



Estimation of Urmia Lake Evaporation Using Remote Sensing Data

S. Sima^{1*} and M. Tajrishi²

Abstract

Evaporation which is the most important water output from terminal lakes, plays a significant role in the lakes water balance. It can also vary chemical compositions of lakes. This study aims at providing an accurate estimate of the evaporation rate from Urmia Lake. To accomplish this task, the SDDE (Salinity Dependent Daily Evaporation) model was developed based on the energy balance model and conjunctive use of the MODIS satellite data including water surface temperature, albedo, emissivity, cloud mask and precipitable water vapour and GIS techniques. The model was validated using insitu data. Then, evaporation maps of Urmia Lake were calculated using the SDDE model during 2010. Results showed that the rate and volume of evaporation during the non_cloudy months (April-Novemembr) were 1136 mm and 3.8 km³, respectively. Consequently, even if the environmental water requirement of the lake is supplied, the declining trend of its water level will continue.

Keywords: Urmia Lake, Evaporation, Salinity, Remote Sensing, Spatial distribution.

Received: April 19, 2014

Accepted: August 27, 2014

برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS

سمیه سیما^{۱*} و مسعود تجریشی^۲

چکیده

تبخیر به عنوان مهمترین عامل خروج آب از دریاچه‌های بسته، سهم به‌سزایی در معادلات بیلان آب دریاچه‌ها ایفا می‌کند و می‌تواند منجر به تغییر در ترکیب شیمیایی دریاچه‌ها شود. هدف از این مطالعه ارائه الگویی برای برآورد صحیح نرخ تبخیر از سطح آب دریاچه ارومیه با استفاده از فن‌آوری سنجنش از دور می‌باشد. بدین منظور مدل روزانه تبخیر با لحاظ کردن اثر شوری (SDDE)^۱ بر مبنای معادله بیلان انرژی و با استفاده تلفیقی از داده‌های سنجنش از دور سنجنده MODIS (شامل دمای سطح، آلبدو، گسیلمندی، ماسک ابر، آب قابل بارش) و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۲ توسعه داده شده و با اندازه‌گیری‌های زمینی اعتبارسنجی شد. با اجرای این مدل نقشه‌های تبخیر از سطح دریاچه برای سال ۲۰۱۰ میلادی به‌دست آمد. بر اساس نتایج حاصل مجموع ارتفاع و حجم تبخیر طی ۷ ماه آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۰ (۹۰-۱۳۸۹) به ترتیب معادل ۱۱۳۶ میلیمتر و ۳/۸ میلیارد مترمکعب می‌باشد. این برآورد نشان می‌دهد که حتی در صورت تأمین نیاز آبی دریاچه در شرایط نرمال معادل ۳/۱ میلیارد متر مکعب، روند کاهش تراز دریاچه تداوم خواهد داشت.

کلمات کلیدی: دریاچه ارومیه، تبخیر، سنجنش از دور، توزیع مکانی.

تاریخ دریافت مقاله: ۳۰ فروردین ۱۳۹۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۵ شهریور ۱۳۹۳

1- Assistant Professor, Civil & Environmental Engineering Department, Tarbiat Modares University

2- Professor, Civil Engineering Department, Sharif University of Technology.

*- Corresponding Author

۱- استادیار دانشکده مهندسی عمران و محیط زیست دانشگاه تربیت مدرس

۲- استاد دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف

*- نویسنده مسئول

تبخیر به عنوان مهمترین عامل تلفات آب دریاچه‌ها به ویژه در سیستم‌های بسته به‌شمار می‌رود و برآورد آن از سطح آب دریاچه‌ها، همواره از مهمترین چالش‌ها در مطالعات هیدرولوژی است (Gianniou & Antonopoulos, 2007). تبخیر از دریاچه‌های شور به‌خصوص آب‌های فوق شور از محاسبات معمول تبخیر تبعیت نمی‌کند (Asmar and Ergenzinger, 1999). تبخیر از سطح آب شور کمتر از سطح آب شیرین است؛ چراکه براساس قانون دوم ترمودینامیک افزایش فعالیت یونی در اثر حضور یون‌ها در حلال، پتانسیل شیمیایی حلال و در نتیجه نرخ تبدیل مولکول‌های آن از فاز مایع به گاز را کاهش می‌دهد (Sandler, 1999). همچنین نمک‌های محلول منجر به کاهش انرژی آزاد مولکول‌های آب شده و از این رو فشار بخار اشباع بالای شوراب را کاهش می‌دهد (Harbeck, 1955).

به طور کلی روش‌های مورد استفاده در برآورد تبخیر از سطح آب را می‌توان به پنج دسته تقسیم نمود: ۱) اندازه‌گیری با تشتک تبخیر^۳ (۲) بیلان آب، (۳) بیلان انرژی، (۴) انتقال جرم و (۵) روش‌های ترکیبی (Gianniou and Antonopoulos, 2007). از بین روش‌های مختلف برآورد تبخیر از سطوح آبی، روش بیلان انرژی به عنوان مطمئن‌ترین روش برآورد تبخیر از دریاچه‌ها قلمداد شده و در بسیاری از مراجع به عنوان روش مرجع برای مقایسه روش‌های مختلف به کار گرفته می‌شود (Stauffer, 1991; Rosenberry et al., 2007). نتایج روش بیلان انرژی، اگر به صورت فصلی میانگین‌گیری شوند در محدوده ۱۰ درصد مقادیر واقعی و اگر به صورت ماهانه میانگین‌گیری شوند در محدوده ۱۵ درصد مقادیر واقعی می‌باشند (Winter, 1981).

محققان مختلفی تبخیر از آب‌های شور را مورد بررسی قرار داده‌اند. برای مثال در مطالعات گوناگونی نرخ تبخیر از بحرالमित^۴ (با مساحت 6.05 km^2 و شوری ۳۴٪) به عنوان تابعی از شوری، مورد بررسی قرار گرفته و در محدوده ۱/۰۵ تا ۲ متر در سال برآورد شده است (Neev and Emery, 1967; Anati et al., 1987). حد پایین این برآورد با استفاده از روش بیلان انرژی در دهه‌های ۸۰ تا ۹۰ میلادی بدست آمد (Stanhill, 1994). حد بالای آن نیز با روش بیلان آب بدست آمده است (Salameh and El-Naser, 1999). همچنین سایر برآوردها از متوسط ارتفاع تبخیر سالانه از بحرالमित عبارتند از: ۱/۵۵ متر (Neumann, 1958) و ۱/۷۳ متر (Steinhorn, 1997).

Alpert et al. (1997) نشان دادند در اثر کاهش سطح نواحی شمالی بحرالमित، نرخ تبخیر از برکه‌های تبخیر واقع در حوضه جنوبی دریاچه، کاهش یافته است. در یک مطالعه تطبیقی، نرخ تبخیر از سطح بحرالमित با استفاده از روابط اصلاح شده پنمن و دالتون محاسبه شده و نتایج با اندازه‌گیری‌ها و برآوردهای مطالعات قبلی مورد مقایسه قرار گرفت. روش برآورد دالتونی (از دسته روش‌های انتقال جرم) از آنجا که میزان تبخیر را بیش از حد معمول محاسبه می‌کرد مردود و نهایتاً معادله اصلاح شده پنمن برای برآورد تبخیر از سطح بحرالमित بر حسب پارامترهای شوری، رطوبت، دمای هوا و سرعت باد ارائه شد (Asmar and Ergenzinger, 1999). در مطالعه دیگری با استفاده از رابطه اصلاح شده پنمن، نرخ تبخیر از سطح بحرالमित طی یک دوره ۲۰ ساله محاسبه شده و در شبیه‌سازی دینامیکی آب و نمک این دریاچه به کارگرفته شد. نتایج نشان داد که در صورت ادامه شرایط اقلیمی فعلی، سطح آب دریاچه و نرخ تبخیر در طول زمان کاهش خواهند یافت. به علاوه این بررسی ضرورت مدل‌سازی دقیق تر تبخیر به عنوان یکی از مهمترین عوامل تأثیرگذار در معادلات بیلان آب و نمک بحرالमित را نشان داد (Asmar and Ergenzinger, 2002). در مطالعات بعدی با استفاده از روش بیلان انرژی، برآوردهای دقیق‌تری از نرخ تبخیر بحرالमित ارائه شد. به عنوان نمونه نرخ تبخیر از بحرالमित در دوره زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۱ با استفاده از روش بیلان انرژی معادل ۱/۲-۱/۱ متر در سال محاسبه گردید (Lensky et al., 2005). در بررسی‌های بعدی انجام شده با استفاده از دو روش بیلان جرم و بیلان انرژی متوسط حجم تلفات تبخیر در بحرالमित در فاصله ۱۸۰۰ تا ۲۰۰۰ میلادی بین ۲ تا ۴ میلیارد متر مکعب در سال برآورد شد. همچنین این نتایج نشان داد که کاهش سطح دریاچه به مرور زمان منجر به کاهش نرخ تبخیر شده است. به علاوه در دوره‌هایی که تراز آب دریاچه به میزان قابل توجهی پایین بوده است، نرخ تبخیر به علت افزایش شوری کاهش داشته است (AL-Khlaifat, 2008).

در مطالعه‌ای تبخیر از آب خالص با تبخیر از دریاچه شور اونز (Owens) در ایالت نوادا امریکا به ازای چگالی‌های مختلف مورد مقایسه قرار گرفت نتایج این تحقیق نشان داد که به ازای افزایش یک درصدی در وزن مخصوص آب، نسبت تبخیر آب شور به آب خالص ۰/۰۱ درصد کاهش می‌یابد (Lee, 1927). در ادامه این مطالعه، تحقیق دیگری صورت گرفت که به جای چگالی، مقایسه تبخیر از سطوح آب شور و شیرین را در ازای غلظت‌های مختلف کلرید سدیم مورد بررسی قرار داد. نتایج به‌دست آمده تفاوت قابل ملاحظه با نتایج مطالعه Lee (1927) نداشت (Young, 1947).

همچنین Harbeck (1955) نتیجه‌گیری کرد که کاهش تبخیر نتیجه کاهش فشار بخار اشباع در اثر جامدات محلول است.

در مطالعه دیگری نسخه‌ای از رابطه پنمن برای آب شور ارائه شد که تبخیر را به صورت تابعی از تشعشع، دمای هوا، رطوبت و سرعت باد محاسبه می‌کند و ضریب فعالیت آب در برآورد آن لحاظ شده بود (Calder and Neal, 1984). Ali et al. (2001) نیز یک مدل تبخیر برای برآورد تبخیر ماهانه و سالانه از یک برکه تبخیر در ساحل جنوبی دریاچه کم عمق کاروئن (Qaroun) با استفاده از داده‌های معمول هواشناسی توسعه دادند. همچنین نرخ تبخیر از سطح دریاچه شور یومکو یامدارک در منطقه تبت-هیمالیا با استفاده از روش بیلان انرژی و بدون لحاظ نمودن اثر شوری برآورد گردید که در این بررسی متوسط نرخ تبخیر سالانه طی یک دوره ۴۵ ساله ۱۲۵۳ میلی‌متر گزارش شد (Yu et al., 2011).

