetry

به گام روزانه آن، از محصول *MCD43-B3* سنجنده مادیس استفاده شد.

۲. دمای سطح:

برای به دست آوردن دمای سطح لحظه‌ای در دو مدل *SEBAL* و *SEBS* از محصول دمای سطح لحظه‌ای مادیس (*MOD11-L2*) استفاده شد. برای محاسبه مقدار دمای سطح روزانه برای مدل *SDDE* از میانگین مقادیر محصول دمای سطح لحظه‌ای گذر شب و روز سنجنده مادیس (*MOD11-L2* و *MYD11-L2*) استفاده شد.

۳. سرعت باد:

برای محاسبه نقشه سرعت باد، داده‌های سرعت باد در لحظه گذر ماهواره با استفاده از چهارده ایستگاه هواشناسی اطراف دریاچه ارومیه درون‌یابی شده و نقشه سرعت باد روی دریاچه به دست آمد. برای میان‌یابی داده‌های سرعت باد در این مطالعه از روش وزن معکوس فاصله (*IDW*^۱) با توان دو استفاده شد و سپس برای محاسبه دقت آن از روش اعتبارسنجی تقاطعی^۲ استفاده شد. در ادامه مقدار خطای متوسط ریشه (*RMSE*^۳) حاصل از روش اعتبارسنجی تقاطعی برای هرروز مطالعه محاسبه شد (جدول (۱)).

۴. فشار جو روی سطح دریاچه:

برای محاسبه فشار جو روی سطح دریاچه، ابتدا همبستگی بین ارتفاع و فشار هوای چهارده ایستگاه هواشناسی در نظر گرفته شده بررسی شد. نتیجه برای تمام روزها نشان‌دهنده همبستگی بسیار بالا بود. سپس با داشتن ارتفاع تراز آب دریاچه در هرروز و با استفاده از رابطه به‌دست‌آمده از برازش منحنی ارتفاع-فشار در مرحله قبل مقدار فشار روی سطح دریاچه برای هرروز محاسبه شد. مقدار همبستگی و مقدار شیب و عرض از مبدأ به‌دست‌آمده از منحنی‌ها برای پنج روز مطالعه در جدول (۲) آورده شده است.

۵. چگالی آب دریاچه:

در مدل *SEBAL* و *SEBS* از یک مقدار ثابت چگالی برای کل دریاچه در هرروز استفاده شد. در این دو مدل برای به دست آوردن مقدار روزانه چگالی آب دریاچه از داده‌های شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی استفاده شد. در مدل *SDDE* با برآورد منطقه‌ای مقدار چگالی در مناطق مختلف دریاچه نقشه چگالی آب در سطح دریاچه به دست آمد.

۶. تعداد ساعات آفتابی مشاهده‌شده:

برای محاسبه مقدار شار خورشیدی در مدل *SDDE* نیاز به نقشه ساعات آفتابی منطقه در هرروز می‌باشد. برای به‌دست آوردن این نقشه از درون‌یابی داده‌های ساعت آفتابی چهارده ایستگاه هواشناسی اطراف دریاچه استفاده شد.

۷. ضریب فعالیت آب:

برای محاسبه ضریب فعالیت آب در مدل *SDDE* از مقادیر پیشنهادی توسط حیدری (۲۰۱۰) استفاده شد (جدول ۳)، که در آن مقادیر ضریب فعالیت آب بر اساس مقادیر مختلف دمای آب دریاچه ارومیه ارائه شده است [۳۴].

۸. ضرایب تجربی *a* و *b*:

برای به دست آوردن مقدار ضرایب تجربی *a* و *b* منطقه دریاچه ارومیه از مقادیر پیشنهادی آقا شریعتمداری (۱۳۹۰) استفاده شد [۳۵].

³ Root-Mean-Squared Error

¹ Inverse Distance Weighting

² Cross Validation

جدول ۱: مقدار خطای درونیابی داده‌های سرعت باد به روش اعتبارسنجی تقاطعی در روزهای مطالعه

ردیف	سال	ماه	روز	RMSE (m/s)
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۲٫۷
۲		خرداد	۲۳	۲٫۶
۳		تیر	۱۲	۲٫۱
۴		تیر	۲۸	۱٫۳
۵		مرداد	۲۷	۲٫۰

جدول ۲: مقادیر همبستگی، شیب و عرض از مبدأ بین ارتفاع و مقدار فشار هوا ایستگاه‌ها در روزهای مطالعه

ردیف	سال	ماه	روز	R^2	شیب	عرض از مبدأ
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۰٫۹۹	-۰٫۱۰۴۶	۱۰۰۳٫۶
۲		خرداد	۲۳	۰٫۹۹	-۰٫۱۰۲۸	۱۰۰۶
۳		تیر	۱۲	۰٫۹۹	-۰٫۱۰۱۰	۹۹۸٫۱
۴		تیر	۲۸	۰٫۹۹	-۰٫۱۰۱۸	۹۹۸٫۶
۵		مرداد	۲۷	۰٫۹۹	-۰٫۰۹۸	۹۹۳٫۱

جدول ۳: مقادیر ضریب فعالیت آب دریاچه ارومیه بر اساس مقادیر مختلف دمای آب دریاچه ارومیه [۳۴]

دمای آب دریاچه (سانتی‌گراد)	۱۰	۲۰	۲۵	۳۰	۴۰	۵۰
ضریب فعالیت آب	۰٫۶۹۸	۰٫۷۷۱	۰٫۷۷۵	۰٫۷۷۹	۰٫۷۸۱	۰٫۷۸۴

۹. دمای هوا:

برای محاسبه دمای هوای لحظه‌ای در دو مدل *SEBAL* و *SEBS* از درونیابی مقادیر دمای هوای چهارده ایستگاه هواشناسی اطراف دریاچه در زمان گذر ماهواره استفاده شد. ولی برای محاسبه دمای هوای روزانه در مدل *SDDE* ابتدا همبستگی بین مقادیر دمای سطح روزانه و دمای هوای روزانه ایستگاه‌های هواشناسی به تفکیک در هر ایستگاه بررسی شد که نتایج همبستگی قابل قبولی را نشان دادند. سپس با درونیابی مقادیر شیب و عرض از مبدأ نمودارهای برازش به‌دست‌آمده از ایستگاه‌ها، نقشه‌های شیب و عرض از مبدأ منطقه دریاچه ارومیه برای هرروز محاسبه شد. در انتها با استفاده از این دو

نقشه و نقشه دمای سطح دریاچه، نقشه دمای هوای روزانه برای هرروز محاسبه شد.
۱۰. فشار بخار هوا:

برای محاسبه نقشه فشار بخار لحظه‌ای در دو مدل *SEBAL* و *SEBS* از درونیابی مقادیر فشار بخار لحظه‌ای ایستگاه‌های هواشناسی استفاده گردید. در مدل *SDDE* برای محاسبه نقشه فشار بخار هوا روزانه از داده آب قابل بارش^۱ سنجنده مادیس (*MOD05-L2*) استفاده شد. به‌این شکل که ابتدا همبستگی بین مقادیر آب قابل بارش و متوسط فشار بخار روزانه ایستگاه‌های هواشناسی بررسی شد. سپس با درونیابی مقادیر شیب و عرض از مبدأ هر ایستگاه نقشه‌های شیب و عرض از مبدأ منطقه

^۱ Precipitable Water Vapor (PWV)

دریاچه ارومیه محاسبه شد. با داشتن نقشه‌های شیب و عرض از مبدأ و نقشه آب قابل بارش، نقشه فشار بخار روزانه برای منطقه محاسبه شد.

۴- روش مطالعه

در ادامه به تشریح مدل‌ها پرداخته شده است.

۴-۱- مدل SEBAL

مدل SEBAL بر اساس رابطه بیلان انرژی مطابق

رابطه (۱) استوار می‌باشند.

$$R_n = G + H + LE \quad \text{رابطه (۱)}$$

R_n تابش خالص خورشیدی G ، شار گرمای خاک H ، شار گرمای محسوس $(W m^{-2})$ و LE^1 شار گرمای نهان $(W m^{-2})$ است.

