

جمهوری اسلامی ایران



دبیرخانه کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه
دفتر برنامه ریزی و تلفیق ستاد احیای دریاچه ارومیه

پایش تغییرات مصارف آب و کاربری اراضی کشاورزی حوضه
آبریز دریاچه ارومیه

تیر ۱۳۹۵

باسمه تعالی

گزارش

پایش تغییرات مصارف آب و کاربری اراضی کشاورزی حوضه

آبریز دریاچه ارومیه

تهیه کننده:

مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف

نویسنده:

مریم عمادزاده - پیمان صائمیان - مرسده طاهری - محسن قلیزاده -

امیرحسین احراری - نیما کریمی - احمد نجفی - فاطمه کردی

تیر ۱۳۹۵

۱	عنوان سند	پایش تغییرات مصارف آب و کاربری اراضی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه		
۲	بندهای شرح خدمات	عنوان فعالیت	شماره بند	عنوان
۳	کد سند	OC11RN9504005		
۴	تهیه کننده	مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف		
۵	نویسنده	مریم عمادزاده- پیمان صائمیان- مرسته طاهری- محسن قلیزاده- امیرحسین احراری- نیما کریمی- احمد نجفی- فاطمه کردی		
۶	محتویات سند	در این گزارش به محاسبه و تهیه نقشه کاربری اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌های سری لندست در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ و مقایسه تغییرات آن طی این سال‌ها پرداخته شده است. همچنین برآورد مصارف آب اراضی کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی با استفاده از سنجنده مادیس و مقایسه نتایج حاصل از آن‌ها ارائه گردیده است.		
۷	تاریخ نشر	تیر ۱۳۹۵		
۸	نوبت ویرایش	نهایی		

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

پیش‌گفتار

قرارگیری دریاچه ارومیه در آستانه بحرانی زیست‌محیطی در مقیاس بین‌المللی در سال‌های منتهی به سال ۱۳۹۲ شمسی و مطالبات مردم شریف منطقه، هیأت محترم وزیران را بر آن داشت که در اولین جلسه خود در دولت یازدهم، طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۱۱۱۴۶ مورخ ۱۳۹۲/۰۵/۲۸، تشکیل کارگروه نجات دریاچه ارومیه را به تصویب رسانند که پس از بررسی‌های گروه‌های کارشناسی، ۱۹ طرح اولویت‌دار جهت نجات دریاچه ارومیه در جلسه ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ کارگروه نجات دریاچه ارومیه تصویب گردید.

به منظور تمرکز و تسریع در روند اقدامات مرتبط با احیای دریاچه ارومیه، پیشنهاد تشکیل «کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه» در جلسه مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ هیأت محترم وزیران مطرح و به موجب اختیارات اصل ۱۳۸ قانون اساسی، طبق مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۷۰۰۹۲ مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۱۲، مقرر گردید که ریاست کارگروه بر عهده معاون اول محترم رئیس‌جمهور باشد و جناب آقای دکتر عیسی کلانتری به عنوان دبیر کارگروه و مدیر اجرایی احیای دریاچه ارومیه تعیین گردیدند. ۷ وزیر، ۲ معاون رئیس‌جمهور و ۳ استاندار حوضه آبریز نیز به عنوان اعضای این کارگروه معرفی شدند.

در گام بعدی، ستاد احیای دریاچه ارومیه ضمن ایجاد کمیته‌های تخصصی شش‌گانه، ۲۰ کارگروه تخصصی، انجام مطالعات تطبیقی و ایجاد شوراهای منطقه‌ای، ضمن برگزاری ۹۸ جلسه متنوع کارشناسی و مدیریتی و بهره‌گیری از نظرات بیش از ۷۵۰ نفر از متخصصان داخلی و بین‌المللی در بازه زمانی ۱۳۶ روزه (از ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ تا ۱۳۹۳/۰۳/۱۷)، اقدام به تدوین و اجرای یک نقشه راه جامع در راستای احیای دریاچه ارومیه نمود که نقشه راه مذکور در جلسه مورخ ۱۳۹۳/۰۴/۰۸ به ریاست رئیس‌جمهور محترم جناب آقای دکتر روحانی، ارائه و مورد تصویب قرار گرفت و دستور شروع عملیات اجرایی راه‌کارهای مصوب توسط ایشان صادر گردید. کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیز طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۵۷۵۴۲ مورخ ۱۳۹۳/۰۵/۲۵ به طور رسمی مسئولیت مطالعه و طراحی طرح نجات دریاچه ارومیه را به دانشگاه صنعتی شریف سپرد.

در کنار دستاوردهای میدانی متعدد حاصل از طرح ملی نجات دریاچه ارومیه از جمله قرار گرفتن دریاچه در مسیر احیای پایدار و رفع مخاطرات بهداشتی و سلامتی، نقش محوری دانشگاه‌های ملی و استانی در کلیه امور مطالعه و پایش، شاخصه‌ای کم‌نظیر در پروژه بوده که توانسته است ضمن خلق تعاملی پویا و چندسویه با دستگاه‌های اجرایی، روح اقدامات علمی-پژوهشی را در کالبد همه پروژه‌های ذیل طرح، جاری نمایند.

لذا با هدف شفاف‌سازی اقدامات مطالعاتی و پژوهشی انجام شده و نیز به منظور فراهم شدن امکان استفاده مجامع علمی در رشته‌های مختلف دانشگاهی از آب (هیدرولوژی، آب زیرزمینی، هیدرولیک و هیدرودینامیک)، محیط‌زیست، اکولوژی و لیمنولوژی گرفته تا اقتصاد و جامعه‌شناسی از دانش بومی تولید شده در این طرح ملی، کلیه مطالعات انجام شده توسط دبیرخانه کارگروه در کتابخانه مرکزی دانشگاه صنعتی شریف در دسترس پژوهشگران محترم قرار گرفته است. یقیناً تدارک مطالعه و پژوهش در این منابع بومی ارزشمند که حاصل سال‌ها تلاش مجدانه محققان تراز اول داخلی و بین‌المللی بوده، سرآغازی خواهد بود برای تداوم نهضت علمی شکل گرفته و به زودی با بروز جهشی علمی در بستر استثنایی پدید آمده، شاهد شکوفایی برکات این گردش آزاد اطلاعات در اقصی نقاط کشور خواهیم بود.

کلیه تعبیر، نتایج و تفاسیری که در این اثر ذکر شده‌اند، محصول تلاش‌های نویسندگان (یا نویسندگان) آن بوده و لزوماً منعکس‌کننده دیدگاه‌های دبیرخانه کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیست. لذا مسئولیت صحت کلیه اطلاعات و نتایجی که توسط این اثر در دسترس عموم قرار می‌گیرد، به عهده نویسندگان (یا نویسندگان) آن می‌باشد.

چکیده

برنامه‌ریزی و مدیریت صحیح مصرف آب در حوضه آبریز، نیازمند شناخت رفتار هیدرولوژیکی سیستم، شامل تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای مهم از جمله تبخیرتغرق واقعی و بارش حوضه آبریز می‌باشد. در اختیار داشتن اطلاعات جامع و کافی از میزان منابع موجود و مصارف حوضه آبریز و بررسی تغییرات زمانی منابع و مصارف کمک شایانی در اتخاذ تصمیمات صحیح مدیریتی می‌نماید. ازینرو در این مطالعه به دو هدف عمده پرداخته شده است. هدف نخست، محاسبه و تهیه نقشه کاربری اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌های سری لندست در سال‌های میلادی ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ و مقایسه تغییرات آن طی این سال‌ها است.

هدف دوم این مطالعه، برآورد مصارف آب اراضی کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی با استفاده از سنجنده مادیس و مقایسه نتایج حاصل از آن‌ها است. سال ۱۹۹۵ میلادی به عنوان سالی که دریاچه ارومیه دارای بالاترین تراز بوده و سال ۲۰۱۰ میلادی به عنوان یکی از سال‌های با افت تراز بالا در آب دریاچه و سال ۲۰۱۴ میلادی نیز به عنوان نزدیک‌ترین سال به شرایط فعلی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با توجه به اصل وجود داده‌ها و لایه‌های میانی مدل انتخاب گردیده است. تبخیرتغرق و بارش که از متغیرهای اصلی بیلان آب هر حوضه محسوب می‌گردند، به منظور تخمین مقادیر مصارف اراضی کشاورزی حوضه در سال‌های مذکور برآورد شده است. در این مطالعه، لایه‌های توزیع مکانی تبخیرتغرق با استفاده از الگوریتم SEBAL و تصاویر مادیس و نقشه‌های بارش با استفاده از روش CoKriging و داده‌های ایستگاه‌های زمینی، TRMM و DEM (به عنوان داده‌های کمکی جهت درون‌یابی) محاسبه شدند.

میانگین بارش حوضه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب برابر ۲۴۷، ۲۶۰ و ۲۵۶ میلی‌متر بدست آمد. میانگین تبخیرتغرق در محدوده اراضی کشاورزی حوضه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۴۵۶، ۷۶۵ و ۷۳۶ میلی‌متر است که در نهایت حجم مصارف کشاورزی در حوضه در این سال‌ها به ترتیب ۱/۴، ۲/۶ و ۲/۳ میلیارد مترمکعب محاسبه شده است. اختلاف قابل ملاحظه در نتایج مصارف کشاورزی در سال ۱۹۹۵ میلادی با نتایج سال‌های اخیر، نشان دهنده رشد مصرف بوجود آمده ناشی از عوامل انسانی و اقلیمی در منطقه می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: تبخیرتغرق، بارش، کاربری اراضی، سنجش از دور، حوضه آبریز ارومیه.

فهرست مطالب

۱- مقدمه	۱
۲- مروری بر مطالعات پیشین	۴
۲-۱- مروری بر مطالعات استخراج کاربری اراضی از تصاویر ماهواره‌ای	۴
۲-۱-۱- مطالعات پیشین در ارتباط با طبقه‌بندی شیء گرا	۴
۲-۱-۲- مطالعات کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه	۵
۲-۲- مروری بر مطالعات مصرف آب کشاورزی	۸
۲-۲-۱- مروری بر روش‌های تخمین تبخیر-تعرق	۸
۲-۲-۲- مروری بر مطالعات تبخیر-تعرق و مصرف در حوضه دریاچه ارومیه	۱۱
۲-۲-۳- مروری بر مطالعات روش‌های تخمین بارش	۱۳
۳- منطقه مورد مطالعه	۱۶
۴- مواد و روش‌ها	۱۷
۴-۱- مجموعه داده‌های مورد استفاده	۱۸
۴-۱-۱- داده‌های مورد استفاده جهت تهیه لایه کاربری اراضی	۱۸
۴-۱-۲- داده‌های مربوط به تخمین تبخیر-تعرق	۲۲
۴-۱-۳- داده‌های مربوط به تخمین بارش	۲۳
۴-۱-۴- داده‌های مورد نیاز جهت تعیین فصل کشت	۲۴
۴-۲- روش‌شناسی	۲۷
۴-۲-۱- روش‌شناسی استخراج لایه کاربری اراضی از تصاویر ماهواره‌ای	۲۷
۴-۲-۲- قطعه‌بندی تصویر در فرایند طبقه‌بندی شیء گرا	۲۷
۴-۲-۳- مراحل تولید نقشه کاربری اراضی	۳۰
۴-۲-۴- روش‌شناسی تخمین مصارف کشاورزی	۳۳
۴-۲-۴-۱- تبخیر-تعرق واقعی	۳۳
۴-۲-۴-۲- روش‌شناسی استخراج لایه بارش	۳۷
۴-۲-۴-۳- روش‌های تحلیل تغییرات مصارف	۳۹
۵- نتایج	۴۴
۵-۱- لایه کاربری اراضی	۴۴
۵-۲- نتایج تخمین مصارف کشاورزی	۵۴
۵-۲-۱- نتایج تبخیر-تعرق واقعی	۵۴
۵-۲-۲- نتایج لایه‌های بارش	۶۴
۵-۳- نتایج مصارف آب آبیاری در بخش کشاورزی و تحلیل‌های مرتبط	۷۴
۵-۳-۱- بررسی تغییرات اقلیمی	۸۴
۵-۳-۲- بررسی تغییرات عوامل غیرطبیعی (انسانی)	۹۵
۶- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری	۹۸
۷- مراجع	۱۰۴
پیوست ۱- اطلاعات ایستگاه‌های سینوپتیک	۱۱۱

پیوست ۲- داده‌های زمینی مربوط به تخمین بارش	۱۱۲
پیوست ۳- خطای روش‌های درون‌یابی نقشه بارش	۱۱۷
پیوست ۴- مراحل محاسبات مدل سیال	۱۱۹
۱- مقدمه	۱۱۹
۲- پارامترهای الگوریتم سیال	۱۲۰
۱-۲- تعیین زاویه خورشید θ	۱۲۰
۲-۲- گذردهی اتمسفری (TSW)	۱۲۲
۳-۲- آلودگی	۱۲۲
۴-۲- شاخص‌های طیفی	۱۲۴
۵-۲- محاسبه گسیلمندی	۱۲۵
۶-۲- محاسبه دمای سطح زمین (LST)	۱۲۶
۱-۶-۲- دمای روشنایی	۱۲۶
۲-۶-۲- تصحیح لایه دما با استفاده از نقشه DEM	۱۲۷
۳- محاسبه اجزای بیلان انرژی	۱۲۸
۱-۳- شار تشعشع خالص در سطح زمین (RN)	۱۲۸
۱-۱-۳- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$)	۱۲۸
۲-۱-۳- تابش طول موج بلند خروجی ($R_L \uparrow$)	۱۲۹
۳-۱-۳- تابش طول موج بلند ورودی ($R_L \downarrow$)	۱۲۹
۲-۳- شار گرمایی زمین (G)	۱۳۰
۳-۳- شار حرارتی محسوس (H)	۱۳۱
۴-۳- طول زبری ممنتوم	۱۳۲
۱-۴-۳- سرعت اصطکاکی	۱۳۳
۵-۳- مقاومت آئرو دینامیکی	۱۳۴
۶-۳- پیکسل‌های سرد و گرم	۱۳۵
۷-۳- تخمین تبخیر تعرق	۱۴۱
۱-۷-۳- تبخیر تعرق لحظه‌ای	۱۴۱
۲-۷-۳- تبخیر تعرق روزانه	۱۴۲
۳-۷-۳- تبخیر تعرق فصلی	۱۴۲
مراجع پیوست	۱۴۳

فهرست اشکال

- شکل ۱- تغییرات سطح تراز آب دریاچه ارومیه از سال ۱۳۴۴ تا ۱۳۸۹ (سازمان حفاظت محیط زیست، ۱۳۸۹)..... ۲
- شکل ۲- سطح زیر کشت اراضی آبی و دیم (زراعی و باغی) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۶
- شکل ۳- تغییرات سطح زیر کشت اراضی آبی از سال ۱۳۵۳ تا ۱۳۹۴ بر حسب هزار هکتار..... ۷
- شکل ۴- نمودار هیسومتری و تعداد ایستگاه های ثبت بارش در هر کلاس ارتفاعی (اکبری، ۱۳۹۵) ۱۶
- شکل ۵- موقعیت حوضه آبریز ارومیه و محدوده استانها و زیرحوضه های قرار گرفته در حوضه ۱۷
- شکل ۶- مراحل پیش پردازش داده ها ۲۳
- شکل ۷- موقعیت ایستگاه های مورد استفاده در حوضه دریاچه ارومیه ۲۴
- شکل ۸- تغییرات میانگین ۱۶ روزه NDVI در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۳-۲۰۱۴ میلادی (سال آبی ۹۲-۹۳)..... ۲۶
- شکل ۹- مقایسه آبیجکت های ساخته شده با استفاده از توابع ۴ پیکسلی و ۸ پیکسلی ۲۹
- شکل ۱۰- پراکندگی ایستگاه های سینوپتیک منتخب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و مدل رقومی ارتفاع منطقه ۴۲
- شکل ۱۱- تغییرات دما و بارش برای ایستگاه سینوپتیک ارومیه طی سال های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ (ستاد احیای دریاچه ارومیه، ۱۳۹۴) ۴۳
- شکل ۱۲- موزاییک تصاویر ماهواره های ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۱۹۹۸ میلادی ۴۶
- شکل ۱۳- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۱۹۹۸ میلادی ۴۶
- شکل ۱۴- موزاییک تصاویر ماهواره های ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۰ میلادی ۴۷
- شکل ۱۵- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۰ میلادی ۴۷
- شکل ۱۶- موزاییک تصاویر ماهواره های ماهواره لندست ۸ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۴ میلادی ۴۸
- شکل ۱۷- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۸ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۴ میلادی ۴۸
- شکل ۱۸- تغییرات مساحت سطح زیر کشت کشاورزی در سالهای ۱۹۹۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ ۴۹
- شکل ۱۹- موقعیت مکانی تغییرات کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین سالهای ۱۹۹۸ و ۲۰۱۰ ۴۹
- شکل ۲۰- موقعیت مکانی تغییرات کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین سالهای ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ ۵۰
- شکل ۲۱- نمونه ای از نقشه لحظه ای دمای سطح زمین (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MOD11L2 ماهواره MODIS ۵۵
- شکل ۲۲- نمونه ای از نقشه ۱۶ روزه NDVI (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MOD13A2 ماهواره MODIS ۵۶
- شکل ۲۳- نمونه ای از نقشه ۴ روزه LAI (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MCD15A3 ماهواره MODIS ۵۶
- شکل ۲۴- نمونه ای از نقشه لحظه ای شار تابشی خالص (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL ۵۷
- شکل ۲۵- نمونه ای از نقشه لحظه ای شار حرارتی محسوس (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL ۵۸
- شکل ۲۶- نمونه ای از نقشه لحظه ای شار گرمایی زمین (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL ۵۸
- شکل ۲۷- تبخیر تعرق روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ ۱۷ ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی (MM. DAY -1) ۵۹
- شکل ۲۸- تبخیر تعرق واقعی روزانه در روزهای مورد بررسی در سال ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۵۹

- شکل ۲۹- میانگین تبخیر تعرق واقعی ماهانه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۶۰
- شکل ۳۰- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۱۹۹۵ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۶۰
- شکل ۳۱- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۲۰۱۰ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۶۱
- شکل ۳۲- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۶۱
- شکل ۳۳- هیستوگرام فراوانی تبخیر تعرق در زمین های کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ۶۲
- شکل ۳۴- هیستوگرام فراوانی تبخیر تعرق در زمین های کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ ۶۳
- شکل ۳۵- میانگین سالانه تبخیر تعرق واقعی در محدوده اراضی کشاورزی حوضه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۶۳
- شکل ۳۶- ارتفاع بارش در ماه‌های مختلف سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بر اساس میانگین آمار ایستگاه ها ۶۵
- شکل ۳۷- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ ۶۶
- شکل ۳۸- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ ۶۶
- شکل ۳۹- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ ۶۷
- شکل ۴۰- مقایسه مقادیر متوسط بارش حوضه دریاچه ارومیه به روش COKRIGING در سال‌های مورد مطالعه ۶۸
- شکل ۴۱- نقشه های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۱۹۹۵ میلادی ۷۱
- شکل ۴۲- نقشه های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۲۰۱۰ میلادی ۷۲
- شکل ۴۳- نقشه های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۲۰۱۴ میلادی ۷۳
- شکل ۴۴- میزان آب آبیاری مصرف شده در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (بر حسب میلی متر) ۷۵
- شکل ۴۵- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ میلادی (میلی متر) ۷۶
- شکل ۴۶- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر) ۷۶
- شکل ۴۷- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۷۷
- شکل ۴۸- میانگین سالانه ارتفاع آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی و کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۷۷
- شکل ۴۹- مقادیر میانگین ماهانه آب آبیاری مصرف شده در کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۷۸
- شکل ۵۰- مقادیر میانگین ماهانه آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۷۸

- شکل ۵۱- میانگین آب آبیاری مصرف شده در اراضی کشاورزی حوضه ارومیه در دوره رشد پاییزه و دوره زمانی پس از برداشت کشت پاییزه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی ۸۰
- شکل ۵۲- محدوده‌های مطالعاتی مورد بررسی در حوضه ارومیه ۸۱
- شکل ۵۳- حجم آب مصرفی در محدوده‌های مطالعاتی ارومیه، میاندوآب و سراب و کل اراضی کشاورزی طی سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی ۸۱
- شکل ۵۴- اختلاف آب مصرفی در سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی در حوضه ارومیه (بر حسب MM) ۸۳
- شکل ۵۵- اختلاف آب مصرفی در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در حوضه ارومیه (بر حسب MM) ۸۳
- شکل ۵۶- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق مرجع سالانه در بازه زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی (دوره آماری اول) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (بر حسب میلیمتر) ۸۵
- شکل ۵۷- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق مرجع سالانه در بازه زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی (دوره آماری دوم) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (بر حسب میلیمتر) ۸۵
- شکل ۵۸- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیر تعرق مرجع سالانه در دوره‌های آماری اول و دوم در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (بر حسب میلیمتر) ۸۶
- شکل ۵۹- نقشه توزیع مکانی P-VALUE برای تبخیر تعرق مرجع سالانه در دوره آماری ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی ۸۷
- شکل ۶۰- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیر تعرق مرجع سال‌های ۲۰۱۴ و ۱۹۹۵ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۸۸
- شکل ۶۱- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیر تعرق مرجع سال‌های ۲۰۱۰ و ۱۹۹۵ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر) ۸۸
- شکل ۶۲- تبخیر تعرق مرجع سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر) ۸۹
- شکل ۶۳- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر دمای هوای میانگین در حوضه ارومیه (درجه سانتی گراد) ۹۰
- شکل ۶۴- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر رطوبت نسبی در حوضه ارومیه (درصد) ۹۱
- شکل ۶۵- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر سرعت باد در حوضه ارومیه (متر بر ثانیه) ۹۱
- شکل ۶۶- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر ساعات آفتابی در حوضه ارومیه (ساعت) ۹۱
- شکل پ ۱- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین ۱۲۰
- شکل پ ۲- زاویه ورود خورشیدی (θ) ۱۲۱
- شکل پ ۳- فرآیند محاسبه rah ۱۳۳
- شکل پ ۴- تأثیر زبری بر سرعت باد ۱۳۴
- شکل پ ۵- فرآیند تکراری برای محاسبه مقدار شار حرارتی محسوس (H) ۱۳۶
- شکل پ ۶- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI 2005) ۱۳۹

فهرست جداول

- جدول ۱- مرور مطالعات انجام شده در زمینه کاربری حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۷
- جدول ۲- مقادیر مصارف کشاورزی گزارش شده در منابع مختلف ۱۳
- جدول ۳- مطالعات انجام شده در حوضه آبریز ارومیه ۱۵
- جدول ۴- باندهای طیفی ماهواره لندست ۵ سنجنده TM ۱۹
- جدول ۵- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۵، سنجنده TM، برای سال ۱۹۹۸ میلادی ۱۹
- جدول ۶- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۵، سنجنده TM، برای سال ۲۰۱۰ میلادی ۲۰
- جدول ۷- توان تفکیک مکانی و طیفی ماهواره ۸، سنجنده OLI/TIRS ۲۰
- جدول ۸- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۸، سنجنده OLI/TIRS ۲۱
- جدول ۹- داده‌های اولیه مورد استفاده در الگوریتم ییلان انرژی به همراه تفکیک مکانی و زمانی داده‌ها ۲۲
- جدول ۱۰- داده‌های مورد استفاده برای تهیه نقشه بارش ۲۳
- جدول ۱۱- نحوه دسته‌بندی محصولات در منطقه مطالعاتی براساس دوره رشد و نیاز آبی (مرید و همکاران ۱۳۹۱) ۲۵
- جدول ۱۲- تقویم کشت محصولات زراعی (سازمان جهاد کشاورزی، سند ملی آب، نشریات FAO شماره ۳۳ و ۵۶) ۲۵
- جدول ۱۳- انواع دوره کشت (تارنمای سازمان جهاد کشاورزی، سند ملی آب، نشریات FAO شماره ۳۳ و ۵۶) ۲۶
- جدول ۱۴- تاریخ روزهای مورد مطالعه در هر ماه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی جهت محاسبه ارتفاع تبخیر تعرق حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۳۵
- جدول ۱۵- تغییرات مساحت سطح زیر کشت کشاورزی از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۴ میلادی ۴۹
- جدول ۱۶- ارزیابی دقت صورت گرفته برای نقشه سال ۲۰۱۴ میلادی ۵۰
- جدول ۱۷- ارزیابی دقت صورت گرفته برای نقشه سال ۲۰۱۰ میلادی ۵۱
- جدول ۱۸- مقایسه نتایج سطح اراضی زراعی و باغی سایر مطالعات با نتایج مطالعه حاضر ۵۲
- جدول ۱۹- مشخصات آماری نقشه‌های تبخیر تعرق واقعی در حوضه ارومیه طی سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی ۶۲
- جدول ۲۰- مقایسه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درون‌یابی ۶۹
- جدول ۲۱- مقایسه نتایج میانگین بارش حوضه ارومیه در مطالعه حاضر با نتایج سایر مطالعات ۷۴
- جدول ۲۲- مصارف کشاورزی بدست آمده در این مطالعه برای سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ و مقایسه آن با نتایج سایر مطالعات ۷۹
- جدول ۲۳- تغییرات مقادیر آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی محدوده مطالعاتی میاندوآب در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی ۸۲
- جدول پ ۱- مقادیر میانگین سالانه پارامترهای اقلیمی برای ایستگاه‌های سینوپتیک حوضه دریاچه ارومیه ۱۱۱
- جدول پ ۲- مقادیر انحراف معیار پارامترهای اقلیمی هر ایستگاه ۱۱۱
- جدول پ ۳- نام و مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده در مطالعه ۱۱۲
- جدول پ ۴- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درون‌یابی در سال ۱۹۹۵ ۱۱۷
- جدول پ ۵- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درون‌یابی در سال ۲۰۱۰ ۱۱۸
- جدول پ ۶- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درون‌یابی در سال ۲۰۱۴ ۱۱۸
- جدول پ ۷- مراحل محاسبه تبخیر تعرق لحظه‌ای ۱۱۹
- جدول پ ۸- ضریب وزنی باندهای ماهواره لندست ۱۲۴

- جدول پ ۹- ضرایب K1 و K2 (کالیبراسیون دمای روشنایی) برای سنجنده LANDSAT(OLI) ۱۲۷
- جدول پ ۱۰- مقادیر ثابت C_D و C_N جهت محاسبه تبخیر تعرق مرجع [FAO-PM, TABLE A-1, 2005] ۱۳۷

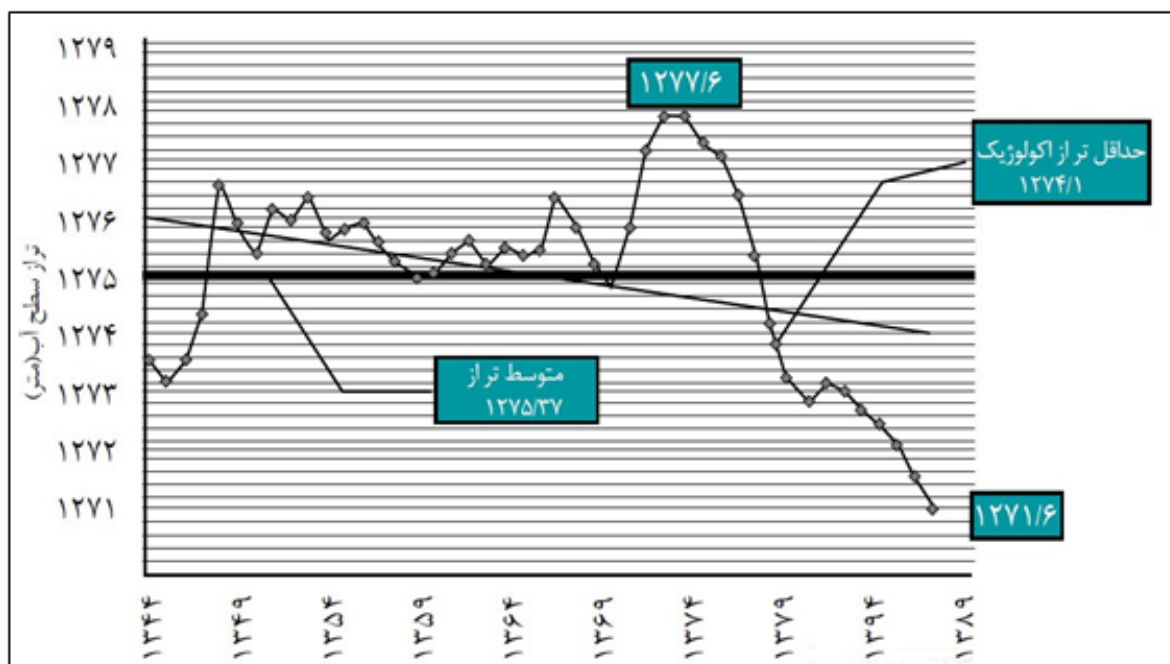
۱- مقدمه

آب به عنوان یکی از مهم‌ترین عناصر در جهت رشد و توسعه کشورها شناخته می‌شود. وجود منابع اندک آب در بسیاری از نقاط جهان توسعه اقتصادی را با محدودیت مواجه می‌سازد. کشور ما نیز به دلیل قرارگیری در منطقه خشک و نیمه‌خشک با بحران جدی آب مواجه می‌باشد و این مسئله علاوه بر صدمات اقتصادی، سبب مشکلات زیست‌محیطی عدیده‌ای در کشورمان شده است. از این جمله می‌توان به تالاب‌ها و پهنه‌های آبی مختلفی در کشور اشاره کرد که در سالیان اخیر خشک شده یا در وضعیت بحرانی قرار گرفته‌اند.

