نشریه علمی پژوهشی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال هفتم، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۸

Vol.7, No.2, Summer 2019

۱۵۵-۱۷۵

مقاله پژوهشی

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 کارشناسی‌ارشد 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 قابل‌توجه متغیرهای هیدرو اقلیمی در حوضه‌های آبریز بزرگ، مدل‌های مختلفی برای برآورد تبخیر-تعرق بااستفاده از داده‌های سنجش‌ازدور توسعه داده‌شده‌اند. هدف از این مطالعه، مقایسه سه مدل بیلان انرژی بر مبنای داده‌های سنجش‌ازدور برای برآورد نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه، یکی از بزرگ‌ترین دریاچه‌های فوق شور جهان؛ می‌باشد. به این‌منظور نرخ تبخیر طی پنج روز بدون ابر بااستفاده 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 داده‌شده است و قابلیت درنظر گرفتن کامل اثر شوری آب بر نرخ تبخیر را دارا است. براساس نتایج، کمترین میانگین نرخ تبخیر از سطح دریاچه به‌ترتیب در مدل‌های *SEBAL v.1* و *SEBAL v.2* به‌دست آمد، درحالی‌که بیشترین مقدار متوسط نرخ تبخیر طی روزهای مطالعه بین مدل‌های *SEBS* و *SDDE* متغیر بود. همچنین تغییرات مکانی نرخ تبخیر به‌دست‌آمده با استفاده از مدل‌های *SEBAL* و *SDDE*، روند کاهشی از مرکز به سمت سواحل دریاچه را نشان داد. این الگو در مدل *SDDE* همگن‌تر است؛ درحالی‌که توزیع مکانی تبخیر در مدل *SEBS* به‌شدت وابسته به الگوی تغییرات سرعت باد می‌باشد. تبخیر به‌دست آمده از مدل *SEBAL* نوع اول در روز ۲۸ تیر با مقدار ۴٫۵۱، کمترین مقدار تبخیر و تبخیر بدست آمده از مدل *SEBS* در روز ۱۲ تیر با مقدار ۸٫۹۴ ، بیشترین مقدار تبخیر محاسبه شده در روزهای 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 به‌ترتیب 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 سنجش‌ازدور، 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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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]*.

به‌طورکلی روش‌های مورداستفاده در برآورد تبخیر از سطح آب را می‌توان به چهار دسته تقسیم نمود:۱)اندازه‌گیری با تشت تبخیر[۱] ۲)بیلان آب[۲]۳)بیلان انرژی[۳] ۴)انتقال جرم[۴]*[۳]*. طبق تحقیقات بسیاری از محققین، روش بیلان انرژی ازنقطه‌نظر فیزیکی دقیق‌ترین روش برآورد تبخیر به‌حساب می‌آید و همچنین به‌عنوان مناسب‌ترین روش برای محاسبه تبخیر از سطوح آبی معرفی‌شده 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 میرور 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 موردنیاز این‌گونه مدل‌ها باشند. روش رایج برآورد تبخیر و تعرق بر مبنای سنجش‌ازدور، عموماً روش بیلان انرژی می‌باشد. به‌طورکلی 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 تک‌منبعی، مجموعه‌ی 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 حالی‌که 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 توزیع‌شده 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

[1] *Evaporation Pans*
[2] *Water Balance*
[3] *Energy Balance*
[4] *Mass transfer*
[5] *Rosenberry*
[6] *Bowen Ratio Energy Balance*
[7] *Penman*
[8] *Priestley-Taylor*
[9] *debrin-Keijman*
[10] *Single-Source*
[11] *Two-Source*
[12] *The Surface Energy Balance Algorithm for Land*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

رزولوشن بالا با واسنجی درونی (*METRIC*[1])، سیستم بیلان انرژی سطح (*SEBS*[2])، 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[3] 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[4] انجام شد[۱۵ و ۱۶]. برآورد تبخیر از دریاچه ناصر در مصر با استفاده از تصاویرسنجنده لندست و برآورد تبخیر و تعرق از دریاچه زینکایی در شمال چین نیز با استفاده از مدل *SEBAL* انجام‌شده است [۱۷ و ۱۸].

یکی‌دیگر 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 ازاین‌رو به ویژگی‌های آیرودینامیکی ستون جوّ مجاور سطح نظیر ارتفاع زبری اتمسفر برای انتقال حرارت و ارتفاع زبری برای انتقال مومنتوم نیاز است[۱۲]. مدل *SEBS* برای استفاده در سطوح آبی شامل سطوح آب شیرین و آب‌شور اصلاح‌شده و عملکرد آن برای چند دریاچه مورد ارزیابی قرارگرفته است[۱۹]. در محاسبه اجزای شار گرمای ذخیره‌شده و شار گرمای محسوس، اصلاحات مربوط برای شرایط سطح آب به‌جای سطح خاک لحاظ شده است. همچنین اثر شوری با استفاده از رابطه تجربی به‌صورت ضریب کاهشی به‌نام عامل شوری (که تابع‌نمایی از شوری است) روی گرمای نهان تبخیر اعمال‌شده است. برای مثال تبخیر از دریاچه ویکتوریا در آفریقا و گریت سالت لیک[5] در آمریکا با استفاده از مدل *SEBS* برآورد شده است[۱۹ و ۲۰]. اکثر مدل‌های سنجش‌ازدور توسعه داده‌شده بر مبنای بیلان انرژی (ازجمله *SEBAL* و *SEBS*) مقدار تبخیر را به‌صورت لحظه‌ای برای منطقه موردنظر به دست می‌آورند. سپس با استفاده از نسبتی به نام نسبت تبخیر[6]، مقادیر نرخ لحظه‌ای تبخیر به نرخ روزانه و ماهانه بزرگ‌مقیاس[7] 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*)[8] مدلی روزانه بر مبنای معادله بیلان انرژی-نسبت بوئن (*BREB*) می‌باشد که برای برآورد تبخیر از محیط‌های آبی، توسعه داده‌شده 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 کاهشی شوری در نرخ تبخیر لحاظ می‌شوند. درنهایت خروجی‌های مدل نقشه‌های روزانه نرخ تبخیر از سطح آب می‌باشند. از مزایای این