در خصوص تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در گزارش‌های مهندسی مشاور که در مورد این دریاچه مطالعاتی را انجام داده‌اند مقادیر مختلفی ارائه شده است. به عنوان مثال مهندسان مشاور آب نیرو در مطالعات مرحله دوم مقدماتی طرح بزرگراه شهید کلانتری مقدار متوسط تبخیر از سطح دریاچه را برابر ۱۳۵۹ میلی‌متر در سال گزارش کردند (مهندسان مشاور آب نیرو، ۱۳۷۱). در گزارش طرح مدیریت زیست محیطی دریاچه ارومیه نرخ تبخیر سالانه از سطح دریاچه در محدوده ۸۹۴ تا ۱۱۷۲ میلی‌متر تخمین زده شده است (Yekom Consulting Engineers, 2002). همچنین در گزارش بیلان آب مطالعه پیامدهای زیست محیطی 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 (مهندسی مشاور یکم، ۱۳۸۳). در حالی که در گزارش طرح مطالعات تفصیلی هیدرولیک دریاچه ارومیه، طرح بزرگراه شهید کلانتری (۱۳۸۳)، مهندسی مشاور طرح نواندیشان متوسط نرخ تبخیر سالانه را برابر ۱۲۲۳ میلی‌متر برآورد کردند (مهندسی مشاور طرح نواندیشان، ۱۳۸۳). همچنین 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 (مهندسی مشاور صدرا، ۱۳۸۳). در کلیه این مطالعات نرخ تبخیر دریاچه با استفاده از میانگین‌گیری ارتفاع تبخیر از تعدادی از ایستگاه‌های مجاور دریاچه و اعمال ضرایب اصلاحی برای تشتک تبخیر و اثر شوری برآورد شده است.

در یک بررسی آزمایشگاهی با استفاده از مدل انتقال جرم دالتونی، اثر شوری بر میزان تبخیر از تشتک آب مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه نرخ تبخیر روزانه در طول ۸ روز تابستان (شرایط حداکثر تبخیر) از پنج تشتک به ترتیب با شوری‌های معادل ۰/۲، ۰/۴، ۰/۸، ۱/۶ و ۳/۵ گرم بر لیتر، در شرایط هواشناسی مجاور دریاچه ارومیه اندازه‌گیری شد. سپس با اعمال اصلاح فشار بخار اشباع بر حسب نسبت مولی آب در محلول آب شور در رابطه تجربی برآورد تبخیر به روش دالتونی، نتایج برآوردها با اندازه‌گیری‌ها مقایسه شد. نتایج این مطالعه نشان داد که رابطه مستقیمی بین دما و غلظت نمک از تشتک برقرار است؛ به طوری که با کاهش نسبت مولی آب، دما نیز کاهش می‌یابد. در مقابل، رابطه معکوسی بین نرخ تبخیر از تشتک و میزان غلظت نمک برقرار است. همچنین نرخ تبخیر از منابع آب شور با غلظت شوری بیشتر از ۴۰۰ گرم بر لیتر به صفر میل می‌کند (Ahmadzadeh Kokya and Ahmadzadeh Kokya (2008)).

همچنین در مطالعه دیگری، نرخ تبخیر تعلق از حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از روش SEBAL برآورد شده است. در این مطالعه از ۸۴ تصویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS بر مبنای یک تصویر بدون ابر در هر ماه، استفاده شد. بر این اساس، نرخ تبخیر سالانه از دریاچه در دوره آماری ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ در محدوده ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ میلی‌متر گزارش شده است (باقری هارونی، ۱۳۹۰). جهانبانی (۱۳۹۱)، نتایج حاصل از ۲۳ روش برآورد نرخ تبخیر ماهانه از دریاچه را با روش بیلان انرژی مقایسه نمود. در این مطالعه متغیرهای هواشناسی در ایستگاه سینوپتیک ارومیه معرف شرایط هوای مجاور دریاچه در نظر گرفته شده است. بر اساس نتایج این مطالعه، روش‌های پریستلی - تیلر و دبروین - کیچمن به ترتیب کمترین اختلاف را با روش بیلان انرژی داشتند. همچنین نرخ تبخیر سالانه دریاچه در سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ به ترتیب ۱۳۰۷، ۱۱۷۸، ۹۷۵، ۱۰۱۵ و ۹۴۹ میلی‌متر برآورد شده است. همچنین نتایج برآورد نرخ تبخیر با اعمال اثر شوری طی این دوره به ترتیب عبارتند از: ۱۱۱۸، ۱۰۹۴، ۹۳۳ و ۹۲۵ میلی‌متر در سال (جهانبانی، ۱۳۹۱).

نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در مجموعه این مطالعات در محدوده ۸۹۰ تا ۱۳۶۰ میلی‌متر در سال (بیش از ۵۰٪ اختلاف) تخمین زده شده است (جدول ۱). این در حالی است که با لحاظ نمودن مساحت متوسط دریاچه معادل ۳۰۰۰ کیلومترمربع، تنها یک سانتی‌متر خطا در برآورد ارتفاع تبخیر، منجر به ایجاد ۳۰ میلیون مترمکعب خطا در محاسبات بیلان آب دریاچه می‌شود. این مسأله لزوم برآورد صحیح نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه را با استفاده از روش‌های پایه فیزیکی و داده‌های صحیح نشان می‌دهد.

جدول ۱ - خلاصه مطالعات صورت گرفته در مورد برآورد نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه

ردیف	مرجع	متوسط نرخ تبخیر برآورد شده (mm/year)	روش برآورد
۱	مهندسان مشاور آب نیرو (۱۳۷۱)	۱۳۵۹	میانگین‌گیری ارتفاع تبخیر از تعدادی از ایستگاه‌های مجاور دریاچه و اعمال ضرایب اصلاحی برای تشتک تبخیر و اثر شوری
۲	YEKOM Consulting Engineers, 2002	۸۹۴-۱۱۷۲	
۳	مهندسين مشاور طرح نواندیشان (۱۳۸۳)	۱۲۲۳	
۴	مهندسين مشاور صدرا (۱۳۸۴)	۱۲۲۲	
۵	Ahmadzadeh Kokyal & Ahmadzadeh Kokyal (2008)	۴ *	<ul style="list-style-type: none"> - تشتک آب شور با شوری‌های مختلف - روابط تجربی با اعمال اثر شوری در قالب کسر مولی
۶	باقری هارونی (۱۳۹۰)	۹۰۰-۱۳۰۰	روش SEBAL
۷	جهانبانی (۱۳۹۱)	۸۸۷-۱۱۱۸	<ul style="list-style-type: none"> - استفاده از ۲۳ روش تجربی - روش بیان انرژی بر مبنای داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه و اصلاح اثر شوری

* نرخ تبخیر بر حسب mm/day می‌باشد.

بیان انرژی در مقیاس زمانی روزانه و به صورت توزیعی و اعمال اثر کاهش شوری در برآورد نرخ تبخیر از سطح دریاچه ارومیه است که می‌تواند منجر به برآورد دقیق تری از نرخ تبخیر دریاچه ارومیه در قیاس با مطالعات پیشین شود.

۲- منطقه مورد مطالعه

دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران و ما بین دو استان آذربایجان شرقی و غربی (۲۴ کیلومتری شرق ارومیه) واقع می‌باشد. دریاچه با شکلی تقریباً مستطیلی و شمالی جنوبی در میان یک حوضه آبریز بسته واقع شده است، به طوری که کلیه آب‌های سطحی و زیرزمینی از مناطق اطراف به سمت آن سرازیر می‌شوند (شکل ۱). بستر دریاچه دارای شیب عمومی جنوب به شمال می‌باشد و در ناحیه شمالی بر عمق آن افزوده می‌شود (Alipur, 2006). حداکثر مساحت و عمق دریاچه به ترتیب ۶۱۰۰ کیلومترمربع و ۱۶ متر برآورد شده است (Eimanifar and Mohebbi, 2007). اما در اثر محدودیت جریانات ورودی، مساحت دریاچه در مرداد ماه سال ۱۳۹۰ (آگوست ۲۰۱۱) به ۲۳۶۶ کیلومتر مربع کاهش یافته است (UNEP and GEAS, 2012). حجم متوسط دریاچه نیز بین ۱۰ الی ۴۵ میلیارد مترمکعب در زمان‌های کم‌آبی و پرابی تخمین زده شده است (Sima and Tajrishy, 2013).

روش‌های پایه فیزیکی نظیر بیان انرژی اگرچه از دقت بالایی در قیاس با روش‌های تجربی برخوردارند، اما به کارگیری آن‌ها مستلزم در اختیار داشتن داده‌های پایه متعدد (نظیر دمای سطح، دمای هوا، آلودگی، فشار بخار هوا و...) می‌باشد که در اکثر موارد به سختی در دسترس هستند. استفاده از فن‌آوری سنجش از دور می‌تواند در تأمین داده‌های مورد نیاز برای برآورد تبخیر از سطوح آب و خشکی وسیع مورد توجه قرارگیرد. مزایای مختلف استفاده از داده‌های سنجش از دور در برآورد تبخیر و تعرق از سطوح عبارتند از: قابلیت برآورد تبخیر در صورت کمبود یا عدم فراهمی داده‌های زمینی، امکان ارائه داده‌ها در مقیاس مکانی وسیع، پایش تغییرات مکانی داده‌ها و امکان تهیه داده از نقاط غیرقابل دسترس یا صعب‌العبور (Murrihy and Miltenburg, 2010).

در این مطالعه بر مبنای روش بیان انرژی و استفاده از داده‌های سنجش از دور، یک مدل توزیعی با لحاظ نمودن شوری آب برای برآورد نرخ تبخیر روزانه از سطح دریاچه‌های شور توسعه داده شد. سپس این مدل برای برآورد نرخ تبخیر از سطح آب دریاچه ارومیه طی سال ۲۰۱۰ میلادی به کار رفت. با استفاده از نقشه‌های نرخ تبخیر روزانه طی روزهای بدون ابر، نقشه‌های ماهانه نرخ تبخیر از سطح بدست آمده و توزیع مکانی و زمانی نرخ تبخیر از سطح دریاچه مورد بررسی قرار گرفت. از ویژگی‌های این مطالعه استفاده از معادله

حوضه برای مصارف کشاورزی، منجر به کاهش جریانات ورودی به دریاچه و افت تراز آب آن شده است (UNEP and GEAS, 2012). براساس برآوردهای صورت گرفته، به منظور حفظ پایداری اکوسیستم دریاچه ارومیه (معادل حفظ تراز ۱/۱۲۷۴ متر) به حداقل جریان ورودی ۳۰۸۶ میلیون متر مکعب نیاز است (Abbaspour and Nazaridoust, 2007).