دریاچه ارومیه به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچه داخلی ایران و دومین دریاچه آب‌شور دنیا از اهمیت زیادی برای پایداری زیست‌محیطی منطقه برخوردار است. آب این دریاچه بسیار شور بوده و عمدتاً از رودخانه‌های زربینه‌رود، سیمینه‌رود، تلخه رود، گادر، باراندوز، شهرچای، نازلو و زولا تغذیه می‌شود. این حوضه با داشتن دشت‌هایی مانند دشت تبریز، ارومیه، مراغه، مهاباد، میاندوآب، نقده، سلماس، پیرانشهر، آذرشهر و اشنویه، یکی از کانون‌های ارزشمند فعالیت کشاورزی و دامداری در ایران به شمار می‌رود.

دریاچه ارومیه به عنوان یکی از زیستگاه‌های مهم بین‌المللی در کنوانسیون رامسر، شاهد کاهش شدیدی در سطح و تراز خود بوده که این کاهش به صورت تدریجی و از اواسط دهه ۱۳۷۰ شمسی آغاز شده است (شکل ۱). افت تراز سطح آب دریاچه ارومیه، به مجموعه‌ای از عوامل طبیعی و غیرطبیعی (انسانی) نسبت داده شده است. از مهم‌ترین عوامل غیرطبیعی دخیل در تنش‌های حادث شده بر دریاچه و حوضه مربوطه، می‌توان به گسترش فعالیت‌های کشاورزی و به دنبال آن افزایش طرح‌های توسعه منابع آب و مصارف بالای کشاورزی اشاره کرد. از طرف دیگر عوامل طبیعی از جمله نوسانات اقلیمی منطقه (خشک‌سالی‌های پی در پی، کاهش رواناب و بارش و...) نیز باعث تشدید آن شده و به فرایند خشک شدن دریاچه سرعت بخشیده و در نهایت باعث به خطر افتادن پتانسیل اکوسیستم برای بهره‌وری‌های اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی شده است.

در چنین شرایطی مدیریت مؤثر منابع آب جهت پاسخگویی به نیازهای مختلف زیست‌محیطی و اقتصادی، حیاتی می‌باشد. جهت نیل به این هدف، دسترسی به داده‌های قابل اعتماد در مورد میزان آب در دسترس و مصارف حوضه در مقیاس زمانی و مکانی ضروری است.



شکل ۱- تغییرات سطح تراز آب دریاچه ارومیه از سال ۱۳۴۴ تا ۱۳۸۹ (سازمان حفاظت محیط زیست، ۱۳۸۹)

بررسی تغییرات زمانی کاربری اراضی و پارامترهای مهم چرخه هیدرولوژیکی چون تبخیرتعلق واقعی و بارش در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، امکان تخمین تغییرات حجم مصارف آب در بخش کشاورزی این حوضه را فراهم می کند. تعیین ترسیم درستی از تغییرات مصارف حوضه آبریز دریاچه ارومیه به عنوان اصلی ترین پارامتر انسانی تأثیرگذار بر روند منفی فعلی تراز دریاچه ارومیه (Hassanzadeh et al., 2012) این امکان را فراهم خواهد نمود تا درک صحیحی از شروع و روند آن بدست آورد. هم چنین این روند، امکان برنامه ریزی و پیش بینی آینده را برای تصمیم گیران مهیا خواهد کرد.

روش های متنوعی جهت محاسبات تبخیرتعلق وجود دارند. استفاده از داده های زمینی ایستگاهی مانند ایستگاه های لایسیمتر (lysimeter)، سیستم های کوواریانس گردابه ای (Eddy Covariance System)، ابزار LAS (Large Aperture Scintillometer) و... این ابزارها هرچند از دقت بالایی در برآورد تبخیرتعلق واقعی برخوردارند؛ اما در محاسبه مقادیر نقطه ای مناسب هستند و از آن ها می توان جهت برآورد دقت مدل های مختلف تبخیرتعلق بهره جست.

امروزه با گسترش فناوری سنجش از دور، مطالعات بسیار زیادی در سطح جهان، با بهره گیری از این تکنیک ها، اقدام به برآورد نیاز آبی گیاهان و محاسبات بیلان آب حوضه نموده اند. این روش ها نه تنها امکان تحلیل مکانی تغییرات، بلکه ارائه مناسب داده های تبخیرتعلق در بازه زمانی طولانی را مهیا می نمایند.

روش‌های مختلفی جهت تخمین تبخیرتقرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی برای مناطق وسیع توسعه داده شده است (Vidal and Perrier 1989). یکی از روش‌های تخمین ET، الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL) است که توسط Bastiaanssen (1995) ارائه شده است. در این مطالعه نیز روش SEBAL جهت استخراج تبخیرتقرق از تصاویر ماهواره‌ای بکار گرفته می‌شود. به صورت کلی سه رویکرد مختلف، جهت برآورد توزیع مکانی و زمانی بارندگی در سطح حوضه مطرح شده است:

رویکرد اول استفاده صرف از مدل‌های جهانی است که از داده‌های سنجش از دور استفاده می‌نمایند. استفاده از این مدل‌ها برای مناطقی چون حوضه آبریز دریاچه ارومیه، بدون کالیبراسیون محلی توسط ایستگاه‌های زمینی توصیه نمی‌گردد.

در رویکرد دوم، از داده‌های باران‌سنجی ایستگاه‌های منطقه، استفاده شده و روش‌های درون‌یابی داده‌ها بکار گرفته می‌شوند. بنابراین در این مطالعه نیز، روش‌های مختلف درون‌یابی، در تخمین نهایی مقادیر بارش مورد استفاده قرار می‌گیرند.

رویکرد سوم، استفاده از مدل‌های جهانی در تلفیق با داده‌های سینوپتیک است و دقت آن‌ها به کمک داده‌های سینوپتیک موجود، افزایش می‌یابد. در این روش، درون‌یابی داده‌های زمینی با استفاده از الگوی مشاهده شده در داده‌های ماهواره‌ای، انجام می‌گیرد. این رویکرد می‌تواند خلاء داده‌های زمینی را رفع نموده و لذا در مطالعه حاضر مورد بررسی قرار گرفته است.

اهداف کلی این مطالعه شامل موارد زیر است:

۱. استخراج کاربری اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و تغییرات آن با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی توسط فرآیند طبقه‌بندی نظارت شده
۲. تهیه لایه‌های توزیع مکانی بارش در حوضه ارومیه در سال‌های مورد مطالعه با درون‌یابی داده‌های زمینی با استفاده از مدل‌های جهانی
۳. بکارگیری الگوریتم SEBAL در برآورد نقشه‌های تبخیرتقرق کل حوضه با استفاده از تصاویر

سنجنده MODIS

۴. برآورد حجم مصارف آب در اراضی کشاورزی (با کسر تبخیر تعرق واقعی از بارش مؤثر در سطح زیرکشت بدست آمده از لایه کاربری) در سال میلادی ۱۹۹۵ (با استفاده از سنجنده AVHRR)، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی (با استفاده از سنجنده مادیس) در کل حوضه

۲-مروری بر مطالعات پیشین

در این بخش، مروری بر مطالعات انجام شده پیرامون روش‌های استخراج لایه کاربری اراضی از تصاویر ماهواره‌ای، روش‌های بهینه درون‌یابی اندازه‌گیری‌های زمینی بارش جهت تولید لایه توزیع مکانی آن و همچنین روش‌های سنجش از دور مورد استفاده جهت تخمین تبخیر تعرق و مصارف آب کشاورزی انجام شده است.

۲-۱-مروری بر مطالعات استخراج کاربری اراضی از تصاویر ماهواره‌ای

یکی از مواردی که در فرایند طبقه‌بندی پیکسل مبنا در نظر گرفته نمی‌شود، سیگنال‌هایی هستند که از پیکسل‌های مجاور منتشر شده و بر روی سیگنال‌های پیکسل هدف تأثیر گذار است (Townshend et al. 2000). الگوریتم‌های ارتقا یافته در ارتباط با طبقه‌بندی شیء گرا، ویژگی‌های پیکسل‌های مجاور را نیز در این رابطه در نظر می‌گیرند و تنها بر روی ویژگی‌های پیکسل هدف متمرکز نیستند. درعین حال در این قسم از الگوریتم‌ها، از ویژگی‌های مکانی موجود در تصویر نیز برای انجام فرایند طبقه‌بندی استفاده می‌شود (Jensen 2005).

۲-۱-۱-مطالعات پیشین در ارتباط با طبقه‌بندی شیء گرا

تحقیقات و پژوهش‌های صورت گرفته با استفاده از داده‌های ماهواره‌های سری لندست در فرایند طبقه‌بندی با استفاده از رهیافت‌های شیء گرایی، از نتایج مناسب و مطلوبی در این رابطه برخوردار بوده است (Geneletti and Gorte 2003; Lewinski 2007).

جنتلی و گورت (۲۰۰۳) از روش طبقه‌بندی شیء گرا برای تولید نقشه کاربری اراضی با استفاده از تصاویر ماهواره لندست، سنجنده TM برای نواحی شمالی کشور ایتالیا استفاده نمودند (Geneletti and Gorte 2003). فورن و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از طبقه‌بندی شیء گرا، اقدام به تولید نقشه پوشش اراضی (جداسازی تالاب-ها) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۷ نمودند و توانستند کلاس‌های هدف را با دقت بالایی (بیش از ۸۷ درصد) استخراج نمایند (Frohn et al. 2009). از سوی دیگر متری و گیتاس (۲۰۰۲) از این روش طبقه‌بندی برای کلاس‌بندی مکان‌هایی که در نواحی مدیترانه دچار آتش‌سوزی شده بودند نیز استفاده نموده‌اند (Mitri and Gitas 2002).

فرایند طبقه‌بندی شیء گرا به‌عنوان یک روش پذیرفته‌شده و معتبر در زمینه طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای و همچنین تولید نقشه‌های کاربری اراضی، محسوب می‌شود. در همین راستا در بسیاری از مطالعات و تحقیقات صورت گرفته در ارتباط با عملکرد و ارزیابی طبقه‌بندی شیء گرا، شاهد آن هستیم که عموماً محققین بر بهتر بودن استفاده از این روش برای طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای نسبت به روش‌های پیکسل مبنا صحه گذاشته‌اند. با این حال نمی‌توان در ارتباط با عملکرد و دقت طبقه‌بندی شیء گرا به‌صورت مطلق قضاوت نمود. به عنوان مثال دودا و همکاران (۲۰۱۱) در یک مطالعه مقایسه‌ای بین روش‌های طبقه‌بندی شیء گرا و پیکسل مبنا در محیط کشاورزی به این نتیجه رسیدند که بین نتایج به‌دست‌آمده از روش طبقه‌بندی شیء گرا و پیکسل مبنا، اختلاف بسیار زیادی وجود ندارد، بلکه روش پیکسل مبنا در زمان کوتاه‌تری انجام‌شده و در نتیجه از سرعت بالاتری نیز در این رابطه برخوردار است (Duda et al. 2001).

۲-۱-۲- مطالعات کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

فتحیان (۱۳۹۰)، به بررسی روند تغییرات کاربری اراضی در بخشی از ناحیه شرقی حوضه‌ی دریاچه ارومیه برای سال‌های ۱۹۷۶، ۱۹۸۹، ۲۰۰۲ و ۲۰۱۱ با استفاده از ماهواره لندست پرداخت. نتایج تحقیقات او نشان داد که از میان روش‌های طبقه‌بندی، روش حداکثر شباهت با دقت کلی بیش از ۸۵ درصد و ضریب کاپای بیش از ۰/۸ مناسب‌ترین روش برای اجرای مطالعه است.

فیضی‌زاده و حاجی میر رحیمی (۱۳۸۷)، با هدف استخراج کاربری‌های اراضی حاشیه‌ی شرق دریاچه ارومیه (چهارده کلاس از جمله باغ هسته‌دار، باغ ریزدانه، باغ خشک میوه و ...) با وسعتی معادل ۳۷۶۰۱۶ هکتار، از تصاویر ماهواره‌ی SPOT 5 استفاده نموده‌اند. نهایتاً دقت کلی به‌دست‌آمده برای طبقه‌بندی با الگوریتم حداکثر شباهت، معادل ۸۷٪ و ضریب کاپا نیز برابر ۰/۸۶۸ محاسبه‌شده‌اند.

دفتر آمار و فناوری اطلاعات وزارت جهاد کشاورزی (۱۳۸۶ الف) با استفاده از طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای اقدام به تهیه نقشه کاربری اراضی استان آذربایجان غربی نموده است. سطح اراضی کشاورزی محاسبه‌شده در این پروژه شامل مجموع اراضی زراعی و باغی (آبی و دیم) و آیش است که با تصاویر SPOT با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر و مربوط به بهار و تابستان سال ۱۳۸۴ تهیه گردیده است. برای نمونه سطح کلی اراضی کشاورزی آبی، باغی و دیم مربوط به ارومیه معادل ۲۱۹/۳۷۳ هکتار، میاندوآب ۸۶/۰۸۴ هکتار و سلماس ۵۸/۲۰۵ هکتار است. در این تحقیق مجموع اراضی کشاورزی کل استان معادل ۱/۱۰۴/۳۴۴ هکتار برآورد شده است.

همچنین دفتر آمار و فناوری اطلاعات وزارت جهاد کشاورزی (۱۳۸۶ ب)، اقدام به تهیه نقشه کاربری استان آذربایجان شرقی نموده است. در این مطالعه، داده‌های ماهواره‌ای سطح استان به تفکیک شهرستان مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و اراضی کشاورزی از سایر عوارض تفکیک شدند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که مجموع مساحت بخش کشاورزی آبی، باغی و دیم برای شهرستان‌های بناب، عجب‌شیر و ملکان به ترتیب معادل ۱۹/۱۶۶ هکتار، ۱۶/۲۳۱ و ۴۸/۳۳۱ هکتار است.

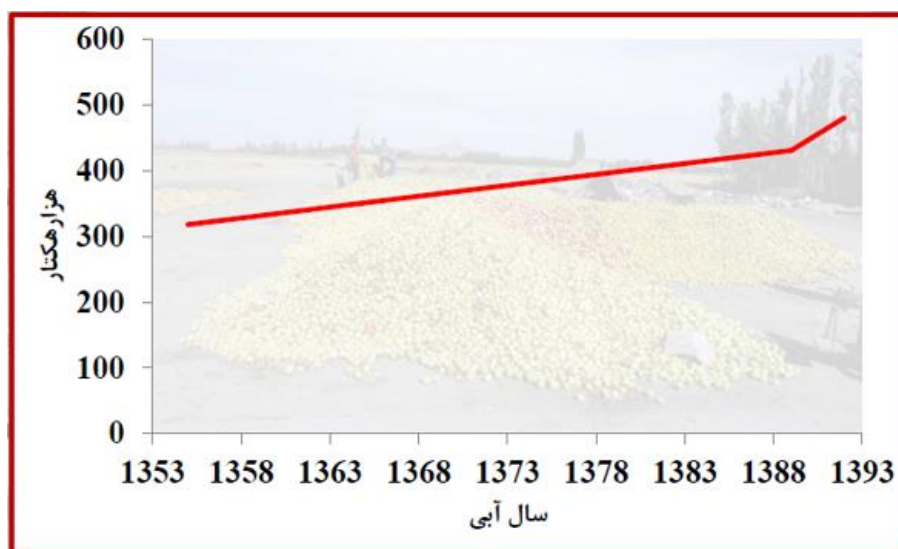
مطالعات متعددی سطح زیر کشت اراضی آبی و دیم (زراعی و باغی) را توسط روش‌های زمینی برای حوضه آبریز دریاچه ارومیه بررسی کرده‌اند. نتایج آن‌ها افزایش سطح زیر کشت اراضی آبی طی سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ را نشان داده است (شکل ۲) (شرکت مهندسين مشاور جاماب، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۴ و مهندسين مشاور مه‌باب قدس، ۱۳۹۲).



شکل ۲- سطح زیر کشت اراضی آبی و دیم (زراعی و باغی) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

با توجه به شکل ۲ سطوح زیر کشت محصولات آبی و دیم در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سال‌های ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ رشد نسبتاً چشم‌گیری داشته و به ترتیب برابر ۱۳۰ و ۱۳۱ هزار هکتار افزایش یافته است. یکی از علل جهش افزایشی صورت گرفته در افزایش سطح زیر کشت از سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۵ سپری شدن خشک‌سالی‌ها طی سه سال ۱۳۷۷ تا ۱۳۸۰ می‌باشد، همچنین در سال ۱۴۰۰ پیش‌بینی شده است که سطح زیر کشت اراضی آبی همچنان افزایش ولی سطح زیر کشت اراضی دیم روندی نزولی را طی خواهد کرد (موسسه پژوهشی مهندسی راهبرد دانش پویا، ۱۳۹۱). در مطالعه‌ای دیگر نیز تغییرات سطح زیر کشت اراضی آبی از سال ۱۳۵۳ تا ۱۳۹۴ بررسی شده که در شکل ۳ آورده شده است (ستاد احیای دریاچه ارومیه، ۱۳۹۴). با توجه به شکل مذکور نیز سطح زیر کشت محصولات رو به افزایش است. با توجه به محدودیت منابع آبی در حوضه،

افزایش سطح زیر کشت محصولات آبی بدون در نظر گرفتن نیاز آبی آن، باعث تشدید چالش آبی در حوضه شده است.



شکل ۳- تغییرات سطح زیر کشت اراضی آبی از سال ۱۳۵۳ تا ۱۳۹۴ بر حسب هزار هکتار

در همین راستا خلاصه‌ای از مطالعات و تحقیقات انجام شده در ارتباط با کاربری اراضی حوضه دریاچه ارومیه را می‌توان در جدول ۱ ملاحظه نمود.

جدول ۱- مرور مطالعات انجام شده در زمینه کاربری حوضه آبریز دریاچه ارومیه

منبع	سال کاربری	مراعی (کیلومتر مربع)	اراضی زیر کشت اراضی زراعی آبی و باغی (کیلومتر مربع)	دیم‌زارها (کیلومتر مربع)	توضیحات	مقادیر ضریب کاپا
جامعه‌ی مهندسين مشاور ايران (۱۳۹۰)	۱۳۵۸	-	۱۵۰۰	-	-	-
	۱۳۸۵	-	بیش از ۴۰۰۰	-	-	-
شرکت مدیریت منابع آب ایران و شرکت خدمات فنی و مهندسی آشنا سامانه (۱۳۸۸)	۱۳۵۳	۲۹۱۰۰	۳۳۵۰	۱۱۰۳۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی MSS	٪۸۳.۱
	۱۳۶۹	۲۱۲۵۰	۳۱۳۰	۱۰۳۸۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی TM	٪۸۶.۹
	۱۳۷۷	۲۵۵۵۰	۵۱۹۰	۱۴۳۲۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی ETM+	٪۸۷.۴
	۱۳۸۸	۲۶۳۳۰	۴۶۲۰	۱۰۹۱۰	ماهواره‌های اسپات و استر و لندست	٪۸۷.۶
شرکت مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۴)	۱۳۶۹	-	۵۴۶۴	۷۹۹۱	-	-
خسروشاهی و همکاران (۱۳۹۲)	۱۳۷۷	۱۶۶۷۶	۳۹۳۹	۹۲۷۸	ماهواره لندست سنجنده TM و ETM+	٪۸۴.۲۵
	۱۳۹۲	۱۶۵۸۸	۳۹۲۷	۱۱۹۶۰	ماهواره لندست سنجنده OLI	٪۸۷.۷۷
پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب (۱۳۹۲)	۱۳۶۳	۲۲۵۴۰	۳۷۷۰	۶۷۳۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی TM	مقدار ضریب کاپا سال ۸۸ نسبت به سال ۶۳ برابر ۰.۵۸ است.
	۱۳۸۸	۱۹۲۵۰	۴۶۸۰	۸۹۹۰		

با توجه به مرور منابع صورت گرفته در زمینه طبقه‌بندی شی‌گرا و همچنین نقشه‌های کاربری اراضی تولید شده از محدوده حوضه دریاچه ارومیه، هدف در این مطالعه، استفاده از روش طبقه‌بندی شی‌گرا به منظور تولید نقشه‌های کاربری اراضی از حوضه دریاچه ارومیه برای سال‌های ۱۳۹۵، ۲۰۱۰ میلادی و همچنین ۲۰۱۴ میلادی برای ماه ژوئن (که پوشش زراعی در آن در حداکثر خود قرار دارد) است.

۲-۲- مروری بر مطالعات مصرف آب کشاورزی

۲-۲-۱- مروری بر روش‌های تخمین تبخیر تعرق

در یک تقسیم‌بندی کلی روش‌های محاسبه تبخیر تعرق در سه دسته مدل‌سازی هیدرولوژیکی، اندازه‌گیری مستقیم و سنجش از دور گنجانده می‌شوند. روش اندازه‌گیری مستقیم دشواری‌های زیادی دارد؛ چراکه شامل دستگاه‌های خاص و گران‌قیمت است و راهبری آن‌ها نیاز به پرسنل خبره دارد (Allen et al. 1998). با توجه به مشکلات اندازه‌گیری مستقیم ET، مقدار آن معمولاً با استفاده از روش‌های غیرمستقیم برآورد می‌شود.

در میان روش‌های مختلف برآورد ET، فناوری سنجش از دور به عنوان یکی از بهترین روش‌ها معرفی شده است؛ زیرا روشی مؤثر و اقتصادی جهت برآورد ET از یک منطقه وسیع است (Kustas and Norman 1999) و محدودیت‌های مکانی و زمانی روش‌های زمینی را مرتفع کرده است (Gowda et al. 2008). مطالعات سنجش از دور و برآورد ET به پنج دسته عمده تقسیم می‌شوند: ۱) روش‌های تجربی، ۲) روش‌های تعادل انرژی ساده، ۳) مدل بیوفیزیکی تخمین ET، ۴) روش شاخص پوشش گیاهی و دما و ۵) روش بیلان انرژی کامل.

در مطالعات مختلف انجام شده در نقاط مختلف دنیا، جهت تخمین مصارف آب کشاورزی از روش‌های مختلف زمینی و ماهواره‌ای استفاده شده است. در مطالعه‌ای در حوضه آبریز دریاچه Altus در ایالت اکلاهما^۱ آمریکا، سعی شده تخمین‌های دقیقی از مصارف آبیاری حوضه بدست آید. تخمین‌های تجربی از تبخیر تعرق مرجع، تبخیر تعرق محصول، بارش مؤثر و ارتفاع آب آبیاری مورد نیاز محصولات مختلف مانند یونجه، ذرت، پنبه، دانه‌های روغنی، آفتابگردان و گندم به صورت ماهانه و فصلی از سپتامبر ۱۹۹۹ تا اکتبر ۲۰۰۰ بدست آمده است. جهت تخمین تبخیر تعرق مرجع از مدل تجربی Pruitt و Doorenbos (۱۹۷۷) استفاده شده است که جهت کاربرد در مناطق خشک و نیمه مرطوب مناسب می‌باشد. از ضرایب Kc موجود در دپارتمان کشاورزی آمریکا نیز جهت تبدیل تبخیر تعرق گیاه مرجع به تبخیر تعرق پتانسیل استفاده شده است. سطح زیر کشت

¹ Oklahoma

محصولات مختلف نیز با دو روش آماربرداری زمینی و ماهواره‌ای (تصاویر Landsat) بدست آمده و جهت تخمین حجم آب آبیاری مورد نیاز حوضه مورد استفاده قرار گرفته‌اند. درصد اختلاف حجم آب آبیاری مورد نیاز در حوضه با در نظر گرفتن سطح زیر کشت زمینی و ماهواره‌ای، ۲۳ درصد بدست آمد (آمارها مقادیر بالاتری را نسبت به نتایج landsat ایجاد کرده اند) که تفاوت قابل ملاحظه‌ای می‌باشد (Masoner, J.R. et al, 2000). در مطالعه‌ای که پیرامون تخمین مصرف آب کشاورزی در حوضه آبریز کلرادو انجام شده، تبخیر تعرق واقعی با استفاده از مدل سنجش از دور SSBop از تصاویر Landsat استخراج شده و مقادیر حاصل با داده‌های برج‌های اندازه‌گیری شارهای انرژی (با روش کوواریانس گردابه‌ای) مقایسه گردیده است. دقت حاصل از برآورد میزان تبخیر تعرق دارای ضریب همبستگی ۰/۷۴ تا ۰/۹۵ بود که نشان‌دهنده قابل قبول بودن نتایج حاصل است. در انتها نیز ET- P به عنوان آب مورد استفاده جهت آبیاری به صورت سالانه محاسبه شده است. اختلاف تبخیر تعرق و بارش موثر (ET- P) در محدوده‌های مطالعاتی مختلف حوضه کلرادو، ۶۳ تا ۷۴ درصد ET را تشکیل داده است (Senay & et al., 2015).

مدل‌های مختلفی جهت تخمین تبخیر تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی برای مناطق وسیع توسعه داده شده است (Granger 1997; Vidal and Perrier 1989). در برآورد میزان تبخیر تعرق دو عنصر اصلی تبخیر از سطح و تعرق از گیاه وجود دارد. با توجه به در نظر گرفتن این دو فاکتور به صورت مجموعه واحد و یا جداگانه مدل‌های تخمین تبخیر تعرق به دو دسته کلی تک منبعی و دو منبعی تقسیم‌بندی می‌شوند. در مدل‌های تک منبعی، تنها از یک مقاومت آئرو دینامیک در فرآیند انتقال آب- گرما استفاده و فرض می‌شود تمامی سطح، تحت تأثیر دما و رطوبت قرار می‌گیرد (Nishida et al., 2003; Huntingford et al., 1999)؛ حال آنکه در مدل‌های دو منبعی از چندین مقاومت مجزا برای گیاه و خاک استفاده می‌گردد. از روش‌های دو منبعی مطرح می‌توان به TSEB (Kustas and Norman 1999; Norman et al. 1995) و STSEB (Sánchez et al. 2008) و از روش‌های معروف تک منبعی می‌توان به SEBAL (Bastiaanssen et al. 1998; Bastiaanssen et al. 2000)،¹ METRIC (Allen et al. 2007) و SEBS (Su 2002) اشاره کرد. در میان روش‌های مختلف، الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL) (Bastiaanssen et al. 1998)، الگوریتم دو منبعی تعادل انرژی (TSEB) (Norman et al. 1995)، شاخص تعادل انرژی سطح (S-SEBI) (Roerink et al. 2000) و سیستم تعادل انرژی خاک (SEBS) (Su 2002) شایع تر هستند. در میان مدل‌های

¹ Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration

سنجش از دور فعلی، سبال برای محاسبه بخش‌بندی و انرژی در مقیاس منطقه‌ای با حداقل داده زمینی طراحی شده است (Bastiaanssen et al. 1998).

از بین روش‌های اشاره شده، روش بیلان انرژی در مطالعه حاضر مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش اجزای معادله انرژی لحاظ می‌شود. برآورد ترم‌های معادله در مطالعات حوضه‌ای یا منطقه‌ای از تصاویر ماهواره‌ای استخراج می‌شود.

الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین (SEBAL) توسط (Bastiaanssen 1995) (۱۹۹۵) ارائه شده است. روابط الگوریتم بیلان انرژی بر پایه تشعشعات دریافتی توسط ماهواره‌ها از سطح زمین در باندهای مرئی و مادون قرمز حرارتی و همچنین تفاوت هیدرولوژیکی سطح زمین، می‌باشد. در این الگوریتم امکان محاسبه تشعشع خالص جذب شده با در نظر گرفتن تشعشعات ارسالی و دریافتی توسط ماهواره با طول موج‌های بلند و کوتاه فراهم می‌آید. مقدار تشعشع خالص با توجه به اختلاف درجه حرارت هوا و سطح پوشش زمین، شدت و ضعف پوشش گیاهی و مقاومت آئرو دینامیکی سطح زمین، به اجزا مختلف از جمله گرمایی خاک، جریان گرمای محسوس و جریان گرمای نهان تبخیر تقسیم می‌گردد. جریان گرمای نهان تبخیر از باقیمانده معادله بیلان انرژی حاصل می‌گردد (Bastiaanssen 2000; Bastiaanssen et al. 1998).

از الگوریتم سبال در مطالعات مختلفی استفاده شده است. به عنوان نمونه در بررسی میزان مصرف آب در شبکه‌های آبیاری در پاکستان با استفاده از سنجنده AVHRR استفاده گردیده است (Bastiaanssen and Bos 1999). در مطالعه‌ای دیگر نیز به منظور مقایسه سنجنده‌های AVHRR و MODIS انجام شد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که همبستگی نتایج ET به دست آمده از تصاویر MODIS با داده‌های زمینی بسیار خوب بوده و ضریب همبستگی بالائی (۰/۹۶) را نشان داد؛ این در حالی است که نتایج ET به دست آمده از تصاویر AVHRR همبستگی کمتری (R^2 برابر ۰/۷۷) از خود نشان داده است (Batra et al. 2006).

تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) تالاب دریاچه Nansi در چین با استفاده از روش سنجش از دور و الگوریتم SEBAL برآورد شده است. برای این مطالعه از اطلاعاتی نظیر تصاویر لندست ۷، نقشه DEM و داده‌های هواشناسی استفاده شده است. مقایسه نتایج حاصل توسط الگوریتم SEBAL با مقادیر ثبت شده زمینی، تطابق قابل قبولی را نشان داد. همچنین این مطالعه بیان کرد که مدل SEBAL پتانسیل بالایی برای برآورد مکانی تبخیر-تعرق با داده‌های زمینی کم را در مناطق وسیع دارد (Sun et al. 2011).

۲-۲-۲- مروری بر مطالعات تبخیر تعرق و مصرف در حوضه دریاچه ارومیه

در مطالعه‌ای که توسط مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو انجام شد، تغییر شرایط محیطی و کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه برای تخمین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از مدل SEBAL و تصاویر ماهواره‌ای Landsat-TM در دو تاریخ ششم مرداد ۱۳۶۳ و دهم مرداد ۱۳۸۸ استفاده گردید. تبخیر و تعرق به‌دست آمده برای سال ۱۳۶۳ نشان داد که حداکثر میزان تبخیر و تعرق در نواحی زراعی-باغی واقع در غرب دریاچه مشاهده گردیده که میزان آن در بیشتر نقاط بالاتر از تبخیر از سطح دریاچه (۷-۹ میلی‌متر در روز) بوده و در سال ۱۳۸۸ این اختلاف افزایش یافته و در بخش وسیعی از اراضی زراعی-باغی غرب دریاچه، تبخیر و تعرق روزانه مقادیری بین ۹ الی ۱۲ میلی‌متر در روز را نشان می‌دهد؛ در حالی که تبخیر از سطح دریاچه بین ۷ الی ۹ میلی‌متر محاسبه شده است. در این مطالعه همچنین نشان داده شد که تغییرات بیشتری در سطح زیر کشت در محدوده استان آذربایجان غربی مشاهده شده و استان کردستان کمترین تغییر را داشته است (مؤسسه تحقیقات آب، ۱۳۹۲).

در مطالعه‌ای دیگر، به بررسی مؤلفه‌های مختلف بیلان آب شامل تغییرات حجم آبخوان، تبخیر از پیکره‌های آبی، تبخیر تعرق واقعی و تغییرات رطوبت خاک با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS (۸۴ تصویر برای دوره زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ میلادی) و داده‌های ۷۴ ایستگاه باران‌سنجی و ۱۵ ایستگاه هیدرومتری با پنج روش شار انرژی شامل روش‌های تک منبعی SEBAL و METRIC و مدل‌های دو منبعی TSEB و STSEB به همراه مدل ترکیبی SEBAL-TSEB در سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ میلادی پرداخته شده و تبخیر تعرق در حوضه دریاچه ارومیه تخمین زده شده است. همچنین نتایج این تحقیق با مقادیر لایسیمتری واقع در یک مزرعه در حوضه مطالعاتی به صورت نمونه مقایسه شد که از بین سایر مدل‌ها نتایج روش SEBAL، با درصد خطای متوسط ۱۹٪ در مقیاس روزانه، بیشترین همخوانی را با مقادیر اندازه‌گیری شده نشان داد. مقادیر میانگین تبخیر تعرق واقعی در سطح حوضه در مقیاس سالانه در این مطالعه طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ از ۲۱۵ تا ۳۴۹ میلی‌متر متغیر بود که بیشترین میزان مربوط به سال ۲۰۰۶ و کمترین میزان متعلق به سال ۲۰۰۸ است. به علاوه میزان تبخیر از پهنه‌های آبی تغییراتی بین ۹۵۰ میلی‌متر و ۱۲۵۰ میلی‌متر را به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ میلادی نشان می‌دهد (باقری هارونی، ۱۳۹۰).

مطابق آمار وزارت نیرو، کاربری کشاورزی در حوضه آبریز ارومیه، بیشترین میزان مصرف آب را نسبت به سایر بخش‌ها نشان می‌دهد بطوری که در سال ۱۳۸۵، ۸۹ درصد از مصرف آب حوضه جهت اهداف کشاورزی به مصرف رسیده است (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۹۲). در مطالعات مختلف، مقدار مصارف آب

کشاورزی حوضه ارومیه در سال‌های مختلف با استفاده از روش‌های مختلف تخمین زده شده است. روش‌های مورد استفاده جهت تخمین مصارف آب کشاورزی عبارت‌اند از:

۱. محاسبه نیاز آبی محصولات زیرکشت رفته (وزارت نیرو دفتر برنامه‌ریزی کلان آب و آبفا، ۱۳۹۱)
۲. در نظر گرفتن متوسط مصرف آب در هکتار (وزارت نیرو دفتر برنامه‌ریزی کلان آب و آبفا، ۱۳۹۱)
۳. محاسبه مصرف آب از روی تناژ تولیدات (وزارت نیرو دفتر برنامه‌ریزی کلان آب و آبفا، ۱۳۹۱)
۴. تهیه مدل مصرف با استفاده از تخمین مقدار آب موردنیاز و کمبود آب در دسترس (مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۹۲)

مقادیر مصرف آب کشاورزی تخمینی در سال‌های مختلف مطابق جدول ۲ می‌باشد. مصارف آب کشاورزی در این حوضه (برحسب میلیارد مترمکعب) از سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ در جدول ۲ نشان داده شده است. با توجه به این نتایج میزان مصارف کشاورزی در سال ۱۳۸۵ نسبت به سال ۱۳۷۳ به میزان ۰/۱۸۱ میلیارد مترمکعب کاهش یافته است. این درحالیست که مطابق اطلاعات ارائه شده، وسعت اراضی آبی ۱۳۰۱۷۵ هکتار افزایش داشته است (مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷ و مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۹۲) و از طرفی با توجه به افزایش سطح زیرکشت محصولات با مصرف آب بالا، انتظار می‌رود این روند افزایشی اراضی آبی، منجر به افزایش مصرف آب (هر چند به جهت استفاده از سیستم‌های آبیاری نوین و بهبود مدیریت مزرعه با شیب کم‌تر) گردد. کاهش تراز دریاچه ارومیه در سالیان اخیر و شناسایی عامل افزایش مصارف کشاورزی به‌عنوان یکی از عوامل اصلی در ایجاد این شرایط نیز مؤید این مسئله است (Hassanzadeh et al., 2012). بنابراین به نظر می‌رسد نتایج مصارف آب بدست آمده در منابع فوق، نیاز به بررسی بیشتر دارد.

جدول ۲- مقادیر مصارف کشاورزی گزارش شده در منابع مختلف

نام منبع اطلاعاتی و سال انتشار	سال مورد مطالعه	مصرف آب کشاورزی (مجموع سطحی و زیرزمینی) بر حسب میلیون مترمکعب
طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷	۱۳۷۳	۴۴۰۱
سنتز طرح جامع توسعه کشاورزی و منابع طبیعی، شرکت مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۸	۱۳۷۵	۴۴۶۰
طرح مطالعات برنامه سازگاری با اقلیم، شرکت مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۸۴	۱۳۸۰	۴۰۲۲
مطالعات بهنگام سازی طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۹۲	۱۳۸۵	۴۲۲۰

۲-۳-۲- مروری بر مطالعات روش‌های تخمین بارش

مطالعه‌ای در رابطه با تولید نقشه ماهانه بارش در بریتانیا از داده‌های نقطه‌ای پراکنده با استفاده از طیف وسیعی از روش درونیابی انجام گرفت. این مطالعه به دنبال اعمال تکنیک‌هایی برای استفاده از رابطه بین بارش و متغیرهای ثانویه، مانند ارتفاع و ارزیابی دقت کار در مقایسه با حالت بدون استفاده از متغیرهای ثانویه می‌باشد. در این مطالعه از تکنیک‌های IDW، MWR و انواع روش‌های کریجینگ استفاده شده است. این مقاله نشان می‌دهد که برای اکثر ماه‌های سال، استفاده از داده‌های ارتفاعی در برآورد اطلاعات ماهانه بارش سودمند است - و KED (کریجینگ با روند خارجی) تخمین دقیق‌تری نسبت به روش‌های دیگر برای ماه مارس تا دسامبر فراهم کرد. این مطالعه توصیه به استفاده از دیگر منابع اطلاعاتی مانند داده‌های راداری بارش و اطلاعات ثانویه دیگر همچون جهت باد دارد (Lloyd 2005).

در مطالعه‌ای که بر روی ارزیابی روش‌های مختلف زمین آمار جهت بررسی تغییرات منطقه‌ای بارش در شمال غرب کشور انجام شده (در استان‌های آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی و اردبیل)، از داده‌های بارش ۱۴ ایستگاه هواشناسی در بازه زمانی ۳۰ ساله (۱۹۷۵ تا ۲۰۰۵ میلادی) استفاده گردیده است. در این مطالعه با تحلیل‌هایی که روی روش‌های درونیابی از قبیل IDW با توان‌های مختلف، LP، GP^۱، کریجینگ و کوکریجینگ با متدهای Gaussian و Spherical با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS انجام گردید، مشخص شده که مدل Ordinary cokriging بهترین روش برای درونیابی میانگین بارش در منطقه مطالعاتی شمال غرب کشور می‌باشد (مهام و همکاران، ۱۳۹۳).

در مطالعه‌ای جهت ارزیابی میزان دقت روش‌های درونیابی فضایی، از روش‌های مختلفی نظیر تین، معکوس وزنی فاصله، اسپیلین و انواع کریجینگ به منظور درونیابی داده‌های بارندگی حوضه آبریز کشف رود استفاده شده است. بر اساس نتایج حاصل، روش‌های تین و کریجینگ نتیجه درونیابی بهتری داشته‌اند (فرجی و عزیزی، ۱۳۸۵).

در مطالعه‌ای بر روی ۵۹ ایستگاه باران‌سنجی در زیرحوضه کفه نمک سیرجان که در حوضه آبخیز باتلاق گاوخونی می‌باشد، بارندگی‌های فراگیر و حداکثر برای تداوم‌های یک تا سه روزه انتخاب شدند. جهت رسم نقشه‌های هم‌باران و تعیین متوسط بارندگی دو روش کریجینگ و عکس فاصله با توان‌های ۱ تا ۳ مورد ارزیابی

¹ Local polynomial interpolation

² Global polynomial interpolation

قرار گرفتند و نتایج نشان دهنده برتری روش کریجینگ بر روش عکس فاصله بود (سلیمانی و همکاران، ۱۳۸۵).

در تحقیقی دیگر از روش‌های آمار کلاسیک و زمین آمار برای استخراج خطوط هم باران جهت پهنه‌بندی اطلاعات بارندگی و از شبکه‌های عصبی مصنوعی به عنوان یک درون یاب مستقل در حوضه آبریز مارون استفاده شد. نتایج، نشان دهنده برتری روش‌های زمین آماری و تخمین گرهای کریجینگ و کوکریجینگ می‌باشد (میثاقی و همکاران، ۱۳۸۵).

در پژوهشی پس از تهیه داده‌های ماهانه بارش ۱۶ ایستگاه سینوپتیک از سازمان هواشناسی و ۳۱ ایستگاه باران‌سنجی از سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی در دوره آماری ۲۰ ساله (۱۹۸۶ تا ۲۰۰۵)، از روش‌های کریجینگ ساده، کریجینگ معمولی و کریجینگ عام جهت تخمین میانگین سالانه بارش استفاده شد. نتایج نشان داد، از میان روش‌های زمین آماری مذکور، روش کریجینگ ساده با مدل تغییرنمای نمایی به دلیل دارا بودن خطای پایین‌تر و همچنین دارا بودن ضریب تعیین بیشتر نسبت به بقیه روش‌ها، دقیق‌تر بوده و به عنوان مناسب‌ترین روش جهت تهیه نقشه بارش شمال غرب کشور در دوره آماری مورد مطالعه می‌باشد (اسدی و جلالی، ۱۳۹۴).

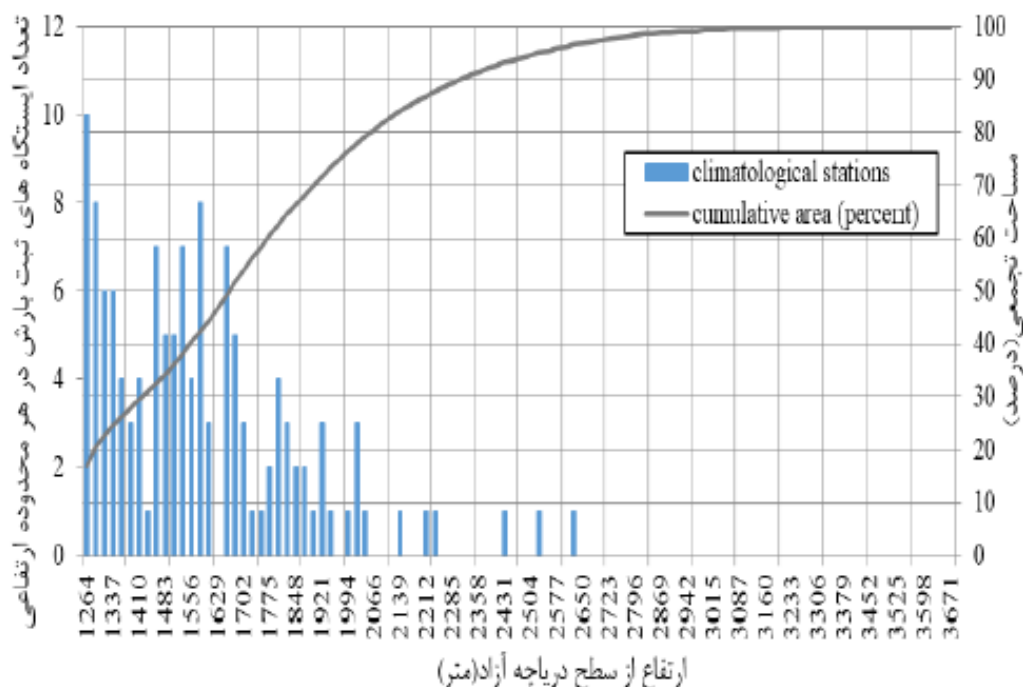
در مطالعه ارزیابی روش‌های مختلف درون‌یابی داده‌های بارندگی ماهانه و سالانه استان خوزستان، از ۷ روش درون‌یابی شامل کریجینگ عمومی، کوکریجینگ، کریجینگ با روند خاص، رگرسیون کریجینگ وزنی عکس فاصله، اسپیلین و گرادیان خطی سه بعدی استفاده و با هم مقایسه شدند. برای انجام این پژوهش، داده‌های میانگین درازمدت بارندگی ماهانه و سالانه ۳۷ ایستگاه (سینوپتیک و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی و باران‌سنجی وزارت نیرو) طی دوره مشترک آماری ۲۲ ساله (۱۹۸۴ تا ۲۰۰۵) مورد استفاده قرار گرفتند. تحلیل نتایج نشان داد که تمامی روش‌ها به جز روش رگرسیون کریجینگ در برآورد مقادیر زیاد بارندگی دچار خطای کم برآوردی هستند (نادی و همکاران، ۱۳۹۱). به طور کلی نتایج مطالعات بارش در حوضه آبریز ارومیه در جدول ۳ خلاصه شده است.

همان‌طور که اشاره شد روش‌های مختلفی برای درون‌یابی اطلاعات و تولید نقشه بارش وجود دارد. با این وجود در مطالعاتی به ترکیب اطلاعات ثانویه به منظور ارتقا نتایج اعتبار سنجی پرداخته شده است. در این میان مدل ارتفاعی رقومی (DEM) به طور بالقوه منبع ارزشمندی برای درون‌یابی اطلاعات بارش، به ویژه در مناطقی که ایستگاه‌های باران‌سنجی کم است، به شمار می‌رود (Goovaerts 2000).

جدول ۳- مطالعات انجام شده در حوضه آبریز ارومیه

مهاب قدس (۱۳۹۱)			ITC (۲۰۰۵)				باقری هارونی (۱۳۹۰)		
سال مطالعه	مقدار بدست آمده	روش محاسبه ترم	سال مطالعه	عدد بارش سال ۱۹۹۵	مقدار میانگین بدست آمده/میلی متر	روش محاسبه ترم	سال مطالعه	مقدار بدست آمده	روش محاسبه ترم
میانگین ۴۰ ساله (۱۳۸۶- ۱۳۴۷)	۳۷۱ میلی متر	منحنی- های هم باران	میانگین ۲۰۰۲- ۱۹۶۷	در حدود ۲۸۰ میلی متر	میانگین از سال ۱۹۶۷ تا ۲۰۰۲ معادل ۳۸۴	نقشه هم باران/ رابطه بارش و ارتفاع در سطح حوضه آبخیز ارومیه/ ۲۲۴ ایستگاه	میانگین ۲۰۰۲-۲۰۰۸	۳۶۹ میلی متر	کریجینگ
اکبری، ۱۳۹۵			وبسایت شرکت مدیریت منابع آب						
عدد بارش سال آبی ۸۹-۹۰	عدد بارش سال آبی ۸۸-۸۹	سال مطالعه	عدد بارش در سال ۲۰۱۰ میلادی	عدد بارش سال آبی ۸۹-۹۰	عدد بارش سال آبی ۸۹-۹۰	عدد بارش سال آبی ۸۹-	عدد بارش سال آبی ۸۸	روش محاسبه ترم	
۳۱۵ میلی متر	۳۹۰ میلی متر	۲۰۰۷-۲۰۰۹-۲۰۱۰	۲۳۳ میلی متر	۲۵۹ میلی متر	۳۲۴ میلی متر	۳۲۴ میلی متر	۳۲۴ میلی متر	آمار روزانه وبسایت	

بر طبق بررسی که بر روی ارتفاع ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه گردید مشخص شد که اکثر ایستگاه‌ها در دامنه و کوهپایه‌های حوضه مستقر هستند. این امر امکان ثبت داده‌های بارش در تمام مناطق مخصوصاً در ارتفاعات را از بین برده است. شکل ۴ نمودار هیپسومتری و تعداد ایستگاه در هر کلاس ارتفاعی را در حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان می‌دهد.



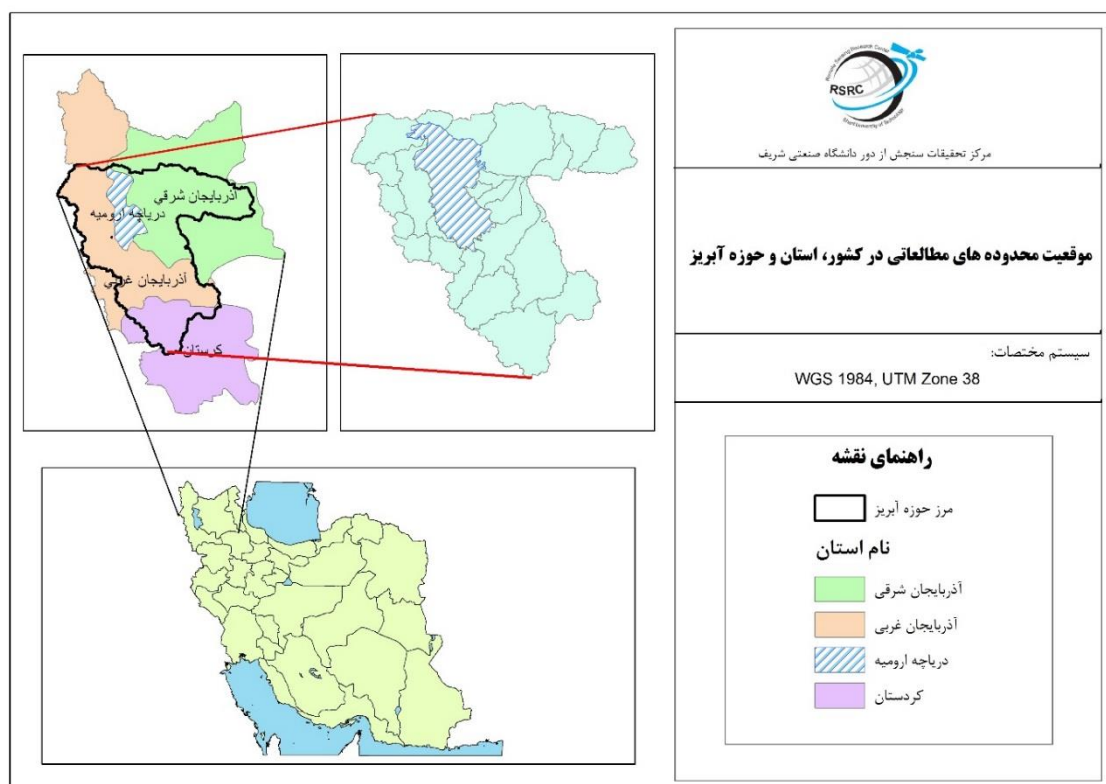
شکل ۴- نمودار هیپسومتری و تعداد ایستگاه های ثبت بارش در هر کلاس ارتفاعی (اکبری، ۱۳۹۵)

۳- منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز دریاچه ارومیه در شمال غرب ایران واقع شده و توسط بخش های شمالی کوه های زاگرس و دامنه های جنوبی کوه سبلان و نیز دامنه های شمالی، غربی و جنوبی کوه سهند احاطه شده است. این حوضه در مختصات $34^{\circ} 13'$ تا $47^{\circ} 53'$ طول شرقی و $38^{\circ} 30'$ تا $41^{\circ} 35'$ عرض شمالی واقع شده است. براساس تقسیم بندی حوضه آبریز کشور، حوضه آبریز دریاچه ارومیه یکی از شش حوضه آبریز اصلی کشور می باشد و حوضه های آبریز مجاور این حوضه عبارت اند از: حوضه آبریز رودخانه ارس در شمال، حوضه آبریز رودخانه سفیدرود در شرق، حوضه های آبریز رودخانه های قزل اوزون و سیروان در جنوب و حوضه آبریز زاب و قسمت هایی از مرز ایران با کشورهای عراق و ترکیه در غرب.

کل مساحت این حوضه ۵۱۷۵۸ کیلومتر مربع است که حدود نیمی از استان آذربایجان غربی، بخش وسیعی از استان آذربایجان شرقی و قسمتی از استان کردستان را شامل می شود (شکل ۵). حدود ۶۶/۳ درصد از مساحت این حوضه را مناطق کوهستانی، ۲۵/۲ درصد را دشت ها و کوهپایه ها و ۸/۵ درصد آن را سطح دریاچه تشکیل می دهد. اراضی کشاورزی حوضه آبریز ارومیه عمدتاً در ۲۵ دشت واقع گردیده است. دشت های واقع در این حوضه عبارت اند از: سلماس، ارومیه، سرو، سیلوانا-موانا، زیوه، رشکان، نقده، اشنویه، مهاباد، میاندوآب،

بوکان، صائین قلعه، تکاب، سقز، مراغه، عجب شیر، شیرامین، آذرشهر، تبریز، بیلوردی-دوزدوزان، بستان آباد، سراب، صوفیان-شبستر، تسوج و جزایر دریاچه ارومیه.



شکل ۵- موقعیت حوضه آبریز ارومیه و محدوده استان‌ها و زیرحوضه‌های قرار گرفته در حوضه

از لحاظ شرایط اقلیمی، این حوضه دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً معتدل می‌باشد. متوسط میزان بارش در منطقه، حدوداً ۳۵۰ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه بر حسب ارتفاع بین ۶/۵ تا ۱۳/۵ درجه سانتی‌گراد متغیر است. متوسط سالانه تبخیر سطحی حوضه، حدود ۱۵۰۰ میلی‌متر تخمین زده شده و با توجه به شرایط، بین ۱۰۰۰ تا ۲۱۰۰ میلی‌متر نوسان دارد. متوسط تبخیر سالانه از سطح دریاچه نیز بین ۹۰۰ تا ۱۱۷۰ میلی‌متر تخمین زده می‌شود (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۹۱).

۴- مواد و روش‌ها

در این بخش روش‌های بکار رفته در ارتباط با برآورد مصارف کشاورزی، تبخیر-تعرق، بارش و همچنین کاربری اراضی به همراه داده‌های مورد استفاده در آن‌ها معرفی می‌گردد.

۱-۴- مجموعه داده‌های مورد استفاده

۱-۴-۱- داده‌های مورد استفاده جهت تهیه لایه کاربری اراضی

تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده، تصاویر سری لندست است که به‌طور متوسط ۱۸۵ کیلومتر مربع از سطح زمین را پوشش می‌دهند. در همین راستا برای آنکه بتوان با استفاده از این نوع تصاویر، تمامی محدوده حوضه را پوشش داد، لازم است از ۸ فریم تصویر ماهواره لندست استفاده نمود. تصاویر ماهواره لندست به‌صورت رایگان از طریق وب‌سایت سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا در دسترس است. با توجه به اینکه یکی از اهداف این پروژه محاسبه سطح زیر کشت زمین‌های کشاورزی است، لذا ماه ژوئن، یعنی زمانی که پوشش گیاهی در رشد حداکثر خود قرار دارد به عنوان زمان بهینه برای اخذ تصویر و تولید نقشه در این رابطه در نظر گرفته می‌شود. اما با توجه به اینکه در تصاویر سال ۲۰۱۰ محدودیت‌هایی در ارتباط با ماه اخذ تصویر وجود داشت، لذا از تصاویر ماه جولای و در برخی از موارد از تصاویر ماه می نیز به‌صورت ترکیبی استفاده گردید. در همین راستا برای سال ۱۹۹۵ میلادی نیز به دلیل عدم در دسترس بودن تصویر از زمان موردنظر، به‌ناچار از تصاویر نزدیک‌ترین سال به سال ۱۹۹۵ یعنی سال ۱۹۹۸ میلادی، برای ماه جولای استفاده گردید. برای تهیه داده‌های سال ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ از تصاویر ماهواره TM^۱ استفاده شد. همچنین برای سال ۲۰۱۴ میلادی نیز از تصاویر ماهواره لندست ۸ استفاده گردید.

- مشخصات ماهواره لندست ۵

نسل دوم ماهواره‌های لندست با سنجنده نقشه‌بردار موضوعی (TM) آغاز می‌شود. این سنجنده در ماهواره‌های لندست ۴ و ۵ مورد استفاده قرار گرفته است و از جولای سال ۱۹۸۲ میلادی تا می ۲۰۱۲ با دوره زمانی ۱۶ روزه به تصویربرداری از سطح زمین پرداخته است. مشخصات باندها و توان تفکیک مکانی سنجنده TM در جدول ۴ قابل ملاحظه است. از نوامبر سال ۲۰۱۱ تا می سال ۲۰۱۲ تصاویر بسیار اندکی توسط این ماهواره اخذ شده‌اند. تصاویر و داده‌های به‌دست آمده از سنجنده نقشه‌بردار موضوعی از ۷ باند طیفی و توان تفکیک ۳۰ متر برای هر باند برخوردار هستند.

برای تولید نقشه‌های کاربری اراضی سال‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۱۰ میلادی، از تصاویر ماهواره لندست ۵ سنجنده TM استفاده شده است. مشخصات تصاویر اخذ شده از سنجنده TM برای هر دو سال مذکور را می‌توان در جدول ۵ و جدول ۶ ملاحظه نمود.

¹ Thematic Mapper

جدول ۴- باندهای طیفی ماهواره لندست ۵ سنجنده TM^۱

شماره باند	نام باند	محدوده طیفی	توان تفکیک مکانی
۱	آبی	۰/۴۵ تا ۰/۵۲	۳۰
۲	سبز	۰/۵۲ تا ۰/۶۰	۳۰
۳	قرمز	۰/۶۳ تا ۰/۶۹	۳۰
۴	مادون قرمز نزدیک	۰/۷۶ تا ۰/۹۰	۳۰
۵	مادون قرمز میانی	۱/۵۵ تا ۱/۷۵	۳۰
۶	مادون قرمز حرارتی	۱۰/۴۰ تا ۱۲/۵	۱۲۰ (۳۰)
۷	مادون قرمز طول موج کوتاه	۲/۰۸ تا ۲/۳۵	۳۰

جدول ۵- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۵، سنجنده TM، برای سال ۱۹۹۸ میلادی

ماهواره	شماره	ردیف و ستون	تاریخ اخذ تصویر
ماهواره لندست ۵ سنجنده TM	۱	۱۶۷-۳۴	۱۹۹۸/۰۶/۰۸
	۲	۱۶۷-۳۵	۱۹۹۸/۰۶/۰۸
	۳	۱۶۸-۳۳	۱۹۹۸/۰۶/۱۵
	۴	۱۶۸-۳۴	۱۹۹۸/۰۶/۱۵
	۵	۱۶۸-۳۵	۱۹۹۸/۰۶/۱۵
	۶	۱۶۹-۳۳	۱۹۹۸/۰۵/۰۵
	۷	۱۶۹-۳۴	۱۹۹۸/۰۵/۰۵
	۸	۱۶۹-۳۵	۱۹۹۸/۰۵/۲۱

- مشخصات ماهواره لندست ۸

در ماهواره لندست ۸ از سنجنده‌هایی بنام‌های OLI و سنجنده مادون قرمز حرارتی TIRS^۲ استفاده شده و این ماهواره در فوریه سال ۲۰۱۳ میلادی با موفقیت به فضا پرتاب شده است. این ماهواره نیز به مانند سایر ماهواره‌های سری لندست به عنوان یک ماهواره سنجنش ازدور است که قابلیت اخذ تصویر و داده از سطح سیاره زمین با توان تفکیک زمانی ۱۶ روز را، به صورت زمین مرجع شده دارا است. مشخصات مربوط به توان تفکیک مکانی و

^۱ Landsat.usgs.gov

^۲ Thermal Infrared Sensor

طیفی سنجنده‌های OLI/TIRS در جدول ۷ قابل ملاحظه است. همچنین مشخصات داده‌های ماهواره لندست ۸ اخذ شده را نیز در جدول ۸ می‌توان ملاحظه نمود.