مقدار تابش خالص ورودی با استفاده از رابطه (۲) به دست می‌آید.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad \text{رابطه (۲)}$$

در نظر گرفته می‌شود. سپس با استفاده از رابطه (۴) مقدار شار گرمای محسوس برای هر پیکسل به دست می‌آید.

$$H = \frac{\rho_a \times c_a \times dT}{r_{ah}} \quad \text{رابطه (۴)}$$

r_{ah} مقاومت آیرودینامیک برای انتقال گرما، ρ_a جرم حجمی هوا $1.225 kg.m^{-3}$ ، C_a گرمای ویژه هوا در فشار ثابت $(1.013 \times 10^3 kg^{-1} MJ)$ ، dT مقدار تغییر دما برای هر پیکسل (K) است که با استفاده از رابطه (۵) به دست می‌آید.

$$dT = \frac{dT_{Hot} - dT_{Cold}}{T_{Hot} - T_{Cold}} (T_s - T_{Hot}) + dT_{Hot} \quad \text{رابطه (۵)}$$

$$dT_{cold} = \frac{H_{cold} \times r_{ah-cold}}{\rho_a \times c_p} \quad \text{رابطه (۷)}$$

H_{Cold} گرمای محسوس در پیکسل سرد $(W m^{-2})$ و $r_{ah-cold}$ مقاومت آیرودینامیک برای انتقال گرما در پیکسل سرد $(S m^{-1})$. مقدار مقاومت آیرودینامیک در هر پیکسل با استفاده از رابطه (۸) به دست می‌آید.

$$r_{ah} = \frac{\ln(\frac{z_2}{z_1})}{u^* k} \quad \text{رابطه (۸)}$$

Z_2 ارتفاع مرجع (m) ، Z_1 ارتفاع بالای جابه‌جایی صفر (m) ، u^* سرعت برشی $(m s^{-1})$ و k مقدار ثابت ون کارمن است.

α آلودگی سطح، $R_{s\downarrow}$ تابش موج کوتاه ورودی $(W m^{-2})$ ، $R_{L\downarrow}$ تابش موج بلند ورودی $(W m^{-2})$ ، $R_{L\uparrow}$ تابش موج بلند خروجی $(W m^{-2})$ ، ε_0 گسیلندگی سطح است. برای محاسبه شار گرمای خاک در سطوح آبی از رابطه (۳) استفاده می‌شود.

$$G = cR_n \quad \text{رابطه (۳)}$$

Rn تابش خالص خورشیدی، C ضریبی که برای محیط‌های آبی کم‌عمق طبق پیشنهاد بستیانسن^۲ ۰.۵

dT_{Hot} مقدار تغییر دمای پیکسل گرم و dT_{cold} مقدار تغییر دما در پیکسل سرد $T_{Hot}(k)$ دمای سطح پیکسل گرم $T_{Cold}(k)$ دمای سطح پیکسل سرد $T_s(k)$ ، دمای سطح هر پیکسل (k) است. تغییر دمای پیکسل گرم با استفاده از رابطه (۶) به دست می‌آید.

$$dT_{Hot} = \frac{H_{Hot} \times r_{ah-hot}}{\rho_a \times c_p} \quad \text{رابطه (۶)}$$

H_{Hot} گرمای محسوس در پیکسل گرم $(W m^{-2})$ و r_{ah-hot} مقاومت آیرودینامیک برای انتقال گرما در پیکسل گرم $(S m^{-1})$ تغییر دمای پیکسل سرد با استفاده از رابطه (۷) به دست می‌آید.

² Bastiaanssen

¹ Latent Heat Flux

روش SEBAL v.2 (پیکسل سرد در نواحی باغات غربی دریاچه) برای مقایسه استفاده شده است.

۴-۲- مدل SEBS

در این قسمت به بیان مدل SEBS اصلاح شده برای محیط‌های آبی پرداخته شده است. در این مدل روش به دست آوردن مقدار تابش خالص ورودی (R_n) همانند مدل SEBAL می‌باشد ولی روش به دست آوردن شار گرمای خاک (G) و شار گرمای محسوس (H) متفاوت است. شار گرمای خاک در مدل اصلاح شده SEBS به شار گرمای آب تبدیل می‌شود. گرمای آب می‌تواند به عنوان عدم تعادل بین شار خورشیدی، شار گرمایی، گرمای محسوس و شار گرمای نهان توصیف شود. دمای تعادل (T_e) یک دمای سطح فرضی است که نشان‌دهنده وضعیتی است که تبادل شار خالص گرما بین سطح آب و اتمسفر برابر صفر می‌باشد [۳۷]. ضریب تبادل گرما (β) واکنش دمای سطح آب نسبت به تغییرات محسوس شار گرمای نهان و تابش گرما را نشان می‌دهد [۳۸]. مدل توسعه داده شده با ادغام مقدار دمای سطح آب و دمای تعادل با استفاده از ضریب تبادل گرما مقدار شار گرمای آب را به دست می‌آورد. برای به دست آوردن مقدار دمای تعادلی و ضریب تبادل گرما و در نتیجه مقدار شار گرمای آب از رابطه‌های (۱۲ تا ۱۷) استفاده می‌شود.

$$G_0 = \beta(T_e - T_s) \quad \text{رابطه (۱۲)}$$

$$T_e = T_d + \frac{Q_s}{\beta} \quad \text{رابطه (۱۳)}$$

$$\text{رابطه (۱۴)}$$

$$\beta = 4.5 + 0.05T_0 + (\eta + 0.47).S(W)$$

$$S(W) = 3.3u \quad \text{رابطه (۱۵)}$$

$$\eta = 0.35 + 0.015T_s + 0.0012T_n^2 \quad \text{رابطه (۱۶)}$$

$$T_n = 0.5(T_s - T_d) \quad \text{رابطه (۱۷)}$$

G_0 شار گرمای آب ($W m^{-2}$)، β ضریب تبادل گرما (W)
 T_e دمای تعادل ($^{\circ}C$)، T_0 دمای سطح ($^{\circ}C$)
 T_d دمای نقطه شبنم ($^{\circ}C$)، Q_s شار خالص طول موج کوتاه ($W m^{-2}$)
 u و 2 سرعت باد ($m s^{-1}$) است.

پیکسل گرم در مدل SEBAL در مناطق خشک و با دمای بالا در نظر گرفته می‌شود و فرض می‌شود که مقدار شار گرمای نهان برای این پیکسل صفر می‌باشد؛ مقدار شار گرمای محسوس در پیکسل گرم از رابطه (۹) به دست می‌آید.

$$H_{Hot} = R_{n-Hot} - G_{Hot} \quad \text{رابطه (۹)}$$

R_{n-Hot} شار تابش خالص خورشیدی در پیکسل گرم ($W m^{-2}$)، G_{Hot} شار گرمای خاک در پیکسل گرم ($W m^{-2}$) می‌باشد.

برای در نظر گرفتن پیکسل سرد در مدل SEBAL دو نسخه موجود می‌باشد در روش اول (SEBAL v.1) (بستیانسن ۱۹۹۸) پیکسل سرد بر روی سطح آب در نظر گرفته شده و مقدار شار گرمای محسوس در این پیکسل (H_{Cold}) صفر در نظر گرفته می‌شود [۱۰]. در نسخه آیداهو که جدیدتر می‌باشد (SEBAL v.2) پیکسل سرد در نواحی با پوشش گیاهی بالا در نظر گرفته شده و مقدار تبخیر در این پیکسل برابر ۱/۰۵ برابر مقدار تبخیر مرجع در نظر گرفته می‌شود و در نتیجه مقدار شار گرمای محسوس در پیکسل سرد از رابطه (۱۰) به دست می‌آید [۳۶]:

$$H_{Cold} = R_{n-Cold} - G_{Cold} - 1.05E_{ref} \quad \text{رابطه (۱۰)}$$

R_{n-Cold} شار تابش خالص خورشیدی در پیکسل گرم ($W m^{-2}$)، G_{Cold} شار گرمای خاک در پیکسل سرد ($W m^{-2}$) و E_{ref} شار گرمای نهان تبخیر مرجع ($W m^{-2}$) است.

سپس مقدار تبخیر لحظه‌ای با استفاده از رابطه (۱۱) به دست می‌آید.

$$LE = \rho_w . L_e . E \quad \text{رابطه (۱۱)}$$

LE شار گرمای نهان ($W m^{-2}$)، E مقدار تبخیر، ($m s^{-1}$)

L_e گرمای نهان تبخیر، ρ_w چگالی آب ($kg m^{-3}$) است.

سپس با استفاده از نسبت تبخیر مقدار تبخیر لحظه‌ای به تبخیر روزانه تبدیل می‌شود.