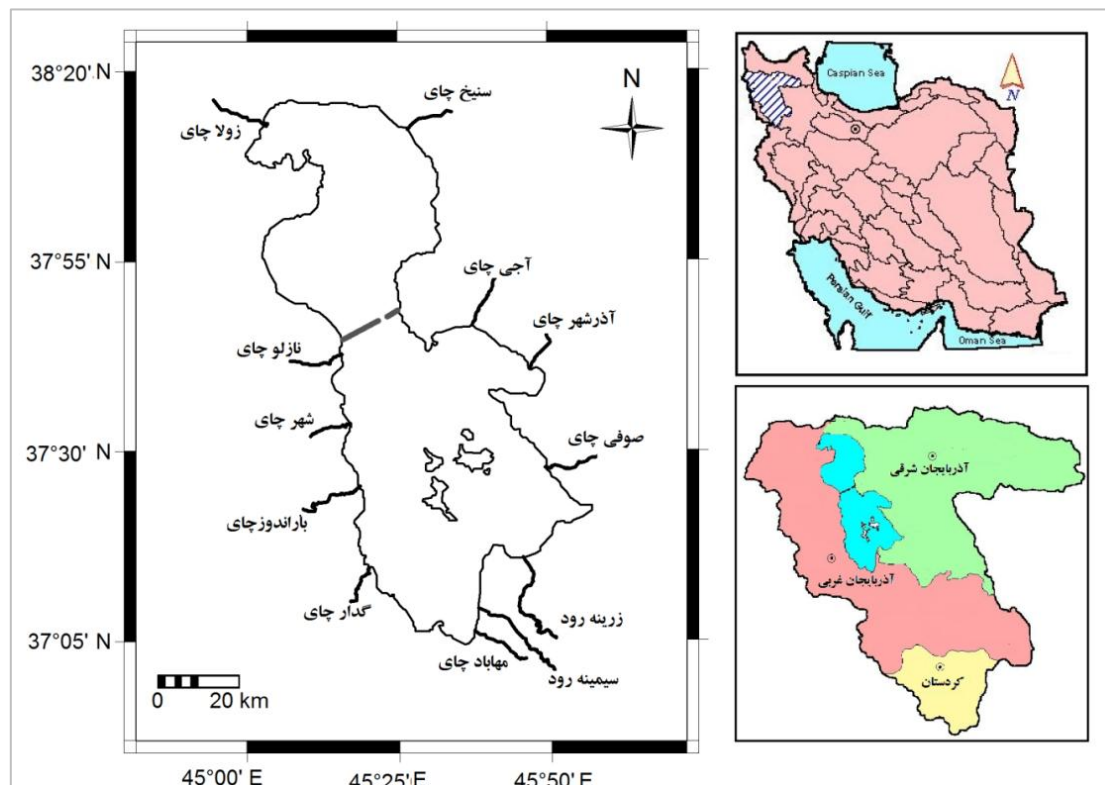
۳- روش مطالعه

۳-۱- ساختار مدل SDDE و معادلات حاکم

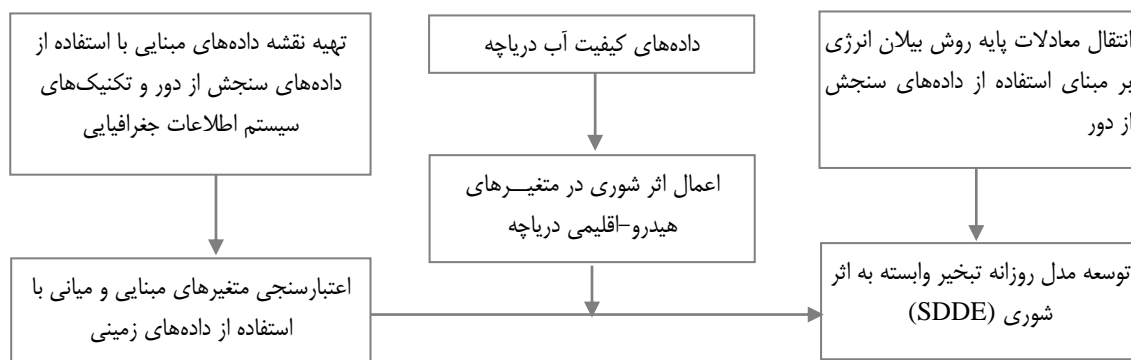
در این مطالعه برای برآورد نرخ تبخیر از سطح آب دریاچه، مدل SDDE (Salinity Dependant Daily Evaporation) توسعه داده شد. مراحل اصلی توسعه مدل SDDE در شکل ۲ نشان داده شده است. مدل SDDE یک مدل روزانه پایه فیزیکی مبتنی بر معادلات بیلان انرژی است که در آن داده‌های ورودی با استفاده از داده‌های سنجش از دور و تکنیک‌های سامانه اطلاعات جغرافیایی به دست می‌آیند. همچنین داده‌های شوری آب دریاچه برای اعمال اثر کاهشی شوری در نرخ تبخیر لحاظ می‌شوند. در نهایت خروجی‌های مدل نقشه‌های روزانه نرخ تبخیر از سطح آب می‌باشند که توزیع مکانی و زمانی نرخ تبخیر از سطح دریاچه را نشان می‌دهند.

دریاچه ارومیه به عنوان تالاب با اهمیت بین المللی در سال ۱۹۷۱ در فهرست کنوانسیون رامسر و به عنوان ذخیره‌گاه بیوسفر در سال ۱۹۷۶ در یونسکو به ثبت رسید (Ramsar Convention; Biosphere Reserves, 2010). در مجموع ۱۰۲ جزیره عمدتاً به صورت صخره‌ای داخل دریاچه وجود دارند که مساحتی بالغ بر ۷۸۱۶ هکتار را دارا می‌باشند. چهار جزیره اصلی عبارتند از: کبودان، اشک، آرزو و اسپیر که ۶۹۷۰ هکتار مساحت دارند (جامعه مهندسان مشاور ایران، ۱۳۹۰). دریاچه توسط میانگذر شهید کلاتری به دو ناحیه شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود که ۱۵۴۳۰ متر از این جاده از داخل دریاچه ارومیه عبور می‌کند (Zeinoddini et al., 2009).

متوسط سالانه آب ورودی به دریاچه در شرایط نرمال ۵۳۰۰ میلیون متر مکعب برآورد شده است که بین ۷۶۰ تا ۱۵۲۶۰ میلیون مترمکعب متغیر است (برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه، ۱۳۸۹). از این میزان ورودی مستقیم آب زیرزمینی به دریاچه تنها ۲۱۶ میلیون مترمکعب می‌باشد (جامعه مهندسان مشاور ایران، ۱۳۹۰). همچنین متوسط سالانه تبخیر از سطح دریاچه بین ۹۰۰ تا ۱۱۷۰ میلی‌متر و متوسط درازمدت نرخ بارش مستقیم بر سطح دریاچه معادل ۲۹۷ میلی‌متر در سال برآورد شده است (مهندسین مشاور یکم، ۱۳۸۳). در دو دهه گذشته، افزایش طرح‌های توسعه و بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب



شکل ۱- موقعیت حوضه آبریز دریاچه ارومیه، دریاچه، جزایر و رودخانه‌های اصلی آن



شکل ۲- مراحل اصلی مدل روزانه تبخیر وابسته به اثر شوری (SDDE)

ضریب فعالیت آب تابع ترکیب شیمیایی و شرایط ترمودینامیکی محلول است. بنابراین برای بررسی اثر کاهشی ترکیبات بر نرخ تبخیر در محلول آب شور لازم است ضریب فعالیت آب با استفاده از سیستم معادلات برهم کنش یونی پیترز (Pitzer, 1979) محاسبه و یا به صورت آزمایشگاهی تعیین شود. طی فرآیند تبخیر، غلظت املاح و در نتیجه مقاومت یونی محلول افزایش می‌یابد، در حالیکه ضریب فعالیت آب کاهش می‌یابد. کاهش ضریب فعالیت آب منجر به کاهش فشار بخار آب و کنترل نرخ تبخیر خواهد شد (Heidari et al., 2010).

$$e_{sat}(T_s) = 6.105 \cdot \exp\left(\frac{17.27 T_s}{T_s + 237.7}\right) \quad (5)$$

کلیه پارامترهای روابط فوق پیش‌تر تعریف شده اند. نحوه محاسبه هریک از اجزای شار انرژی نیز در بخش بعد تشریح شده است.

۳-۱-۱- شار خالص تابش خورشیدی طول موج کوتاه

شار تابش خالص خورشیدی طول موج کوتاه ($Q_{s net}$) که به درون آب نفوذ می‌کند با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_{s net} = (1 - \alpha_s) Q_{s in} \quad (6)$$

در رابطه فوق $Q_{s in}$ و α_s به ترتیب عبارتند از شار تابش طول موج کوتاه ورودی (W/m^2) و آلبدوی سطحی (بی بعد).

از آنجا که در محصولات آلبدوی سنجنده MODIS که در ادامه مورد استفاده قرار خواهد گرفت، آلبدو برای اجزای تابش مستقیم و پراکنده شده به صورت مجزا ارائه شده است، محاسبه شار تابش طول موج کوتاه ورودی نیز بر حسب اجزای آن شامل تابش خورشیدی مستقیم ($Q_{s dir}$) و پراکنده شده ($Q_{s diff}$) به شرح زیر صورت گرفت:

$$Q_{SN} = (1 - BSA) \cdot Q_{s dir} + (1 - WSA) \cdot Q_{s diff} \quad (7)$$

در رابطه فوق BSA و WSA به ترتیب عبارتند از متوسط روزانه آلبدوی آسمان سیاه^۶ و سفید^۷ و $Q_{s dir}$ و $Q_{s diff}$ نیز متوسط روزانه

محاسبه نرخ تبخیر در مدل SDDE بر مبنای استفاده از رابطه بیلان انرژی- نسبت بوئن (BREB)^۵ صورت می‌گیرد (Winter et al., 2003):

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

که اجزای این دو رابطه عبارتند از: Q_{SN} شار خالص تابش خورشیدی با طول موج کوتاه؛ Q_{LW} شار انرژی خالص ناشی از تابش خورشیدی با طول موج بلند؛ 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 شارهای انرژی در رابطه فوق بر حسب (W/m^2) می‌باشند. همچنین ρ چگالی آب دریاچه (kg/m^3)؛ B نسبت بوئن (بی بعد)؛ L_e گرمای نهان تبخیر (J/Kg) و E نرخ تبخیر روزانه (m/day) می‌باشد.