[1] *Mapping EvapoTranspiration at High Resolution With Internalized Calibration*
[2] *The Surface Energy Balance System*
[3] *Landsat*
[4] *ASTER-Terra*
[5] *Great Salt Lake*
[6] *Evaporation Factor*
[7] *Up Scale*
[8] *Salinity Dependent Daily Evaporation*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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 گزارش‌شده است؛ مطالعات محدودی مقایسه این مدل‌ها را ازنظر 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 انجام‌شده است و در این مطالعات روش‌های مختلفی مانند تشت تبخیر مورداستفاده قرارگرفته است. به‌عنوان‌مثال 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 ذکرشده است[۲۶].

روش‌های مبتنی بر سنجش‌ازدور نیز برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه مورداستفاده قرارگرفته است. به‌عنوان نمونه باقری هارونی(۱۳۹۰)، نرخ تبخیر- تعرق از حوضه آبریز دریاچه ارومیه را بااستفاده 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 گزارش‌شده 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) بااستفاده 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 گزارش‌شده است[۲۸]. فاضل مجتهدی و همکاران (۱۳۹۴) نیز بااستفاده 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.

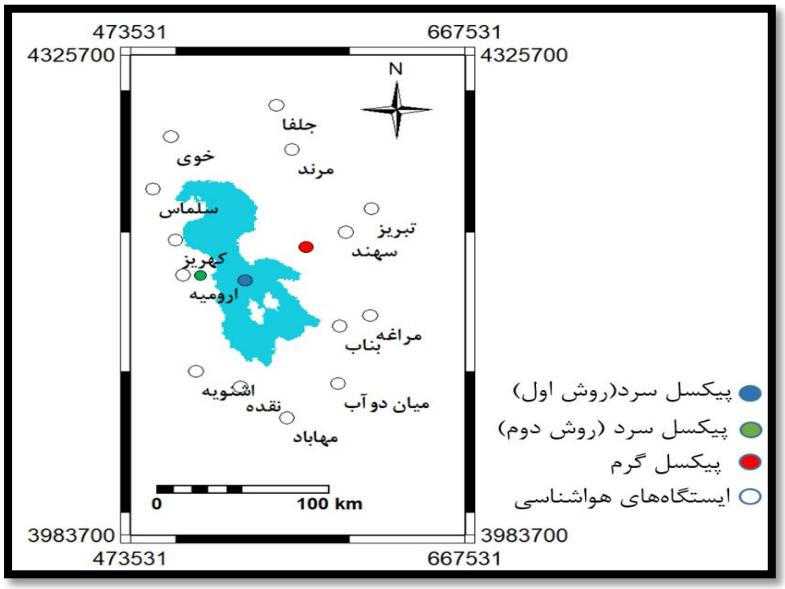
در این مطالعه مقدار تبخیر با استفاده از سه مدل سنجش‌ازدوری *SEBAL* و *SEBS* و *SDDE* برای منطقه دریاچه ارومیه برآورد شده است. سپس نتایج حاصل از این سه مدل با توجه به تفاوت گام زمانی، تفاوت در روش‌های برآورد شارهای اصلی، تفاوت داده‌های ورودی و همچنین نحوه لحاظ کردن اثر شوری در برآورد تبخیر موردبحث قرارگرفته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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

۲- منطقه موردمطالعه

دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین دریاچه داخل ایران و در زمره وسیع‌ترین دریاچه‌های فوق شور جهان می‌باشد (شکل(۱))[۳۰].



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

در دو دهه گذشته، کاهش ریزش‌های جوّی و افزایش بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب حوضه برای مصارف کشاورزی، منجر به کاهش جریانات ورودی به دریاچه و افت قابل‌توجه تراز آب آن شده است. سطح تراز آب این دریاچه در آخر شهریور سال ۱۳۹۸ معادل ۱۲۷۱٫۳ متر از سطح دریا گزارش‌شده است که نسبت به حداکثر تراز آب در سال ۱۳۷۴(۱۲۷۸٫۰۲) و تراز اکولوژیک دریاچه (معادل ۱۲۷۴٫۱) به ترتیب حدود 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 ۳۰۰۰کیلومترمربع در پایان سال آبی ۹۸-۱۳۹۷) تنها یک میلی‌متر خطا در محاسبات تبخیر معادل حجم ۳ میلیون مترمکعب آب می‌باشد.