در این مطالعه از هر دو روش مدل SEBAL شامل روش SEBAL V.1 (پیکسل سرد در ناحیه میانی دریاچه) و

ارتفاع زبری برای مومنوم و همچنین گرمای انتقالی به دقت محاسبه شود. برای محاسبه شار گرمای محسوس در مدل *SEBS* نظریه مشابهت مونین ابوخو^۱ به کار گرفته شده است [۳۹].

$$\theta_0 - \theta_a = \frac{H}{Ku * \rho_a c_a} \left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{oh}}\right) - \psi_h\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_{oh}}{L}\right) \right] \quad \text{رابطه (۱۸)}$$

$$u = \frac{u^*}{K} \left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{om}}\right) - \psi_m\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_{om}}{L}\right) \right] \quad \text{رابطه (۱۹)}$$

EF مقدار نسبت تبخیر. نسبت تبخیر در مدل *SEBS* با استفاده از رابطه (۲۲) به دست می آید.

$$EF = \frac{(EF)_r \cdot \lambda E_{wet}}{R_n - G_0} \quad \text{رابطه (۲۲)}$$

EF_r نسبت تبخیر نسبی و λE_{wet} شار گرمای نهان در محدوده مرطوب ($W m^{-2}$) می باشد.

مقدار EF_r با استفاده از رابطه (۲۳) و مقدار λE_{wet} از رابطه (۲۴) به دست می آید.

$$(EF)_r = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \quad \text{رابطه (۲۳)}$$

$$\lambda E_{wet} = H_{dry} - H_{wet} \quad \text{رابطه (۲۴)}$$

H_{dry} شار گرمای محسوس محدوده خشک ($W m^{-2}$) و

H_{wet} شار گرمای محسوس محدوده مرطوب ($W m^{-2}$)

H_{dry} با استفاده از رابطه (۲۵) و H_{wet} با استفاده از رابطه (۲۶) به دست می آید.

$$H_{dry} = R_n - G_0 \quad \text{رابطه (۲۵)}$$

$$H_{wet} = \frac{(R_n - G_0 - \frac{\rho_a C_a}{r_{ew}} \times \frac{e_s - e_a}{\gamma})}{(1 + \frac{\Delta}{\gamma})} \quad \text{رابطه (۲۶)}$$

برای محاسبه شار گرمای محسوس (H) در مدل *SEBS* از حل توأم سه معادله (۱۸) و (۱۹) و (۲۰) استفاده می شود. گرمای محسوس به عنوان تابعی از مقاومت آیرودینامیک و تغییرات دما توصیف می شود. برای داشتن تخمین مناسب برای مقاومت آیرودینامیک باید

H شار گرمای محسوس ($W m^{-2}$)، Z ارتفاعی است بر حسب متر که مشاهدات هواشناسی در آن انجام می شود، C_a ظرفیت گرمایی هوا در فشار ثابت، u^* سرعت برشی ($m s^{-1}$)، u سرعت باد ($m s^{-1}$)، ρ_a چگالی هوا ($kg m^{-3}$)، K ثابت ون کارمن، d_0 ارتفاع جابه جایی صفر (m)، Z_{oh} ارتفاع زبری سطح برای انتقال مومنوم و گرما (m)، θ_0 و θ_a دمای پتانسیل در ارتفاع Z_{oh} و ارتفاع Z ، ψ_m و ψ_h توابع اصلاح پایداری برای مومنوم و انتقال گرمای نهان. L طول پایداری مونین ابوخو است (m) که به صورت رابطه (۲۰) تعریف می شود.

$$L = - \frac{\rho_a C_a u^* \theta_v}{k g H} \quad \text{رابطه (۲۰)}$$

θ_v مقدار دما مجازی نزدیک سطح (K) و g مقدار شتاب جاذبه ($m s^{-2}$) است. سپس مقدار شار گرمای نهان در مدل *SEBS* با استفاده از رابطه (۲۱) به دست می آید.

$$LE = EF(R_n - G_0) \quad \text{رابطه (۲۱)}$$

^۱ Monin-Obukhov

۴-۳- مدل SDDE

برآورد تبخیر در مدل SDDE با استفاده از رابطه بیلان انرژی -نسبت بوئن (رابطه (۲۷)) انجام می‌شود.

$$E = 86400 \times \frac{Q_{SN} - Q_{LW} - Q_n + Q_{sed} + Q_{AD}}{\rho_w \cdot L_e (1+B)}$$

T_s و T_a به ترتیب دمای هوای روی سطح دریاچه و دمای سطح آب ($^{\circ}C$)، e_a فشار بخار هوا ($mbar$) و e_s فشار بخار سطح دریاچه P ($mbar$)، فشار جو ($mbar$) و c_b ثابت بوئن است. مقدار نسبت بوئن ثابت برابر $0.61 (^{\circ}C^{-1})$ در نظر گرفته می‌شود [۴۰].

همان‌طور که گفته شد مدل SDDE شوری آب را نیز در محاسبه تبخیر در نظر می‌گیرد، فشار بخار آب شور (e_s) در قیاس با فشار بخار آب شیرین (e_{sat})، کمتر است و مقدار آن با استفاده از رابطه (۲۹) به دست می‌آید.

$$e_s = a_{H2O} \cdot e_{sat} \quad \text{رابطه (۲۹)}$$

a_{H2O} ضریب فعالیت آب می‌باشد. این ضریب تابع ترکیب شیمیایی و شرایط ترمودینامیکی محلول است و مقدار آن با توجه به آب منطقه مورد مطالعه متفاوت می‌باشد. در این مدل برای محاسبه Q_{SN} شار خالص تابش خورشیدی با طول موج کوتاه ($W m^{-2}$) از رابطه (۳۰) استفاده می‌شود.

$$Q_{SN} = (1 - BSA) \cdot Q_{Sdir} + (1 - WSA) \cdot Q_{Sdiff}$$

پراکنده‌شده ورودی می‌باشند که با استفاده از روابط (۳۱) و (۳۲) به دست می‌آیند [۴۱].

$$Q_{Sdir} = (a + b \frac{n}{N}) \frac{SC}{\pi d^2} (\omega_{hs} \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \sin \omega_{hs})$$

$$Q_{Sdiff} = \frac{0.3 SC}{\pi d^2} (1 - a - b \frac{n}{N}) (\omega_{hs} \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \sin \omega_{hs})$$

b ضرایب تجربی خاص منطقه مورد مطالعه می‌باشد. φ عرض جغرافیایی (رادیان) و ω_{hs} زاویه ساعت طلوع خورشید (رادیان) می‌باشد که از رابطه (۳۵) محاسبه

r_{ew} مقدار مقاومت خارجی در محدوده مرطوب، e_s فشار بخار هوا اشباع (kpa)، e_a فشار بخار هوا (kpa)، Δ شیب منحنی تغییرات فشار اشباع با دما، γ ثابت ساکرومتریک است.

رابطه (۲۷)

Q_{SN} شار خالصی تابش خورشیدی با طول موج کوتاه، Q_{LW} شار انرژی خالصی ناشی از تابش خورشیدی با طول موج بلند، Q_E شار گرمای تبخیر، Q_C انرژی انتقالی به جو به عنوان شار گرمای محسوس، Q_{AD} شار گرمای انتقال یافته به سطح آب از طریق بارش، جریان آب سطحی و زیرزمینی، Q_{sed} شار گرمای رها شده از رسوبات به آب، Q_n شار گرمای خالص، کلیه شارها در رابطه فوق بر حسب شار انرژی بوده و دارای واحد ($W m^{-2}$) می‌باشند. همچنین B نسبت بوئن (بی‌بعد)، L_e گرمای نهان تبخیر ($J Kg^{-1}$) و E نرخ تبخیر روزانه ($m day^{-1}$) و ρ_w چگالی آب دریاچه ($kg m^{-3}$) می‌باشد.