نسبت بوئن نشان‌دهنده سهم گرمای محسوس نسبت به گرمای نهان می‌باشد (Bowen, 1926) که بنا به تعریف عبارتست از:

$$B = c_b \cdot \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \cdot \frac{P}{1000} \quad (2)$$

در این رابطه: T_s و T_a به ترتیب دمای هوای روی سطح دریاچه و دمای سطح آب ($^{\circ}C$)؛ e_s و e_a به ترتیب فشار بخار هوا و فشار بخار سطح دریاچه (mbar)؛ P : فشار جو (mbar) و c_b نیز ثابت بوئن می‌باشد که معادل $0.61^{\circ}C^{-1}$ در نظر گرفته می‌شود (Bowen, 1926). گرمای نهان تبخیر L_e نیز بر حسب (MJ/Kg) به صورت تابعی از دمای سطح آب ($^{\circ}C$) از رابطه زیر قابل محاسبه است (Orlob, 1981).

$$L_e = 2.5 - 0.0024 T_s \quad (3)$$

فشار بخار آب شور (e_s) در قیاس با فشار بخار آب شیرین (e_{sat})، کمتر است. این کاهش به نسبت ضریب فعالیت آب a_{H_2O} است و از طریق رابطه زیر بیان می‌شود:

$$e_s = a_{H_2O} \cdot e_{sat}(T_s) \quad (4)$$

$$Q_{a\ out} = 0.03Q_a \quad (16)$$

$$Q_{bs} = \varepsilon_{surface} \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (17)$$

در روابط فوق: T_s و T_a به ترتیب دمای هوا و سطح آب بر حسب درجه کلوین و σ ثابت استفان بولتزمن معادل $(10^{-8} \text{ J/(s} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{K}^4))$ $\times 10^{-8}$ $\times 5/67$ می‌باشند. همچنین گسیلمندی هوای روی سطح دریاچه (ε_a) و برحسب دما و فشار بخار هوا (e_a) از رابطه (Prata 1996) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$(18)$$

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

۳-۱-۳- شار گرمای خالص

شار گرمای خالص (Q_n) یا شار انرژی ذخیره شده در دریاچه تابع تغییرات دمای آب و نیز تغییرات جرم آب دریاچه در دوره زمانی مدنظر است. در دریاچه ارومیه از آنجا که تغییرات روزانه تراز سطح آب دریاچه، حداکثر در حد چند سانتی‌متر و قابل صرفنظر کردن می‌باشد، می‌توان کل شار انرژی ذخیره شده در دریاچه را ناشی از تغییرات دما دانست. از طرفی با توجه به عمق کم دریاچه در دوره مطالعه، لایه‌بندی حرارتی در دریاچه وجود ندارد (Sima and Tajrishy, 2014). بنابراین شار انرژی ذخیره شده عبارت است از:

$$\Delta Q_n = \frac{c_p \rho_s V}{A} \times \frac{\Delta T_s}{\Delta t} \quad (19)$$

در رابطه فوق، c_p : ظرفیت گرمای ویژه آب (برای دریاچه‌های شور، $3200 \text{ J/kg} \cdot \text{C}$)، Δt : گام زمانی که باید بر حسب ثانیه بیان شود، V و A به ترتیب سطح (km^2) و حجم دریاچه (km^3) هستند که از رابطه تراز- سطح- حجم دریاچه در هر گام زمانی قابل محاسبه خواهد بود و ΔT_s تغییرات روزانه دمای سطح دریاچه (بر حسب C) است که برابر با تغییرات دمای لحظه‌ای دریاچه فرض شده و از تفاضل نقشه‌های دمای سطح لحظه‌ای دریاچه طی دو روز متوالی بدست می‌آید. به علت این که در مقیاس روزانه، میزان شار گرمای ذخیره شده در قیاس با شار تابش خالص بسیار ناچیز است، می‌توان در محاسبه نقشه‌های نرخ تبخیر روزانه از این ترم صرفنظر نمود.

۳-۱-۴- شار انرژی انتقالی و رسوبات

شار انرژی انتقالی از جریان‌های ورودی/خروجی به دریاچه شامل بارش، رواناب سطحی، آب زیرزمینی و تبخیر می‌باشد. شار گرمای انتقالی از رسوبات به سطح آب نیز که تابع خصوصیات مواد رسوبی شامل کیفیت، عمق رسوبات و دمای رسوبات است چندان قابل ملاحظه نبوده و در اکثر موارد صرفنظر می‌شود. محققان مختلف

تابش طول موج کوتاه مستقیم و پراکنده شده ورودی (W/m^2) می‌باشند. مقادیر متوسط روزانه تابش مستقیم و پراکنده شده طول موج کوتاه ورودی، از روابط زیر محاسبه می‌شوند که با استفاده از روابط تابش لحظه‌ای مستقیم و پراکنده شده طول موج کوتاه دریافتی، به دست آمده‌اند (Long et al., 2010):

$$Q_{s\ dir} (daily) = \left(a + b \frac{n}{N} \right) \frac{SC}{\pi \cdot d^2} (\omega_{hs} \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \sin \omega_{hs}) \quad (8)$$

$$Q_{s\ diff} (daily) = \frac{0.3 SC}{\pi \cdot d^2} \left(1 - a - b \frac{n}{N} \right) (\omega_{hs} \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \sin \omega_{hs}) \quad (9)$$

در روابط فوق SC : ثابت خورشیدی (برابر 1367 W/m^2)؛ d : فاصله زمین و خورشید در هر لحظه (بی بعد)؛ n و N تعداد ساعات آفتابی مشاهده شده و محتمل در طی روز بر حسب ساعت؛ a و b : ضرایب تجربی خاص منطقه مورد مطالعه؛ ω_{hs} : زاویه ساعت طلوع خورشید (رادیان)؛ φ : عرض جغرافیایی (رادیان)؛ δ : زاویه میل خورشید (رادیان) می‌باشند. فاصله زمین و خورشید در هر لحظه و زاویه میل خورشید به ترتیب از روابط ۱۰ و ۱۱ به شرح زیر محاسبه می‌گردند:

$$d = 1 + 0.0167 \sin \left(2\pi \cdot \frac{JD - 93.5}{365} \right) \quad (10)$$

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi JD}{365} - 1.39 \right) \quad (11)$$

در رابطه فوق، JD شماره روزهای سال است (از ۱ تا ۳۶۵).

زاویه ساعت طلوع خورشید از رابطه ارائه شده توسط (Sellers 1965) محاسبه می‌گردد:

$$\omega_{hs} = \cos^{-1} (-\tan \varphi \cdot \tan \delta) \quad (12)$$

همچنین ساعات آفتابی محتمل با استفاده از زاویه ساعت طلوع خورشید به صورت زیر قابل محاسبه است.

$$N = \frac{24 \cdot \omega_{hs}}{\pi} \quad (13)$$

مقادیر ضرایب a و b بر حسب موقعیت جغرافیایی و شرایط اقلیمی می‌توانند تغییر کنند. در گزارش طرح جامع آب کشور- حوضه آبریز ارومیه (جاماب) مقادیر a و b در ایستگاه سینوپتیک ارومیه، 0.32 و 0.5 پیشنهاد شده است (جاماب، ۱۳۷۷).

۳-۱-۲- شار خالص تابش طول موج بلند

شار خالص تابش طول موج بلند از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_{LW} = -Q_a + Q_{a\ out} + Q_{bs} \quad (14)$$

$Q_{a\ out}$ و Q_a مؤلفه‌های تابش طول موج بلند ورودی دریاچه و برگشتی از اتمسفر و Q_{bs} تابش طول موج بلند برگشتی از سطح دریاچه است که با استفاده از روابط ۱۵ تا ۱۷ محاسبه می‌شوند:

$$Q_a = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (15)$$

متفق‌اند که صرفنظر کردن از شارهای انرژی کوچک (نظیر شار انرژی انتقالی و شارگرمای رسوبات) تأثیر چندانی در نتایج معادله بیلان انرژی ندارد (Winter et al., 2003).

۲-۳- داده‌های پایه مدل SDDE

۳-۲-۱- داده‌های بدست آمده از مطالعات آزمایشگاهی و اندازه‌گیری میدانی

مقادیر ضرایب فعالیت آب دریاچه ارومیه در محدوده دمایی ۱۰ تا ۵۰ درجه سانتیگراد طی بررسی‌های آزمایشگاهی، محاسبه شده است (Heidari et al., 2010). با توجه به محدوده معمول تغییرات دمای آب دریاچه طی روزهای بدون ابر (۱۰ تا ۳۰ درجه سانتیگراد)، مقادیر ضریب فعالیت آب در محدوده ارائه شده ۰/۶۹۸ تا ۰/۷۷۹ با توجه به دما تعیین شده و برای محاسبه فشار بخار سطح آب به کار گرفته شد. همچنین برای چگالی آب، در این مطالعه از نقشه‌های فصلی چگالی آب دریاچه که بر اساس نمونه‌برداری‌های صورت گرفته در فاصله زمانی مرداد ۱۳۸۸ تا تیر ۱۳۸۹ بدست آمده‌اند استفاده شد که چگالی آب دریاچه در محدوده $1/19 \text{ g/cm}^3$ تا $1/24$ در نواحی و طی فصول مختلف گزارش شده است (Sima and Tajrishy, 2014).

۳-۲-۲- داده‌های سنجش از دور

در این مطالعه از محصولات ماسک ابر^۱، پوشش سطح، شاخص

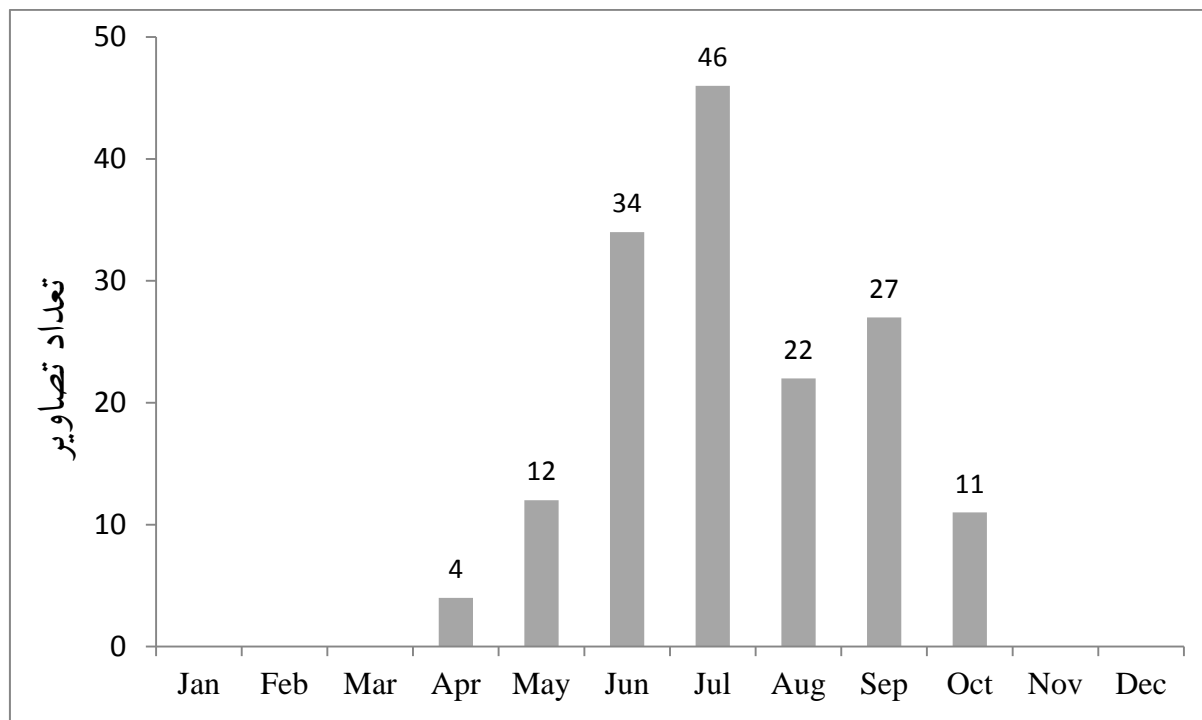
نرمال شده پوشش گیاهی (NDVI)^{۱۱}، دمای سطح، آلبدو، آب قابل بارش (PWV)^{۱۲} و گسیلمندی سطح سنجنده MODIS برای استخراج لایه‌های مینایی مورد نیاز در محاسبه تبخیر استفاده شد. مشخصات محصولات مورد استفاده MODIS به همراه هدف کاربرد آن‌ها در توسعه مدل SDDE در جدول ۲ ارائه شده است. در نهایت پس از انجام پردازش‌های مورد نیاز، مدل‌سازی تبخیر با استفاده از مجموعاً ۱۵۶ تصویر دمای سطح در ۵۵ روز بدون ابر در سال ۲۰۱۰ انجام شد. شکل ۳ توزیع ماهانه تصاویر دارای کیفیت مناسب را که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته‌اند نشان می‌دهد.