جدول ۶- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۵، سنجنده TM، برای سال ۲۰۱۰ میلادی

ماهواره	شماره	ردیف و ستون	تاریخ اخذ تصویر
ماهواره لندست ۵ سنجنده TM	۱	۱۶۷-۳۴	۲۰۱۰/۰۷/۱۱
	۲	۱۶۷-۳۵	۲۰۱۰/۰۷/۱۱
	۳	۱۶۸-۳۳	۲۰۱۰/۰۷/۰۲
	۴	۱۶۸-۳۴	۲۰۱۰/۰۷/۰۲
	۵	۱۶۸-۳۵	۲۰۱۰/۰۷/۰۲
	۶	۱۶۹-۳۳	۲۰۱۰/۰۷/۰۹
	۷	۱۶۹-۳۴	۲۰۱۰/۰۷/۰۹
	۸	۱۶۹-۳۵	۲۰۱۰/۰۷/۰۹

جدول ۷- توان تفکیک مکانی و طیفی ماهواره ۸، سنجنده OLI/TIRS^۱

شماره باند	نام باند	محدوده طیفی	توان تفکیک مکانی
۱	آئروسول ساحلی	۰/۴۳ تا ۰/۴۵	۳۰
۲	آبی	۰/۴۵ تا ۰/۵۱	۳۰
۳	سبز	۰/۵۳ تا ۰/۵۹	۳۰
۴	قرمز	۰/۶۴ تا ۰/۶۷	۳۰
۵	مادون قرمز نزدیک	۰/۸۵ تا ۰/۸۸	۳۰
۶	مادون قرمز طول موج کوتاه ۱	۱/۵۷ تا ۱/۶۵	۳۰
۷	مادون قرمز طول موج کوتاه ۲	۲/۱۱ تا ۲/۲۹	۳۰
۸	پانکروماتیک	۰/۵۰ تا ۰/۶۸	۱۵
۹	سیروس	۱/۳۶ تا ۱/۳۸	۳۰
۱۰	مادون قرمز حرارتی ۱	۱۰/۶۰ تا ۱۱/۱۹	(۳۰)۱۰۰
۱۱	مادون قرمز حرارتی ۲	۱۱/۵۰ تا ۱۲/۵۱	(۳۰)۱۰۰

^۱ Landsat.usgs.gov برگرفته شده از

جدول ۸- اطلاعات تکمیلی در ارتباط با تصاویر ماهواره لندست ۸، سنجنده OLI/TIRS^۱

ماهواره	شماره	ردیف و ستون	تاریخ اخذ تصویر
ماهواره لندست ۸ سنجنده OLI	۱	۱۶۷-۳۴	۲۰۱۴/۰۶/۲۰
	۲	۱۶۷-۳۵	۲۰۱۴/۰۶/۲۰
	۳	۱۶۸-۳۳	۲۰۱۴/۰۶/۲۷
	۴	۱۶۸-۳۴	۲۰۱۴/۰۶/۲۷
	۵	۱۶۸-۳۵	۲۰۱۴/۰۶/۲۷
	۶	۱۶۹-۳۳	۲۰۱۴/۰۶/۱۸
	۷	۱۶۹-۳۴	۲۰۱۴/۰۶/۱۸
	۸	۱۶۹-۳۵	۲۰۱۴/۰۶/۱۸

اگرچه شباهت‌هایی از لحاظ طیفی در سنجنده OLI نسبت به سنجنده نقشه‌بردار موضوعی بهبود یافته وجود دارد، اما با این حال شاهد آن هستیم که توان تفکیک طیفی در این سنجنده با اضافه شدن دو باند جدید بهبود پیدا کرده است. همچنین در سنجنده TIRS نیز از دو باند حرارتی استفاده شده است؛ در حالی که در سنجنده‌های قبلی مورد استفاده در پروژه لندست، شاهد این بودیم که همواره تنها یک باند حرارتی در این رابطه به کار گرفته شده است. ماهواره لندست ۸ از لحاظ توان تفکیک رادیومتری نسبت به سری‌های قبلی این ماهواره، پیشرفت قابل ملاحظه‌ای داشته و به ۱۶ بیت ارتقا پیدا کرده است؛ در حالی که در سنجنده TM بهبود یافته، توان تفکیک رادیومتری ۸ بیت است.

- نقشه پوشش گیاهی

به منظور انجام فرایند طبقه‌بندی علاوه بر تصویر ماهواره‌ای مورد نظر می‌توان از داده‌های فرعی به منظور ارتقای قابلیت تفکیک‌پذیری پدیده‌های مختلف نیز استفاده نمود. شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده (رابطه (۱)) به عنوان یکی از محبوب‌ترین و درعین حال معروف‌ترین شاخص‌هایی است که در این رابطه به منظور جداسازی پوشش گیاهی از سایر پوشش‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین با توجه به اینکه هدف اصلی، تهیه نقشه سطح زیر کشت کشاورزی است، اهمیت استفاده از شاخص‌های مؤثر در ارتباط با پوشش گیاهی به منظور پیاده‌سازی طبقه‌بندی دقیق‌تر ضروری است.

^۱ همان

$$NDVI = \frac{\rho(NIR) - \rho(R)}{\rho(NIR) + \rho(R)} \quad (1)$$

شاخص پوشش گیاهی نرمال شده از نسبت اختلاف بازتابش باندهای مادون قرمز نزدیک ($\rho(NIR)$) و قرمز ($\rho(R)$) طیف الکترومغناطیس به حاصل جمع آن‌ها محاسبه می‌گردد. با افزایش پوشش گیاهی، میزان ارزش NDVI نیز افزایش می‌یابد. شایان ذکر است که دامنه تغییرات این شاخص بین +۱ و -۱ است.

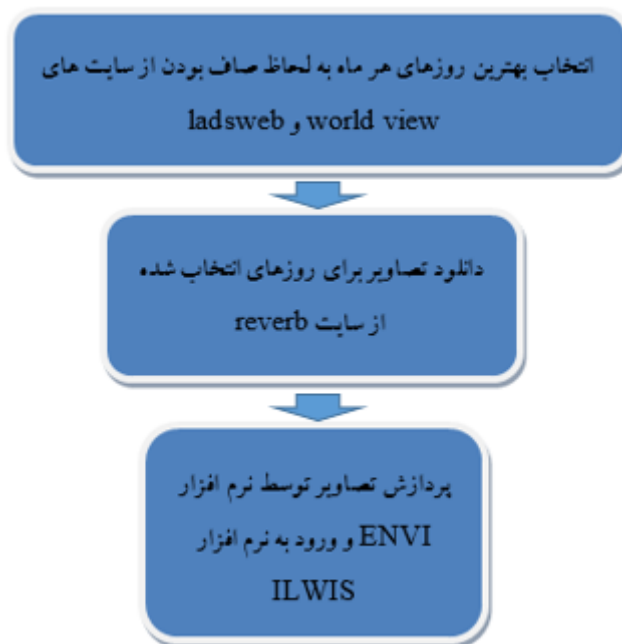
۴-۱-۲ داده‌های مربوط به تخمین تبخیر تعرق

استفاده از داده‌های زمینی در کنار داده‌های ماهواره‌ای به جهت پر کردن خلأ داده‌های ماهواره‌ای و اعتبار سنجی آن‌ها ضروری است. داده‌های زمینی مورد استفاده در این مطالعه، شامل داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه می‌باشد. داده‌هایی که از اطلاعات ایستگاه سینوپتیک مورد استفاده قرار گرفته‌اند عبارت‌اند از: دمای هوا (برحسب درجه سانتی گراد) به صورت دمای کمینه و بیشینه و دمای متوسط روزانه، تعداد ساعات آفتابی، رطوبت نسبی و سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (برحسب Knot) که در محاسبات به ارتفاع ۲ متری تبدیل گردیده است. داده‌های مذکور جهت محاسبه تبخیر تعرق روزانه، ماهانه (به عبارتی تبخیر تعرق مرجع) و تحلیل نتایج استفاده شده‌اند.

برای تولید هر یک از ترم‌های معادله بیلان انرژی به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم، از تعدادی از محصولات سنجنده MODIS در کنار داده‌های زمینی استفاده شده است. جدول ۹، فهرستی از داده‌های دریافت شده را به همراه قدرت تفکیک زمانی و مکانی و نوع آن‌ها نشان می‌دهد. همچنین چگونگی پیش‌پردازش داده‌های مورد استفاده در شکل ۶ نمایش داده شده است.

جدول ۹- داده‌های اولیه مورد استفاده در الگوریتم بیلان انرژی به همراه تفکیک مکانی و زمانی داده‌ها

نام	داده	نوع داده	دقت تفکیک زمانی	دقت تفکیک مکانی
MOD11L2	دمای سطح زمین	رستر	لحظه‌ای (۵ دقیقه)	۱ کیلومتر
MCD15A3	شاخص پوشش گیاهی LAI	رستر	۴ روزه	۱ کیلومتر
MOD021KM	مجموع ۳۶ باند	رستر	لحظه‌ای (۵ دقیقه)	۱ کیلومتر
MOD13A2	شاخص پوشش گیاهی NDVI	رستر	۱۶ روزه	۱ کیلومتر



شکل ۶- مراحل پیش پردازش داده ها

۴-۱-۳- داده های مربوط به تخمین بارش

جهت ساخت نقشه بارش به طور کلی از دو نوع داده استفاده شده که شامل نوع اول داده های زمینی و نوع دوم داده های ماهواره ای می باشد. برای این منظور آمار بارش ماهانه مربوط به ۲۵ ایستگاه سینوپتیک و آمار مربوط به ۱۲۹ ایستگاه باران سنجی مربوط به سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ مطابق با جدول ۱۰ و داده های پایگاه TRMM به کار گرفته شده است. موقعیت ایستگاه های مورد استفاده در پژوهش حاضر در شکل ۷ نشان داده شده است.

ماهواره TRMM^۱ از ماهواره های تحقیقاتی است که با هدف افزایش درک بشر از الگوهای زمانی و مکانی بارش در مناطق استوایی و با همکاری کشورهای ژاپن و آمریکا در سال ۱۹۹۷ به فضا پرتاب شد. این اطلاعات ماهواره ای در سال ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ به صورت ماهیانه از سایت ناسا دریافت و مورد استفاده قرار گرفت.

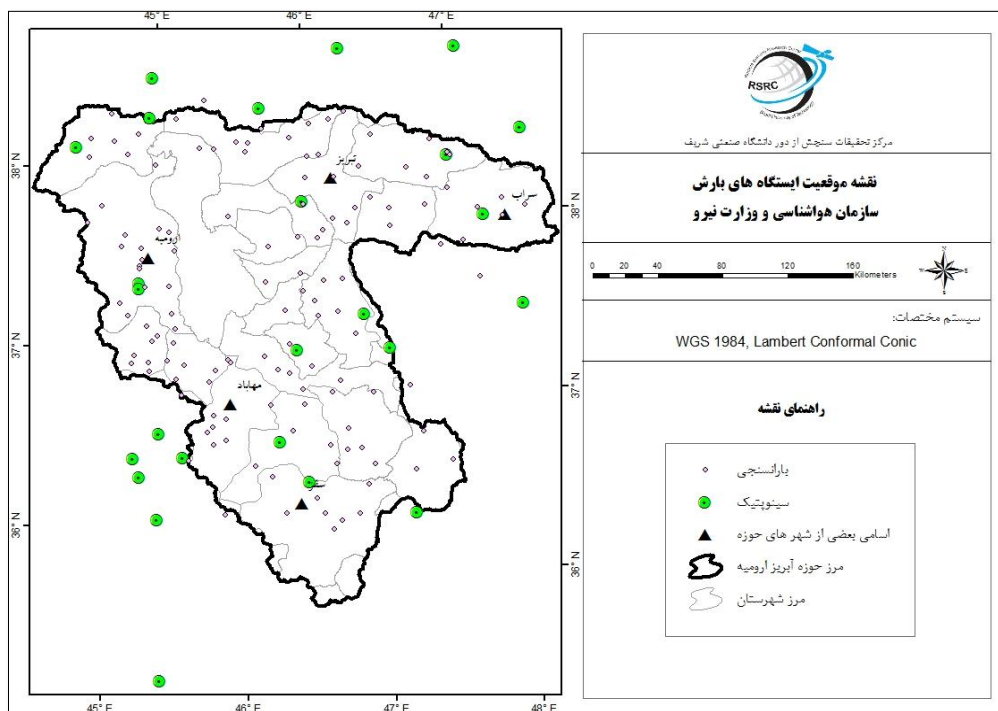
جدول ۱۰- داده های مورد استفاده برای تهیه نقشه بارش

نوع ایستگاه	گام زمانی	طول بازه	مرجع اخذ	تعداد ایستگاه
سینوپتیک	ماهانه	۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴	سازمان هواشناسی	۲۵

¹ Tropical Rainfall Measuring Mission

ادامه جدول ۱۰- داده‌های مورد استفاده برای تهیه نقشه بارش

۱۲۹	وزارت نیرو	۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴	روزانه	باران سنجی
----	http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=TRMM_Monthly	۲۰۱۰ و ۲۰۱۴	ماهانه	TRMM



شکل ۷- موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در حوضه دریاچه ارومیه

۴-۱-۴ داده‌های مورد نیاز جهت تعیین فصل کشت

براساس اطلاعات میدانی و کتابخانه‌ای، دو دوره کشت در حوضه آبریز دریاچه ارومیه وجود دارد؛ کشت پاییزه که کاشت آن در فصل پاییز آغاز می‌شود و کشت بهاره که کاشت آن در بهار آغاز می‌شود. جهت بررسی محدوده زمانی این دو فصل کشت در منطقه، با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه -حوضه آبریز دریاچه ارومیه- محصولات متنوعی کشت می‌شود، لذا بایستی محصولات طبقه بندی شده و محصولی به عنوان معرف زیر مجموعه گزارش شود. این کار براساس تشابه و یکسانی دوره رشد و نیاز آبی محصولات صورت گرفته که در جدول ۱۱ آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود عمده محصولات زراعی و باغی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، گندم، جو، سیب زمینی، چغندر قند، یونجه، سیب و انگور می‌باشد. محصولات زراعی چون گندم و جو در دسته دوره کشت پاییزه و سایر محصولات زراعی و باغی در دوره کشت بهاره قرار می‌گیرند. گفتنی است اطلاعات موجود در طول سال‌های مورد نظر تغییر چندانی نکرده و الگو و تقویم کشت یکسان می‌باشد.

در جدول ۱۲ نیز تقویم کشت محصولات عمده زراعی منطقه مورد نظر با اقتباس از سازمان جهاد کشاورزی، سند ملی آب، نشریات FAO شماره ۳۳ و ۵۶ آورده شده است. با توجه به جدول ۱۲، محصولات گندم و جو که بیشترین سطح زیر کشت را به خود اختصاص می‌دهند در دوره کشت پاییزه، سیب‌زمینی و چغندر قند در دوره کشت بهار و یونجه در سه چین کشت می‌شود.

جدول ۱۱- نحوه دسته‌بندی محصولات در منطقه مطالعاتی براساس دوره رشد و نیاز آبی (مرید و همکاران ۱۳۹۱)

نماینده	محصولات
گندم	چاودار، هویج، عدس، نخود، کلزا، اسپرس، باقلا سبز
جو	نخودفرنگی
سیب‌زمینی	ذرت، لوبیا، پنبه، آفتابگردان، زیره، سیر، سبزیجات برگ‌ری، سویا، کنجد
چغندر قند	-
یونجه	-
سیب و انگور	محصولات باغی

جدول ۱۲- تقویم کشت محصولات زراعی (سازمان جهاد کشاورزی، سند ملی آب، نشریات FAO شماره ۳۳ و ۵۶)

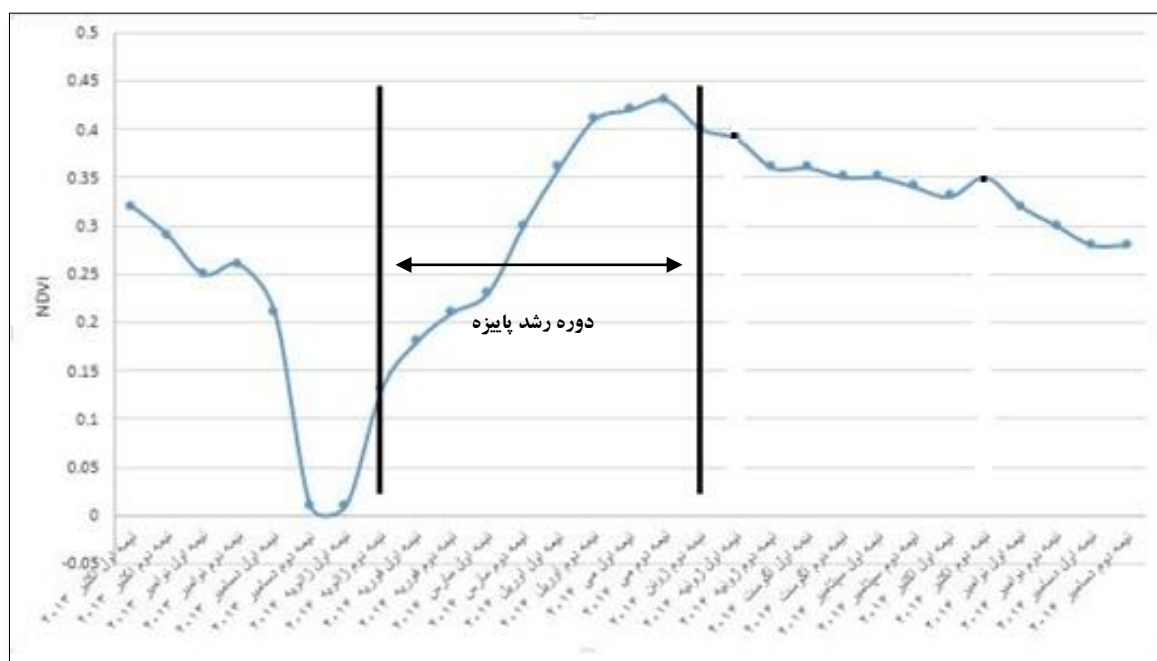
محتوای جدول	گندم	جو	سیب‌زمینی	چغندر قند	یونجه (چین اول)	یونجه (چین دوم)	یونجه (چین سوم)
کاشت	اوایل آبان ماه	اوایل آذر ماه	اوایل اردیبهشت ماه	اوایل اردیبهشت ماه	اوایل فروردین ماه	اوایل تیرماه	اوایل شهریور ماه
رویش	۱۰ اسفند (۳۰ روز)	۱۰ فروردین (۳۰ روز)	۱۰ تیر (۷۰ روز)	۳۰ مهر (۱۸۰ روز)	دهه اول خرداد (۷۰ روز)	دهه سوم مرداد (۵۰ روز)	دهه سوم مهر (۵۰ روز)
گلدهی	۲۰ فروردین (۴۰ روز)	۲۰ اردیبهشت (۴۰ روز)	-	۳۰ آذر (۶۰ روز)	اوایل تیرماه (۲۰ روز)	دهه سوم شهریور (۲۰ روز)	دهه سوم آبان (۲۰ روز)
شکل گیری عملکرد	۱۰ خرداد (۵۰ روز)	۱۰ تیر (۵۰ روز)	۱۰ شهریور (۶۰ روز)	۱۰ فروردین (۱۰۰ روز)	-	-	-
رسیدن	۱۰ تیر (۳۰ روز)	۱۰ آذر (۱۰ روز)	۱۰ مهر (۳۰ روز)	۱۱ اردیبهشت (۲۰ روز)	-	-	-
برداشت	دهه اول تیرماه	دهه دوم تیرماه	دهه اول مهر	اوایل اردیبهشت ماه	-	-	-

بنابر اطلاعات فوق، مطابق جدول ۱۳ بازه زمانی دوره کشت پاییزه از آبان ماه تا تیرماه و کشت بهاره از فروردین ماه تا آبان ماه می‌باشد.

جدول ۱۳- انواع دوره کشت (تارنمای سازمان جهاد کشاورزی، سند ملی آب، نشریات FAO شماره ۳۳ و ۵۶)

کشت پاییزه	کشت بهاره
آبان ماه تا تیرماه	فروردین ماه تا آبان ماه

داده‌های ماهواره‌ای مورد نیاز جهت تعیین دوره رشد محصولات (زمان دیده شدن محصول بر روی زمین تا زمان برداشت آن) شامل لایه‌های ۱۶ روزه پوشش گیاهی NDVI مربوط به سنجنده MODIS با دقت مکانی ۱ کیلومتر می‌باشد که تحت عنوان MOD13A2 دانلود شده است. داده‌ها مربوط به حوضه آبریز دریاچه ارومیه و برای سال آبی ۹۲-۹۳ می‌باشد؛ ولی به علت افزایش دقت و بهبود بررسی‌ها، داده‌ها از ماه اکتبر سال ۲۰۱۳ میلادی تا ماه دسامبر سال ۲۰۱۴ میلادی دانلود و میانگین ۱۶ روزه مقادیر NDVI در نواحی کشاورزی آبی حوضه مورد بررسی قرار گرفت که نتایج در شکل ۸ ارائه شده است.



شکل ۸- تغییرات میانگین ۱۶ روزه NDVI در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۳-۲۰۱۴ میلادی (سال آبی ۹۲-۹۳)

با توجه به شکل ۸، دوره رشد کشت پاییزه از نیمه دوم ژانویه شروع و تا انتهای ژوئن ادامه می‌یابد. از آنجا که برخی از محصولات کشت بهاره با محصولات کشت پاییزه تداخل زمانی دارند و همچنین تنوع بالای

محصولات در این دوره زمانی، نمی‌توان در نمودار NDVI محدوده اراضی زراعی و باغی، دوره رشد این محصولات را مشاهده نمود.

بنابراین در جدول ۱۲ که تقویم کشت میدانی محصولات را نشان می‌دهد، زمان رویش (زمانی که گیاه بر روی زمین دیده می‌شود) مطابق با زمان آغاز دوره رشد است و زمان برداشت محصولات بیانگر زمان پایان دوره رشد می‌باشد. با مقایسه شکل ۸ و تاریخ‌های بیان شده در جدول ۱۲ مشاهده می‌شود که دوره‌های رشد در آن‌ها تقریباً با هم همخوانی دارند؛ به طوری که دوره رشد کشت‌های پاییزه از بهمن ماه تا تیر ماه می‌باشد.

۴-۲- روش‌شناسی

۴-۲-۱- روش‌شناسی استخراج لایه کاربری اراضی از تصاویر ماهواره‌ای

روش بکار برده شده در این مطالعه برای طبقه‌بندی نقشه‌های کاربری اراضی، روش طبقه‌بندی شیء گرا است که در این بخش به صورت مشروح مورد بررسی قرار می‌گیرد. در فرایند طبقه‌بندی شیء گرا به جای پیکسل، پدیده‌های نمایش داده شده در تصویر در قالب خط، نقطه و همچنین سطح توصیف می‌شوند. به عبارت دیگر در این ساختار مجموعه پیکسل‌ها هستند که مبنای طبقه‌بندی را شکل می‌دهند. به این صورت که مجموعه‌ای از پیکسل‌ها که از خصیصه‌های هندسی، طیفی، رادیومتریکی، بافتی و آماری مشابهی برخوردار هستند، با استفاده از قطعه‌هایی که در روی تصویر از طریق الگوریتم‌های قطعه‌بندی شکل می‌گیرد جداسازی و دسته‌بندی می‌شوند. در همین راستا فرایند قطعه‌بندی به عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های فرایند طبقه‌بندی شیء گرا است که می‌تواند به عنوان یکی از فاکتورهای مؤثر در فرایند طبقه‌بندی در نظر گرفته شوند. در طبقه‌بندی شیء گرا نمونه‌های تعلیمی به صورت قطعه‌قطعه برداشت می‌شوند؛ بطوریکه پیکسل‌هایی که در هر قطعه هستند از لحاظ بردار ویژگی تعریف شده توسط کاربر از خصیصه‌های مشابهی برخوردار می‌باشند.

- قطعه‌بندی تصویر در فرایند طبقه‌بندی شیء گرا

لازم به ذکر است که فاز قطعه‌بندی تصویر در طبقه‌بندی شیء گرا همان گونه که پیش‌تر نیز به آن اشاره شد می‌تواند ناهمگنی موجود در تصویر ماهواره‌ای را به یک ساختار همگن تبدیل نماید. در فرایند قطعه‌بندی، ویژگی‌های طیفی و مکانی هر دو به صورت هم‌زمان باهم برای پردازش در نظر گرفته می‌شوند. بر همین اساس محدوده‌ای که از لحاظ طیفی و مکانی ناهمگن است، در فرایند قطعه‌بندی به یک ناحیه همگن از لحاظ طیفی و مکانی تبدیل می‌شود (Benz and Schreier 2001). هر اندازه که قطعه‌بندی در فرایند طبقه‌بندی با دقت بالاتری صورت بگیرد، حجم بیشتری از اطلاعات با دقت بالاتر استخراج می‌شود (Jensen 2005). پس از اینکه فرایند

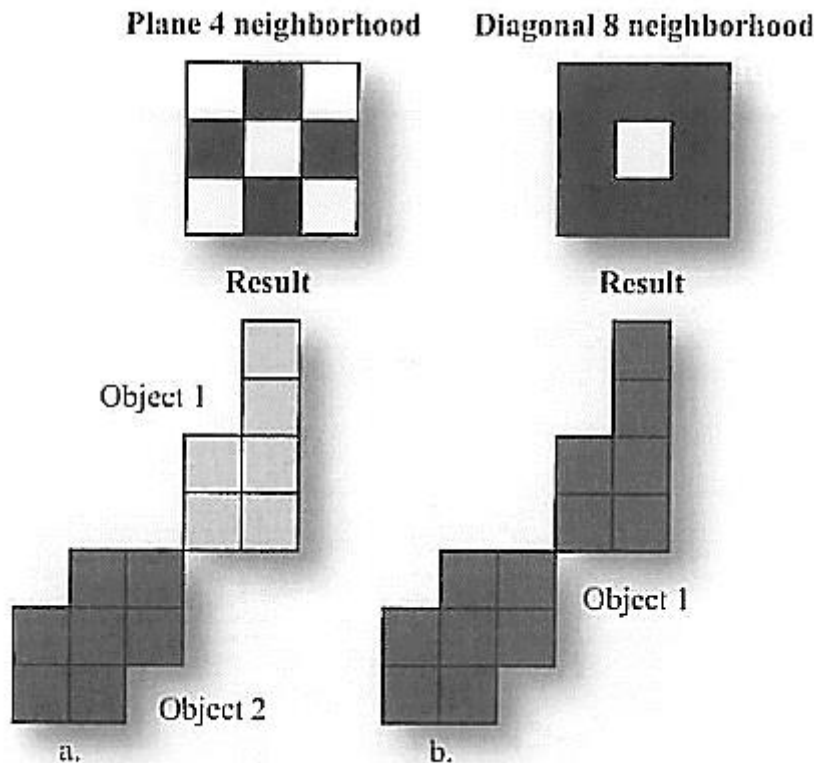
قطعه‌بندی بر روی تصاویر پیاده‌سازی و یک ساختار همگن برای محدوده مورد مطالعه ایجاد گردید، حال می‌توان با استفاده از روش‌های طبقه‌بندی مختلف اقدام به طبقه‌بندی تصویر ماهواره‌ای نمود. لازم به ذکر است که در این مرحله از روش‌های طبقه‌بندی کلاسیک و همچنین فازی نیز می‌توان بهره برد (Civco et al. 2002). الگوریتم‌های مختلفی وجود دارند که با استفاده از آن‌ها می‌توان فرایند قطعه‌بندی را بر روی تصویر پیاده‌سازی نمود. در همین راستا الگوریتم‌هایی که برای این منظور مورد استفاده قرار می‌گیرند را می‌توان در دو گروه عمده دسته‌بندی کرد: الگوریتم‌های لبه مبنا^۱ و الگوریتم‌های سطح مبنا^۲ (Jensen 2005).

یکی از مرسوم‌ترین و پرکاربردترین روش‌ها، روشی است که در آن علاوه بر پیکسل هدف، ارتباط آن با سایر پیکسل‌های همسایه را نیز در نظر می‌گیرد؛ این ارتباط با استفاده از معیارهایی چون رنگ و شکل برقرار می‌شود (Baatz et al. 2001). سپس با استفاده از این دو معیار یک تابع قطعه‌بندی شکل می‌گیرد و بر اساس قطعه‌بندی صورت گرفته آبجکت‌ها ایجاد می‌شوند (Baatz et al. 2001; Jensen 2005). هریک از آبجکت‌ها از مجموعه‌ای از پیکسل‌ها تشکیل شده‌اند که از لحاظ ویژگی‌هایی چون رنگ، تن، بافت و الگو از خصیصه‌های مشابهی تشکیل شده‌اند.