نسبت بوئن عبارت است از نسبت شار گرمای محسوس به شار گرمای نهان که مقدار آن از رابطه (۲۸) به دست می‌آید:

$$B = \frac{Q_C}{Q_E} = c_b \cdot \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \cdot \frac{P}{1000} \quad \text{رابطه (۲۸)}$$

رابطه (۳۰)

BSA و WSA به ترتیب عبارت‌اند از متوسط روزانه آلبدوی آسمان سیاه^۱ و سفید^۲ و Q_{Sdiff} و Q_{Sdir} متوسط روزانه تابش طول موج کوتاه مستقیم و

رابطه (۳۱)

رابطه (۳۲)

SC ثابت خورشیدی ($1367 W m^{-2}$) و d فاصله زمین و خورشید در هر لحظه (بی‌بعد) می‌باشد که از رابطه (۳۳) به دست می‌آید. δ زاویه میل خورشیدی (رادیان) می‌باشد که از رابطه (۳۴) به دست می‌آید. همچنین a

² White sky albedo

¹ Black-sky albedo

Q_a و Q_{aout} مؤلفه‌های تابش طول موج بلند ورودی دریاچه و برگشتی از اتمسفر و Q_{bc} تابش طول موج بلند برگشتی از سطح دریاچه است که واحد هر سه آن‌ها (W) می‌باشد و با استفاده از روابط (۳۸) تا (۴۰) محاسبه می‌شوند.

$$Q_a = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad \text{رابطه (۳۸)}$$

$$Q_{aout} = 0.03 \cdot Q_a \quad \text{رابطه (۳۹)}$$

$$Q_{bs} = \varepsilon_{surface} \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad \text{رابطه (۴۰)}$$

T_s و T_a به ترتیب دمای هوا و سطح آب ($^{\circ}K$) و σ ثابت استفان بولتزمن ($J s^{-1} m^{-2} K^{-4}$) 5.67×10^{-8} و ε_a گسیلندگی هوا بر روی سطح دریاچه می‌باشد که با استفاده از رابطه (۴۱) به دست می‌آید [۴۲].

$$\varepsilon_a = \left[1 - \left(1 + \frac{46.5 \cdot e_a}{T_a} \right) \exp \left(- \sqrt{1.2 + 3 \times 46.5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)} \right) \right] \quad \text{رابطه (۴۱)}$$

جدول (۴) نشان داده شده است. مقدار گسیلندگی هوا در مدل *SEBAL* با استفاده از رابطه پیشنهادی بستیانسن (۱۹۹۵) به صورت یک مقدار ثابت برای کل سطح دریاچه محاسبه شد. این مقدار برای روزهای مختلف دارای مقدار ثابت ۰.۷۷ به دست آمد [۱۰]. مقدار گسیلندگی هوا در مدل *SEBS* با استفاده از رابطه پیشنهادی سو (۲۰۰۲) محاسبه گردید [۱۲]. مقدار گسیلندگی هوا در مدل *SDDE* با استفاده از نقشه‌های دمای هوا و فشار بخار منطقه و رابطه (۴۱) به صورت یک نقشه برای کل سطح دریاچه ارومیه به دست آمد (جدول ۵). با توجه به مقادیر به دست آمده برای گسیلندگی هوا در سه مدل می‌توان گفت که این مقادیر در هر سه مدل و در تمام روزهای مطالعه مقادیری نزدیک به یکدیگر داشتند. بدین ترتیب مؤلفه گسیلندگی هوا باعث ایجاد تغییر چشمگیری در میانگین مقدار تبخیر به دست آمده از سه مدل نخواهد شد.

می‌شود. n تعداد ساعات آفتابی مشاهده شده و N تعداد ساعات آفتابی محتمل (hr) می‌باشد که از رابطه (۳۶) به دست می‌آید.

$$d = 1 + 0.0167 \sin \left(2\pi \cdot \frac{JD - 93.5}{365} \right) \quad \text{رابطه (۳۳)}$$

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi \cdot JD}{365} - 1.39 \right) \quad \text{رابطه (۳۴)}$$

JD شماره روزهای سال است (از ۱ تا ۳۶۵).

$$\omega_{hs} = \cos^{-1} (-\tan(\varphi) \tan(\delta)) \quad \text{رابطه (۳۵)}$$

$$N = \frac{24 \cdot \omega_{hs}}{\pi} \quad \text{رابطه (۳۶)}$$

شار خالص تابش طول موج بلند از رابطه (۳۷) محاسبه می‌شود:

$$Q_{LW} = -Q_a + Q_{aout} + Q_{bs} \quad \text{رابطه (۳۷)}$$

e_a فشار بخار هوا ($mbar$) و T_a دمای هوا (k) می‌باشد.

به علت اینکه در مقیاس روزانه، میزان شار گرمایی ذخیره شده در قیاس با شار تابش خالص بسیار ناچیز است، در مدل *SDDE* برای محاسبه نقشه‌های نرخ تبخیر روزانه از ترم شار گرمای خالص (Q_n) دریاچه صرف نظر شده است [۲۲].

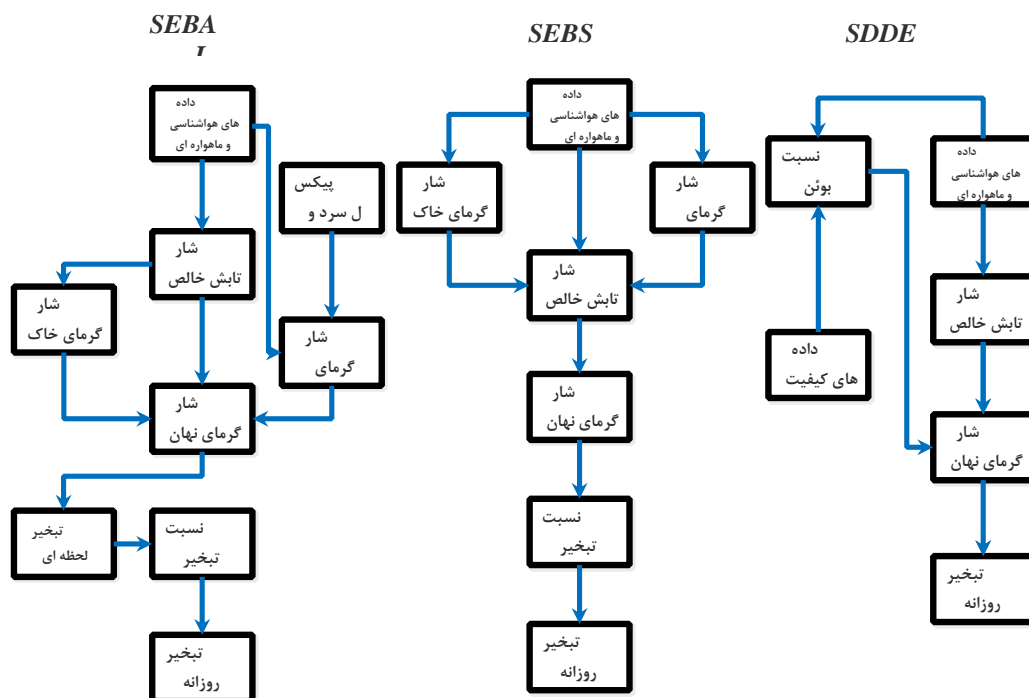
خلاصه مراحل محاسباتی تبخیر توسط هر سه مدل *SEBAL* و *SEBS* و *SDDE* در شکل (۲) آورده شده است.

۵- نتایج و بحث

به منظور برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه، پنج روز از روزهای سال ۱۳۸۹ طی فصول بهار و تابستان که به عنوان روزهای بدون ابر در بررسی‌های داده شده بودند برای مطالعه انتخاب شدند.

۵-۱- مقادیر داده‌های ورودی مدل‌ها

میانگین آلودی سطح دریاچه ارومیه که با استفاده از روش‌های مختلف برای هر مدل محاسبه شده‌اند، در



شکل ۲: خلاصه روش محاسباتی برآورد تبخیر با استفاده از سه مدل SEBS، SEBAL و SDDE

جدول ۴: میانگین مقادیر آلودگی سطح دریاچه ارومیه استفاده شده در مدل‌های SEBS، SEBAL و SDDE

ردیف	سال	ماه	روز	SEBAL & SEBS	SDDE
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۰٫۰۷۵	۰٫۰۶
۲		خرداد	۲۳	۰٫۰۹۷	۰٫۰۸
۳		تیر	۱۲	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷
۴		تیر	۲۸	۰٫۰۸۳	۰٫۰۸
۵		مرداد	۲۷	۰٫۱۰۴	۰٫۰۹

جدول ۵: میانگین مقادیر گسیلندگی هوا بر روی سطح دریاچه ارومیه استفاده شده در مدل‌های SEBS، SEBAL و SDDE

ردیف	سال	ماه	روز	گسیلندگی هوا		
				SEBAL	SEBS	SDDE
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۰٫۷۵	۰٫۷۸	۰٫۷۸
۲		خرداد	۲۳	۰٫۷۵	۰٫۸۱	۰٫۷۸
۳		تیر	۱۲	۰٫۷۵	۰٫۸۱	۰٫۷۸
۴		تیر	۲۸	۰٫۷۵	۰٫۸۲	۰٫۸
۵		مرداد	۲۷	۰٫۷۵	۰٫۸۱	۰٫۷۸

۵-۲- برآورد شارهای انرژی

به منظور توسعه معادله بیلان انرژی و برآورد تبخیر، شارهای انرژی شامل شار خالص خورشیدی، شار گرمای ذخیره در آب و شار گرمای محسوس محاسبه شد. مقادیر شار خالص خورشیدی و شار گرمای ذخیره شده در آب در

دو مدل *SEBAL* و *SEBS* به صورت لحظه‌ای و همچنین مقدار میانگین روزانه شار خالص خورشیدی و شار گرمای ذخیره شده در آب در مدل *SDDE* در جدول (۶) ارائه شده است.