۳-۲-۳- داده‌های مکانی بدست آمده از تلفیق روش‌های درون‌یابی مکانی و داده‌های سنجش از دور

به منظور لحاظ نمودن تغییرات مکانی متغیرهای هواشناسی در برآورد تبخیر، لازم است که متغیرهای هواشناسی مورد استفاده در برآورد اجزای معادله بیلان انرژی به صورت مکانی برآورد شوند. به علاوه برخی از این متغیرها به طور مستقیم قابل استخراج از داده‌های سنجش از دور نمی‌باشند و بنابراین لازم است که از روش‌های دیگری برآورد شوند. از این رو با بررسی روش‌های مختلف از طریق اعتبارسنجی تقاطعی، در نهایت برای هر یک از این متغیرها روش مناسب به شرح جدول ۳ انتخاب شده و برای برآورد آن‌ها مورد استفاده قرار گرفت.

جدول ۲- محصولات مورد استفاده از سنجنده MODIS، ویژگی‌ها و اهداف به کارگیری آن‌ها

محصول	اسم محصول	سکو	قدرت تفکیک مکانی (m)	قدرت تفکیک زمانی	هدف
ماسک ابر	MOD35	Terra	۱۰۰۰	لحظه‌ای	تعیین تصاویر فاقد ابر
	MYD35	Aqua	۱۰۰۰	لحظه‌ای	
پوشش سطح	MCD12Q1	ترکیبی	۵۰۰	سالانه	جداسازی سطح آب و خشکی
	MOD13Q1	Terra	۲۵۰	۱۶ روزه	
دمای سطح	MOD11-L2	Terra	۱۰۰۰	لحظه‌ای	تعیین متوسط روزانه دمای سطح آب دریاچه
	MYD11-L2	Aqua	۱۰۰۰	لحظه‌ای	
آلبدو	MCD43-B3	ترکیبی	۱۰۰۰	۱۶ روزه	تعیین آلبدوی سطح دریاچه
آب قابل بارش	MOD05-L2	Terra	۱۰۰۰	لحظه‌ای	استخراج نقشه روزانه فشار بخار هوای مجاور دریاچه
	MYD05-L2	Aqua	۱۰۰۰	لحظه‌ای	
گسیلمندی سطح	MOD11-L2	Terra	۱۰۰۰	لحظه‌ای	تعیین گسیلمندی سطح



شکل ۳- توزیع ماهانه تصاویر ماهواره‌ای MODIS مورد استفاده در برآورد تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰

جدول ۳- روش‌های مورد استفاده در برآورد مقادیر متغیرهای هواشناسی

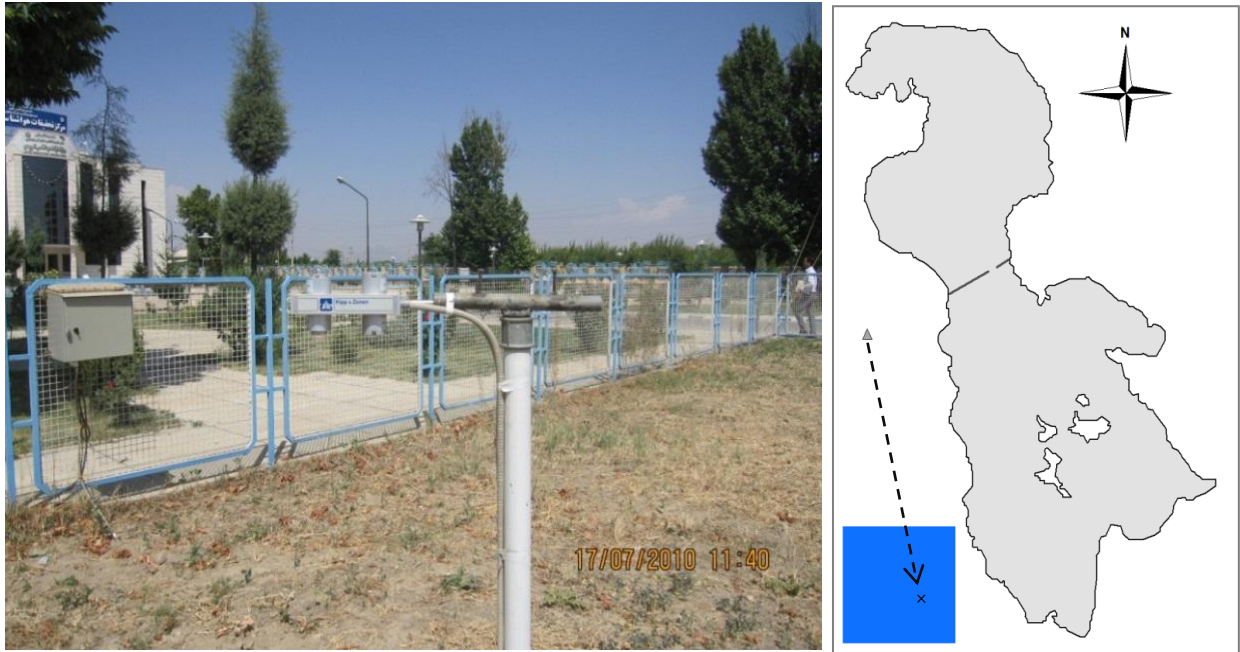
متغیر	روش استخراج
ساعات آفتابی	درونیابی مکانی
دمای هوا	همبستگی بین دمای حداکثر و حداقل دمای هوای روزانه با نقشه‌های دمای سطح آب گذر روز و شب و میانگین‌گیری
فشاربخار هوا	همبستگی بین نقشه‌های آب قابل بارش و فشاربخار هوای روزانه در ایستگاه‌های سینوپتیک مجاور دریاچه
فشار هوا	توسعه روابط همبستگی بین فشار هوا و ارتفاع در هر روز

۳-۳- اندازه‌گیری‌های زمینی برای اعتبارسنجی مدل

از آنجا که روش بیلان انرژی از جمله دقیق‌ترین روش‌های برآورد تبخیر می‌باشد (Lenters et al., 2005)، نمی‌توان از سایر روش‌ها (نظیر تشتک)، برای اعتبارسنجی نتایج حاصل از این روش استفاده نمود. به علاوه از آنجا که خروجی مدل‌های تبخیرسنجی که برپایه روش بیلان انرژی و داده‌های سنجش از دور توسعه یافته‌اند به صورت نقشه‌های نرخ تبخیر می‌باشد، نقشه نرخ تبخیر مستقیماً با اندازه‌گیری‌های زمینی قابل اعتبارسنجی نمی‌باشند. روشی که برای اعتبارسنجی خروجی این مدل‌ها به کار می‌رود، اعتبارسنجی لایه‌های مبنایی یا میانی با داده‌های زمینی است.

اعتبارسنجی داده‌های دمای سطح آب از داده‌های دمای سطح مرکز تحقیقات آرتمیا که به فاصله زمانی حداکثر یک ساعت از زمان گذر ماهواره اندازه‌گیری شده بود استفاده گردید (Sima and Tajrishy, 2013). همچنین برای اندازه‌گیری تابش طول موج کوتاه، یک دستگاه تشعشع سنج در ایستگاه تحقیقاتی سازمان هواشناسی ارومیه واقع در ۱۶ کیلومتری غرب دریاچه نصب شده و مورد بهره‌برداری قرار گرفت (شکل ۴). شارهای انرژی تابشی از تاریخ ۲۱ اردیبهشت ماه سال ۸۹ (۱۱ می ۲۰۱۰) با استفاده از یک دستگاه دیتالاگر به صورت ساعتی اندازه‌گیری شده و برای مقایسه با داده‌های همزمان تابش طول موج کوتاه ورودی که بر مبنای داده‌های ماهواره‌ای محاسبه شده‌اند در ساعت ظهر محلی استفاده شد.

در این مطالعه لایه مبنایی دمای سطح آب و لایه میانی شار تابش طول موج کوتاه ورودی (به عنوان مهمترین شار معادله بیلان انرژی) به صورت لحظه‌ای مورد اعتبارسنجی قرار گرفت. به این منظور



شکل ۴- موقعیت ایستگاه تحقیقاتی ارومیه نسبت به دریاچه و نسبت به پیکسل متناظر در تصاویر ۵۰۰ متری MODIS (سمت راست) و دستگاه تشعشع سنج نصب شده در ایستگاه تحقیقاتی سازمان هواشناسی (سمت چپ)

تطبيق قابل قبول ($R^2 = 0.92$; Bias = -0.27 °C) داده‌های ماهواره‌ای دمای سطح آب با اندازه‌گیری‌های زمینی می‌باشد (Sima and Tajrishy, 2013). برای اعتبارسنجی تابش طول موج کوتاه ورودی، پس از بررسی داده‌های سنجش از دور تابش طول موج کوتاه ورودی و خالص در روزهای بدون ابر و لحاظ نمودن خلأهای داده‌ای در داده‌های زمینی، تعداد ۶۵ زوج داده همزمان برای مقایسه حاصل شد. مقادیر شاخص‌های خطای مطلق (MAE) و خطای مجذور مربعات (RMSE) به ترتیب معادل 95 W/m^2 و 112 محاسبه گردید. همچنین مقادیر آماره‌های داده‌های تابش طول موج کوتاه حاصل از سنجش از دور و داده‌های زمینی در جدول ۵ نشان داده شده که به هم نزدیک است. به علاوه نمودار مقایسه مقادیر و تغییرات زمانی شار تابش طول موج کوتاه ورودی حاصل از داده‌های زمینی و ماهواره‌ای به ترتیب در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است. شیب خط همبستگی نزدیک به ۱ و عرض از مبدأ -55 W/m^2 نیز ارتباط بهتر داده‌های زمینی و ماهواره‌ای را در تأیید اعتبار ترم تابش طول موج کوتاه ورودی تأیید می‌کند.