۳- داده‌های مورداستفاده 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[1] موسسه تحقیقات آب وزارت نیرو استفاده شد [۳۲]. در ادامه داده‌های اصلی موردنیاز مدل‌ها، روش برآورد آن‌ها و مقادیر به‌دست‌آمده ارائه می‌شود.

۱. آلبدو:

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

[1] *bathymetry*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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*[1]) با توان دو استفاده شد و سپس برای محاسبه دقت آن از روش اعتبارسنجی تقاطعی[2] استفاده شد. در ادامه مقدار خطای متوسط ریشه (*RMSE*[3]) حاصل از روش اعتبارسنجی تقاطعی برای هرروز مطالعه محاسبه شد (جدول(۱)).

۴. فشار جوّ روی سطح دریاچه:

برای محاسبه فشار جوّ روی سطح دریاچه، ابتدا همبستگی بین ارتفاع و فشار هوای چهارده ایستگاه هواشناسی در نظر گرفته‌شده بررسی شد. نتیجه برای تمام‌روزها نشان‌دهنده همبستگی بسیار بالابود. 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 (جدول۳)، که در آن مقادیر ضریب فعالیت آب بر اساس مقادیر مختلف دمای آب دریاچه ارومیه ارائه‌شده است*[*۳۴*]*.

۸. ضرایب تجربی a وb:

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

[1] *Inverse Distance Weighting*
[2] *Cross Validation*
[3] *Root-Mean-Squared Error*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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[1] 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

[1] *Precipitable Water Vapor (PWV)*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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.

رابطه(۱) $$R_n = G + H + LE$$

R_n تابش خالص خورشیدی ($W\,m^{-2}$)، G شار گرمای خاک ($W\,m^{-2}$)، 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) به‌دست می‌آید.

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

α آلبدوی سطح، $R_{s\downarrow}$ تابش موج‌کوتاه ورودی ($W\,m^{-2}$)، $R_{L\downarrow}$ تابش موج‌بلند ورودی ($W\,m^{-2}$)، $R_{L\uparrow}$ تابش موج‌بلند خروجی ($W\,m^{-2}$)، ε_0 گسیلندگی سطح است.

برای محاسبه شار گرمای خاک در سطوح آبی از رابطه(۳) استفاده می‌شود.

رابطه(۳) $$G = cR_n$$

Rn تابش خالص خورشیدی، C ضریبی که برای محیط‌های آبی کم‌عمق طبق پیشنهاد بستیانسن[2] ۰/۵ در نظر گرفته می‌شود. سپس بااستفاده از رابطه(۴) مقدار شار گرمای محسوس برای هر پیکسل به دست می‌آید.

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

r_{ah} مقاومت آیرودینامیک برای انتقال گرما، ρ_a جرم حجمی هوا $kg.m^3$، ۱/۲۲۵ C_a گرمای ویژه هوا در فشارثابت ($۱/۰۱۳\times۱۰^{-۳}\ kg^{-1}\ MJ$)، dT مقدار تغییر دما برای هر پیکسل (K) است که با استفاده از رابطه(۵) بدست می‌آید.

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

dT_{Hot} مقدار تغییر دمای پیکسل گرم و dT_{cold} مقدار تغییر دما در پیکسل سرد (k) T_{Hot} دمای سطح پیکسل گرم (k) و T_{Cold} دمای سطح پیکسل سرد (k)، T_s دمای سطح هر پیکسل (k) است.

تغییر دمای پیکسل گرم با استفاده از رابطه (۶) به دست می‌آید.

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

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

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

H_{Cold} گرمای محسوس در پیکسل سرد ($W\,m^{-2}$) و $r_{ah\text{-}cold}$ 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.

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

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.

[1] *Latent Heat Flux*

[2] *Bastiaanssen*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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) به‌دست می‌آید.

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

$R_{n\text{-}Hot}$ 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 درروش اول (*SEBAL v.1*) (بستیانسن ۱۹۹۸) پیکسل سرد بر روی سطح آب در نظر گرفته‌شده 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 گرفته‌شده و مقدار تبخیر در این پیکسل برابر ۱/۰۵ برابر مقدار تبخیر مرجع در نظر گرفته می‌شود و درنتیجه مقدار شار گرمای محسوس در پیکسل سرد از رابطه(۱۰) به‌دست می‌آید[۳۶] :

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

$R_{n\text{-}Cold}$ 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 ($W\ m^{-2}$).

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

$$LE = \rho_w . L_e . E$$ 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 روش *SEBAL v.2* (پیکسل سرد در نواحی باغات غربی دریاچه) برای مقایسه استفاده‌شده است.