جدول ۶: میانگین مقادیر شار خالص خورشید و شار گرمای ذخیره شده در آب در مدل‌های *SEBAL* و *SEBS* و *SDDE*

ردیف	سال	ماه	روز	شار خالص خورشیدی ($W m^{-2}$)			شار گرمای ذخیره شده در آب ($W m^{-2}$)		
				<i>SEBAL</i>	<i>SEBS</i>	<i>SDDE*</i>	<i>SEBAL</i>	<i>SEBS</i>	<i>SDDE</i>
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۷۳۹	۷۵۲	۲۶۷	۳۶۹	۴۴۴	۰
۲		خرداد	۲۳	۷۴۴	۷۸۷	۲۵۸	۳۷۲	۵۷۵	۰
۳		تیر	۱۲	۷۶۱	۷۸۸	۲۶۰	۳۸۰	۴۳۸	۰
۴		تیر	۲۸	۷۳۷	۷۶۶	۲۵۱	۳۶۸	۵۴۵	۰
۵		مرداد	۲۷	۶۹۴	۷۱۹	۲۰۷	۳۴۷	۳۷۹	۰

* متوسط روزانه تبدیل شده به لحظه‌ای

مقدار شار گرمای محسوس در مدل *SEBAL v.1* مقدار بسیار کمی می‌باشد. علت این امر در فلسفه در نظر گرفتن پیکسل سرد است. تغییرات شار گرمای محسوس (*H*) در هر نقطه در روش *SEBAL* در حفاصل مقدار این شار در دو پیکسل سرد و گرم با توجه به دمای سطح آن نقطه گسترش می‌یابد. در واقع مقدار شار گرمای محسوس در پیکسل سرد حداقل، و در پیکسل گرم حداکثر، می‌باشد. در مدل *SEBAL v.1* پیکسل سرد بر روی محیط دریاچه در نظر گرفته شده و شار گرمای محسوس در این پیکسل صفر در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این که مقدار تغییرات دمای سطح در سطح دریاچه اندک می‌باشد، مقدار شار گرمای محسوس در اکثر نقاط دریاچه نزدیک به صفر می‌شود. در مدل *SEBAL v.2* پیکسل سرد در منطقه‌ای با پوشش گیاهی بالا در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این که مقدار دمای سطح در سطح دریاچه کمتر از سایر نقاط منطقه می‌باشد با در نظر گرفتن مقدار پیکسل سرد در ناحیه‌ای غیر از سطح دریاچه باعث می‌شود تا شار گرمای محسوس بر روی سطح دریاچه منفی شود.

همان‌طور که مشخص است مقادیر شار خالص خورشیدی در دو مدل *SEBAL* و *SEBS* مقادیری نزدیک به یکدیگر دارند و اختلاف اندک آن‌ها نیز به دلیل تفاوت مقادیر گسیلندگی هوا می‌باشد (جدول ۵). شار خالص خورشیدی ارائه شده برای مدل *SEBAL* و *SEBS* مقدار این شار را در لحظه گذر ماهواره (حدود ساعت ۱۲) از منطقه دریاچه ارومیه ارائه می‌دهد. به علت این که مقدار شار خورشیدی در این ساعت تقریباً نزدیک به حداکثر مقدار روزانه می‌باشد. مقدار آن از شار خورشیدی مدل *SDDE* که نشان‌دهنده متوسط روزانه شار خالص خورشیدی در منطقه دریاچه ارومیه می‌باشد، بیشتر است. شار گرمای ذخیره شده در مدل اصلاحی *SEBS* بیشتر از مدل *SEBAL* به دست آمد. در مدل *SDDE* به دلیل گام روزانه مدل و عمق کم دریاچه از این شار صرف‌نظر شده است. میانگین مقادیر شار گرمای محسوس در سطح دریاچه ارومیه با استفاده از دو مدل *SEBAL* و *SEBS* در ۵ روز مطالعه در جدول (۷) ارائه شده است. به دلیل استفاده مدل *SDDE* از نسبت بوئن نیازی به محاسبه شار گرمای محسوس در این مدل نمی‌باشد.

جدول ۷: میانگین مقادیر شار گرمای محسوس در مدل‌های *SEBS* و *SEBAL*

ردیف	سال	ماه	روز	شار گرمای ذخیره شده ($W m^{-2}$)		
				<i>SEBAL v.1</i>	<i>SEBAL v.2</i>	<i>SEBS</i>
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۳	-۶۶	۵۰
۲		خرداد	۲۳	۳	-۱۴	۲۲
۳		تیر	۱۲	۶	-۸۷	۴۰
۴		تیر	۲۸	۴	-۴۴	۱۷
۵		مرداد	۲۷	۵	-۱۲۲	۴۰

۵-۳- مقایسه نرخ تبخیر

SDDE و در بعضی روزهای دیگر مدل *SEBS* بیشترین مقدار را دارا می‌باشد. مطابق انتظار مقدار تبخیر از آب‌شور در ایستگاه گلخانه کمتر از تشت آب شیرین این ایستگاه است؛ اما مقادیر تبخیر این ایستگاه دارای روند ثابتی در روزهای مختلف نسبت به نتایج مدل‌ها نبود و در بعضی روزها مقداری کمتر و در بعضی روزهای دیگر مقداری بیشتر از آن‌ها داشت. همچنین اختلاف مقادیر تبخیر آب شیرین و آب‌شور این ایستگاه نیز دارای روند ثابتی در روزهای مختلف نبود به‌طوری‌که این اختلاف در بعضی روزها حدود ۱ میلی‌متر و در بعضی روزهای دیگر به بیش از ۶ میلی‌متر می‌رسید.

میانگین مقادیر تبخیر از سطح دریاچه با استفاده از چهار مدل *SEBAL v.1*، *SEBAL v.2*، *SEBS* و *SDDE* در پنج روز در نظر گرفته شده در جدول (۸) نشان داده شده است. همچنین جهت مقایسه با مقادیر زمینی، داده‌های تبخیر آب‌شور و شیرین ایستگاه گلخانه نیز به تفکیک هرروز ارائه شده است. بر این اساس، مقادیر تبخیر به‌دست‌آمده از مدل *SEBAL v.1* کمترین مقدار را بین سایر مدل‌ها در تمام روزها دارا می‌باشد و پس از آن مدل *SEBAL v.2* قرار دارد. ولی بیشترین مقدار تبخیر در روزهای مختلف متفاوت است و در بعضی روزها مدل

جدول ۸: میانگین مقادیر تبخیر به‌دست‌آمده از مدل‌ها و همچنین مقادیر تبخیر آب‌شور و شیرین ایستگاه گلخانه

ردیف	سال	ماه	روز	مقدار تبخیر حاصل از مدل‌ها (mm/day)				تبخیر ایستگاه گلخانه (mm/day)	
				<i>SEBAL v.1</i>	<i>SEBAL v.2</i>	<i>SEBS</i>	<i>SDDE</i>	آب شیرین	آب‌شور
۱	۱۳۸۹	اردیبهشت	۳۱	۵٫۰۲	۶٫۳۸	۷٫۴۵	۶٫۸۴	۴٫۴	۳٫۱
۲		خرداد	۲۳	۵٫۸۶	۶٫۰۵	۵٫۵۰	۶٫۸۵	۸٫۴	۴
۳		تیر	۱۲	۵٫۳۰	۶٫۶۴	۸٫۹۴	۶٫۸۸	۷٫۴	۶٫۱
۴		تیر	۲۸	۴٫۵۱	۵٫۳۴	۵٫۸۶	۶٫۴۹	۱۰٫۷	۴٫۴
۵		مرداد	۲۷	۴٫۸۲	۶٫۶۷	۸٫۷۰	۵٫۳۵	۷	۳٫۷