یکی از معیارهایی که در تصاویر سنجش از دور برای قطعه‌بندی تصویر مورد استفاده قرار می‌گیرد، رابطه همسایگی پیکسل‌های موجود در تصویر نسبت به یکدیگر است که بر همین اساس سیستم می‌تواند تشخیص دهد که آیا یک آبجکت باید گسترش پیدا نماید و یا آنکه باید نمونه جدیدی از آن ساخته شود. در حقیقت از چنین اطلاعاتی برای تشخیص اینکه آیا یک آبجکت باید با آبجکت‌های دیگر تلفیق شود یا خیر استفاده می‌شود. روابط همسایگی می‌تواند با در نظر گرفتن ویژگی‌های ۴ پیکسل و یا ۸ پیکسل مجاور محقق گردد. در همین راستا اگر از توابعی استفاده شود که در آن رابطه پیکسل هدف با چهار پیکسل مجاور در نظر گرفته شود، دو آبجکت به صورت جداگانه ایجاد خواهد شد (شکل ۹). اما این در حالی است که اگر از توابع ۸ پیکسلی در این رابطه استفاده گردد، دو آبجکت مذکور در شکل ۹ با یکدیگر ترکیب شده و در نهایت یک آبجکت واحد را ایجاد می‌نمایند (Jensen 2005).

^۱ Edge Based Algorithms

^۲ Area Based Algorithms



شکل ۹- مقایسه آبجکت‌های ساخته‌شده با استفاده از توابع ۴ پیکسلی و ۸ پیکسلی

در فرایند انجام طبقه‌بندی شیء گرا، کاربر این امکان را دارد تا داده‌های ورودی را از لحاظ طیفی، مکانی (صافی و فشردگی و میزان اثر آن‌ها) و همسایگی پیکسل‌ها تغییر دهد. پس از اینکه پارامترهای مذکور توسط کاربر تعیین شدند، حال الگوریتم به صورت پیکسل به پیکسل بر روی تصویر اعمال می‌شود تا بتواند آبجکت‌ها را بر اساس روابط پیکسل‌ها شکل دهد. در صورتی که برخی از آبجکت‌های در حال شکل‌گیری از معیارهای تعیین شده توسط کاربر تجاوز نمایند، در این حالت فرایند شکل‌گیری متوقف می‌گردد. در نهایت پس از انجام پردازش سیستم، خروجی تصویری است که بر اساس آبجکت‌ها به صورت قطعه‌قطعه شده قابل مشاهده و از لحاظ ویژگی‌های طیفی و مکانی همگن است (Jensen 2005).

به صورت کلی می‌توان این گونه بیان داشت که فرایند طبقه‌بندی شیء گرا نسبت به فرایند طبقه‌بندی پیکسل مبنا از تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. اول آنکه در فرایند طبقه‌بندی شیء گرا تنها از اطلاعات طیفی هریک از پیکسل‌ها در باندهای مختلف استفاده نمی‌شود؛ بلکه در این رابطه میانگین اطلاعات طیفی به همراه ویژگی‌های هندسی پدیده‌های موجود در تصویر هم‌زمان باهم مدنظر قرار می‌گیرند. همین امر منجر به افزایش قدرت و همچنین انعطاف‌پذیری فرایند طبقه‌بندی می‌گردد (Jensen 2005).

- مراحل تولید نقشه کاربری اراضی

انتخاب و ارزیابی باندها

به منظور انجام فرایند طبقه‌بندی لازم است تا نسبت به تعیین باندهای بهینه برای پیاده‌سازی آن اقدام شود. تمامی باندهایی که در گام اول در یک مجموعه داده قرار می‌گیرند، همگی نسبت به هم متفاوت نیستند بلکه شباهت‌هایی نیز میان آن‌ها وجود دارد. میزان شباهت و اختلاف باندها را می‌توان با استفاده از رابطه همبستگی بین باندها توصیف نمود. به هر میزان که همبستگی بین دو باند بیشتر باشد، یعنی آن‌ها از اطلاعات مشابه بیشتری برخوردار هستند و درعین حال هرچقدر همبستگی بین دو باند موردنظر کمتر باشد، یعنی اطلاعات متفاوتی را نسبت به یکدیگر نمایش می‌دهند. لازم به ذکر است که در طبقه‌بندی باید از افزونگی داده‌ها (تعدد باندها) جلوگیری نمود، به عبارت دیگر در ارتباط با طبقه‌بندی باید از باندهایی استفاده شود که نسبت به یکدیگر اطلاعات متفاوتی را نمایش می‌دهند. کاهش تعداد باندها بر این اساس باعث کاهش پیچیدگی فرایند طبقه‌بندی و افزایش سرعت آن می‌شود. به علاوه انتخاب باندهایی که فاقد همبستگی نسبتاً بالایی با یکدیگر هستند منجر به این می‌شود که تفکیک پذیری پوشش‌های مختلف سطح زمین راحت‌تر صورت بگیرد.

شاخص‌های مختلفی وجود دارند که می‌توان با استفاده از آن‌ها بهترین ترکیب باندها را در این رابطه استخراج نمود. در همین راستا می‌توان به شاخص OIF، شاخص شفیلد و همچنین محاسبات دیورژانس اشاره نمود. استفاده از این شاخص‌ها نیز می‌تواند در به دست آمدن بهترین ترکیب باند کاذب در فرایند طبقه‌بندی به منظور انتخاب دقیق‌تر نمونه‌های تعلیمی مؤثر و مفید باشد. با این حال در فرایند تجربی که در این رابطه برای چند ترکیب باندی صورت گرفت، مشاهده شد که استفاده از این شاخص‌ها و در نظر گرفتن رابطه همبستگی و شباهت میان باندها از ترکیب باند ۵۴۳ در ماهواره لندست ۸ چندان در جداسازی و تفکیک پدیده‌های اصلی (که قصد طبقه‌بندی آن‌ها وجود دارد) تفاوت قابل ملاحظه‌ای را ایجاد نمی‌کند. به عبارت دیگر استفاده از این ترکیب باندی و سایر ترکیبات باندی که متشکل از باندهای مرئی و مادون قرمز می‌باشند در جداسازی پدیده‌های هدف (اراضی بایر، کشت آبی و باغی، اراضی شوره‌زار و پهنه آبی) در فرایند طبقه‌بندی از تفاوت قابل ملاحظه‌ای برخوردار نیستند.

نکته قابل توجه در ارتباط با تعیین باندهای مناسب برای طبقه‌بندی آن است که بررسی‌ها در مطالعه حاضر نشان داده است که استفاده از باندهای حرارتی می‌تواند در تشخیص و جداسازی هرچه بهتر بسیاری از پدیده‌ها به صورت مؤثری عمل نموده و مورد استفاده قرار بگیرد. به همین منظور در مجموعه داده مورد استفاده برای انجام فرایند طبقه‌بندی از تصاویر باند حرارتی نیز در جریان فرایند پردازش استفاده شده است.

انتخاب نمونه‌های تعلیمی

با توجه به اینکه فرایند طبقه‌بندی بر اساس منطق شیء گرا صورت گرفته است، لذا نمونه برداری در این روش نیز نسبت به روش پیکسل مبنا متفاوت است. به این صورت که در روش طبقه‌بندی شیء گرا، طبقه‌بندی بر اساس آبجکت‌هایی صورت می‌گیرد که با استفاده از قطعه‌بندی تصویر ایجاد شده‌اند. لذا هر نمونه در قالب یک آبجکت توصیف می‌شود که خود از مجموعه‌ای از پیکسل‌ها تشکیل شده و بر همین اساس برای هر آبجکت ایجاد شده، می‌توان یک بردار ویژگی تعریف نمود. به عبارت دیگر در این روش طبقه‌بندی، نمونه‌برداری از آبجکت‌های مختلف در روی تصویر باید تا آنجا ادامه پیدا کند که شکل و ساختار نهایی هیستوگرام آن کلاس شکل گرفته باشد، به گونه‌ای که برداشت نمونه‌های جدید دیگر نمی‌توانند تغییر قابل ملاحظه‌ای را در دامنه و شکل هیستوگرام موردنظر ایجاد نمایند.

اجرای طبقه‌بندی شیء گرا

به منظور پیاده‌سازی طبقه‌بندی شیء گرا از نرم‌افزار طبقه‌بندی eCognition استفاده شده است. نرم‌افزار eCognition به عنوان قدرتمندترین نرم‌افزار طبقه‌بندی شیء گرا است که برای طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد. پس از انتخاب باندهای بهینه برای انجام فرایند طبقه‌بندی، تصویر موردنظر با استفاده از الگوریتم Multiresolution Segmentation قطعه‌بندی گردید. سپس ۴ کلاس مرتع، زمین‌های زراعی (کشت آبی و باغی)، پوشش آب و همچنین زمین‌های بایر و شوره‌زار تعریف شدند و فرایند برداشت نمونه‌های تعلیمی بر اساس رفتار طیفی، تن و درجه روشنایی و شکل پدیده‌ها، در روی تصویر قطعه‌بندی شده صورت گرفت. برداشت نمونه‌ها به گونه‌ای صورت می‌گیرد که بتوان با استفاده از آن‌ها هیستوگرام هریک از کلاس‌ها را به صورت کامل ایجاد نمود. در این فرایند طبقه‌بندی، معیارهای مورد استفاده در جداسازی هریک از کلاس‌ها مقادیر میانگین، انحراف معیار و بیشترین اختلاف هریک از کلاس‌ها به همراه مقادیر شاخص پوشش گیاهی نرمال شده برای هریک از پوشش‌ها و ویژگی‌های طیفی آن‌ها به همراه الگو و بافت در نظر گرفته شدند. در نهایت با استفاده از روش طبقه‌بندی فازی، طبقه‌بندی تصاویر صورت گرفت.

انجام اصلاحات پس از طبقه‌بندی

پس از تولید نقشه طبقه‌بندی شده به منظور برطرف کردن برخی از خطاها از جمله وجود ابر و پوشش گیاهی طبیعی در محدوده مورد مطالعه، لازم است تا از روش‌های گوناگون در مرحله پس پردازش نسبت به برطرف کردن خطاها در این رابطه اقدام نمود. در این مرحله به منظور برطرف کردن خطاها و تولید نقشه ایده‌آل نهایی از

یک سیستم خبره قدرتمند طبقه‌بندی یعنی سیستم تصمیم‌گیری درختی استفاده گردید. در ساختار این سیستم طبقه‌بندی کننده، ابتدا یک فرض برای یک مشکل مطرح شده و سپس قوانینی در ارتباط با هر فرضیه مطرح می‌گردد. سپس برای پیاده‌سازی و اجرای هریک از قوانین می‌توان چندین دستور را تعریف نمود. به عنوان مثال، سؤالی که در این مرحله ایجاد شده آن است که چگونه می‌توان پوشش‌های گیاهی طبیعی را از پوشش‌های آبی و باغی زراعی جدا و متمایز نمود. بر همین اساس یک فرضیه مطرح می‌شود مبنی بر اینکه زمین‌های زراعی آبی و باغی در مکان‌هایی قرار دارند که عموماً در کوهپایه و دشت قرار داشته و از شیب نسبتاً ملایم و کمی نیز برخوردار می‌باشند. به همین منظور قوانین ارتفاع و شیب برای این فرضیه در نظر گرفته می‌شود. حال برای اجرای چنین قوانینی از دستورات خاصی استفاده می‌شود، مبنی بر اینکه نواحی که از ارتفاع کمتر از ۱۹۰۰ متر برخوردار هستند و میزان شیب آن‌ها کمتر از ۱۰ درصد است می‌توانند به عنوان زمین‌های زراعی آبی و باغی در نظر گرفته شوند. سپس یک نتیجه از اجرای سلسله مراتبی فرضیات، قوانین و دستورات ایجاد می‌شود. این نتیجه می‌تواند تأیید کننده و یا رد کننده فرضیه ذکر شده باشد. با استفاده از این روش نسبت به تصحیح نقشه تولید شده اقدام و به صورت کامل پوشش زراعی از پوشش گیاهی طبیعی متمایز و تفکیک شد.

آزمون صحت سنجی نقشه‌های تولید شده

به منظور صحت سنجی نتایج به دست آمده از نقشه‌های کاربری، از دو روش استفاده گردید. روش اول مبتنی بر مقایسه میزان سطح کشت محاسبه شده توسط روش به کار برده شده با سایر مقادیری است که توسط سایر ارگان‌ها و نهادهای دیگر محاسبه گردیده است. روش دوم نیز مبتنی بر برداشت نمونه از تصاویر ماهواره‌ای با توان تفکیک مکانی بالا در گوگل ارث است. به همین منظور از ۱۰۰ نمونه تست برای کلاس‌های خاک، پوشش زراعی آبی باغی و همچنین آب استفاده شد. به دلیل ماهیت پویا و کاملاً متغیری که در ارتباط با کلاس زمین‌های بایر و شوره‌زار وجود داشت، نمونه تست در ارتباط با آن‌ها استخراج نگردید. چرا که تصاویر مورد استفاده برای برداشت نمونه‌های تست از تأخیر یک تا چند ماهه نسبت به تصاویر اصلی برخوردار هستند و این در حالی که است که لبه مساحت آب از ماهی به ماه دیگر بسیار متغیر بوده و بر همین اساس نمی‌توان نمونه‌های صد درصد قابل اطمینانی را در این رابطه استخراج نمود. با استفاده از نمونه‌های برداشت شده، به منظور اعتبار سنجی دقیق نقشه تولید شده از ضریب کاپا استفاده گردیده است.

۴-۲-۲- روش‌شناسی تخمین مصارف کشاورزی

میزان آب مصرفی توسط بخش کشاورزی در واقع عمق آب آبیاری است که میزان بارش و رطوبت خاک ذخیره شده را شامل نمی‌شود و جهت تولید محصول مورد نیاز می‌باشد. آب آبیاری مصرف شده (U) با کسر تبخیر تعرق واقعی محصول (ET_c^1) از مقدار آب در دسترس محصول از طریق بارش طبیعی (fe ، بارش مؤثر) بدست می‌آید (U.S. Department of Agriculture, 1970):

$$U = ET_c - fe \quad (2)$$

جهت تخمین حجم آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی، لازم است سطح زیر کشت اراضی کشاورزی در مقدار U (ارتفاع آب آبیاری مصرف شده بر حسب میلی‌متر) ضرب گردد. بنابراین روند انجام تحقیق در سه بخش برآورد تبخیر تعرق (واقعی و مرجع)، تخمین لایه بارش و بارش مؤثر و در نهایت تخمین مصرف آب آبیاری طی سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی قابل تقسیم است.

- تبخیر تعرق واقعی

در این بخش به منظور برآورد میزان تبخیر و تعرق واقعی، از الگوریتم SEBAL اصلاح شده و تصاویر ماهواره MODIS استفاده شده است. الگوریتم SEBAL با به کارگیری تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی جهت تخمین بیلان انرژی در سطح (رابطه ۳)، ابتدا شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل تصویر را به صورت لحظه‌ای (برای زمان دریافت تصویر) محاسبه و سپس برای گام‌های زمانی روزانه و ماهانه تعمیم می‌دهد.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (3)$$

در این رابطه λET شار گرمای نهان تبخیر و تعرق ($W.m^{-2}$)، R_n شار تشعشع خالص در سطح زمین ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H شار گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) می‌باشند.

میزان تشعشع خالص از تفاضل تشعشعات ورودی و خروجی حاصل می‌شود. محاسبه آن در سطح زمین (R_n) با استفاده از رابطه ذیل است:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_0) R_L \downarrow \quad (4)$$

که در آن، $R_s \downarrow$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_L \downarrow$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_L \uparrow$ تابش خروجی طول موج بلند می‌باشند (تمامی پارامترهای فوق بر حسب وات بر مترمربع می‌باشند). α آلبدو و ε_0 گسیلندگی سطح می‌باشند.

¹ Crop Evapotranspiration

جهت برآورد شار گرمایی زمین، الگوریتم SEBAL، نسبت G/R_n را با استفاده از رابطه تجربی (۵) تخمین می‌زند (Bastiaanssen 2000):

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (5)$$

که در آن، T_s دمای سطح اصلاح نشده (K)، α آلبدوی سطح (Broadband Albedo) و $NDVI$ شاخص پوشش گیاهی است.

شار حرارتی محسوس مبتنی بر تئوری انتقال توده‌ای گرما و اندازه حرکت بین سطح و محیط نزدیک سطح و محاسبه مقاومت آئروودینامیکی، برآورد می‌شود. رابطه بکار رفته جهت محاسبه این ترم مطابق ذیل می‌باشد (Allen et al. 2002):

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (6)$$

که در آن، ρ چگالی هوا [1.225 kg.m^{-3} ، C_p گرمای ویژه در فشار معین [$1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ، $dT[K]$ اختلاف دمای هوای بین دو ارتفاع مشخص (که طبق پیشنهاد (Allen et al. 2002) در این مطالعه ۰/۱ متر و ۲ متر در نظر گرفته می‌شود) و r_{ah} مقاومت آئروودینامیکی در برابر انتقال حرارت [day.m^{-1}] است. در نهایت پس از محاسبه شار گرمای نهان تبخیر تعرق توسط معادله (۳) بایستی آن را به صورت ارتفاعی گزارش کرد. ارتفاع تبخیر تعرق لحظه‌ای از رابطه (۷) قابل محاسبه است:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda \rho_w} \quad (7)$$

که در آن ET_{inst} تبخیر تعرق لحظه‌ای (mm.hr^{-1})، ۳۶۰۰ تبدیل زمان از ثانیه به ساعت و λ گرمای نهان تبخیر یا گرمای جذب شده در هنگامی که یک کیلوگرم آب تبخیر می‌شود (J.kg^{-1}) و ρ_w چگالی آب (معادل ۱۰۰۰ Kg.m^{-3}) می‌باشد. نحوه محاسبه پارامترها و روند محاسبات الگوریتم سبال به طور کامل در پیوست ۴ ارائه شده است.

در این مطالعه مقادیر ET با استفاده از الگوریتم SEBAL اصلاح شده با اثر شیب و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS طی سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی برآورد شده است. تاریخ روزهای مورد بررسی در سال‌های مذکور به صورت جدول ۱۴ است.

جدول ۱۴- تاریخ روزهای مورد مطالعه در هر ماه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی جهت محاسبه ارتفاع تبخیر تعرق حوضه آبریز دریاچه ارومیه

ماه	روز ماه (سال ۲۰۱۴ میلادی)	روز ماه (سال ۲۰۱۰ میلادی)	روز ماه (سال ۱۹۹۵ میلادی)
ژانویه	۲۹ (۱۳۹۲/۱۱/۹)	۱ (۱۳۸۸/۱۰/۱۱)	۲۴ (۱۳۷۳/۱۱/۴)
فوریه	۲۵ (۱۳۹۲/۱۲/۶)	۲۵ (۱۳۸۸/۱۲/۶)	۲۰ (۱۳۷۳/۱۲/۱)
مارس	۲۴ (۱۳۹۳/۱/۴)	۲۵ (۱۳۸۹/۱/۵)	۲۳ (۱۳۷۴/۱/۳)
آوریل	۲۵ (۱۳۹۳/۲/۵)	۳ (۱۳۸۹/۱/۱۴)	۱۶ (۱۳۷۴/۱/۲۷)
می	۱۶ (۱۳۹۳/۲/۲۶)	۲۷ (۱۳۸۹/۳/۶)	۱۸ (۱۳۷۴/۲/۲۸)
ژوئن	۱۷ (۱۳۹۳/۳/۲۷)	۲۹ (۱۳۸۹/۴/۸)	۱۰ (۱۳۷۴/۳/۲۰)
جولای	۱۲ (۱۳۹۳/۴/۲۱)	۳ (۱۳۸۹/۴/۱۲)	۲۶ (۱۳۷۴/۵/۴)
اوت	۱۵ (۱۳۹۳/۵/۲۴)	۲۰ (۱۳۸۹/۵/۲۹)	۶ (۱۳۷۴/۵/۱۵)
سپتامبر	۱۱ (۱۳۹۳/۶/۲۰)	۱۷ (۱۳۸۹/۶/۲۶)	۱۶ (۱۳۷۴/۶/۲۵)
اکتبر	۲۵ (۱۳۹۳/۸/۳)	۲۱ (۱۳۸۹/۷/۲۹)	۱۹ (۱۳۷۴/۷/۲۷)
نوامبر	۱۲ (۱۳۹۳/۸/۲۱)	۶ (۱۳۸۹/۸/۱۵)	۲۸ (۱۳۷۴/۹/۷)
دسامبر	۳۰ (۱۳۹۳/۱۰/۹)	۳ (۱۳۸۹/۹/۱۲)	۲۵ (۱۳۷۴/۱۰/۴)

همان‌طور که بیان شد، الگوریتم SEBAL تبخیر تعرق را در لحظه دریافت تصویر محاسبه می‌کند؛ ولی به دلیل اینکه مقدار این پارامتر در بازه ماهانه و سالانه قابلیت کاربرد دارد، لذا با استفاده از نسبت تبخیر تعرق مرجع، مقدار ET لحظه‌ای به ماهانه و فصلی تبدیل می‌شود. نسبت تبخیر تعرق مرجع (ET_0F)، به عنوان نسبت ET لحظه‌ای (ET_{inst}) در هر پیکسل به ET مرجع (ET_0) که با استفاده از داده‌های هواشناسی به‌دست آمده مطابق رابطه زیر تعریف می‌شود.

$$ET_0F = \frac{ET_{inst}}{ET_0} \quad (۸)$$

بنابراین ET_{24} بر حسب $mm.day^{-1}$ و از رابطه (۹) محاسبه می‌شود:

$$ET_{24} = ET_0F \times ET_{0-24} \quad (۹)$$

که در آن ET_{0-24} مقدار تجمعی تبخیر تعرق مرجع در ۲۴ ساعت روز تصویر است ($mm.day^{-1}$). همچنین ET_n بر حسب میلی‌متر از رابطه (۱۰) محاسبه می‌گردد.

$$ET_n = ET_0F \cdot \sum_{1}^n ET_{0-24} \quad (۱۰)$$

در رابطه بالا، ET_n مقدار تبخیرتغرق در هر دوره دلخواه و n تعداد روزهای دوره زمانی است.

همان‌طور که در رابطه (۸) اشاره شد، جهت تبدیل مقادیر لحظه‌ای تبخیرتغرق به مقادیر روزانه، از مقادیر تبخیرتغرق مرجع (ET_0) در روزهای مورد مطالعه استفاده می‌گردد. بدین منظور برای محاسبه مقادیر تبخیرتغرق مرجع (ET_0)، از داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه از سایت *ogimet* استفاده شده است. در اینجا این سؤال پیش می‌آید که آیا خصوصیات ایستگاه ارومیه می‌تواند بیانگر کل حوضه آبریز باشد؟ تعداد ایستگاه‌های سینوپتیک در حوضه ۲۹ عدد می‌باشد که از میان آن‌ها اطلاعات ۱۱ ایستگاه تبریز، اهر، مراغه، میانه، ارومیه، خوی، مهاباد، ماکو، سنندج، سقز و سراب در دسترس است. برای سال ۲۰۱۴ میلادی، میانگین سالانه شش پارامتر ماکزیمم دمای هوا، مینیمم دمای هوا، دمای هوای متوسط، رطوبت نسبی، سرعت باد و ساعات آفتابی برای ایستگاه‌های موردنظر به‌طور مجزا محاسبه و انحراف معیار هر ایستگاه نسبت به میانگین کل سالانه با در نظر گرفتن تمامی ایستگاه‌ها برای پارامترهای مذکور به دست آمد. نتایج نشان داد ایستگاه‌های خوی و ارومیه در مجموع انحراف معیار کمتری نسبت به سایر ایستگاه‌ها دارا هستند (به‌طور کلی و نه در تک‌تک پارامترهای اقلیمی بیان شده)، لذا می‌توان از اطلاعات آن‌ها برای کل حوضه با درصد خطای کمتر استفاده نمود (در این گزارش از اطلاعات ایستگاه ارومیه استفاده شده است).

گفتنی است جهت افزایش دقت محاسبات و با توجه به اینکه پیکسل‌های گرم و سرد در اطراف کدام ایستگاه هستند، محدوده موردنظر را می‌توان قسمت‌بندی و در هر قسمت از ایستگاه مناسب مربوط به خود استفاده نمود، مخصوصاً در این مطالعه به دلیل اینکه از تصاویر *MODIS* استفاده شده و منطقه وسیعی را تحت پوشش قرار می‌دهد، این روش بسیار دقیق‌تر است. قسمت‌بندی و استفاده از اطلاعات ایستگاه‌های هر منطقه باعث می‌شود مقادیر پارامترهای اقلیمی به‌طور دقیق در هر منطقه استفاده شود و لذا مقادیر تشعشع خالص زمینی و در نهایت تبخیرتغرق مرجع با کمترین خطا محاسبه شود که این پارامتر در محاسبه مقدار تبخیرتغرق واقعی روزانه و ماهانه تأثیر بسزایی دارد.

جهت تخمین تبخیرتغرق فصلی نیز لازم است فصل کشت محصولات مختلف منطقه مورد ارزیابی قرار گیرد. بدین منظور منابع کتابخانه‌ای موجود از منطقه به همراه تحلیل تصاویر ماهواره‌ای، *NDVI* به‌صورت تلفیقی بررسی شده و دوره رشد محصولات شناسایی گردید. بر اساس پژوهشی که *Zwart* و همکاران انجام داده‌اند می‌توان دوره رشد در طول سال را با بررسی تغییرات پوشش گیاهی در طی سال بدست آورد (*Zwart*

(et al., 2007) منظور از دوره رشد زمانی است که گیاه بر روی زمین قابل رؤیت است (طول مدت رویش) تا زمانی که به طور کامل برداشت انجام شود.

- روش‌شناسی استخراج لایه بارش

با بررسی مطالعات مختلف، در تحقیق حاضر جهت درونیابی داده‌های زمینی از روش‌های Kriging و Cokriging استفاده شده است. به منظور بهبود در نتایج درونیابی و با توجه به اینکه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در تقسیم‌بندی حوضه‌های کوهستانی قرار دارد، از لایه DEM به عنوان داده ثانویه استفاده شده است. به علت پراکندگی نامناسب ایستگاه‌های زمینی و تجمع آنها در مناطق کوهپایه‌ای و دامنه‌ها از اطلاعات ماهواره TRMM نیز جهت درونیابی اطلاعات بارش استفاده و از این پایگاه داده به منظور داده کمکی ثانویه در روش Cokriging بهره برده شده است. با توجه به مطالعات ابراهیم‌نژاد و همکاران (۱۳۹۳) و Moazami و همکاران (۲۰۱۳) ماهواره TRMM دقت بهتری نسبت به دیگر منابع داده ماهواره‌ای در منطقه ارومیه و کشور ایران دارد.

- آماده‌سازی و پیش‌پردازش داده‌های بارش اخذ شده

با نگاه به سری زمانی داده‌های بارش و مقایسه با سری‌های زمانی ایستگاه‌های مجاور می‌توان مغایرت در ثبت اطلاعات را مشاهده کرد که متاثر از عوامل زیادی مانند خطای انسانی، خطای دستگاه و ... است. در مورد آماده‌سازی آمار بارش ایستگاه‌های وزارت نیرو، ایستگاه‌های با کیفیت نامرغوب حذف گردیدند. برای بررسی کیفیت ثبت داده از مطالعه قاجارنیا و همکاران (۱۳۹۳) استفاده گردید، در این مطالعه ایستگاه‌های سینوپتیک و وزارت نیرو در سه کلاس همگن، مشکوک و ناهمگن قرار می‌گیرند و در مطالعه حاضر ایستگاه‌های ناهمگن و مشکوک جهت رسیدن به سطح اعتماد بالاتری از داده‌های مورد استفاده حذف گردیدند. سپس داده‌های ایستگاه‌ها از نظر پیوستگی در ثبت داده در بازه زمانی مورد مطالعه بررسی قرار گرفت.

مرحله بعدی مربوط به آماده‌سازی تصاویر ماهواره‌ای و الگوریتم‌های تخمین بارش جهانی است. در این فاز، از پایگاه TRMM، تصاویر به فرمت ذخیره‌ای NC مربوط به سال‌های مورد مطالعه دانلود گردید. سپس تصاویر مربوطه در نرم افزار GIS به فرمت GRID تبدیل و ذخیره گشتند.

- نرمال‌سازی داده‌های بارش

شرط اصلی و لازمه تجزیه و تحلیل برای روش‌های درونیابی آماری، وجود توزیع نرمال داده هاست چرا که بارش به عنوان یک داده طبیعی باید از توزیع نرمال تبعیت نماید. در مطالعه حاضر، مراحل ارزیابی نرمال بودن پارامترها و نرمال‌سازی آنها توسط نرم‌افزار GS+ انجام شده است.