در مورد مقایسه خطای برآورد شار تشعشع طول موج کوتاه ورودی و خالص، مقادیر ضریب تعیین و RMSE به ترتیب کمتر و بیش تر از مقدار Bias در محدوده مقدار گزارش شده در مطالعات Bisht et al. (2005, 2010) و Ryu et al. (2008) می‌باشد

۴-۳- تحلیل حساسیت مدل

به منظور تعیین حساسیت نسبی مدل بیلان انرژی به متغیرهای ورودی، تحلیل حساسیت پارامترهای مدل برای یک روز به طور نمونه (تاریخ ۲۰۱۰/۷/۷) انجام شد. به این منظور از روش تحلیل اثر یک عامل در یک زمان 1^3 (OFAT) روی متغیر خروجی استفاده شد. در این روش در هر اجرای مدل مقدار یکی از متغیرهای ورودی مستقل در محدوده معنی‌دار آن متغیر تغییر داده شده و با ثابت نگه داشتن مقادیر سایر متغیرها در حد مقادیر پایه، اثر تغییرات آن متغیر روی متغیر خروجی ارزیابی می‌شود (Murphy et al., 2004).

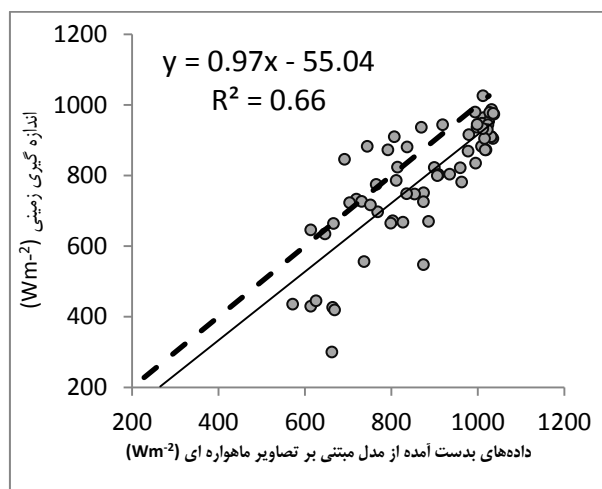
در انجام تحلیل حساسیت مدل SDDE، مقادیر متوسط هر یک از متغیرهای پایه شامل دمای هوا، دمای سطح، ساعات آفتابی، چگالی، آلودگی، آب قابل بارش، فشار هوا و ضریب فعالیت آب در محدوده قابل قبول آن متغیر (با حفظ مقادیر سایر متغیرها) به صورت درصدی تغییر داده و نتایج آن بر میزان متوسط نرخ تبخیر روزانه از سطح دریاچه ارزیابی شد. سپس با ترسیم منحنی‌های حساسیت متغیرها و محاسبه شیب منحنی، مقایسه حساسیت نسبی آنها صورت گرفت.

۴- نتایج و بحث

۴-۱- اعتبارسنجی مدل

نتایج اعتبارسنجی دمای سطح آب با اندازه‌گیری‌های زمینی حاکی از

با کاهش دما و شدت تابش خورشیدی از میزان نرخ تبخیر کاسته می‌شود.



شکل ۵- مقایسه شار تابش طول موج کوتاه ورودی بدست آمده از مدل SDDE و اندازه‌گیری زمینی

با میانگین‌گیری از نقشه‌های روزهای بدون ابر هر ماه، نقشه‌های متوسط نرخ روزانه تبخیر در آن ماه بدست آمد (شکل ۸). با توجه به عدم وجود تصاویر بدون ابر در ماه‌های نوامبر تا مارس (آبان تا اسفند) امکان برآورد تبخیر این ماه‌ها وجود نداشت. البته با توجه به کاهش دمای هوا در طی ماه‌های سرد می‌توان انتظار داشت که نرخ تبخیر در این ماه‌ها از سطح دریاچه در قیاس با ماه‌های گرم سال کم باشد. همانطور که در نقشه‌های ماهانه تبخیر مشخص شده است، نرخ تبخیر از سواحل به سمت نواحی داخلی دریاچه افزایش می‌یابد.

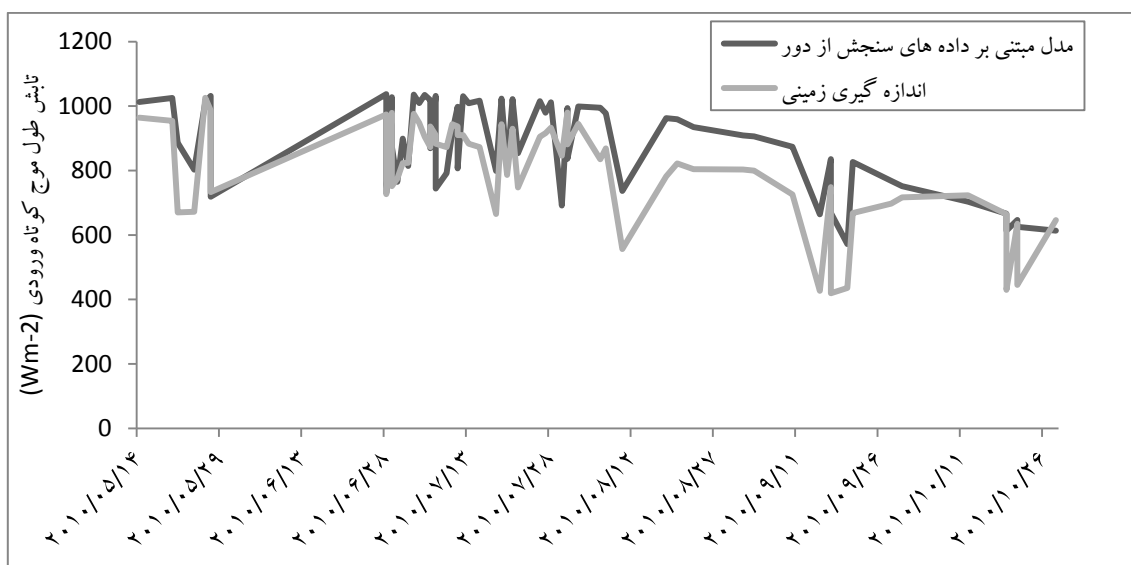
(جدول ۵). عمده‌ترین دلیل دقت پایین‌تر حاصل از این مطالعه در قیاس با سایر مطالعات موقعیت دستگاه تشعشع‌سنج است که در محل ایستگاه تحقیقاتی سازمان هواشناسی و در یک محدوده با کاربری غیریکنواخت (در شعاع ۱ کیلومتری) نصب شده است. در حالی که در سایر مطالعات اندازه‌گیری‌ها در موقعیت‌های با کاربری یکنواخت صورت گرفته است. همانطور که پیش‌تر بیان شد، در این مطالعه به علت مسائل حفاظت و بهره‌برداری، امکان نصب دستگاه در موقعیت‌هایی با کاربری یکنواخت در مقیاس ۱ کیلومترمربع (نظیر دریاچه، مزرعه کشاورزی و...) وجود نداشت.

جدول ۴- مقادیر آماره‌های محاسبه شده داده‌های سنجش از دور و داده‌های زمینی تابش طول موج کوتاه ورودی (W/m^2)

آماره	داده‌های ماهواره‌ای	داده‌های زمینی
حداقل	۵۷۲	۴۱۹
حداکثر	۱۰۳۷	۱۰۲۶
انحراف معیار	۱۴۰	۱۵۵

۲-۴- نقشه‌های تبخیر از سطح دریاچه

پس از استخراج لایه‌های مبنایی مورد استفاده در معادله بیلان انرژی، نقشه‌های تبخیر از سطح آب دریاچه برای روزهای بدون ابر در سال ۲۰۱۰ میلادی به دست آمد. تغییرات زمانی متوسط نرخ تبخیر روزانه از سطح دریاچه در شکل ۷ نشان داده شده است. بر این اساس نرخ تبخیر از ماه آوریل لغایت جولای (فروردین تا تیر) بین ۶ تا ۷ میلی‌متر نوسان می‌کند و سپس از آگوست تا اکتبر (مرداد تا مهر)



شکل ۶- مقایسه تغییرات زمانی تابش طول موج کوتاه ورودی حاصل از مدل SDDE و اندازه‌گیری زمینی

جدول ۵- مقایسه خطاهای برآورد شار تابش طول موج کوتاه ورودی و خالص با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS در این مطالعه با سایر مطالعات

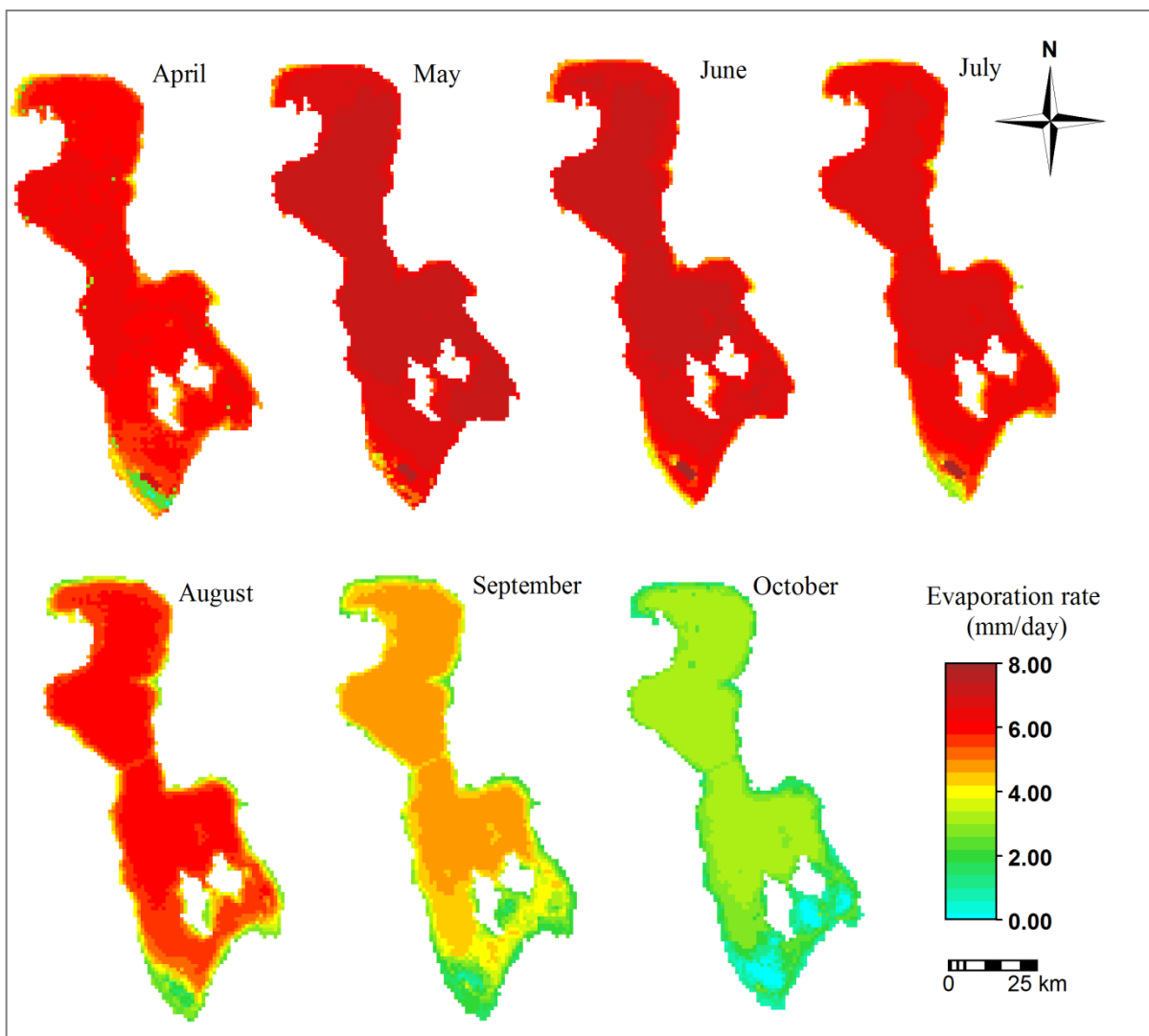
Bias (Wm ⁻²)	RMSE (Wm ⁻²)	R ²	شار انرژی تشمعی	تعداد نقاط اندازه گیری همزمان	ماهواره	کاربری	منطقه مورد مطالعه	مرجع
۱۷/۸۲	۴۲/۰۵	۰/۹۶	Qs_{in}	۱۰۹۷	Terra/Aqua	کشاورزی	آمریکا، کانزاس	Bisht et al. (2010)
۳۵/۲۲	۴۰/۷۸	۰/۹۶	Qs_{net}					
۴۱	۵۱	۰/۹۷	Qs_{in}	۱۸	Terra/Aqua	کشاورزی	آمریکا، کانزاس	Bisht et al. (2005)
۴۱	۰/۹۸							
۶۵	۰/۹۴		Qs_{in}	۱۷	Terra	جنگل	کره جنوبی	Ryu et al. (2008)
۲۴	۰/۹۸				Aqua			
۱۹	۰/۹۷			۲۶	Terra	کشاورزی		
					Aqua			
-۵۵	۱۱۲	۰/۶۶	Qs_{in}	۶۵	Terra/Aqua	غیر یکنواخت	ایران، ارومیه	مطالعه حاضر
-۴۲/۶	۱۲۶	۰/۵۳	Qs_{net}					