۴-۲- مدل *SEBS*

در این قسمت به بیان مدل *SEBS* اصلاح‌شده برای محیط‌های آبی پرداخته‌شده است. در این مدل روش به‌دست آوردن مقدار تابش خالص ورودی (Rn) همانند مدل *SEBAL* می‌باشد ولی روش به‌دست‌آوردن شارگرمای‌خاک (G) و شارگرمای محسوس (H) متفاوت است. شارگرمای‌خاک در مدل اصلاح‌شده *SEBS* به شارگرمای‌آب تبدیل می‌شود. گرمای‌آب می‌تواند به‌عنوان عدم تعادل بین شار خورشیدی، شارگرمایی، گرمای محسوس و شارگرمای 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 شارگرمای نهان و تابش گرما را نشان می‌دهد[۳۸]. مدل توسعه داده‌شده 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 درنتیجه مقدار شار گرمای آب از رابطه‌های (۱۲ تا ۱۷) استفاده می‌شود.

$$G_0 = \beta(T_e - T_S)$$ رابطه(۱۲)

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

$$\beta = 4.5 + 0.05T_0 + (\eta + 0.47).S(W)$$ رابطه(۱۴)

$$S(W) = 3.3u$$ رابطه(۱۵)

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

$$T_n = 0.5(T_s - T_d)$$ رابطه(۱۷)

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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

برای محاسبه شار گرمای محسوس (H) در مدل *SEBS* از حل توأم سه معادله (۱۸) و (۱۹) و (۲۰) استفاده می‌شود. گرمای محسوس به‌عنوان تابعی از مقاومت آیرودینامیک و تغییرات دما توصیف می‌شود. برای داشتن تخمین مناسب برای مقاومت آیرودینامیک باید ارتفاع زبری برای مومنتوم و همچنین گرمای انتقالی به‌دقت محاسبه شود. برای محاسبه شار گرمای محسوس در مدل *SEBS* نظریه مشابهت مونین ابوخو[1] به کارگرفته‌شده است[۳۹].

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

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

H شارگرمای محسوس ($W\ m^{-2}$)، Z ارتفاعی است برحسب متر که مشاهدات هواشناسی در آن انجام می‌شود، c_a ظرفیت گرمایی هوا در فشارثابت، 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 جابه‌جایی صفر (m)، Z_{om} و Z_{oh} ارتفاع زبری سطح برای انتقال مومنتم و گرما (m)، θ_0 و θ_a دمای پتانسیل در ارتفاع Z_{oh} و ارتفاع z (k)، ψ_m و ψ_h توابع اصلاح پایداری برای مومنتم و انتقال گرمای نهان. L طول پایداری مونین ابوخو است (m) که به‌صورت رابطه(۲۰) تعریف می‌شود.

رابطه(۲۰)
$$L = -\frac{\rho_a c_a u*^3 \theta_v}{k\ g\ H}$$

θ_v مقدار دما مجازی نزدیک سطح (K) و g مقدار شتاب جاذبه ($m\ s^{-2}$) است. سپس مقدار شارگرمای نهان در مدل *SEBS* بااستفاده از رابطه(۲۱) به‌دست می‌آید.

رابطه(۲۱)
$$LE = EF(R_n - G_0)$$

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

رابطه(۲۲)
$$EF = \frac{(EF)_r .\ \lambda Ewet}{R_n - G_0}$$

EF_r نسبت تبخیر نسبی و $\lambda Ewet$ شار گرمای نهان در محدوده مرطوب ($W\ m^{-2}$) می‌باشد.

مقدار EF_r با استفاده از رابطه (۲۳) و مقدار $\lambda Ewet$ از رابطه (۲۴) به دست می‌آید.

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

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

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 می‌آید.

رابطه(۲۵)
$$H_{dry} = R_n - G_0$$

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

[1] *Monin-Obukhov*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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 طول‌موج کوتاه، Q_{LW} شار انرژی خالصی ناشی از تابش خورشیدی با طول‌موج بلند، Q_E شار گرمای تبخیر، Q_C انرژی انتقالی به جو به‌عنوان شار گرمای محسوس، Q_{AD} خالص شار گرمای انتقال‌یافته به سطح آب از طریق بارش، جریان آب سطحی و زیرزمینی، Q_{sed}شار گرمای رهاشده از رسوبات به آب، Q_n شار گرمای خالص، کلیه شارها در رابطه فوق برحسب 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 شارگرمای محسوس به شارگرمای نهان که مقدار آن از رابطه (۲۸) به دست می‌آید:

رابطه(۲۸)
$$B = \frac{Q_C}{Q_e} = c_b . \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} . \frac{P}{1000}$$

رابطه(۳۰)

BSA و WSA به ترتیب عبارت‌اند از متوسط روزانه آلبدوی آسمان سیاه[1] و سفید[2] و $Q_{S\,dir}$ و $Q_{S\,diff}$ نیز متوسط روزانه تابش طول‌موج کوتاه مستقیم و

رابطه(۳۱)
$$Q_{S\,dir} = (a + b\,\frac{n}{N})\,\frac{SC}{\pi d^2}\,(\omega_{hs}.\sin\delta.\sin\varphi + \cos\delta.\cos\varphi.\sin\omega_{hs})$$

رابطه(۳۲)
$$Q_{S\,diff} = \frac{0.3.SC}{\pi d^2}\,(1 - a - b\,\frac{n}{N})(\omega_{hs}.\sin\delta.\sin\varphi + \cos\delta.\cos\varphi.\sin\omega_{hs})$$