- درون‌یابی داده‌های نقطه‌ای بارش

تخمین الگو مکانی بارش برای تعیین کمیت‌های دیگر از جمله تبخیر تعرق و مصرف آب در حوضه اهمیت فراوانی دارد. برای تولید نقشه‌های بارش نمی‌توان تنها به ایستگاه‌ها استناد کرد زیرا به علت تعداد محدود ایستگاه‌های ثبت بارش و همچنین شعاع محدودی که هر ایستگاه پوشش می‌دهد، قادر به تولید الگوی مکانی مناسبی نخواهند بود. تصاویر ماهواره‌ای در دهه اخیر کمک شایانی در بهبود کیفیت نقشه‌های مکانی و زمانی بارش کرده است؛ ولی این تصاویر نه تنها بزرگ مقیاس هستند که گاهی نتایج آن‌ها نیاز به اعتبارسنجی دارد. به همین علت در مطالعه حاضر فرآیند درون‌یابی با روش‌های Kriging و Cokriging و با تکیه بر داده‌های ایستگاه‌های بارش و داده‌های کمکی از جمله DEM و ماهواره TRMM انجام گرفته است.

روش Kriging

فرآیند رگرسیون گاوسی یا Kriging، یک روش دروایی است که در علم زمین آمار مورد استفاده قرار می‌گیرد تا مقادیر را با درون‌یابی تخمین بزند. بر اساس مطالعه Phillips DL و همکاران (۱۹۹۲)، خانواده Kriging، مقدار مورد نظر را با استفاده از وزن دهی نقاط نزدیک و طبق رابطه (۱۱) محاسبه می‌کند.

$$Z^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \times Z(x_i) \quad (11)$$

که در آن Z^* مقدار متغیر مکانی تخمین زده شده، $Z(x_i)$ مقدار مکانی مشاهده شده در نقطه x_i و λ_i وزن آماری است که به نمونه x_i نسبت داده شده است.

روش Cokriging

روش CoKriging در شرایطی استفاده می‌شود که داده‌های کافی برای تخمین درون‌یابی در دسترس نباشد. در این روش با استفاده از همبستگی میان متغیر اصلی و متغیرهای کمکی در یک نقطه، نسبت به تخمین متغیر اصلی اقدام می‌شود. استفاده از این روش زمانی قابل قبول است که ضریب همبستگی میان دو متغیر اصلی و کمکی، معنادار بوده و دارای همبستگی بیش از ۰/۵ باشد. معادله‌ی این روش به صورت رابطه (۱۲) است.

$$Z^*(x_i) = \sum_{i=1}^n (\lambda_i \times Z(x_i)) \times \sum_{k=1}^n (\lambda_k \times Y(x_k)) \quad (12)$$

که در آن Z^* مقدار برآورد شده، $Z(x_i)$ مقدار مکانی متغیر اصلی در نقطه x_i و λ_i وزن آماری متغیر Z و $Y(x_k)$ مقدار متغیر کمکی در نقطه x_k و λ_k وزن آماری متغیر Y است.

- بارش مؤثر

مقدار بارندگی که برای تأمین نیاز آبی گیاه مفید واقع می‌گردد، باران مؤثر نامیده می‌شود. به عبارت دیگر، بخشی از بارش باقی مانده است که در منطقه ریشه ذخیره و می‌تواند توسط گیاهان استفاده شود. به این ترتیب، پس از حذف رواناب و نفوذ آب به سفره‌های آب زیرزمینی، بارش مؤثر محاسبه می‌شود. جهت تخمین بارش مؤثر، از جدول پیشنهادی FAO که نسبتی بین بارش و بارش مؤثر بیان می‌کند، استفاده شده است. با استفاده از این جدول، نمودار رگرسیون خطی این دو پارامتر، رسم گردید و شیب ۰.۶۵ با ضریب رگرسیون بالا (۰.۹۷) را نتیجه داد (FAO CORPORATE DOCUMENT REPOSITORY).

۴-۲-۳ روش‌های تحلیل تغییرات مصارف

در این بخش نحوه تغییرات مصارف و پارامترهای مرتبط با آن بررسی شده و نقش عوامل اقلیمی و انسانی مختلفی که منجر به تغییرات تبخیرتعرق واقعی و مرجع و نهایتاً تغییرات میزان آبیاری طی سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی شده، ارزیابی خواهد گردید.

- تغییرات اقلیمی

تغییرات اقلیمی از عوامل مهم افزایش مصارف آبیاری به شمار می‌روند که بدون دخالت مستقیم انسان بر دریاچه ارومیه و حوضه آن متحمل شده‌اند. جهت بررسی تغییرات اقلیمی بوجود آمده در حوضه، تغییرات تبخیرتعرق مرجع به عنوان پارامتری که می‌تواند نشانگر این تغییرات باشد، طی سال‌های اخیر مورد پایش و بررسی قرار گرفته و تأثیر آن بر مصارف آب آبیاری در بخش کشاورزی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. تبخیرتعرق صورت گرفته از یک سطح مرجع که در شرایط کم آبی نباشد، تبخیرتعرق مرجع نام دارد. سطح مرجع ذکر شده، سطحی فرضی از یک نوع چمن با مشخصاتی خاص می‌باشد. علت پیدایش مفهوم تبخیرتعرق مرجع، بررسی نیاز تبخیری^۱ جو به صورت مستقل از نوع گیاه، مرحله رشد و سیاست‌های مدیریتی می‌باشد. به دلیل در نظر گرفتن وجود آب کافی، پارامترهای خاک در تبخیرتعرق مرجع تأثیری نخواهند داشت. مقادیر تبخیرتعرق مرجع اندازه‌گیری شده یا محاسبه شده به دلیل اشاره به یک سطح مرجع خاص، امکان مقایسه مقادیر تبخیرتعرق را در مکان‌ها و فصول مختلف فراهم می‌کند (Hatch et al., 1999). این پارامتر یکی از مهم‌ترین فاکتورها در کشاورزی و چرخه هیدرولوژی است که می‌تواند تحت تأثیر گرم شدن زمین و تغییرات اقلیمی قرار گیرد. جهت شناخت تأثیر تبخیرتعرق مرجع بر فرایندهای هیدرولوژیکی و کشاورزی، نیاز به بررسی

¹ Evaporative demand

روند تغییرات آن می‌باشد (Irmak et al., 2012). به منظور تعیین اهمیت این فاکتور، بسیاری از مطالعات روندهای تبخیرتغرق مرجع در طول سالیان را در مفهوم تغییرات آب و هوا تحلیل کرده‌اند (Tabari et al., 2011; de la Casa and Ovando, 2014).

طی مطالعه‌ای، Jung و همکاران در سال ۲۰۱۰ میلادی، تغییرات تبخیر مرجع اندازه‌گیری شده در مقیاس جهانی را از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۰۸ با استفاده از یک شبکه مانیتورینگ جهانی مرور کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که اهمیت نسبی متغیرهای هواشناسی بر روند تبخیر مرجع با زمان و مکان تغییر می‌کند. (Thomas 2000) تغییرات تبخیرتغرق مرجع محاسبه شده از رابطه پنمن مونتیس را برای ۶۵ ایستگاه در سرزمین چین و تبت و در بازه زمانی ۱۹۵۴ تا ۱۹۹۳ میلادی بررسی و به این نتیجه رسید که پارامتر تبخیرتغرق مرجع در کشور چین و در هر ۴ فصل کاهش یافته است. همچنین Espadafor و همکاران در سال ۲۰۱۱، روند تغییرات ET_0 (محاسبه شده توسط رابطه پنمن مونتیس) در جنوب اسپانیا و بازه زمانی ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۵ میلادی را بررسی کردند و در طول ۴۵ سال یک روند مثبت (افزایشی) در آن مشاهده شد.

برخی مطالعات نیز به این نتیجه رسیدند که تبخیرتغرق مرجع به دلیل تغییرات آب و هوایی و ناهمگونی آن به لحاظ مکانی و زمانی، به طور مداوم کاهش یا افزایش ندارد (Tong et al., 2007; Raziei et al., 2014). در مطالعه حاضر، تبخیرتغرق مرجع با استفاده از مجموعه داده‌های هواشناسی (که شامل دمای هوا (درجه سانتی‌گراد)، رطوبت نسبی (درصد)، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متر (متر بر ثانیه) و ساعات آفتابی (ساعت) هستند) مربوط به ۱۵ ایستگاه سینوپتیک در حوضه آبریز دریاچه ارومیه که پراکندگی آن‌ها به همراه مدل رقومی ارتفاع در شکل ۱۰ نشان داده شده است، بر اساس پیشنهاد FAO از رابطه Penman-Monteith (Allen et al., 1998) طبق رابطه (۱۳) محاسبه گردید.

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \left(\frac{900}{T + 273} \right) \cdot U_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 \cdot U_2)} \quad (13)$$

در این رابطه ET_0 ، تبخیرتغرق مرجع روزانه ($\text{mm} \cdot \text{day}^{-1}$)، R_n تشعشع خالص در دسترس سطح محصول (MJm^{-2})، G شار حرارتی خاک ($\text{MJm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)، T دمای میانگین هوا در ارتفاع ۲ متری ($^{\circ}\text{C}$)، U_2 میانگین سرعت باد (m/s)، e_s فشار بخار اشباع (Kpa)، e_a فشار بخار واقعی (Kpa)، Δ گرادیان فشار بخار اشباع در برابر دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$)، γ ثابت ($\text{Kpa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) می‌باشد.

تشعشع خالص (R_n) بر حسب ($\text{MJm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)، مطابق رابطه زیر قابل محاسبه است

$$R_n = \{R_{ns}\} - \{R_{nl}\} = \{(1 - \alpha) \times ((a_s + b_s \frac{n}{N}) R_a) - \{\sigma [\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2}] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35)\} \quad (14)$$

در رابطه فوق، α آلبدو (بدون بعد)، a_s و b_s ثابت رگرسیون، R_a تشعشع خارج از محیط زمین ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)، T_{min} و T_{max} دمای مطلق ماکزیمم و مینیمم در طول زمان ۲۴ ساعت ($^{\circ}\text{K}$)، e_a فشار بخار واقعی (kPa)، σ ثابت استفان بولتزمن ($4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)، R_s تشعشع خورشید (طول موج کوتاه) ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)، و R_{so} تابش خورشید در آسمان صاف ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$) است. شار حرارتی خاک (G) برای دوره های روزانه تا ۱۰ روز معادل صفر و برای دوره های ساعتی یا کوتاه تر در طول روز برابر با $0.1 R_n$ و در طول شب برابر $0.5 R_n$ در نظر گرفته می شود.

فشار بخار اشباع (e_s)، فشار بخار واقعی (e_a) و گرادیان فشار بخار اشباع در برابر دمای هوا (Δ) به ترتیب مطابق روابط (۱۵)، (۱۶) و (۱۷) قابل محاسبه است:

$$e_s = 0.5 \times [e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})] ; \quad e^o(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T}{T + 237.3}\right] \quad (15)$$

$$e_a = e^o(T_{dew}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew} + 237.3}\right] \quad (16)$$

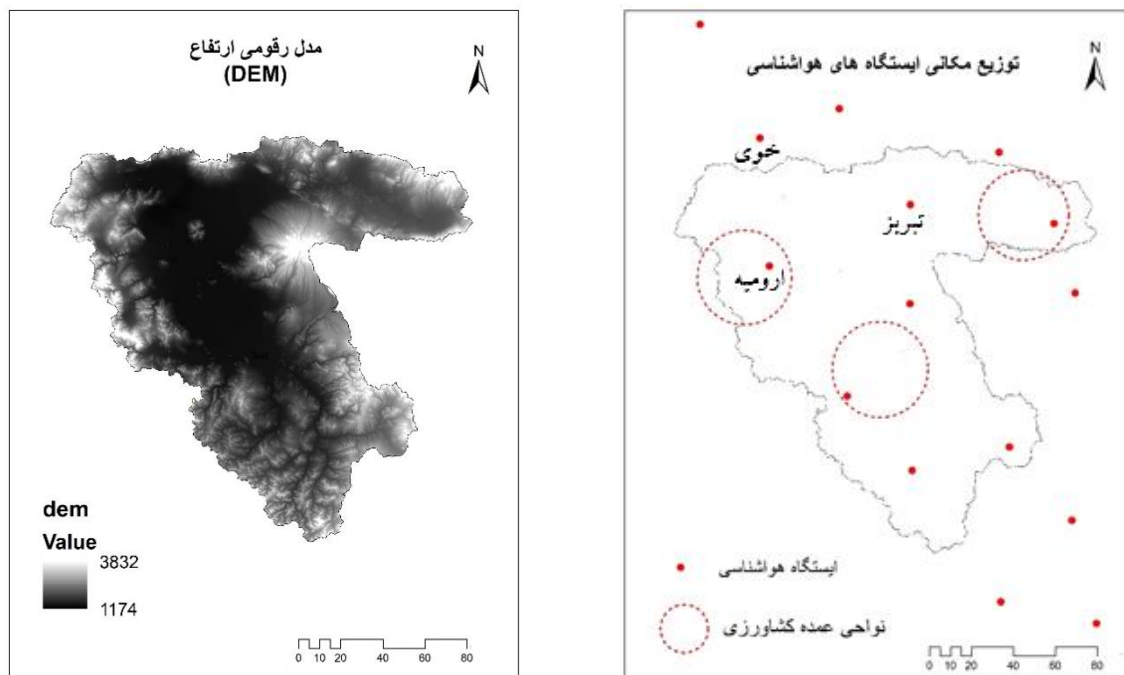
$$\Delta = \frac{0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2} \quad (17)$$

در روابط بالا، $e^o(T)$ ، فشار بخار اشباع در دمای هوای T (kPa)، T دمای هوا ($^{\circ}\text{C}$)، T_{dew} دمای نقطه شبنم ($^{\circ}\text{C}$) است.

مقادیر میانگین ماهانه تبخیر تعرق مرجع برای هر ایستگاه و در بازه زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی توسط معادله فوق محاسبه و سپس نقشه توزیع مکانی ماهانه ET_0 توسط روش درون یابی IDW با پیکسل سائز ۱۰۰۰ متر و توان فاصله یک تولید شد. در نهایت با جمع زدن نقشه های ماهیانه مربوط به هر سال، نقشه های تبخیر تعرق سالیانه در سال های مذکور ایجاد شد.

هدف از تولید نقشه های زمانی و مکانی تبخیر تعرق مرجع، یافتن پاسخ به این سؤال است که آیا در طول ۲۶ سال مذکور تغییر در میزان پتانسیل تبخیر تعرق گیاه مرجع رخ داده است یا خیر. تحلیل های آماری علاوه بر پاسخ این سؤال، مناطقی را که میانگین و واریانس تبخیر تعرق مرجع به لحاظ آماری متفاوت هستند را نیز مشخص می کند. از آنجا که تغییرات آب و هوایی قابل توجه به طور پیوسته در سری های زمانی اتفاق می افتد،

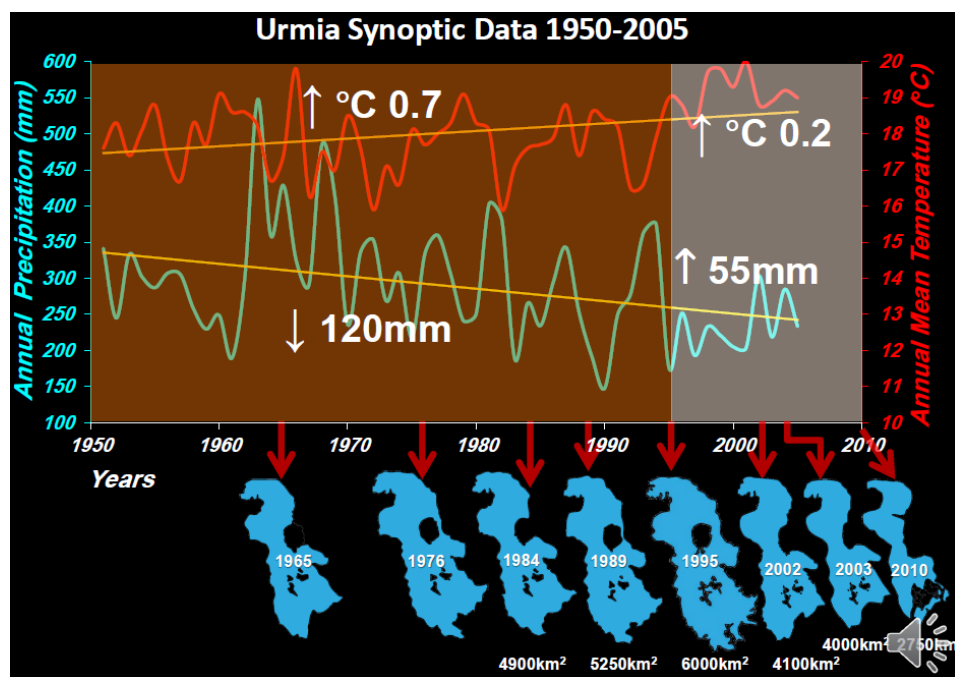
بنابراین تحلیل برای تفاوت و یا عدم تفاوت معنی دار آماری بین حداقل دو دوره ضروری است. لذا دوره آماری در این گزارش به دو دوره ۱۳ ساله (دوره زمانی بلندمدت) ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ و ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۴ تقسیم شده است. تحلیل آماری مورد استفاده در مطالعه مذکور، آزمون پارامتریک F و یا تحلیل واریانس می باشد. علاوه بر بررسی های فوق، میانگین ET_0 در حوضه و نیز تغییرات آن طی سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی مقایسه گردید.



شکل ۱۰- پراکندگی ایستگاه های سینوپتیک منتخب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و مدل رقومی ارتفاع منطقه

مهم ترین نشانه تغییر اقلیم در حوضه ارومیه، افزایش دما می باشد. حداقل دمای ایستگاه های محدوده حوضه (ارومیه، تبریز، خوی) در طی سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۵ به اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ درجه سانتی گراد افزایش یافته است که منجر به افزایش تجمعی دمای حداقل در حدود ۲ و ۰/۵ درجه سانتی گراد در مدت ۴۵ سال به ترتیب برای ایستگاه های تبریز و ارومیه شده است. حداکثر دمای ایستگاه های محدوده حوضه (ارومیه، تبریز، خوی) نیز در طی سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۵ به اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ درجه سانتی گراد افزایش یافته است، به عبارت دیگر مقدار تجمعی افزایش دمای حداکثر در طی ۴۵ سال برای ایستگاه های تبریز و ارومیه به ترتیب حدود ۱ و ۰/۵ درجه سانتی گراد بوده است (وزارت نیرو دفتر برنامه ریزی کلان آب و آبفا، ۱۳۹۱). افزایش دمای حداقل و حداکثر در حوضه ارومیه از یک طرف باعث افزایش تبخیر تعرق و بالا رفتن نیاز آبی گیاهان و از طرفی دیگر با افزایش تبخیر از سطح دریاچه باعث کاهش تراز دریاچه ارومیه و افزایش شوری آب دریاچه می شود. طی مطالعه ای

دیگر تغییرات دما و بارش برای ایستگاه سینوپتیک ارومیه طی سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ (به دلیل محدودیت اطلاعات روند تغییرات پارامترهای اقلیمی برای همین بازه زمانی بررسی شده است) بر حسب درجه سانتی‌گراد و میلی‌متر بررسی شده که در شکل ۱۱ آورده شده است که کاهش بارش و افزایش دما را نشان می‌دهد (ستاد احیای دریاچه ارومیه، ۱۳۹۴). افزایش دما با افزایش نیاز خالص آبی بر میزان مصارف به ویژه مصارف بخش کشاورزی تأثیرگذار است که این مسئله به نوبه خود می‌تواند بر روی مدیریت کلان کل حوضه تأثیرگذار باشد.



شکل ۱۱- تغییرات دما و بارش برای ایستگاه سینوپتیک ارومیه طی سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ (ستاد احیای دریاچه ارومیه، ۱۳۹۴)

در ادامه تحلیل تغییرات اقلیمی، پارامترهای هواشناسی مانند دمای هوا و سرعت باد در یک بازه ۲۵ ساله مورد بررسی و تحلیل‌های آماری قرار گرفته و میزان تأثیر تغییرات هر یک از عوامل بر تغییرات تبخیر-تعرق مرجع در سال‌های مورد مطالعه (۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی) مورد سنجش قرار می‌گیرد.

- عوامل غیرطبیعی (انسانی)

عوامل غیرطبیعی، چالش‌هایی هستند که مستقیماً توسط انسان بر دریاچه ارومیه و حوضه آن وارد شده‌اند. فعالیت‌های کشاورزی را می‌توان از این دست شمرد. یکی از عوامل مؤثر در مصرف آب کشاورزی، تغییرات وسعت اراضی آبی و ترکیب کشت محصولات در طول سال‌های دوره آماری می‌باشد. بنابراین بررسی دقیق آن کمک شایانی در جهت مدیریت منابع و مصارف حوضه می‌کند.

با استفاده از مطالعات کاربری اراضی و همچنین اطلاعات کتابخانه‌ای موجود در منطقه، تغییرات صورت گرفته در حوضه دریاچه ارومیه در بخش کشاورزی مانند الگوی کشت و سطح زیر کشت مورد تحلیل و بررسی قرار می‌گیرد.

۵- نتایج

در این بخش نتایج حاصل از استخراج لایه کاربری اراضی، تولید لایه‌های بارش، تبخیر تعرق و همچنین تخمین و تحلیل مصارف آب در بخش کشاورزی ارائه خواهد شد.

۵-۱- لایه کاربری اراضی

در ارتباط با بخش پیش‌پردازش تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده برای فرایند طبقه‌بندی، لازم به ذکر است که از لحاظ رادیومتریکی، انجام و یا عدم انجام فرایند تصحیحات رادیومتریکی و همچنین اتمسفری چندان اثر قابل توجهی بر نتایج به دست آمده در این رابطه نمی‌تواند داشته باشد. همچنین در این تحقیق اثر روش‌های تصحیح اتمسفری مطلق و نسبی نیز با یکدیگر در فرایند طبقه‌بندی مورد بررسی قرار گرفته و نتایج به دست آمده از اعتبار سنجی (ضریب کاپا و دقت کلی نقشه طبقه‌بندی شده) نتایج آنها بصورت نسبی تفاوت قابل ملاحظه‌ای نسبت به یکدیگر نداشتند.

تصاویر ماهواره‌های سری لندست نمی‌توانند با دقت بسیار بالایی نوع کشت (آبی و باغی) را در محدوده مطالعاتی حوضه دریاچه ارومیه از یکدیگر تفکیک و متمایز نمایند. در صورتی که فرایند طبقه‌بندی در این ناحیه با در نظر داشتن چنین هدفی صورت بگیرد، این امر منجر به کاهش دقت طبقه‌بندی به میزان قابل توجهی خواهد شد. از سوی دیگر کشت آبی و باغی موجود در حوضه دریاچه ارومیه از لحاظ طیفی، از شباهت بسیار زیادی نسبت به یکدیگر برخوردار هستند و نمی‌توان با دقت در تصاویر چند طیفی آن‌ها را از یکدیگر تفکیک و متمایز نمود. در این رابطه نیاز به توان تفکیک مکانی و یا طیفی بسیار بالایی است. به همین منظور در این مطالعه به منظور برآورد دقیق زمین‌های زراعی (آبی و باغی) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، در قالب یک کلاس واحد در نظر گرفته شدند.

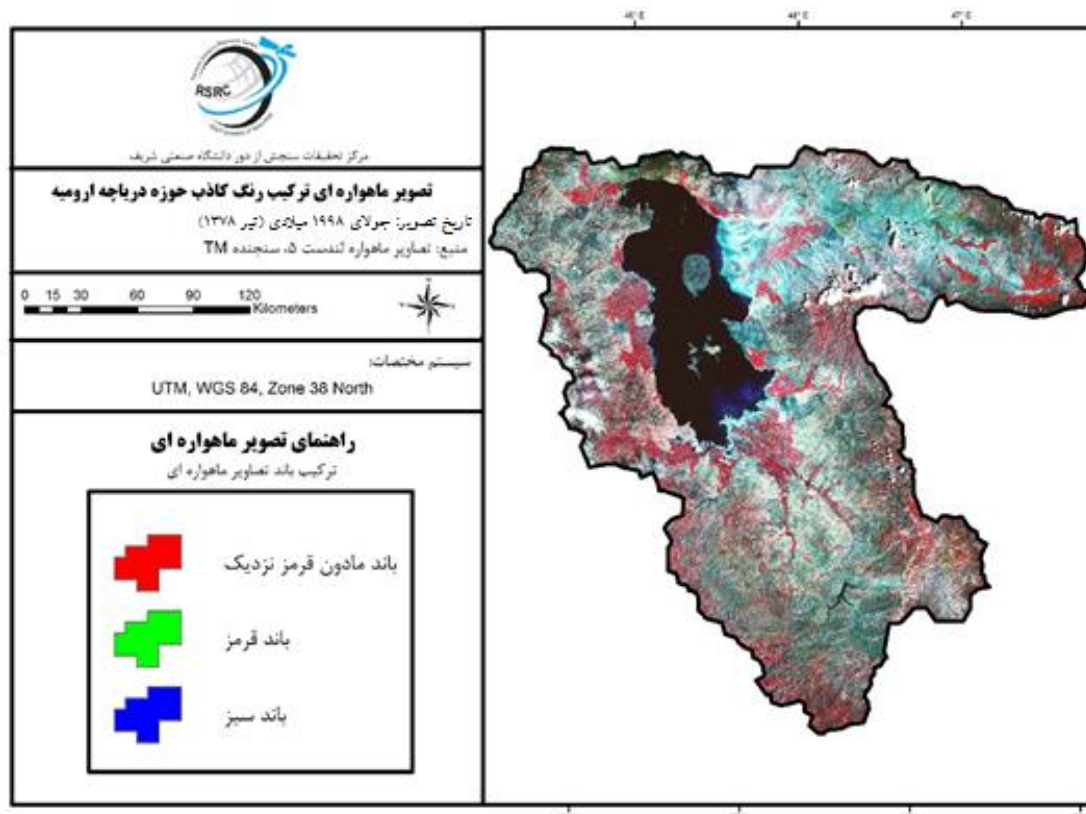
جهت برآورد نتایج کاربری اراضی حوضه دریاچه ارومیه، موزایک تصاویر ماهواره‌ای به دست آمده از ماهواره‌های لندست ۵ و لندست ۸ برای سه سال مذکور را می‌توان در شکل‌های ۱۲، ۱۴ و ۱۶ مشاهده نمود. در نهایت نقشه کاربری اراضی برای سال‌های ۱۹۹۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی با استفاده از تصاویر ماهواره‌های

سری لندست استخراج شدند. مجموع کلاس‌های موردنظر برای طبقه‌بندی و تولید نقشه کاربری اراضی، زمین‌های زراعی کشت آبی و باغی، مرتع، پهنه آبی، شوره‌زار و زمین‌های بایر است. با این حال برای تصویر ماهواره‌ای سال ۱۹۹۸ میلادی حوضه دریاچه ارومیه، از بین کلاس‌های مذکور تنها سه پوشش اصلی کشت زراعی آبی و باغی، مرتع و همچنین پهنه آبی استخراج گردید. به دلیل اینکه در این سال سطح آب دریاچه ارومیه در حداکثر تراز خود قرار داشته و لذا محدوده‌های شوره‌زار و زمین‌های بایر اطراف دریاچه با آب پوشانده شده است. نقشه طبقه‌بندی شده از حوضه دریاچه ارومیه برای سال ۱۹۹۸ میلادی در شکل ۱۳ قابل مشاهده است. بر همین اساس میزان مساحت زمین‌های زراعی برای سال ۱۹۹۸ میلادی معادل با ۳۸۷۵۱۸ هکتار برآورد شده است که با مقدار محاسبه شده توسط مرکز ITC هلند (۳۸۰ هزار هکتار) همخوانی قابل قبولی دارد (ITC, 2005).

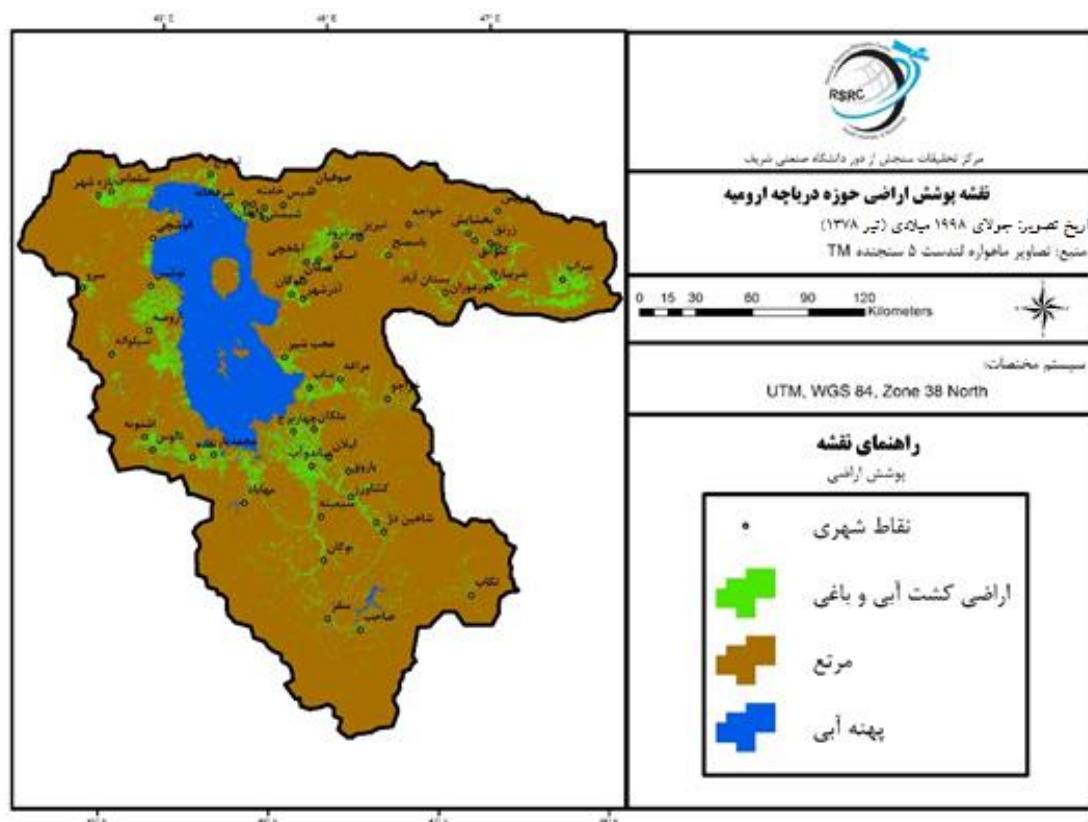
در نقشه کاربری اراضی تولیدشده برای سال ۲۰۱۰ میلادی، می‌توان به خوبی تغییرات ایجادشده تحت تأثیر کاهش سطح آب دریاچه ارومیه را مشاهده کرد (شکل ۱۵). از سوی دیگر سطح زیرکشت زمین‌های زراعی آبی و باغی سال ۲۰۱۴ میلادی نیز از افزایش قابل توجهی نسبت به سال ۱۹۹۸ برخوردار بوده است؛ که این به معنای افزایش میزان مصرف آب فعالیت‌های کشاورزی است. همین امر خود به عنوان یکی از عوامل مؤثر در کاهش میزان آب ورودی به دریاچه ارومیه در طی این بازه زمانی (۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ میلادی) بوده و باعث ایجاد تغییرات جدی در ارتباط با سطح آب دریاچه و همچنین نواحی اطراف آن گردیده است.