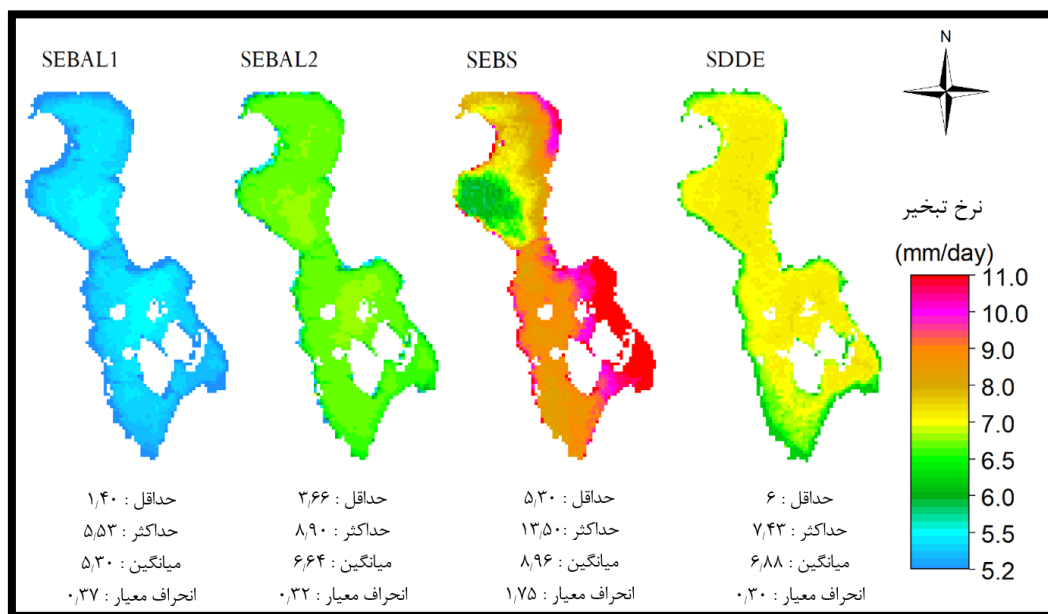
نکته توجه شود که مقادیر تبخیر ارائه شده توسط ایستگاه گلخانه مقادیر یک موقعیت (پیکسل) خاص می‌باشد درحالی‌که مقادیر تبخیر ارائه شده توسط مدل‌ها میانگین مقادیر تبخیر برآورد شده از کل سطح دریاچه با لحاظ

نکته قابل توجه این است که در اکثر روزهای موردبررسی، نتایج نرخ تبخیر برآورد شده از مدل‌ها بیشتر از نرخ تبخیر اندازه‌گیری شده در تشت آب‌شور (با نمونه آب دریاچه) می‌باشد. در تفسیر این موضوع لازم است به این

به‌عنوان دقیق‌ترین مدل‌های برآورد تبخیر شناخته‌شده‌اند [۵] در تخمین مقدار تبخیر از کل سطح دریاچه به کار رود. در این بین استفاده از آن دسته از مدل‌های بیلان انرژی که به نحو مؤثرتری بیشترین ویژگی‌های کیفیت آب را لحاظ نمایند ارجحیت دارد. برای مقایسه بهتر نتایج مدل‌ها و همچنین تحلیل الگوی تغییرات مکانی نرخ تبخیر به‌دست‌آمده، نقشه‌های روز سوم مطالعه (۱۲ تیر) مورد بررسی قرار گرفت (شکل (۳)). همان‌طور که ملاحظه می‌شود مقدار میانگین کل تبخیر به‌دست‌آمده با استفاده از مدل *SEBS*، بیشتر از سایر مدل‌ها می‌باشد. در مدل *SEBAL* در حالتی که پیکسل سرد بر روی سطح دریاچه در نظر گرفته شد (*SEBAL v1*) مقدار میانگین تبخیر کمتر از حالتی است که موقعیت پیکسل سرد در مناطق با پوشش گیاهی در غرب دریاچه در نظر گرفته شد (*SEBAL v2*).

نمودن تغییرات مکانی متغیرهای اقلیمی روی سطح می‌باشد. طبق نتایج ارائه‌شده مقدار تبخیر برآورد شده از مدل *SDDE* کمترین اختلاف را با مقادیر آب شیرین ایستگاه گلخانه دارا می‌باشد و همچنین مدل‌های *SEBAL v.1* کمترین اختلاف را با مقادیر آب شور ایستگاه گلخانه دارا می‌باشند.

انجام اعتبارسنجی و تعیین دقیق‌ترین مدل برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های وسیع نیازمند اندازه‌گیری‌های دقیق (به‌عنوان مثال با استفاده از تجهیزات ادی کواریانس^۱) و یا اعتبارسنجی شارهای انرژی از طریق نصب تجهیزاتی نظیر تشعشع سنج‌ها^۲ و سنتیلومتر^۳ در نقاط مختلف روی سطح آب می‌باشد. اندازه‌گیری‌های تشت تبخیر در یک نقطه خاص در اطراف دریاچه (مانند ایستگاه گلخانه) نمی‌تواند به‌عنوان یک معیار قابل‌اعتماد برای اعتبارسنجی مدل‌های پایه فیزیکی بیلان انرژی (که



شکل ۳: مقدار تبخیر برآورد شده از سطح دریاچه ارومیه در روز ۱۲ تیر با استفاده از سه مدل *SEBAL*، *SEBS* و *SDDE*

سمت غرب کمتر می‌شود. علت این امر تأثیر سرعت باد بر روی تبخیر در این مدل است. سرعت باد در روز

تغییرات مکانی نرخ تبخیر به‌دست‌آمده با استفاده از مدل *SEBS* به‌طور کلی در نواحی شرقی بیشتر و با حرکت به

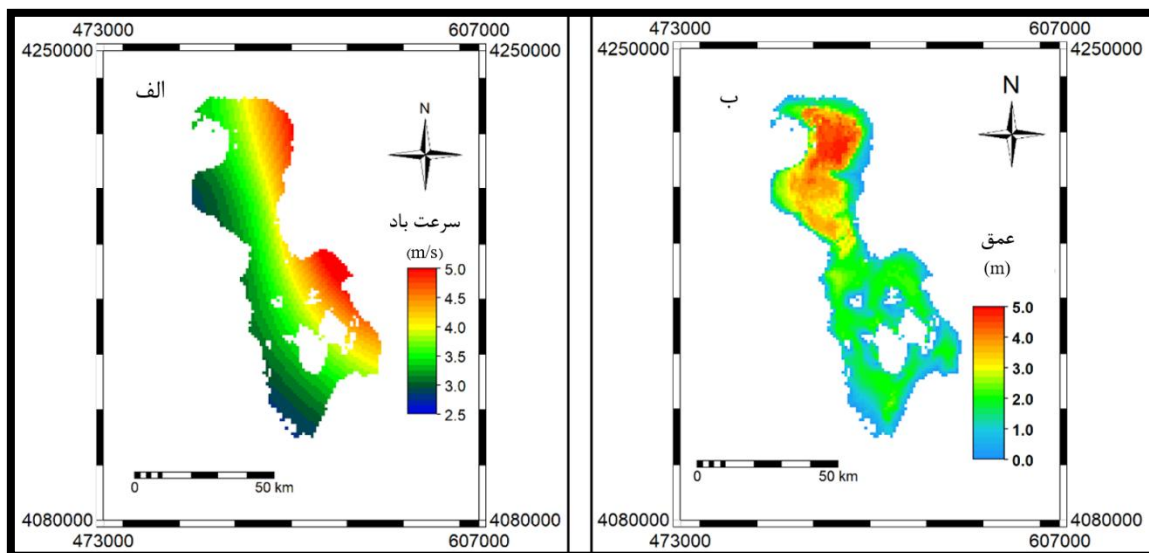
³ Scintillometer

¹ Eddy Covariance

² Net Radiometer

بیشترین مقدار تغییرات مکانی در مدل *SEBAL v1* حدود ۴ میلی‌متر و در مدل *SEBAL v2* حدود ۵ میلی‌متر در سطح دریاچه می‌باشد. مقدار تبخیر در این مدل در نواحی میانی به دلیل کاهش مقدار آلوده، بیشتر می‌باشد و با حرکت به سمت نواحی ساحلی هم‌زمان با افزایش آلوده (ناشی از کاهش عمق آب و افزایش شوری) تبخیر کاهش می‌یابد. مدل *SDDE* مستقل از سرعت باد عمل می‌کند به همین دلیل مقدار تغییرات مکانی در این مدل همگن‌تر و در نتیجه مقدار انحراف معیار داده‌های به‌دست‌آمده از این مدل در سطح دریاچه کمتر می‌باشد. مقدار تبخیر در این مدل در مناطق ساحلی کمتر و در مناطق عمیق میانی (شکل ۴-ب)) دریاچه بیشتر می‌باشد. این امر ناشی از زیاد بودن نسبت بوئن در این مناطق به علت افزایش آلوده و شوری بالا است. بیشترین مقدار تغییرات مکانی نرخ تبخیر در مدل *SDDE* حدود ۱/۵ میلی‌متر می‌باشد.