و در حدود ۶/۸ میلیمتر در روز می‌باشد. بیشترین و کمترین میزان تغییرات مکانی نرخ تبخیر از سطح دریاچه به ترتیب در ماه‌های می (اردیبهشت) و آگوست (مرداد) رخ می‌دهد. همچنین مجموع ارتفاع تبخیر طی ۷ ماه آوریل (فروردین) تا اکتبر (مهر) در سال ۲۰۱۰ معادل ۱۱۳۶ میلیمتر می‌باشد که در قیاس با برآوردهای قبلی نرخ تبخیر سالانه از سطح دریاچه (۱۳۵۹-۸۹۴) mm، در حد بالای برآوردها قرار دارد. به لحاظ حجمی نیز، تلفات تبخیر دریاچه در سال ۲۰۱۰ معادل ۳۸۵۵ میلیون متر مکعب طی ۷ ماه برآورد می‌شود که بیش از نیاز آب زیست‌محیطی دریاچه (۳/۰۸ میلیارد متر مکعب در سال) (Abbaspour and Nazaridoust, 2007) می‌باشد.

محدوده تغییرات نرخ تبخیر از سطح دریاچه در حدود ۳ میلیمتر در روز است. این روند بر روند تغییرات خالص انرژی تابشی دریافتی توسط دریاچه منطبق است. سواحل، مناطق اطراف میانگذر و جزایر نرخ تبخیر کمتری در قیاس با مناطق داخلی دریاچه دارند. مقادیر آماره‌های حاصل از نقشه‌های متوسط ماهانه در جدول ۶ ارائه شده است. همچنین شکل ۹ تغییرات زمانی ارتفاع تبخیر از سطح دریاچه را طی هفت ماه از سال ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود ارتفاع متوسط تبخیر از سطح دریاچه از ماه آوریل تا می‌روند افزایش کمی دارد و تا ماه جولای تقریباً ثابت می‌ماند. از ماه جولای (تیر) تا اکتبر (مهر) طی یک روند کاهشی، بیش از ۵۰ درصد نرخ تبخیر کاهش می‌یابد. حداکثر نرخ تبخیر متوسط از سطح، در ماه می



شکل ۷- تغییرات نرخ تبخیر روزانه از سطح دریاچه ارومیه طی روزهای بدون ابر در سال ۲۰۱۰



شکل ۸- نقشه‌های متوسط ماهانه نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰

جدول ۶- مقادیر آماره‌های حاصل از نقشه‌های ماهانه تبخیر از سطح دریاچه (mm/day)

سال	آماره	آوریل	می	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر
۲۰۱۰	حدافل	۰	۳/۱۱	۳/۵۱	۲/۸۳	۱/۲۶	۰/۶۹	۰
	حداکثر	۷/۳۱	۸/۴۳	۹/۸۲	۹/۲۵	۶/۰۹	۴/۹۱	۳/۳۲
	میانگین	۵/۲۳	۶/۵۸	۶/۵۴	۶/۱۹	۴/۹۷	۳/۷۶	۲/۱۴
	انحراف معیار	۱/۰۹	۰/۷	۰/۷۳	۰/۷۵	۱/۰۹	۱	۰/۸۱

نسبت به متغیرهای چگالی، ساعات آفتابی، دمای سطح آب و دمای هوا دارد. همچنین مدل توزیعی برآورد تبخیر نسبت به متغیرهای ضریب فعالیت آب، فشار هوا و آب قابل بارش از حساسیت کمی برخوردار است. از بین پارامترهای مذکور، ساعات آفتابی و دمای هوا در ایستگاه‌های سینوپتیک مجاور دریاچه به صورت پیوسته اندازه‌گیری می‌شوند. اما اندازه‌گیری دما و چگالی آب دریاچه به صورت پیوسته صورت نمی‌گیرد. بنابراین برای بهبود دقت برآورد نرخ

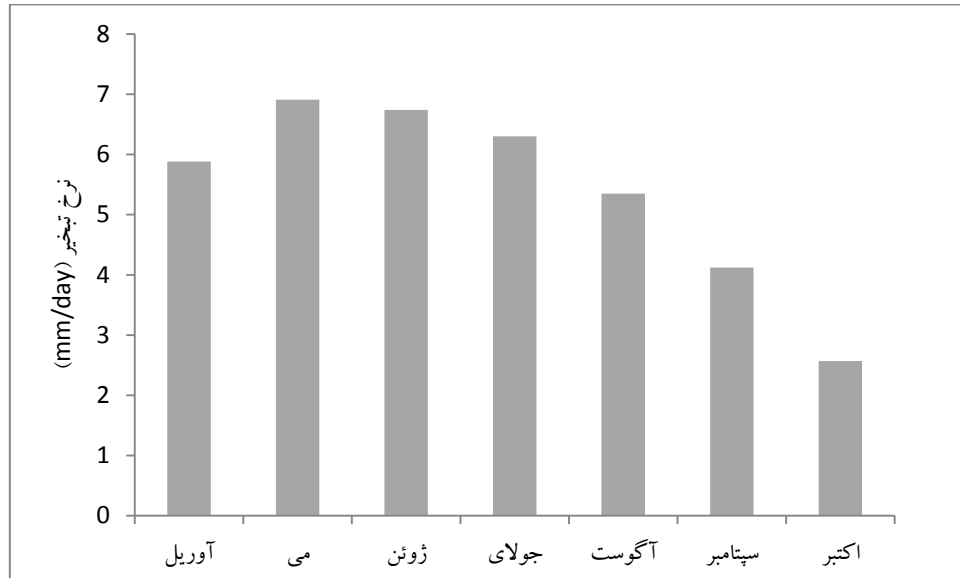
بنابراین حتی در صورت تأمین نیاز آب زیست محیطی دریاچه روند کاهش تراز آب دریاچه ادامه خواهد یافت.

۳-۴- نتایج تحلیل حساسیت مدل

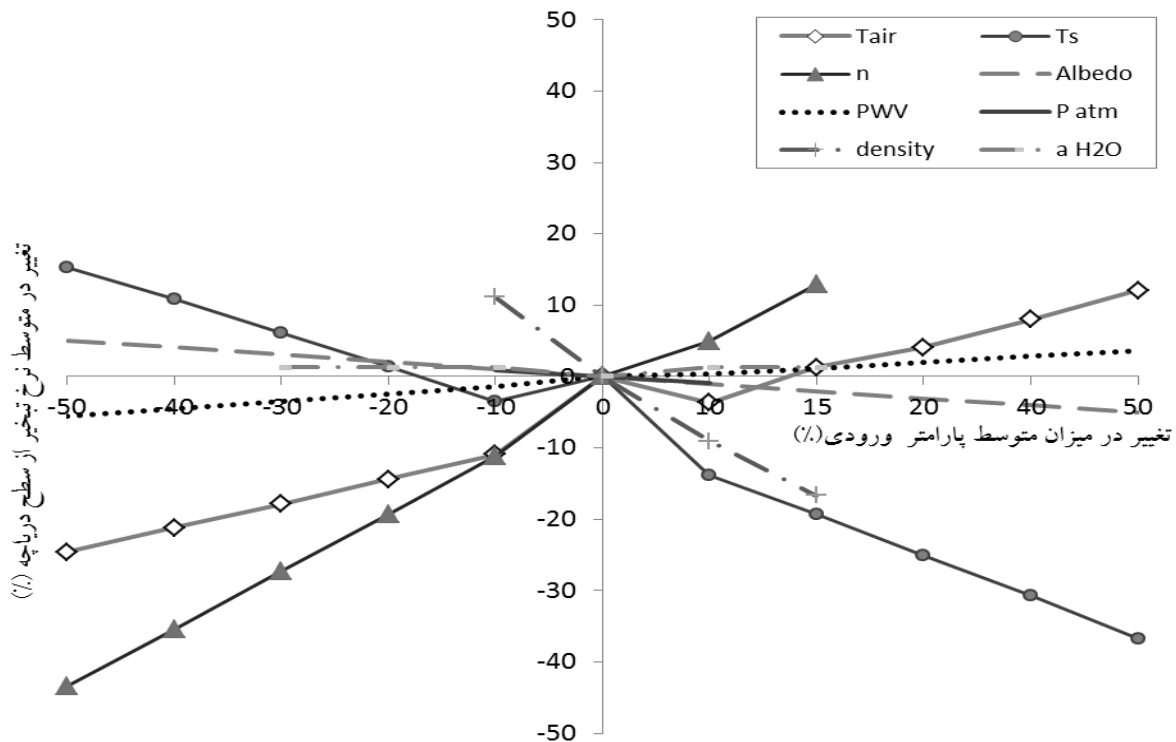
نتایج تحلیل حساسیت مدل در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر اساس شیب منحنی حساسیت، مدل بیشترین حساسیت را به ترتیب

دریاچه با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی مجاور دریاچه، لازم است اندازه‌گیری این متغیرهای هواشناسی حداقل در چند نقطه روی دریاچه صورت گیرد.