در نقشه کاربری سال ۲۰۱۴ میلادی مشاهده می‌شود که میزان وسعت شوره‌زار و اراضی بایر به صورت قابل توجهی نسبت به سال ۲۰۱۰ و ۱۹۹۸ افزایش پیدا کرده و درعین حال میزان سطح تراز آب دریاچه نیز نسبت به سال ۲۰۱۰ کاهش جدی داشته است. کاهش مساحت سطحی آب دریاچه در نقشه طبقه‌بندی سال ۲۰۱۴ به خوبی بارز است (شکل ۱۷). در ارتباط با سطح زیر کشت آبی و باغی نیز یک روند افزایشی در مساحت زمین‌های زراعی بین سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ مشاهده شده است. به این صورت که مساحت سطح زیر کشت در سال ۲۰۱۰ از مرز ۴۰۰ هزار هکتار گذشته و در این زمان به مقدار ۴۳۰۶۶۷ هکتار رسیده است (بر اساس مقادیر استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای).

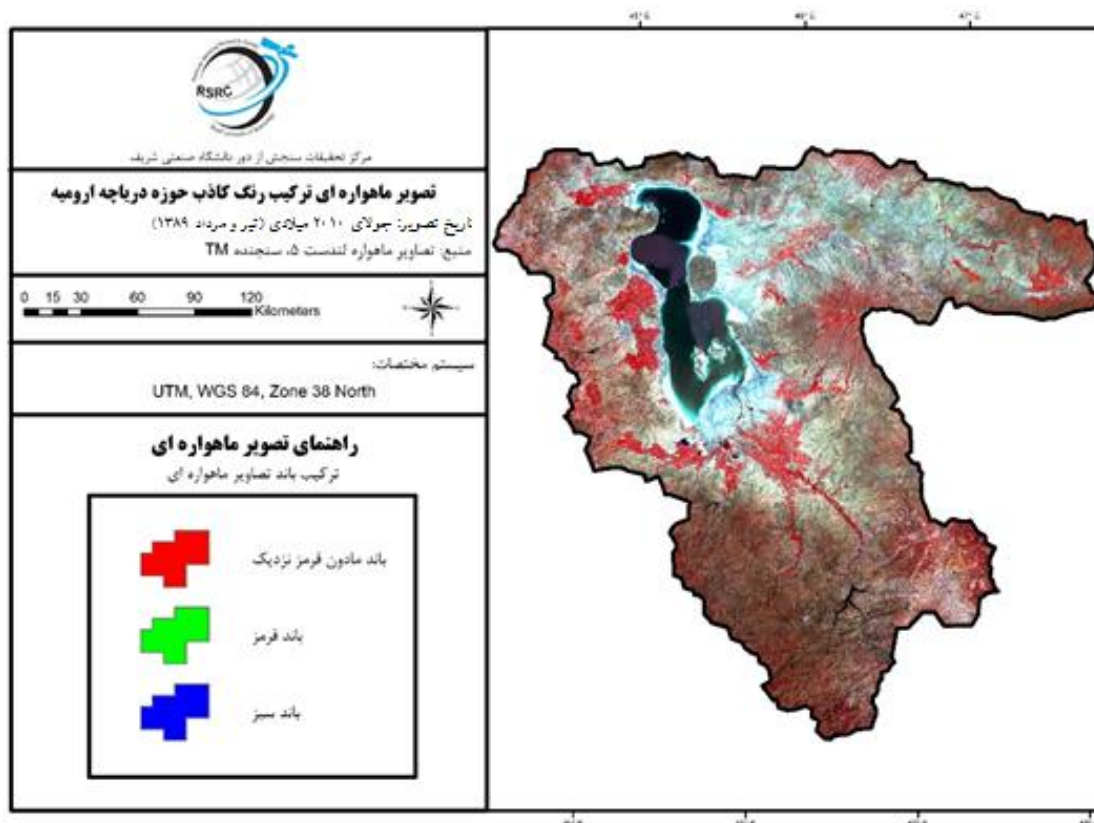
نتایج سطح زیر کشت بدست آمده از این مطالعه در جدول ۱۵ و شکل ۱۸ به طور خلاصه ارائه شده است. همان گونه که مشخص است، سطح اراضی زراعی و باغی در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۸ میلادی روندی افزایشی را نشان داده و در سال ۲۰۱۴ میلادی کاهش یافته است.



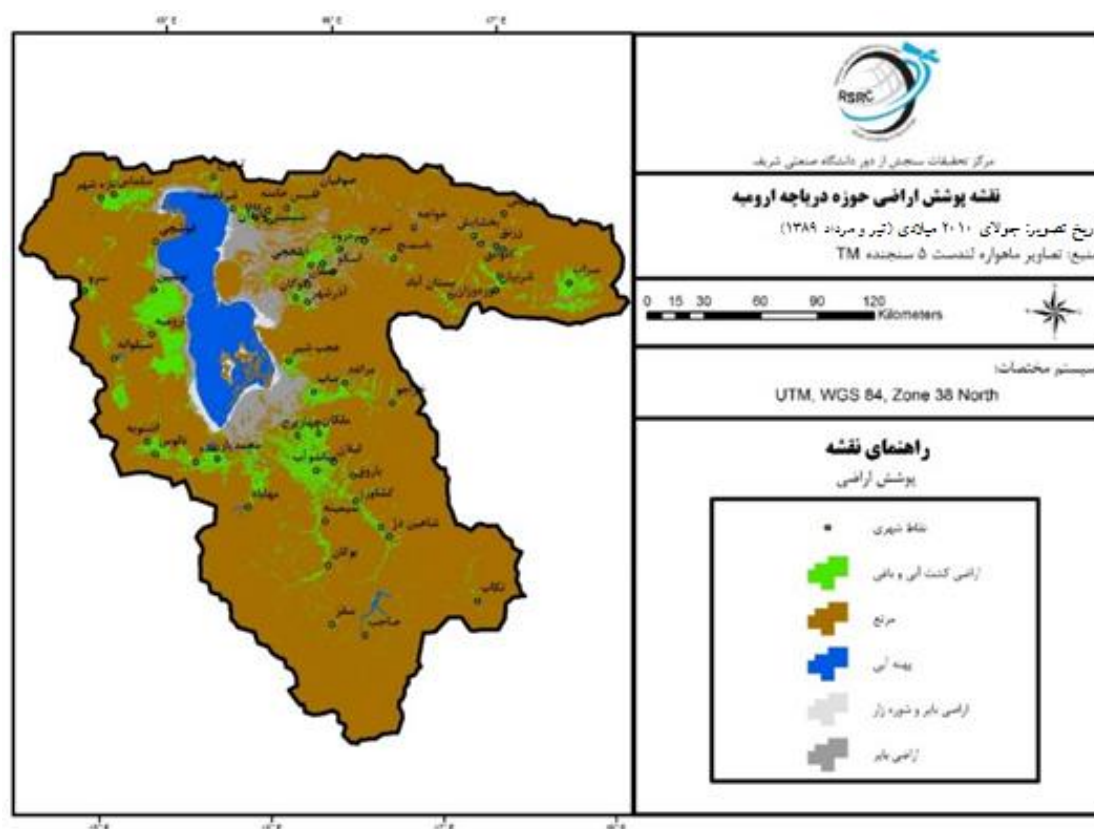
شکل ۱۲- موزاییک تصاویر ماهواره ای ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۱۹۹۸ میلادی



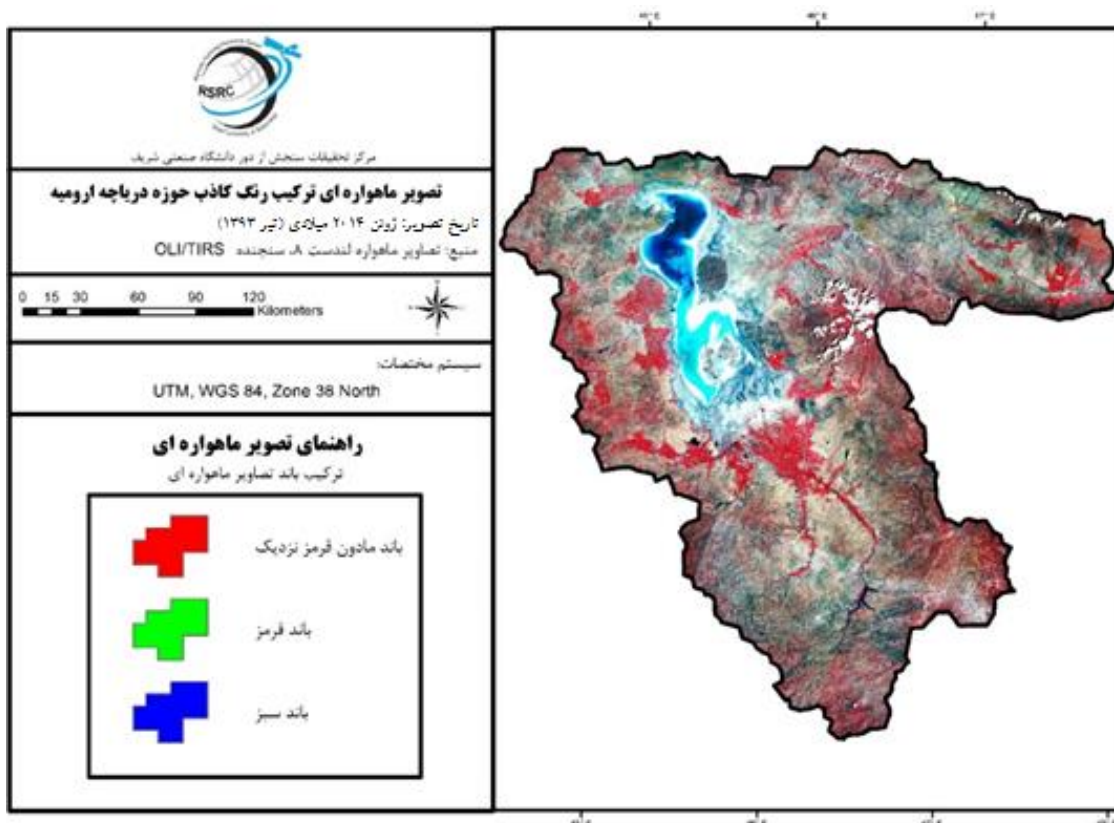
شکل ۱۳- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۱۹۹۸ میلادی



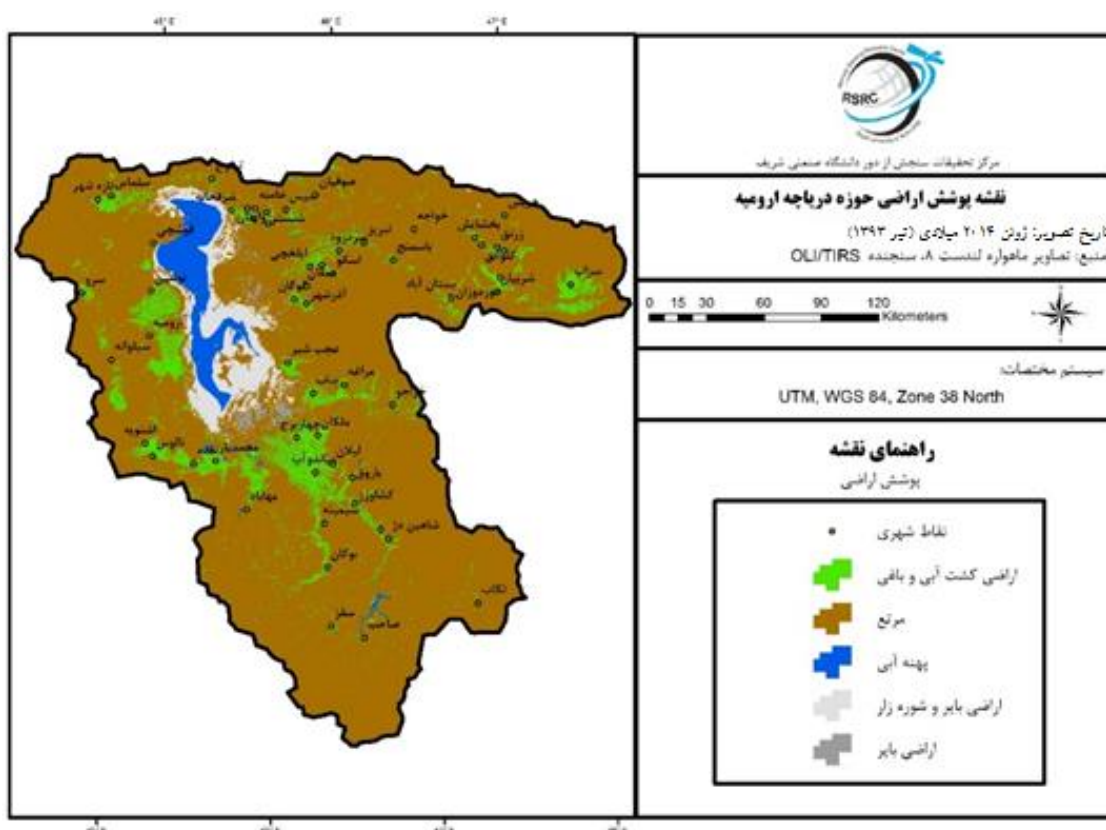
شکل ۱۴- موزاییک تصاویر ماهواره ای ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۰ میلادی



شکل ۱۵- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۵ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۰ میلادی



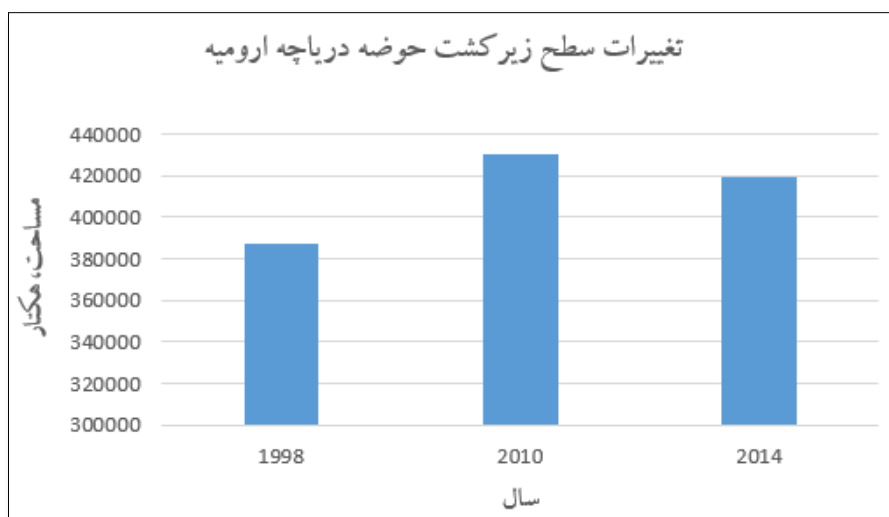
شکل ۱۶- موزاییک تصاویر ماهواره ای ماهواره لندست ۸ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۴ میلادی



شکل ۱۷- نقشه کاربری اراضی استخراج شده از تصویر ماهواره لندست ۸ حوضه دریاچه ارومیه، سال ۲۰۱۴ میلادی

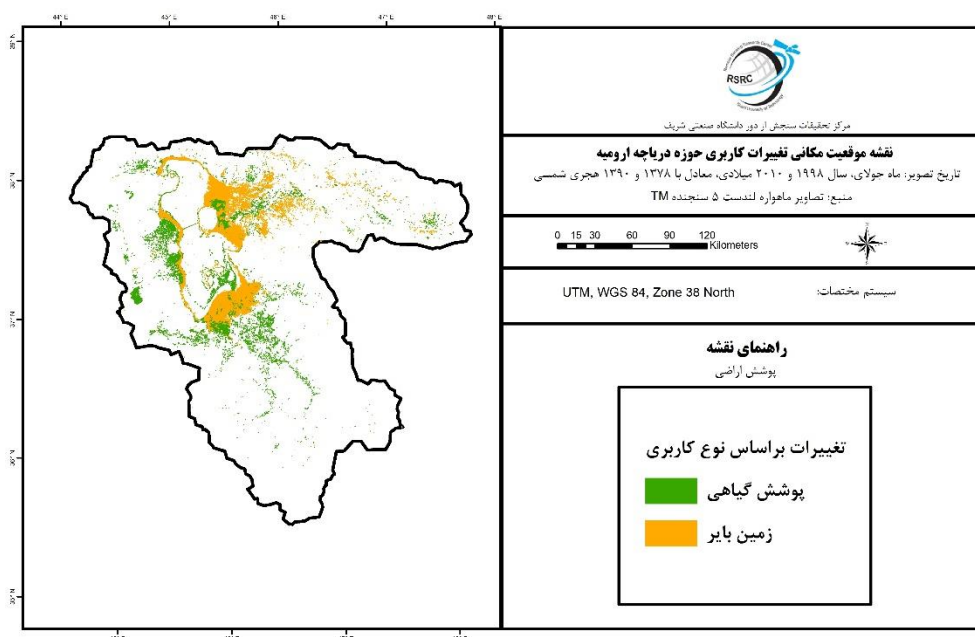
جدول ۱۵- تغییرات مساحت سطح زیر کشت کشاورزی از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۴ میلادی

سال	مساحت (برحسب هکتار)
۱۹۹۸	۳۸۷۵۱۸
۲۰۱۰	۴۳۰۶۶۷
۲۰۱۴	۴۱۹۵۰۶

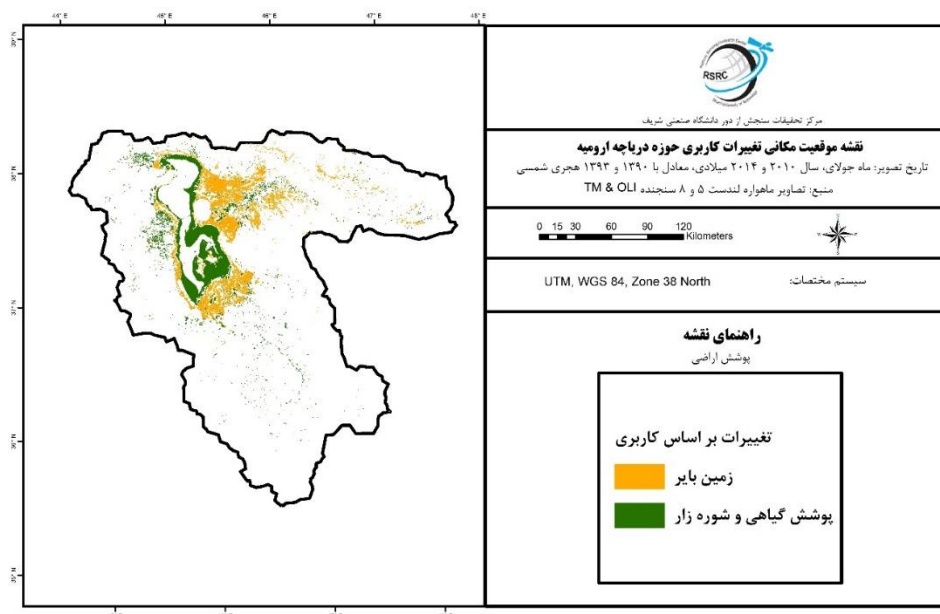


شکل ۱۸- تغییرات مساحت سطح زیر کشت کشاورزی در سال‌های ۱۹۹۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴

در شکل ۱۹ و شکل ۲۰ تغییرات مکانی کاربری اراضی در دو کلاس پوشش گیاهی و زمین بایر بین سال‌های ۱۹۹۸-۲۰۱۰ و ۲۰۱۴-۲۰۱۰ نمایش داده شده است.



شکل ۱۹- موقعیت مکانی تغییرات کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۱۰



شکل ۲۰- موقعیت مکانی، تغییرات کاربری اراضی، در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بین سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴

همان‌طور که پیش‌تر نیز به آن اشاره شد، اعتبار سنجی نتایج به‌دست‌آمده به دو صورت انجام گرفت. اولاً ارزیابی دقت صورت گرفته با استفاده از نمونه‌های استخراج‌شده از تصاویر ماهواره‌ای توان تفکیک بالا (گوگل ارث) برای کلاس‌های کشت زراعی آبی و باغی، مرتع و پهنه آبی برای سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ انجام شد که نتایج از دقت بالا و قابل‌قبولی برخوردار بوده و نتایج در جدول ۱۶ و جدول ۱۷ قابل‌مشاهده است. در این میان دقت کلاس پوشش گیاهی برای هر دو سال بیش از ۹۷ درصد بوده است. از سوی دیگر برای دو کلاس دیگر، شوره‌زار و زمین‌های بایر و شوره‌زار، نمونه‌برداری برای فرایند اعتبارسنجی صورت نگرفته است. به این دلیل که این نوع پوشش‌ها در حاشیه دریاچه قرار داشته و مرز آب نیز از ماهی به ماه دیگر متغیر است. این درحالی‌که است که نمونه‌های برداشت‌شده از تصاویر گوگل ارث از تأخیر و اختلاف چندماهه نسبت به تصاویر ماهواره‌ای و به‌دست‌برداری هستند و بر همین اساس نمی‌توان به برداشت نمونه‌های دقیق در این رابطه پرداخت.

جدول ۱۶- ارزیابی دقت صورت گرفته برای نقشه سال ۲۰۱۴ میلادی

دقت کاربر (درصد)	دقت تولید کننده (درصد)	کلاس
۱۰۰	۹۸	پوشش زراعی آبی-باغی
۹۷	۱۰۰	زمین های بایر
۱۰۰	۱۰۰	آب
۹۹/۲		دقت کلی نقشه (درصد)
۰/۹۸		ضریب کاپا

جدول ۱۷- ارزیابی دقت صورت گرفته برای نقشه سال ۲۰۱۰ میلادی

دقت کاربر (درصد)	دقت تولیدکننده (درصد)	کلاس
۱۰۰	۹۸	پوشش زراعی آبی-باغی
۹۳	۱۰۰	زمین های بایر
۱۰۰	۹۶	آب
۹۷/۹		دقت کلی نقشه (درصد)
۰/۹۶		ضریب کاپا

از سوی دیگر جهت اعتبارسنجی نتایج، می توان نتایج به دست آمده از این تحقیق در ارتباط با سطح زیر کشت کشاورزی را با مقادیر محاسبه شده توسط سایر مطالعات و تحقیقاتی که در حوضه دریاچه ارومیه صورت گرفته است مقایسه نمود. نتایج این مقایسه در جدول ۱۸ ارائه شده است.

مقادیر سطح زیر کشت محاسبه شده در این مطالعه با مقادیر محاسبه شده در مطالعات پیشین مورد ارزیابی و تحلیل قرار داده شده است. نکته مهم تفاوت سال های محاسبه شده در این مطالعه از نظر زمانی با مطالعات پیشین است. با این حال با استفاده از مقایسه سال های نزدیک به سال مورد نظر می توان به صورت غیر مستقیم نتایج بدست آمده را با سایر مطالعات مورد بررسی و ارزیابی قرار داد. به عنوان مثال در این مطالعه سال ۱۳۹۳ مقدار مساحت سطح زیر کشت نزدیک به ۴۲۰ هزار هکتار با دقت ۹۸ درصد بوده، اما خسرو شاهی و همکاران مقدار این اراضی را در سال ۱۳۹۲، ۳۹۰ هزار هکتار با دقت ۸۷ درصد برآورد کردند. برای سال ۱۳۸۹ نیز در این مطالعه مقدار مساحت اراضی زراعی ۴۳۰ هزار هکتار با دقت ۹۶ درصد و در مطالعات صورت گرفته توسط پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب و شرکت مهندسی آشنا سامانه مقدار ۴۶۰ هزار هکتار با دقت ۵۰ تا ۸۷ درصد محاسبه شده است. از سوی دیگر اراضی زیر کشت برای سال ۱۳۷۷ در مطالعه حاضر مقدار ۳۸۷ هزار هکتار و در مطالعه خسرو شاهی و همکاران برای همین سال ۳۹۰ هزار هکتار برآورد شده است. همچنین مقدار بدست آمده از سال ۱۳۷۷ با نتایج بدست آمده از مرکز ITC هلند نیز همخوانی نزدیکی دارد (ITC, 2005).

جدول ۱۸- مقایسه نتایج سطح اراضی زراعی و باغی سایر مطالعات با نتایج مطالعه حاضر

منبع	سال تحلیل تصاویر	اراضی زیر کشت زراعت آبی و باغی (کیلومتر مربع)	توضیحات	مقادیر ضریب کاپا
جامعه‌ی مهندسين مشاور ايران (۱۳۹۰)	۱۳۵۸	۱۵۰۰	-	-
	۱۳۸۵	بیش از ۴۰۰۰	-	-
شرکت مدیریت منابع آب ایران و شرکت خدمات فنی و مهندسی آشنا سامانه (۱۳۸۸)	۱۳۵۳	۳۳۵۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی MSS	۸۳/۱۰٪
	۱۳۶۹	۳۱۳۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی TM	۸۶/۹۰٪
	۱۳۷۷	۵۱۹۰	ماهواره‌ی لندست +ETM	۸۷/۴۰٪
	۱۳۸۸	۴۶۲۰	ماهواره‌های اسپات و استر و لندست	۸۷/۶۰٪
شرکت مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۴)	۱۳۶۹	۵۴۶۴	-	-
	-	-	-	-
خسروشاهی و همکاران (۱۳۹۲)	۱۳۷۷	۳۹۳۹	ماهواره لندست سنجنده TM و +ETM	۸۴/۲۵٪
	۱۳۹۲	۳۹۲۷	ماهواره لندست سنجنده OLI	۸۷/۷۷٪
پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب (۱۳۹۲)	۱۳۶۳	۳۷۷۰	ماهواره‌ی لندست سنجنده‌ی TM	مقدار ضریب کاپا سال ۸۸ نسبت به سال ۶۳ برابر ۰/۵۸ است.
	۱۳۸۸	۴۶۸۰	-	-

ادامه جدول ۱۸- مقایسه نتایج سطح اراضی زراعی و باغی سایر مطالعات با نتایج مطالعه حاضر

منبع	سال کاربری	اراضی زیر کشت اراضی زراعی آبی و باغی (کیلومتر مربع)	توضیحات	مقادیر ضریب کاپا
طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷	۱۳۷۳	۳۸۱۷۵۱	آمارهای زمینی	-
سنتز طرح جامع توسعه کشاورزی و منابع طبیعی، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۸	۱۳۷۵	۴۴۸۰۰۰	آمارهای زمینی	-
طرح مطالعات برنامه سازگاری با اقلیم، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۸۴	۱۳۸۰	۳۸۷۷۰۵	آمارهای زمینی	-
مطالعات بهنگام سازی طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۹۲	۱۳۸۵	۵۱۱۹۲۶	آمارهای زمینی	-
مطالعه حاضر	۱۹۹۸ میلادی (شمسی ۱۳۷۷)	۳۸۷۵۱۸	مقادیر استخراج شده از ماهواره لندست	-
مطالعه حاضر	۲۰۱۰ میلادی (شمسی ۱۳۸۹)	۴۳۰۶۶۷	مقادیر استخراج شده از ماهواره لندست	۰/۹۶
مطالعه حاضر	۲۰۱۴ میلادی (شمسی ۱۳۹۳)	۴۱۹۵۰۶	مقادیر استخراج شده از ماهواره لندست	۰/۹۸

نتایج بدست آمده میان مقادیر محاسبه شده توسط مرکز سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف با وجود سازگاری مناسب با مطالعات مذکور از اختلاف عددی با آنان برخوردار هست. دقت اندازه گیری شده برای

نتایج مطالعات مختلف و مطالعه حاضر نشان دهنده آن است که نتایج بدست آمده از مطالعه حاضر از نظر ضریب کاپای اخذ شده از دقت بالاتری برخوردار است.