SC ثابت خورشیدی ($۱۳۶۷\,W\,m^{-2}$) و d فاصله زمین و خورشید در هرلحظه (بی‌بعد) می‌باشد که از رابطه (۳۳)به دست می‌آید. δ زاویه میل خورشیدی (رادیان) می‌باشد که از رابطه (۳۴) به دست می‌آید. همچنین a و b ضرایب تجربی خاص منطقه موردمطالعه می‌باشد. φ عرض جغرافیایی (رادیان) و ω_{hs} زاویه ساعت طلوع خورشید (رادیان) می‌باشد که از رابطه (۳۵) محاسبه

[1] *Black-sky albedo*

[2] *White sky albedo*

۴-۳- مدل *SDDE*

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

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

T_a و T_s به ترتیب دمای هوای روی سطح دریاچه و دمای سطح آب (^oc)، e_a فشار بخار هوا ($mbar$) و e_s فشار بخار سطح دریاچه ($mbar$)،P فشار جو ($mbar$) و c_b ثابت بوئن است. مقدار نسبت بوئن ثابت برابر ۰٫۶۱ ($^oc^{-1}$) در نظر گرفته می‌شود[۴۰].

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

رابطه(۲۹)
$$e_s = a_{H2O} . e_{sat}$$

a_{H20} ضریب فعالیت آب می‌باشد. این ضریب تابع ترکیب شیمیایی و شرایط ترمودینامیکی محلول است و مقدار آن با توجه به آب منطقه موردمطالعه متفاوت می‌باشد.

در این مدل برای محاسبه Q_{SN} شار خالص تابش خورشیدی با طول‌موج کوتاه ($W\,m^{-2}$) از رابطه (۳۰) استفاده می‌شود.

$$Q_{SN} = (1 - BSA).Q_{S\,dir} + (1 - WSA).Q_{S\,diff}$$

پراکنده‌شده ورودی می‌باشند که با استفاده از روابط (۳۱ و۳۲) به دست می‌آیند [۴۱].

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

می‌شود. n تعداد ساعات آفتابی مشاهده‌شده و N تعداد ساعات آفتابی محتمل (hr) می‌باشد که از رابطه (۳۶) به‌دست می‌آید.

رابطه(۳۳) $$d = 1 + 0.0167\sin(2\pi.\frac{JD - 93.5}{365})$$

رابطه(۳۴) $$\delta = 0.409\,\mathrm{Sin}(\frac{2\pi.JD}{365} - 1.39)$$

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

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

رابطه(۳۶) $$N = \frac{24.\omega_{hs}}{\pi}$$

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

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

$Q_{a\ out}$ و Q_a مؤلفه‌های تابش طول‌موج بلند ورودی دریاچه و برگشتی از اتمسفر و Q_{bc} تابش طول‌موج بلند برگشتی از سطح دریاچه است که واحد هر سه آن‌ها ($W\ m^{-2}$) می‌باشد و با استفاده از روابط (۳۸) تا (۴۰) محاسبه می‌شوند.

رابطه(۳۸) $$Q_a = \varepsilon_a.\sigma.T_a^4$$

رابطه(۳۹) $$Q_{aout} = 0.03.Q_a$$

رابطه(۴۰) $$Q_{bs} = \varepsilon_{surface}.\sigma.T_S^4$$

T_a و T_S به ترتیب دمای هوا و سطح آب ($^\circ K$) و σ ثابت استفان بولتزمن ($۵/۶۷\times۱۰^{-۸}\ Js^{-1}m^{-2}k^{-4}$) و ε_a گسیلندگی هوا بر روی سطح دریاچه می‌باشد که بااستفاده از رابطه (۴۱) به دست می‌آید[۴۲].

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

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

به علت اینکه در مقیاس روزانه، میزان شار گرمای ذخیره‌شده 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 صرف‌نظر 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

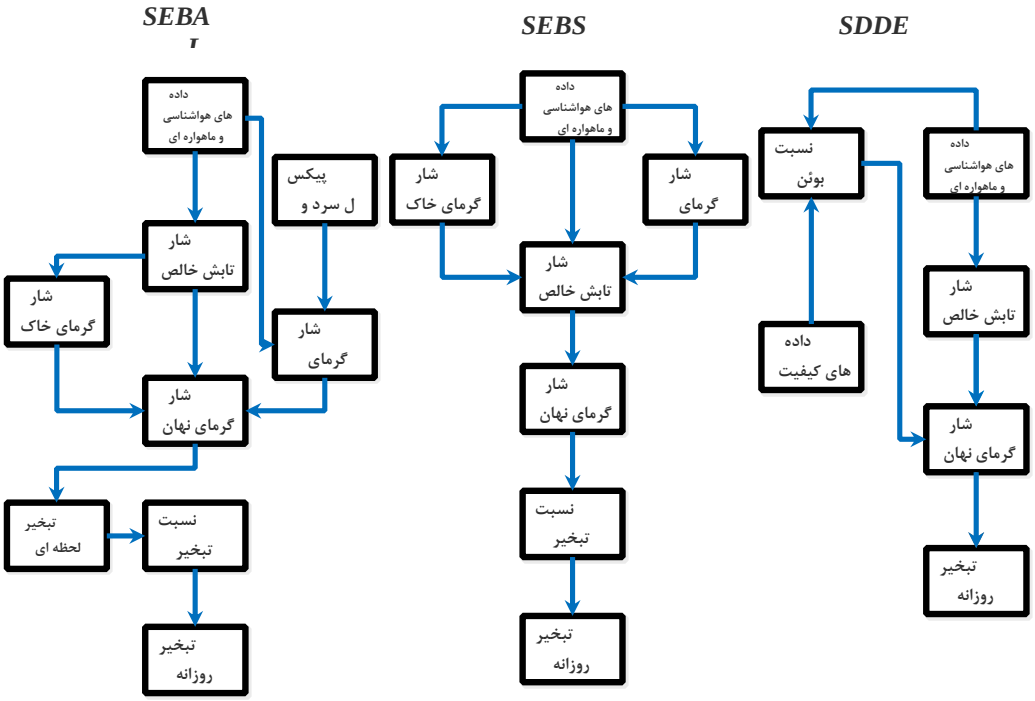
به‌منظور برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه، پنج روز از روزهای سال ۱۳۸۹ طی فصول بهار و تابستان که به‌عنوان روزهای بدون ابر در بررسی‌های داده‌شده بودند برای مطالعه انتخاب شدند.