موردنظر در سمت شرق دریاچه در بعضی مناطق تا بیش از ۲ متر بر ثانیه بیشتر از نواحی غرب آن است (شکل ۴-الف)). سرعت باد در مدل *SEBS* هم در شار گرمای آب و هم در شار گرمای محسوس تأثیر مستقیم دارد. به‌همین دلیل نقشه تبخیر حاصل از این مدل تحت تأثیر مستقیم نقشه سرعت باد می‌باشد. این عامل باعث افزایش انحراف معیار مقادیر تبخیر به‌دست‌آمده از این مدل شده به‌طوری‌که حداکثر تغییرات مکانی مقدار تبخیر در این مدل بیش از ۸ میلی‌متر در روز می‌باشد. سرعت باد در مدل *SEBAL* به‌صورت همگن عمل می‌کند. درواقع در این مدل ابتدا با داشتن سرعت باد در منطقه پیکسل سرد سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متر در منطقه مطالعه محاسبه می‌شود و پس‌از آن با داشتن مقادیر زبری سطح مقدار سرعت باد در نقاط مختلف منطقه به دست می‌آید. تغییرات اندک مقدار زبری در سطح دریاچه و محیط آبی باعث اثر همگن سرعت باد در سطح دریاچه شده و در نتیجه تغییرات مکانی نرخ تبخیر در مدل *SEBAL* کمتر از مدل *SEBS* می‌باشد.



شکل ۴: الف) تغییرات سرعت باد در سطح دریاچه ارومیه در تاریخ ۱۲ تیر سال ۱۳۸۹ ب) نقشه بسیمتری دریاچه ارومیه در روز ۱۲ تیر سال ۱۳۸۹

۶- جمع بندی

در حوضه‌های آبریز و به‌خصوص حوضه‌های آبریز بسته، سهم تبخیر در بیلان حوضه، قابل توجه است. بیشتر مدل‌های توسعه‌یافته برای برآورد تبخیر با استفاده از داده‌های سنجنش‌ازدور، مدل‌های تبخیر و تعرق هستند و با توجه به تفاوت سطوح آبی با مناطق پوشش گیاهی لازم است تا عملکرد این مدل‌ها در سطوح آبی کنترل شود. برای بررسی این موضوع در این مطالعه از سه مدل بیلان انرژی بر پایه داده‌های سنجنش‌ازدور شامل *SEBAL*، *SEBS* و *SDDE* استفاده شد. دو مدل *SEBAL* و *SEBS* مدل‌های تجاری تبخیر و تعرق می‌باشند، ولی مدل *SDDE* یک مدل توسعه داده شده برای برآورد تبخیر از سطوح آبی می‌باشد. در این مطالعه نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه طی ۵ روز بدون ابر در سال ۱۳۸۹ با استفاده از مدل‌های مختلف و داده‌های سنجنده *MODIS* برآورد شده و مورد مقایسه قرار گرفت.

نتایج به دست آمده از این مطالعه حاکی از آن است که مقادیر تبخیر به دست آمده از مدل *SEBAL v.1* کمترین مقدار را بین سایر مدل‌ها دارا می‌باشد و پس از آن مدل *SEBAL v.2* قرار دارد. ولی بیشترین مقدار تبخیر در روزهای مختلف متفاوت است و در بعضی روزها مدل *SDDE* و در بعضی روزهای دیگر مدل *SEBS* بیشترین مقدار را دارا می‌باشد. از نظر مقایسه الگوی مکانی نرخ تبخیر، در مدل‌های *SEBAL* و *SDDE*، نرخ تبخیر در سواحل کمتر و با حرکت به سمت نواحی مرکزی افزایش می‌یابد ولی در مدل *SEBS* الگوی تغییرات مکانی نرخ تبخیر تابع الگوی تغییرات سرعت باد می‌باشد.

مدل‌های مورد بررسی از نظر تفاوت در داده‌های ورودی، گام زمانی محاسبه، فرضیات مورد مقایسه قرار گرفتند. از جمله مهم‌ترین تفاوت مدل‌های مورد مقایسه، گام زمانی محاسبات برآورد تبخیر است. مدل‌های *SEBAL* و *SEBS* مقدار تبخیر را به صورت لحظه‌ای و با استفاده از شارهای محاسبه شده در لحظه گذر ماهواره (نزدیک به ساعت ظهر محلی) محاسبه می‌کنند و سپس مقدار تبخیر را با استفاده از نسبت تبخیر (با فرض ثابت بودن

نسبت تبخیر) بزرگ مقیاس می‌کنند. این مورد باعث برآورد بیشتر مقدار شارهای اصلی در لحظه گذر ماهواره نسبت به شارهای میانگین روزانه در مدل‌هایی مثل *SDDE* می‌شود. همچنین برقراری فرض ثابت بودن نسبت تبخیر در سطح آب نیز در مطالعات پیشین مورد سؤال بوده است [۱۹ و ۲۲]. مقدار شار گرمای ذخیره شده در مدل‌های لحظه‌ای مانند *SEBAL* و *SEBS* معادل نصف شار خالص خورشیدی فرض می‌شود که بر اساس مطالعات صورت گرفته در دریاچه‌های کم عمق نظیر ارومیه برآورد دست بالایی است [۱۱]. مؤلفه شوری در مدل‌های *SEBAL* و *SEBS* فقط به صورت اثر کاهشی چگالی آب روی تبخیر لحاظ می‌شود؛ در حالی که شوری بر روی سایر متغیرهای ورودی مدل از جمله فشار بخار سطح آب نیز مؤثر می‌باشد که این اثر در مدل *SDDE* در نظر گرفته می‌شود. از این رو، در میان مدل‌های توزیعی پایه فیزیکی بر مبنای بیلان انرژی، استفاده از آن دسته از مدل‌های بیلان انرژی که به نحو مؤثرتری بیشترین ویژگی‌های کیفیت آب را لحاظ نموده و فرضیات غیرواقع بینانه‌ای ندارند ارجحیت دارد.

نتایج این مطالعه در تأیید مطالعات قبلی نشان داد لحاظ تغییرات مکانی متغیرهای اقلیمی به منظور برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های وسیع نظیر دریاچه ارومیه اثر قابل توجهی روی نتایج حاصل دارد [۲۲]. لذا، به منظور اعتبارسنجی الگوی توزیع مکانی تغییرات متغیرهای هیدرو اقلیمی، می‌توان با ایجاد حداقل دو ایستگاه هواشناسی خودکار در جزایر دریاچه، میان گذر و یا در بویه‌های شناور نصب و راه اندازی نمود.

همچنین مقایسه برآورد مدل‌ها با داده‌های تشت تبخیر آب شور (با نمونه آب دریاچه) در ایستگاه گلمانخانه در مجاورت دریاچه نشان داد که در اکثر روزهای مورد بررسی، نتایج نرخ تبخیر برآورد شده از مدل‌ها بیشتر از نرخ تبخیر اندازه گیری شده می‌باشد؛ که این امر ناکافی بودن داده‌های اندازه گیری تک ایستگاهی و تعمیم آن به عنوان تبخیر از سطح آب دریاچه‌های وسیع را برای استفاده در معادلات بیلان آب می‌رساند.