تبخیر از سطح، نیاز به اندازه‌گیری دما و چگالی آب دریاچه (حداقل در دوره‌های زمانی ماهانه) می‌باشد. همچنین به منظور کاهش عدم قطعیت ناشی از ایجاد نقشه‌های ساعات آفتابی و دمای هوای روی



شکل ۹- تغییرات ماهانه ارتفاع تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰



متغیر	چگالی آب	ساعات آفتابی	دمای سطح	دمای هوا	آب قابل بارش	آلبدو	فشار هوا	ضریب فعالیت آب
شیب منحنی حساسیت	-۱	۰/۸۵	-۰/۵۳	۰/۳۸	۰/۱	-۰/۱	-۰/۰۹	-۰/۰۰۵

شکل ۱۰- نمودار تحلیل حساسیت متغیرهای پایه مدل SDDE

۵- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

موردی دریاچه ارومیه). پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف.

مهندسان مشاور آب نیرو (۱۳۷۱) مطالعات مرحله دوم مقدماتی- بزرگراه شهید کلانتری واقع در دریاچه ارومیه.

مهندسين مشاور صدرا (۱۳۸۳) مطالعات هیدرولیک، هیدرودینامیک و زیست محیطی طرح آزادراه شهید کلانتری در دریاچه ارومیه، جلد اول و دوم، بازنگری صفر.

مهندسين مشاور طرح نواندیشان (۱۳۸۳) مطالعات تفصیلی هیدرولیک دریاچه ارومیه، طرح آزادراه شهید کلانتری، گزارش مرحله دوم، جلد دوم اطلاعات محیطی پایه، بازنگری صفر.

مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۳) مطالعه پیامدهای زیست محیطی، اثرات کمی و کیفی طرح‌های توسعه منابع آب حوضه دریاچه ارومیه بر دریاچه ارومیه. جلد ۲، بیان آبی دریاچه. شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان غربی.

Abbaspour M, Nazaridoust A (2007) Determination of environmental water requirements of Lake Urmia, Iran: an ecological approach. *International Journal of Environmental Studies* 64(2):161-169.

Ahmadzadeh Kokya B, Ahmadzadeh Kokya T (2008) Proposing a formula for evaporation measurement from salt water resources. *Hydrological Processes* 22:2005-2012.

Ali H, Madramootoo CA, Abdel Gwad S (2001). Evaporation model of Lake Qaroun as influenced by lake salinity. *Irrigation and Drainage* 50(1):9-17.

AL-Khlaifat A L (2008) Dead Sea rate of evaporation. *American Journal of Applied Sciences* 5(8): 934-942.

Alpert P, Shafir H, and Issahary D (1997) Recent changes in the climate at the Dead Sea – a preliminary study. *Climatic Change* 37(3): 513-537.

Anati DA, Stiller M, Shasha S and Gat JR (1987) Changes in the thermo-halite structure of the Dead Sea: 1979-1984. *Earth and Planetary Science Letter* 84: 109-121.

Asmar BN, Ergenzinger P (1999) Estimation of evaporation from the Dead Sea. *Hydrological Processes* 13(17): 2743-2750.

Asmar BN, Ergenzinger P(2002) Dynamic simulation of the Dead Sea. *Advances in Water Resources* 25(3): 263-277.

Bowen IS (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27(6):779-787.

در این مطالعه، مدل‌سازی تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با لحاظ کردن شوری و تغییرات مکانی متغیرهای هواشناسی مدنظر قرار گرفت. نرخ تبخیر روزانه از سطح دریاچه در قالب توسعه مدل توزیعی SDDE با استفاده از روش بیان انرژی و بهره‌گیری توأم از داده‌های سنجش از دور و اندازه‌گیری‌های زمینی برآورد شد. پس از اعتبارسنجی نتایج، تغییرات زمانی- مکانی نرخ تبخیر دریاچه ارومیه مورد بحث قرار گرفت. بر اساس نتایج حاصل مجموع ارتفاع و حجم تبخیر طی ۷ ماه آوریل (فروردین) تا اکتبر (مهر) در سال ۲۰۱۰ به ترتیب معادل ۱۱۳۶ میلیمتر و ۳/۸ میلیارد مترمکعب می‌باشد. عدم امکان برآورد صحیح تبخیر طی ماه‌های ابری از محدودیت‌های این مطالعه می‌باشد. با این وجود به علت آنکه عمده تبخیر در ماه‌های گرم سال رخ می‌دهد، این برآورد می‌تواند تخمین مناسبی از نرخ تبخیر سالانه دریاچه باشد. استفاده از نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند با بهبود دقت برآورد نرخ تبخیر، منجر به کاهش خطای برآورد بیان هیدرولوژیکی دریاچه شده و به تصمیم‌گیران در برنامه‌ریزی بهتر منابع آب حوضه آبریز و احیای دریاچه کمک شایان توجهی بنماید.

پی‌نوشت‌ها

- 1-Salinity Dependant Daily Evaporation
- 2-Geographical Information System
- 3-Evaporation pans
- 4-Dead sea
- 5-Bowen Ratio Energy Balance
- 6-Black-sky albedo
- 7-White-sky albedo
- 8-Solar angle
- 9-Solar declination
- 10-Cloud Mask
- 11-Normalized Differenced Vegetation Index
- 12-Precipitable Water Vapor
- 13-One-factor-at-a-time

۶- مراجع

باقری هارونی م ح (۱۳۹۰) ارزیابی فن آوری سنجش از دور در برآورد مؤلفه‌های بیان آب در مقیاس حوضه‌ای، با تأکید بر میزان برداشت خالص آب زیرزمینی (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه). پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشگاه تربیت مدرس.

جهانبانی س (۱۳۹۱) مقایسه روش‌های برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های شور با استفاده از معادله بیان انرژی (مطالعه

- Neev D, Emery KO (1967) Depositional processes and environments of evaporites (Bulletin (Makhon ha-geologi (Israel))): Monson Press.
- Neumann J (1958) Tentative energy and water balances for the Dead Sea. Bulletin of the Research Council of Israel 7G: 137–163.
- Orlob G (1981) Models for stratified impoundments. In: Biswas, A. (Ed.), Models for water quality management. McGraw Hill, USA:273–313.
- Pitzer KS (1979) Theory, ion interaction approach. Activity Coefficients in Electrolyte Solutions CRC Press, Boca Raton, FL, USA Pytkow-Icz RM, 1:157-208.
- Prata AJ (1996) A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 122:1127–1151.
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens GE (2007) Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. Journal of Hydrology 340(3–4): 149-166.
- Salameh E, W1-Naser H (1999) Does the actual drop in Dead Sea level reflect the development of water sources within its drainage basin? Acta Hydrochimica et Hydrobiologica 27(1): 5-11.
- Sandler SI (1999) Chemical and engineering thermodynamics (Wiley series in Chemical Engineering): Wiley.
- Sellers WD (1965) Physical climatology. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 92(394): 588-588.
- Sima S, Ahmadelipour A, Tajrishy M (2013) Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. Remote Sensing of Environment 136(0):374-385.
- Sima S, Tajrishy M (2013) Using satellite data to extract volume–area–elevation relationships for Urmia Lake, Iran. Journal of Great Lakes Research 39(1):90-99.
- Sima S, and Tajrishy M (In Progress) Application of spatial interpolation methods to develop water quality maps of Urmia Salt Lake, Iran. Submitted to Journal of Scientia Iranica for possible publication.
- Stanhill G (1994) Changes in the rate of evaporation from the Dead Sea. International Journal of Climatology 14(4):465-471.
- Stauffer R (1991) Testing lake energy budget models under varying atmospheric stability conditions. Journal of Hydrology 128:115–135.
- Calder IR, Neal C (1984) Evaporation from saline lakes: a combination equation approach. Hydrological Sciences Journal 29(1):89-97.
- Dvorkin Y, Lensky N, Lyahovsky V, Gertman I, and Gavrieli I (2006) The necessity of salt precipitation for the Dead Sea modeling. Paper presented at the American Geophysical Union, Fall Meeting, San Francisco, California, USA.
- Eimanifar A, Mohebbi F (2007) Urmia Lake (Northwest Iran): a brief review. Saline Systems 3(5).
- Gianniou SK, Antonopoulos VZ (2007) Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. Journal of Hydrology 345(3–4): 212-223.
- Harbeck JGE (1955) Studies of evaporation: the effect of salinity on evaporation. U.S. Geological Survey Professional Paper 272-A: 1–6.
- Heidari N, Roudgar M, Ebrahimpour N (2010) Thermodynamic quantities and Urmia Sea water evaporation. Saline Systems 6, 3.
- Kokya BA, Kokya TA (2008) Proposing a formula for evaporation measurement from salt water resources. Hydrological Processes 22(12): 2005-2012.
- Lee CH (1927) Discussion of evaporation on reclamation projects. American Society of Civil Engineers Transactions, 90:340-343.
- Lensky NG, Dvorkin Y, Lyakhovsky V, Gertman I, and Gavrieli I (2005) Water, salt, and energy balances of the Dead Sea. Water Resources Research 41(12), W12418.
- Lenters JD, Kratz TK, Bowser CJ (2005) Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, Northern Wisconsin (USA). Journal of Hydrology 308(1–4): 168-195.
- Long D, Gao Y, Singh VP (2010) 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 388(3–4): 217-233.
- Murrihy E, Miltenburg I (2010). Assessment of evaporation losses from the Menindee Lakes using SEBAL remote sensing technology. Australia Water Watch.
- Murphy JM, Sexton DMH, Barnett DN, Jones GS, Webb MJ, Collins M (2004) Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. Nature 430(7001):768-772.

- Yekom Consulting Engineers (2002) Management plan for the Lake Uromiyeh Ecosystem. In M. Moser (Ed.), EC-IIP Environmental Management Project for Lake Uromiyeh. Iran.
- Young AA (1947) Some recent evaporation investigations. Transactions American Geophysical Union 28(2): 279-284.
- Yu S, Liu J, Xu J, Wang H (2011) Evaporation and energy balance estimates over a large inland lake in the Tibet-Himalaya. Environmental Earth Sciences 64(4): 1169-1176.
- Zeinoddini M, Tofghi MA, Vafae F (2009) Evaluation of dike-type causeway impacts on the flow and salinity regimes in Urmia Lake, Iran. Journal of Great Lakes Research 35(1): 13-22.
- Steinhorn I (1997) Evaporation estimate for the Dead Sea: essential considerations for saline lakes. The Dead Sea. In The Dead Sea the lake and its setting (pp. 11). New York: Oxford University Press.
- UNEP & GEAS (2012) The drying of Iran's Lake Urmia and its environmental consequences. Environmental Development 2:128-137.
- Winter TC (1981) Uncertainties in estimating the water balance of lakes. Water Resources Bulletin 17(1): 82-115.
- Winter TC, Buso DC, Rosenberry DO, Likens GE, Sturrock AMJ, Mau DP (2003) Evaporation determined by the energy budget method for Mirror Lake, New Hampshire. Limnology and Oceanography 48 (3): 995-1009.