۵-۱- مقادیر داده‌های ورودی مدل‌ها

میانگین آلبدوی سطح دریاچه ارومیه که با استفاده از روش‌های مختلف برای هر مدل محاسبه‌شده‌اند، در جدول (۴) نشان داده‌شده است.مقدار گسیلندگی هوا در مدل $SEBAL$ با استفاده از رابطه پیشنهادی بستیانسن (۱۹۹۵) به‌صورت 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 $SDDE$ بااستفاده از نقشه‌های دمای هوا و فشار بخار منطقه و رابطه (۴۱) به‌صورت یک نقشه برای کل سطح دریاچه ارومیه به دست آمد (جدول۵). با توجه به مقادیر به‌دست‌آمده برای گسیلندگی هوا در سه مدل می‌توان گفت که این مقادیر در هر سه مدل و در تمام‌روزهای مطالعه مقادیری نزدیک به یکدیگر داشتند. بدین‌ترتیب مؤلفه گسیلندگی هوا باعث ایجاد تغییر چشمگیری در میانگین مقدار تبخیر به‌دست‌آمده از سه مدل نخواهد شد.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]



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

جدول ۴: میانگین مقادیر آلبدو سطح دریاچه ارومیه استفاده‌شده در مدل‌های *SEBAL* و*SEBS* 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 استفاده‌شده در مدل‌های *SEBAL* و*SEBS* 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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

۵-۲- برآورد شارهای انرژی

به‌منظور توسعه معادله بیلان انرژی و برآورد تبخیر، شارهای انرژی شامل شار خالص خورشیدی، شارگرمای ذخیره در آب و شارگرمای محسوس محاسبه شد. مقادیر شارخالص خورشیدی و شار گرمای ذخیره‌شده در آب در دو مدل *SEBAL* و*SEBS* به‌صورت لحظه‌ای و همچنین مقدار میانگین روزانه شار خالص خورشیدی و شار گرمای ذخیره‌شده در آب در مدل *SDDE* در جدول(۶) ارائه‌شده است.

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

ردیف	سال	ماه	روز	شار خالص خورشیدی ($W\,m^{-2}$)			شار گرمای ذخیره‌شده در آب ($W\,m^{-2}$)		
				SEBAL	*SEBS*	*SDDE**	*SEBAL*	*SEBS*	*SDDE*
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 تبدیل‌شده به لحظه‌ای

همان‌طور که مشخص است مقادیر شارخالص خورشیدی در دو مدل *SEBAL* و*SEBS* مقادیری نزدیک به یکدیگر دارند و اختلاف اندک آن‌ها نیز به دلیل تفاوت مقادیر گسیلندگی هوا می‌باشد (جدول۵). شار خالص خورشیدی ارائه‌شده برای مدل *SEBAL* و *SEBS* مقدار این شار را در لحظه گذر ماهواره (حدود ساعت ۱۲) از منطقه دریاچه ارومیه ارائه می‌دهد. به علت این‌که مقدار شارخورشیدی 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 ذخیره‌شده 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) ارائه‌شده است. به‌دلیل استفاده مدل *SDDE* از نسبت بوئن نیازی به محاسبه شار گرمای محسوس در این مدل نمی‌باشد.

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 درروش *SEBAL* در حدفاصل مقدار این شار در دو پیکسل سرد و گرم با توجه به دمای سطح آن نقطه گسترش می‌یابد. درواقع 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 گرفته‌شده و شار گرمای محسوس در این پیکسل صفر در نظر گرفته می‌شود. با توجه‌به‌این‌که 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 این‌که 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.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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

ردیف	سال	ماه	روز	شار گرمای ذخیره‌شده ($W\ m^{-2}$)		
				SEBAL v.1	*SEBAL v.2*	*SEBS*
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

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 گرفته‌شده در جدول (۸) نشان داده شده است. همچنین جهت مقایسه با مقادیر زمینی، داده‌های تبخیر آب‌شور و شیرین ایستگاه گلمانخانه نیز به تفکیک هرروز ارائه شده است. بر این اساس، مقادیر تبخیر به‌دست‌آمده از مدل *SEBAL v.1* کمترین مقدار رابین سایر مدل‌ها در تمام‌روزها دارا می‌باشد و پس‌ازآن 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. مطابق انتظار مقدار تبخیر از آب‌شور در ایستگاه گلمانخانه 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 مقادیری کمتر و در بعضی روزهای دیگر مقادیری 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.