مراجع

- [1] J. D. Lenters, T. K. Kratz, and C. J. Bowser, "Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA)," *Journal of Hydrology*, vol. 308, no. 1, pp. 168-195, 2005.
- [2] J. Tibby and D. Tiller, "Climate-water quality relationships in three Western Victorian (Australia) lakes 1984-2000," *Hydrobiologia*, vol. 591, no. 1, pp. 219-234, 2007.
- [3] S. K. Gianniou and V. Z. Antonopoulos, "Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece," *Journal of Hydrology*, vol. 345, no. 3, pp. 212-223, 2007.
- [4] S. Assouline and Y. Mahrer, "Evaporation from Lake Kinneret: 1. Eddy correlation system measurements and energy budget estimates," *Water Resources Research*, vol. 29, no. 4, pp. 901-910, 1993.
- [5] D. O. Rosenberry, T. C. Winter, D. C. Buso, and G. E. Likens, "Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA," *Journal of Hydrology*, vol. 340, no. 3, pp. 149-166, 2007.
- [6] P. Karimi, *Water Accounting Plus for Water Resources Reporting and River Basin Planning*. TU Delft, Delft University of Technology, 2014.
- [7] K. Nishida, R. R. Nemani, S. W. Running, and J. M. Glassy, "An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 108, no. D9, 2003.
- [8] C. Huntingford, A. Verhoef, and J. Stewart, "Dual versus single source models for estimating surface temperature of African savannah," *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 4, no. 1, pp. 185-191, 2000.
- [9] W. P. Kustas and J. M. Norman, "A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations," *Water Resources Research*, vol. 33, no. 6, pp. 1495-1508, 1997.
- [10] W. Bastiaanssen, M. Menenti, R. Feddes, and A. Holtslag, "A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation," *Journal of hydrology*, vol. 212, pp. 198-212, 1998.
- [11] R. G. Allen, M. Tasumi, and R. Trezza, "Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model," *Journal of irrigation and drainage engineering*, vol. 133, no. 4, pp. 380-394, 2007.
- [12] Z. Su, "The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes," *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 6, no. 1, pp. 85-100, 2002.
- [13] A. M. Melesse, W. Abtew, and T. Dessalegne, "Evaporation estimation of Rift Valley Lakes: comparison of models," *Sensors*, vol. 9, no. 12, pp. 9603-9615, 2009.
- [14] E. Murrihy and Miltenburg, "Assessment of Evaporation Losses from the Menindee Lakes using SEBAL Remote Sensing Technology,," Australia: Water Watch, 2010.
- [15] Z. Sun et al., "Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China," *Mathematical and Computer Modelling*, vol. 54, no. 3, pp. 1086-1092, 2011.
- [16] S. Borchardt and M. H. Trauth, "Remotely-sensed evapotranspiration estimates for an improved hydrological modeling of the early Holocene mega-lake Suguta, northern Kenya Rift," *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 361, pp. 14-20, 2012.

- [17] M. Hassan, "Evaporation estimation for Lake Nasser based on remote sensing technology," *Ain Shams Engineering Journal*, vol. 4, no. 4, pp. 593-604, 2013.
- [18] J. Du, K. Song, Z. Wang, B. Zhang, and D. Liu, "Evapotranspiration estimation based on MODIS products and surface energy balance algorithms for land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China," *Chinese geographical science*, vol. 23, no. 1, pp. 73-91, 2013.
- [19] A. R. Abdelrady, "Evaporation over fresh and saline water using SEBS," *MSc Thesis, University of Twente. The Netherlands*, 2013.
- [20] L. Turk, "Evaporation of brine: a field study on the Bonneville Salt Flats, Utah," *Water resources research*, vol. 6, no. 4, pp. 1209-1215, 1970.
- [21] C. R. Ferguson, J. Sheffield, E. F. Wood, and H. Gao, "Quantifying uncertainty in a remote sensing-based estimate of evapotranspiration over continental USA," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 31, no. 14, pp. 3821-3865, 2010.
- [22] S. Sima, "Modelling Evaporation & Salinity Variation in Saline Lakes Using Spatial System Dynamics: The Case of Urmia Lake," *PhD, Sharif University of Technology*, 2013.
- [23] Ab Niroo Consulting Engineers, "The second phase of preliminary studies Shahid Kalantari located in the Lake Urmia," 1992.
- [24] Yekom Conculting Engineers, "Management plan for the Lake Uromiyeh ecosystem," *Report of the EC-IIP Environmental Management Project for Lake Uromiyeh*, vol. 4, 2002.
- [25] "Hydraulic detailed studies of Lake Urmia Shaheed Kalantari freeway plan," *Noandishan Conculting Engineers* 2004.
- [26] "Hydraulic study, environmental hydrodynamics of the lake Urmia Shaheed Kalantari freeway plan," *Sadra Conculting Engineers* 2004, vol. 1, 2.
- [27] M. H. Bagheri.H, "Assesment of Remote sensing technique for estimation of water balance components in basin scale, emphasizing on net groundwater exploitation: a case study on Urmia lake basin," *Master of Scince, Water resources Engineering Tarbiat modares*, 2012.
- [28] R. ziaii, "Estimate and evaluate the evaporation from surface water using remote sensing algorithms SEBS and comparison with the algorithm SEBAL, a Case Study: Lake Urmia," *Master of Scince, Agricultural, Arak*, 2014.
- [29] F. f. mojtahedi, S. saravani, E. jalilvand, S. sima, and M. tajrishi, "Estimate the rate of evaporation of Urmia lake surface at the time of maximum water level," *presented at the Tenth International Congress of Civil Engineering, Tabriz*, 2015.
- [30] A. Eimanifar and F. Mohebbi, "Urmia Lake (northwest Iran): a brief review," *Saline systems*, vol. 3, no. 1, p. 1, 2007.
- [31] Website of Urmia Lake Restoration Program : <http://ulrp.sharif.ir/en/page/current-situation>
- [32] A. Morse, M. Tasumi, R. G. Allen, and W. J. Kramber, "Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing," *Idaho Department of Water Resources-University of Idaho*, 2000.
- [33] S. Liang, "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms," *Remote Sensing of Environment*, vol. 76, no. 2, pp. 213-238, 2001.
- [34] N. Heidari, M. Roudgar, and N. Ebrahimpour, "Thermodynamic quantities and Urmia Sea water evaporation," *Saline systems*, vol. 6, no. 1, p. 1, 2010.
- [35] Z. Aghashariamadari, "Evaluation of models of solar radiation on a horizontal surface based on meteorological data, Angstrom model in the range with an

- emphasis on Iran," PHD, Faculty of Agricultural Sciences and Engineering, University of Tehran, 2011.*
- [36] A. Morse, M. Tasumi, R. G. Allen, and W. J. Kramber, "Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing," *Idaho Department of Water Resources—University of Idaho*, 2000..
- [37] D. Long, Y. Gao, and V. P. Singh, "Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days," *Journal of Hydrology*, vol. 388, no. 3, pp. 217-233, 2010.
- [38] R. L. Haney, "Surface thermal boundary condition for ocean circulation models," *Journal of Physical Oceanography*, vol. 1, no. 4, pp. 241-248, 1971.
- [39] W. Brutsaert, "Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions," *Reviews of geophysics*, vol. 37, no. 4, pp. 439-451, 1999.
- [40] I. S. Bowen, "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface," *Physical review*, vol. 27, no. 6, p. 779, 1926.
- [41] D. Long, Y. Gao, and V. P. Singh, "Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days," *Journal of Hydrology*, vol. 388, no. 3, pp. 217-233, 2010.
- [42] A. Prata, "A new long wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 122, no. 533, pp. 1127-1151, 1996.



Comparison of the Remote Sensing Based-Energy Balance Models for Estimating Evaporation from Salin Lakes

Mostafa Khorsand Movaghar¹, Somayeh Sima^{2*}

1- Ms.c graduate of water resources management, Faculty of Civil & Environmental Engineering, Tarbiat Modares University

2- Assistant professor of water resources Engineering, Faculty of Civil & Environmental Engineering, Tarbiat Modares University

Abstract

Evaporation is one of the principal components of the water balance equation in a basin. For large water bodies located in arid regions, particularly in endorheic basins, evaporation loss is remarkable. Because of the considerable variation of hydro-meteorological variables over large basins, several models have been developed to estimate evapo-transpiration using remote sensing data. However, performance of such models over water bodies are questionable as they neither consider the lake geomorphology nor the water quality. Estimating evaporation from saline lakes is more difficult than that of the fresh water because the interaction of salinity and evaporation should also be considered. This study aims at comparing three energy balance models (EBMs) based on remote sensing data for estimating the rate of evaporation from Urmia Lake, one of the largest hypersaline lake worldwide. To do this, for 5 clear sky days in 2010, three commonly used RS-Based EBMs including SEBAL, SEBS and SDDE were applied using MODIS satellite imageries and results were compared against each other. Although all three models are capable of capturing spatial variations of meteorological variables over the lake, the only model which has been specially developed for water bodies and can completely reflect the effect of water salinity on evaporation is SDDE. The results indicate that the lowest lake-averaged evaporation rate is obtained in the SEBAL V.1 and SEBAL V.2 models, respectively. While the highest lake-averaged evaporation rates varies between the SEBS and SDDE models during the study days. Moreover, the evaporation rates from the lake decreases from the central deep parts toward the coasts in SEBAL and SDDE. This pattern is more homogeneous in SDDE. However, for the SEBS model, the spatial variation of the wind strongly depends on the spatial pattern of the wind speed. Comparison of the models with the pan evaporation data show that for most of the studied days, pan evaporation rates are less than the models estimations. Therefore, single-station pan evaporation measurements are inadequate to be used as representatives of evaporation from large lakes.

Key words: Evaporation, Evapotranspiration, Energy Balance, Remote sensing based- models, Urmia Lake ovince.