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

ردیف	سال	ماه	روز	مقدار تبخیر حاصل از مدل‌ها (*mm/day*)				تبخیر ایستگاه گلمانخانه (*mm/day*)	
				SEBAL v.1	*SEBAL v.2*	*SEBS*	*SDDE*	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

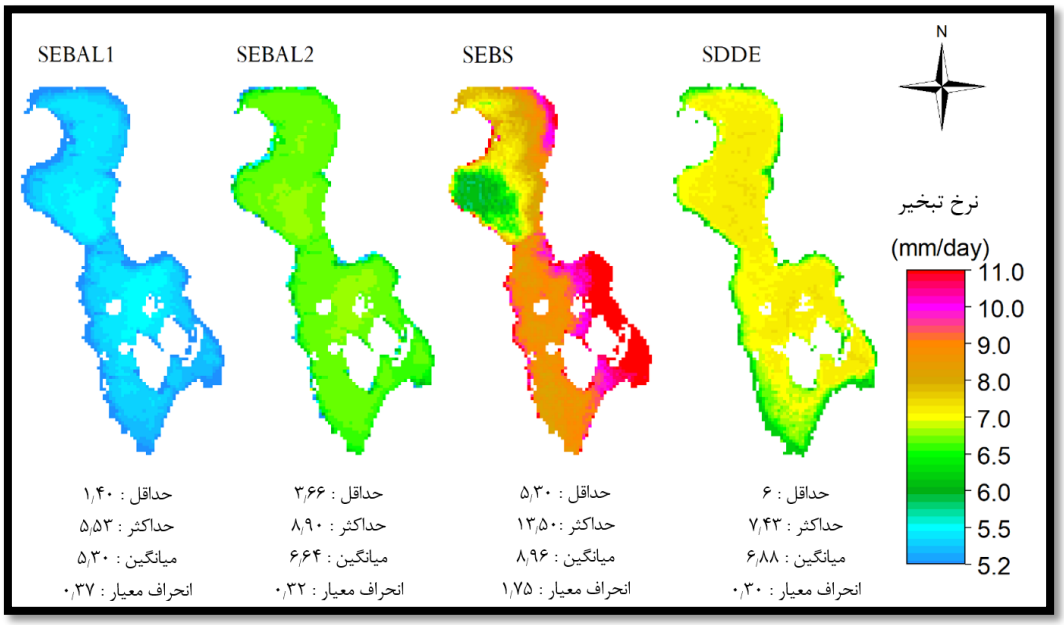
نکته قابل‌توجه این است که در اکثر روزهای موردبررسی، نتایج نرخ تبخیر برآورد شده از مدل‌ها بیشتر از نرخ تبخیر اندازه‌گیری شده در تشت آب‌شور (با نمونه آب دریاچه) می‌باشد. در تفسیر این موضوع لازم است به این نکته توجه شود که مقادیر تبخیر ارائه‌شده توسط ایستگاه گلمانخانه مقادیر یک موقعیت (پیکسل) خاص می‌باشد درحالی‌که مقادیر تبخیر ارائه‌شده توسط مدل‌ها میانگین مقادیر تبخیر برآورد شده از کل سطح دریاچه با لحاظ

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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 گلمانخانه دارا می‌باشد و همچنین مدل‌های *SEBAL v.1* کمترین اختلاف را با مقادیر آب‌شور ایستگاه گلمانخانه 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[1] و یا اعتبارسنجی شارهای انرژی از طریق نصب تجهیزاتی نظیر تشعشع سنج‌ها[2] و سنتیلومتر[3] در نقاط مختلف روی سطح آب می‌باشد. اندازه‌گیری‌های تشت تبخیر در یک نقطه خاص در اطراف دریاچه (مانند ایستگاه گلمانخانه) نمی‌تواند به‌عنوان یک معیار قابل‌اعتماد برای اعتبارسنجی مدل‌های پایه فیزیکی بیلان انرژی (که به‌عنوان دقیق‌ترین مدل‌های برآورد تبخیر شناخته‌شده‌اند *[۵]*) در تخمین مقدار تبخیر از کل سطح دریاچه به کار رود. دراین‌بین 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) موردبررسی 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*).



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

تغییرات مکانی نرخ تبخیر به‌دست‌آمده با استفاده از مدل *SEBS* به‌طورکلی در نواحی شرقی بیشتر و با حرکت به سمت غرب کمتر می‌شود. علت این امر تأثیر سرعت باد بر روی تبخیر در این مدل است. سرعت باد در روز

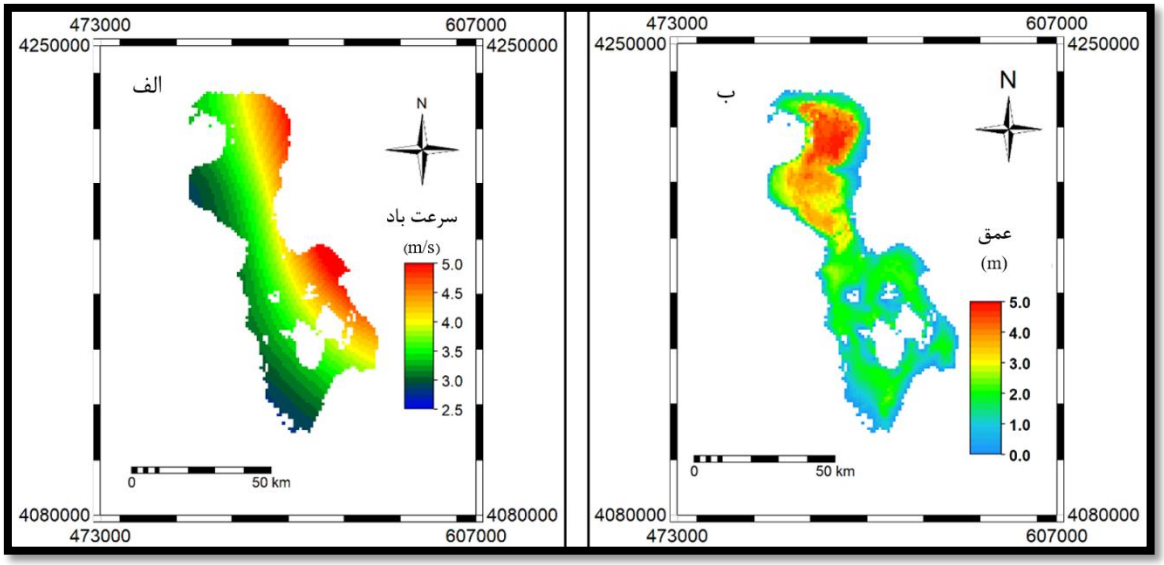
[1] *Eddy Covariance*
[2] *Net Radiometer*
[3] *Scintillomete*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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 پس‌ازآن 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 درنتیجه تغییرات مکانی نرخ تبخیر در مدل *SEBAL* کمتر از مدل *SEBS* می‌باشد.

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 آلبدو، بیشتر می‌باشد و با حرکت به سمت نواحی ساحلی هم‌زمان با افزایش آلبدو (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 درنتیجه 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 آلبدو و شوری بالا است. بیشترین مقدار تغییرات مکانی نرخ تبخیر در مدل *SDDE* حدود ۱٫۵ میلی‌متر 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 سال۱۳۸۹

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]
[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

۶- جمع‌بندی

در حوضه‌های آبریز و به‌خصوص حوضه‌های آبریز بسته، سهم تبخیر در بیلان حوضه، قابل‌توجه است. بیشتر مدل‌های توسعه‌یافته برای برآورد تبخیر با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور، 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 سنجش‌ازدور شامل *SEBAL*، *SEBS* و *SDDE* استفاده شد. دو مدل *SEBAL* و *SEBS* مدل‌های تجاری تبخیر و تعرق می‌باشند، ولی مدل *SDDE* یک مدل توسعه داده‌شده 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 به‌دست‌آمده از این مطالعه حاکی از آن است که مقادیر تبخیر به‌دست‌آمده از مدل *SEBAL v.1* کمترین مقدار را بین سایر مدل‌ها دارا می‌باشد و پس‌ازآن 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. ازنظر 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 موردبررسی ازنظر تفاوت در داده‌های ورودی، گام زمانی محاسبه، فرضیات مورد مقایسه قرار گرفتند. ازجمله مهم‌ترین تفاوت مدل‌های مورد مقایسه، گام زمانی محاسبات برآورد تبخیر است. مدل‌های *SEBAL* و*SEBS* مقدار تبخیر را به‌صورت لحظه‌ای و با استفاده از شارهای محاسبه‌شده 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) بزرگ‌مقیاس 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 و۲۲]*. مقدار شار گرمای ذخیره‌شده در مدل‌های لحظه‌ای مانند *SEBAL*و*SEBS* معادل نصف شار خالص خورشیدی فرض می‌شود که بر اساس مطالعات صورت گرفته در دریاچه‌های کم‌عمق نظیر ارومیه برآورد دست بالایی است *[۱۱]*. مؤلفه شوری در مدل‌های *SEBAL* و*SEBS* فقط به‌صورت اثر کاهشی چگالی آب روی تبخیر لحاظ می‌شود؛ درحالی‌که شوری بر روی سایر متغیرهای ورودی مدل ازجمله فشار بخار سطح آب نیز مؤثر می‌باشد که این اثر در مدل *SDDE* در نظر گرفته می‌شود. ازاین‌رو، 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 غیرواقع‌بینانه‌ای ندارند ارجحیت دارد.

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

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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

[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 Engineers2004.

[26] "Hydraulic study, environmental hydrodynamics of the lake Urmia Shaheed Kalantari freeway plan," Sadra Conculting Engineers2004, 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

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

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.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.7 No.2, Summer 2019

Research Paper

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

Mostafa Khorsand Movaghar[1], 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.*

Correspondence Address. *Faculty of Civil & Environmental Engineering, Tarbiat Modares University,*
Tel: *+98 21 82883383.*
Email : *s.sima@modares.ac.ir*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-07]

[DOI: 10.29252/jgit.7.2.155]