اختلاف موجود میان مقادیر محاسبه شده می تواند تحت تأثیر عوامل و فاکتورهای مختلفی ایجاد شده باشد. به عنوان مثال در این مطالعه سطح زیر کشت برای سال های ۱۳۷۷، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۳ شمسی محاسبه شده، اما در سایر مطالعات برای سال های ۱۳۷۳، ۱۳۷۵، ۱۳۸۰، ۱۳۸۵ و ۱۳۸۸ صورت گرفته است. همچنین روش مورد استفاده در این مطالعه بر اساس منطق طبقه بندی شی گرا صورت گرفته، اما عموم مطالعات صورت گرفته در این رابطه با استفاده از طبقه بندی پیکسل مبنا انجام شده است. عموم گزارش ها به افزایش سطح زیر کشت از دهه ۷۰ شمسی تا سال ۸۵ اشاره نموده اند، با این حال در مطالعه حاضر ضمن اشاره به این روند افزایشی از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۰، کاهش نسبی سطح زیر کشت از سال ۸۹ تا ۹۳ را نیز نشان می دهد.

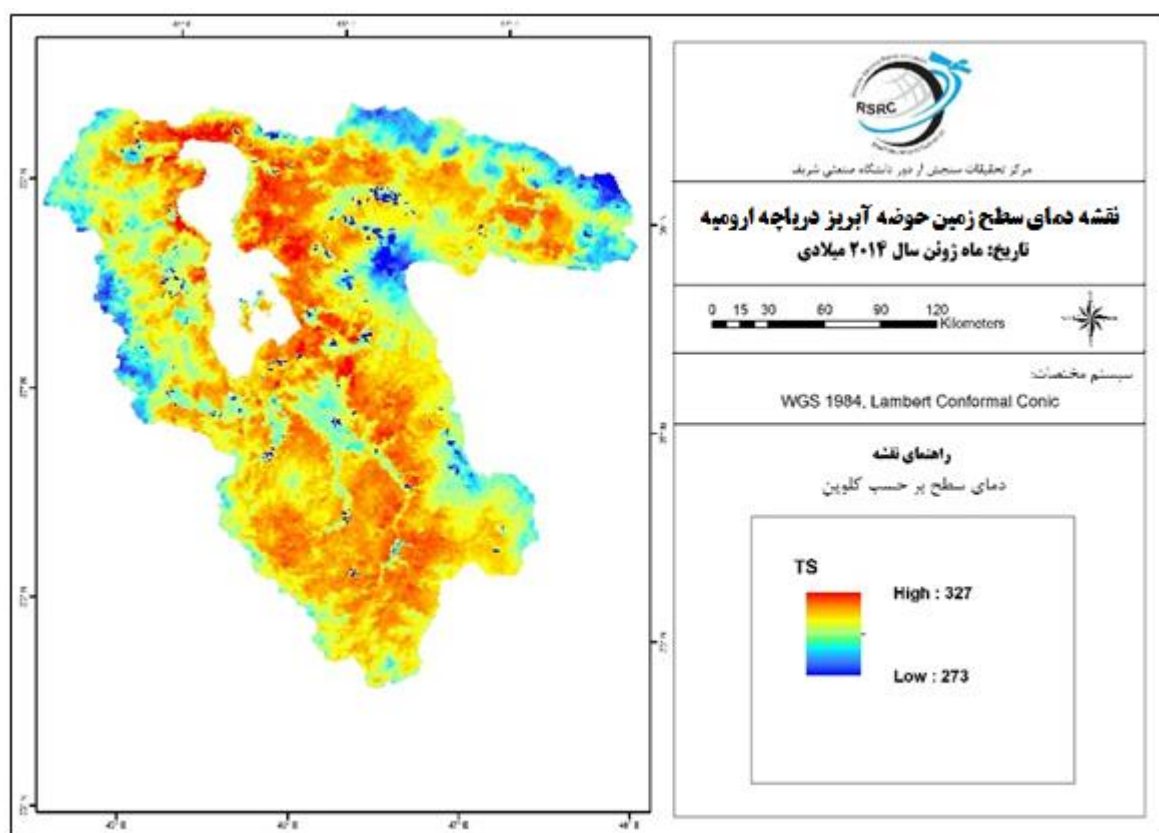
سنجنده مادیس از توان تفکیک زمانی بالا (روزانه) ولی توان تفکیک مکانی پایینی برخوردار است و این امکان مطالعه پدیده های پویا در مقیاس وسیع را به خوبی فراهم می آورد. به عبارت دیگر می توان این گونه بیان داشت که تصاویر مادیس در مقیاس منطقه ای از دقت مناسبی برخوردار هستند، اما این در حالی است که در مقیاس محلی مانند حوضه دریاچه ارومیه نمی تواند چندان مورد اطمینان باشد. از سوی دیگر از سه سال کاربری محاسبه شده در این مطالعه دو سال (سال ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴) با داده های کاربری اراضی سنجنده مادیس قابل مقایسه است و سال ۱۹۹۸ در دسترس نبوده و مقایسه آن نیز در حال حاضر امکان پذیر نیست. در بخش ۵-۲-۳، مقدار مصرف آب آبیاری در سال ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی با استفاده از سطح زیر کشت حاصل از لایه کاربری مادیس علاوه بر لندست، محاسبه شده است. استفاده از این محصول به این علت انجام شده که مقادیر استخراج شده از تصاویر Landsat مربوط به یک تاریخ مشخص است و امکان دارد که برخی اراضی که در تاریخ های قبل برداشت محصول داشته اند و یا در روزهای آینده کشت شده اند، در آن لحاظ نشده و تنها نماینده سطح زیر کشت همان روز خاص است؛ اما محصول کاربری اراضی MODIS که با استفاده از لایه های NDVI در طول یکسال تولید شده، سطح زیر کشت سالیانه را بدست می دهد.

۵-۲-۲ نتایج تخمین مصارف کشاورزی

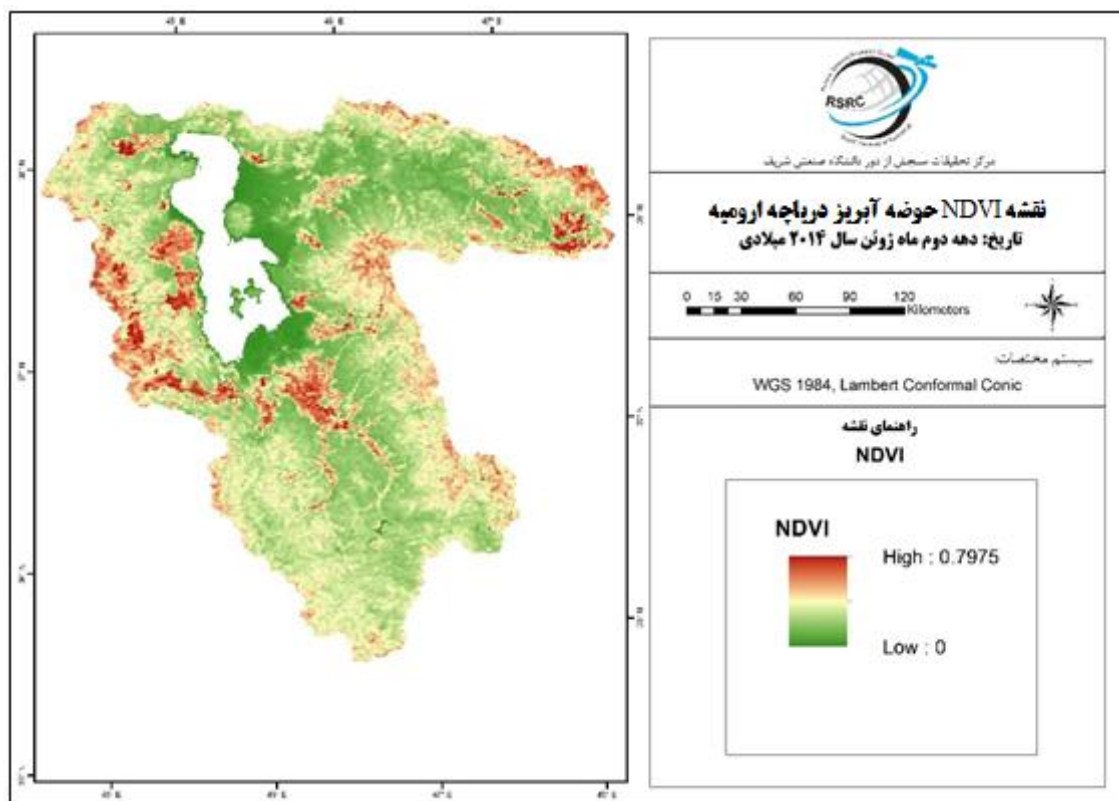
۵-۲-۱-۲ نتایج تبخیر تعرق واقعی

در این مطالعه از نتایج مطالعات انجام شده در مرکز تحقیقات سنجش از دور پیرامون تخمین مقادیر تبخیر تعرق واقعی حوضه دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR در سال ۱۹۹۵ و با استفاده از تصاویر

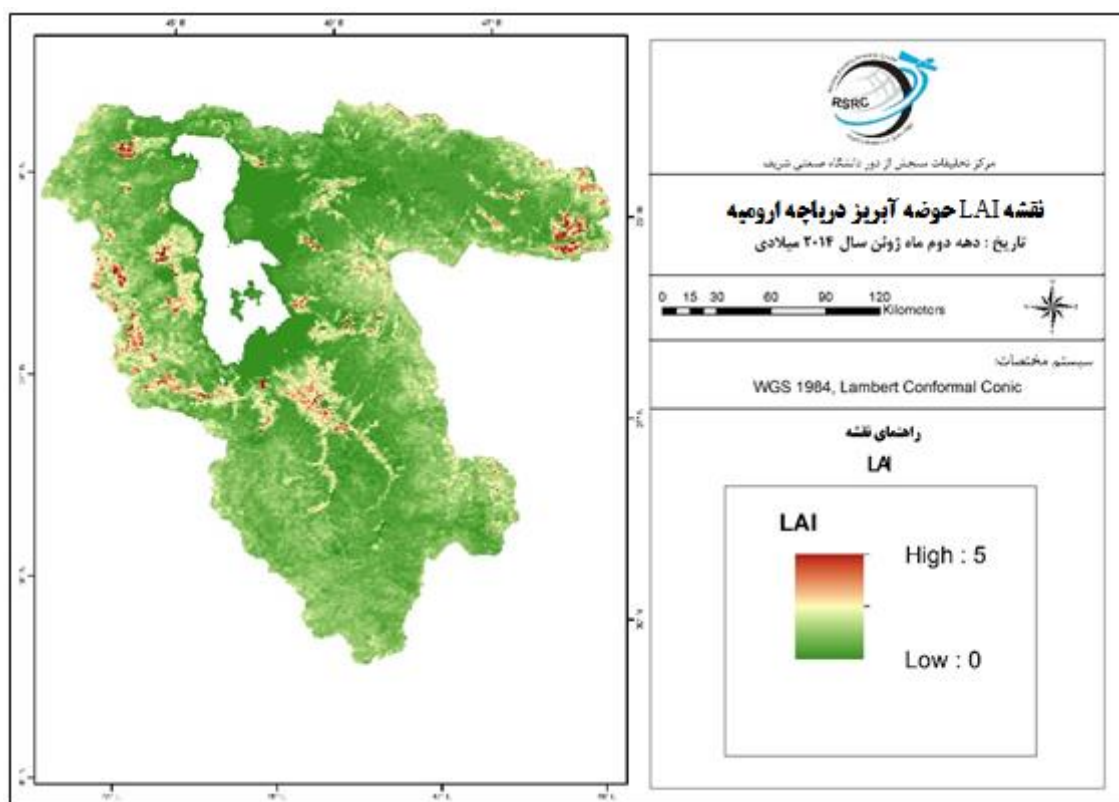
سنجنده MODIS در سال ۲۰۱۰ میلادی استفاده شده (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴) و تبخیر تعرق واقعی حوضه در سال ۲۰۱۴ میلادی با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS تخمین زده شده است. به عنوان نمونه، لایه‌های میانی تولید شده در الگوریتم SEBAL در شکل ۲۱ تا شکل ۲۶ و لایه تبخیر تعرق روزانه به صورت نقشه توزیع مکانی برای یک روز از سال ۲۰۱۴ میلادی (۱۷م ماه ژوئن معادل با ۲۷ خرداد ۱۳۹۳) در شکل ۲۷ ارائه شده است. لایه‌های مبنا در الگوریتم بیلان انرژی عبارت‌اند از لایه دمای سطح زمین (T_s) و لایه‌های پوشش گیاهی (NDVI و LAI) که به صورت محصول آماده طبق جدول ۹ دانلود و مورد استفاده قرار گرفتند.



شکل ۲۱- نمونه‌ای از نقشه لحظه‌ای دمای سطح زمین (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MOD11L2 ماهواره MODIS



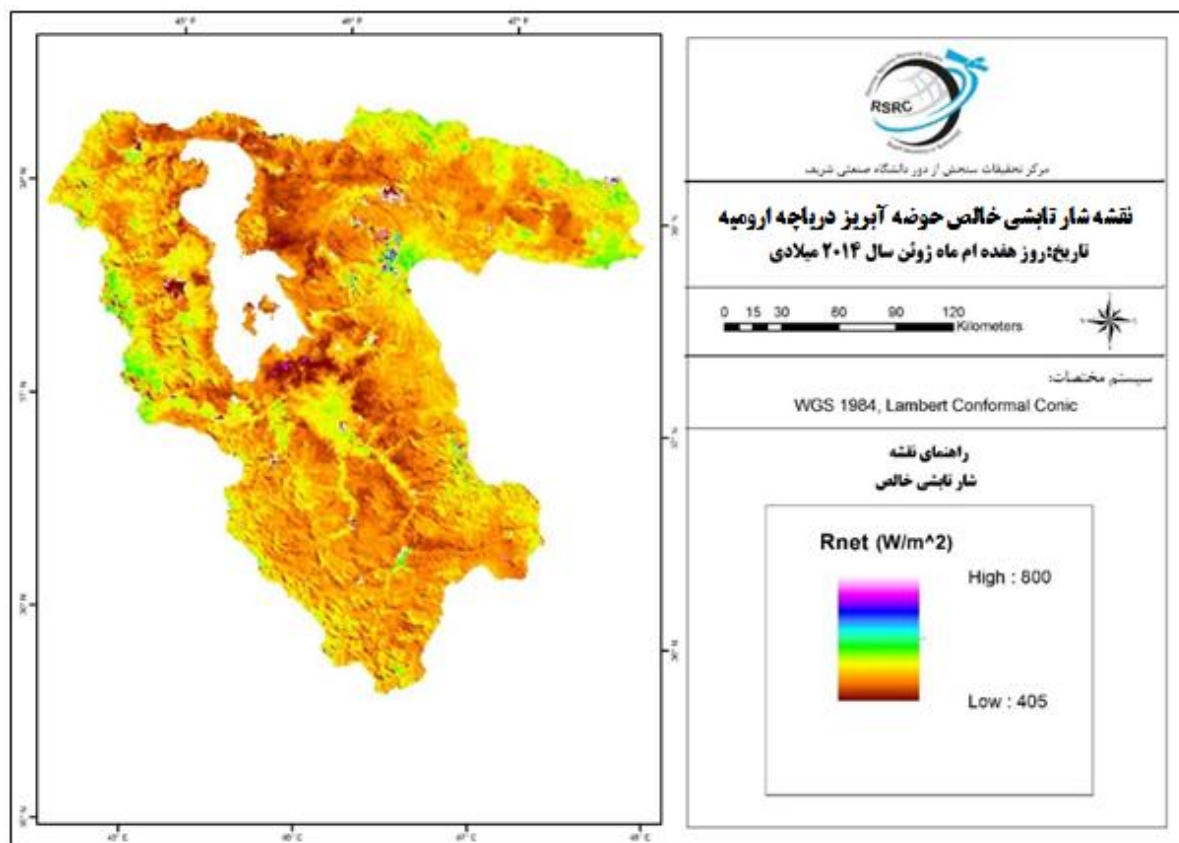
شکل ۲۲- نمونه‌ای از نقشه ۱۶ روزه NDVI (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MOD13A2 ماهواره MODIS



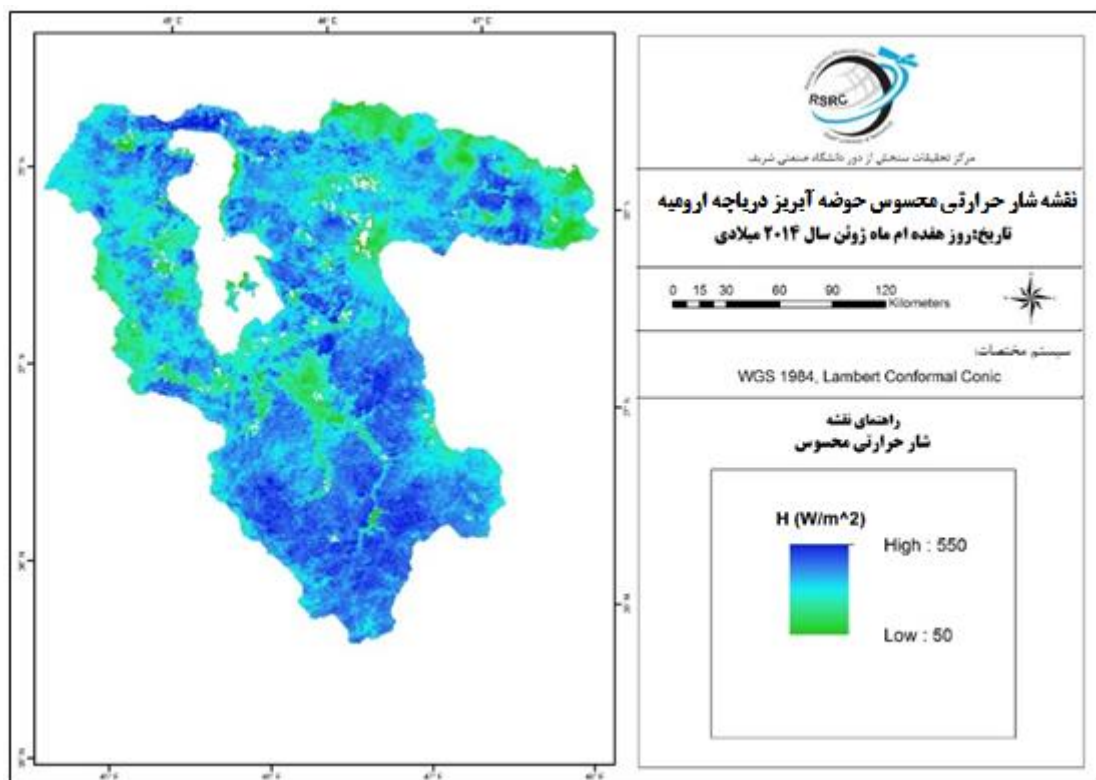
شکل ۲۳- نمونه‌ای از نقشه ۴ روزه LAI (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) استخراج شده از محصول MCD15A3 ماهواره MODIS

با توجه به شکل ۲۴ تا شکل ۲۶، شار تشعشع خالص در این نمونه مقادیری بین ۴۰۰ تا ۸۰۰ وات بر مترمربع را در بر می گیرد. این لایه در مقادیر تبخیر تعرق واقعی نقش اساسی دارد. مقادیر شار حرارت محسوس در این نمونه با توجه به انتخاب پیکسل گرم و سرد، بین ۵۰ تا ۵۵۰ وات بر مترمربع تغییر می کند. ماکزیمم مقدار شار گرمای زمین نیز در این نمونه ۱۵۰ تا ۱۶۰ وات بر مترمربع است که در تعیین مقادیر تبخیر تعرق واقعی نسبت به سایر لایه ها کمترین تأثیر را دارد.

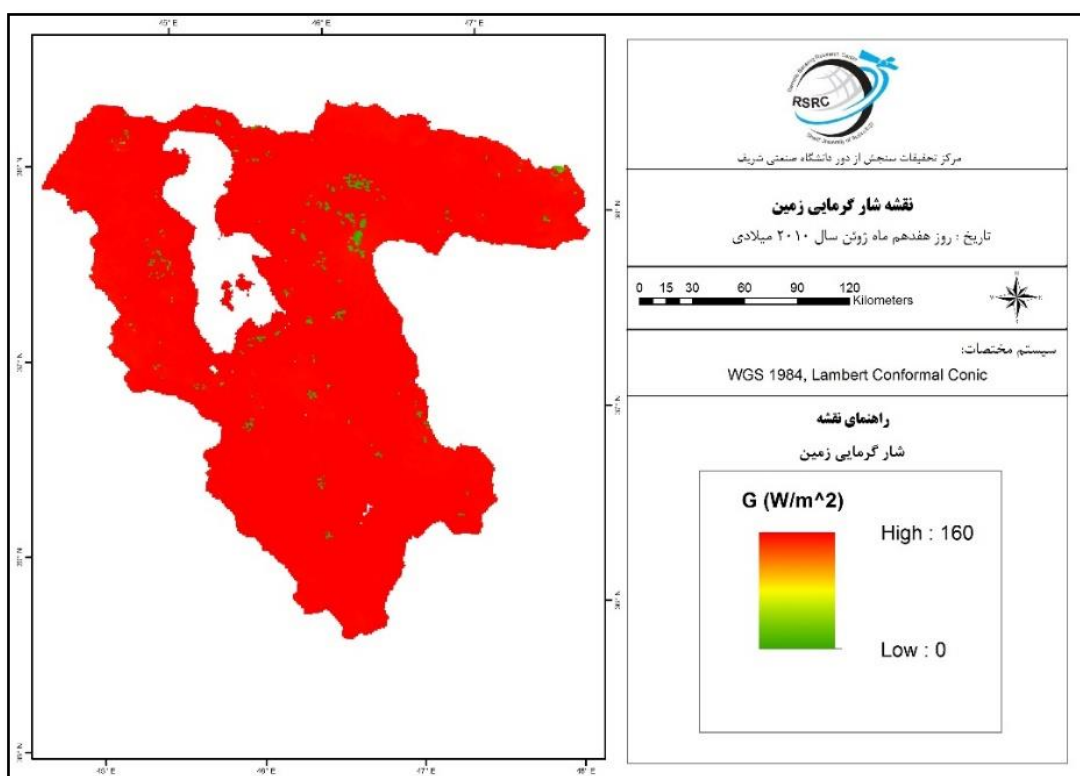
پس از تهیه لایه های مبنا و نقشه های میانی ذکر شده توسط الگوریتم SEBAL، نقشه تبخیر تعرق روزانه بر حسب میلی متر بدست می آید. به عنوان نمونه، در شکل ۲۷ تبخیر تعرق روزانه در ۱۷ ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی ارائه شده است. در این روز میزان تبخیر تعرق روزانه بین ۰ تا ۱۰ میلی متر متغیر است. بیشترین مقادیر در نواحی زراعی باغی عمده حوضه آبریز دریاچه ارومیه رخ داده است.



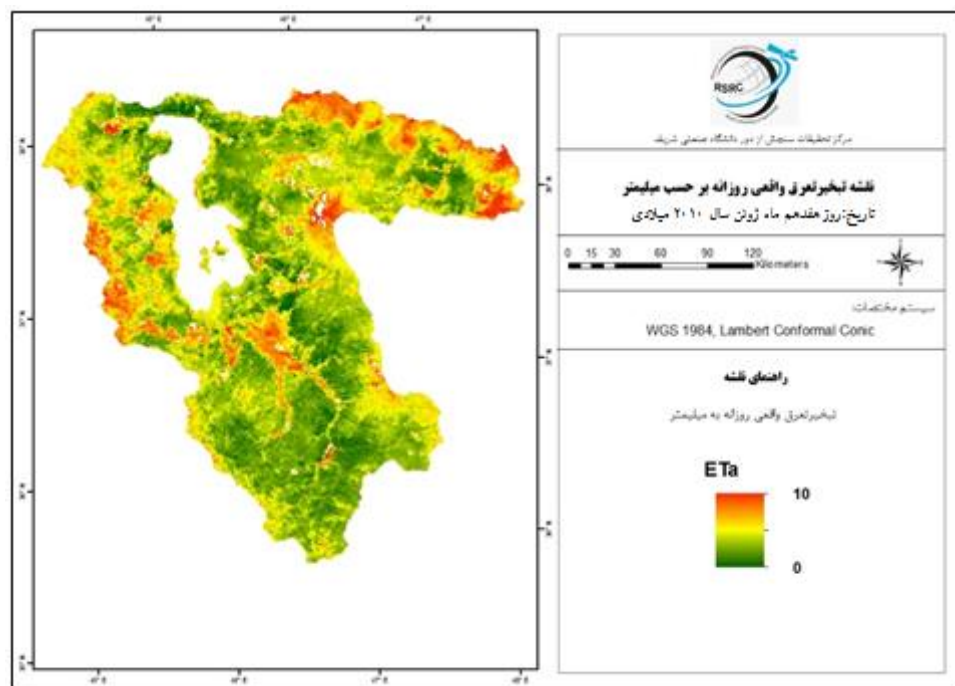
شکل ۲۴-نمونه ای از نقشه لحظه ای شار تابشی خالص (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL



شکل ۲۵- نمونه‌ای از نقشه لحظه‌ای شار حرارتی محسوس (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL

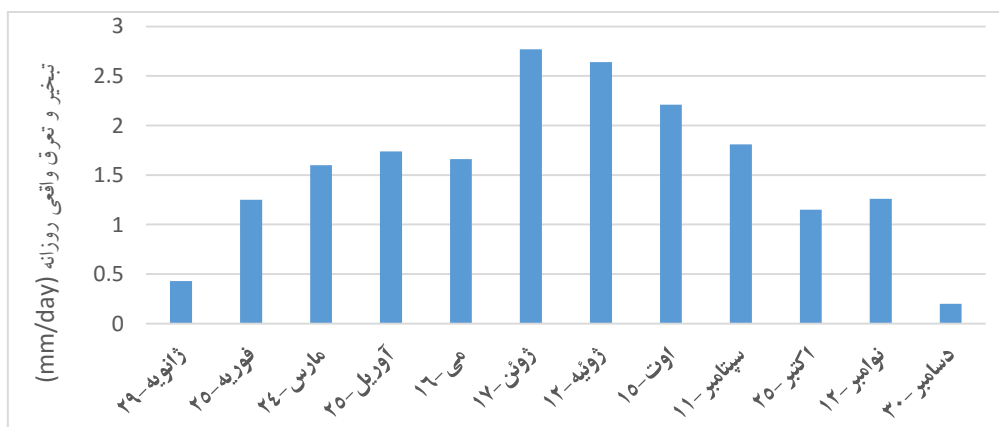


شکل ۲۶- نمونه‌ای از نقشه لحظه‌ای شار گرمایی زمین (۱۷ ماه ژوئن، ۲۰۱۴) در الگوریتم SEBAL



شکل ۲۷- تبخیرتقرق روزانه در حوضه دریاچه ارومیه در تاریخ ۱۷ ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی (mm. day⁻¹)

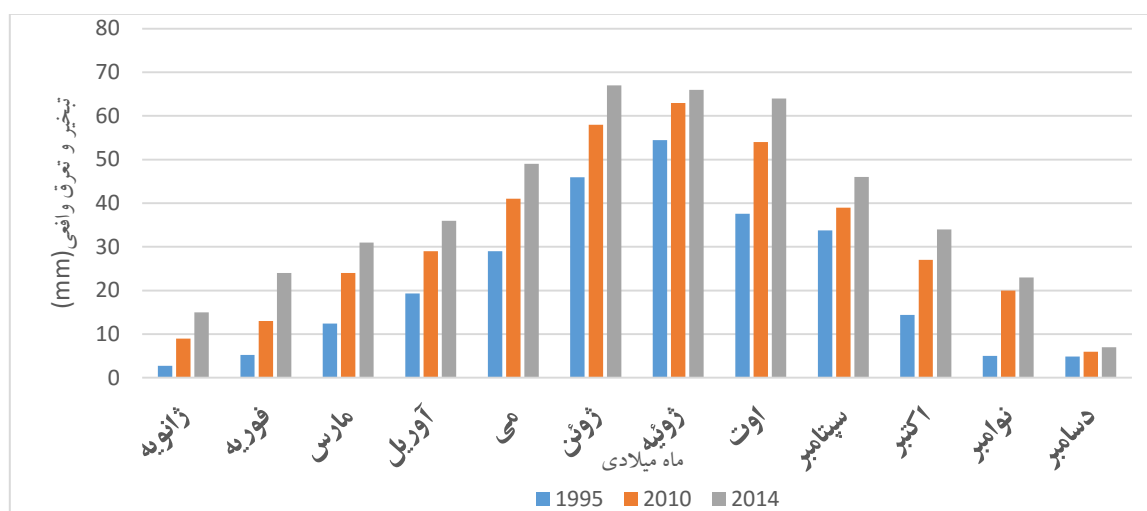
همچنین نمودار تغییرات تبخیرتقرق روزانه در تاریخ‌های مورد بررسی در سال ۲۰۱۴ میلادی در شکل ۲۸ ارائه شده است. کمترین تبخیرتقرق در ماه دسامبر و بیشترین آن در ماه ژوئن اتفاق افتاده است.



شکل ۲۸- تبخیرتقرق واقعی روزانه در روزهای مورد بررسی در سال ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر)

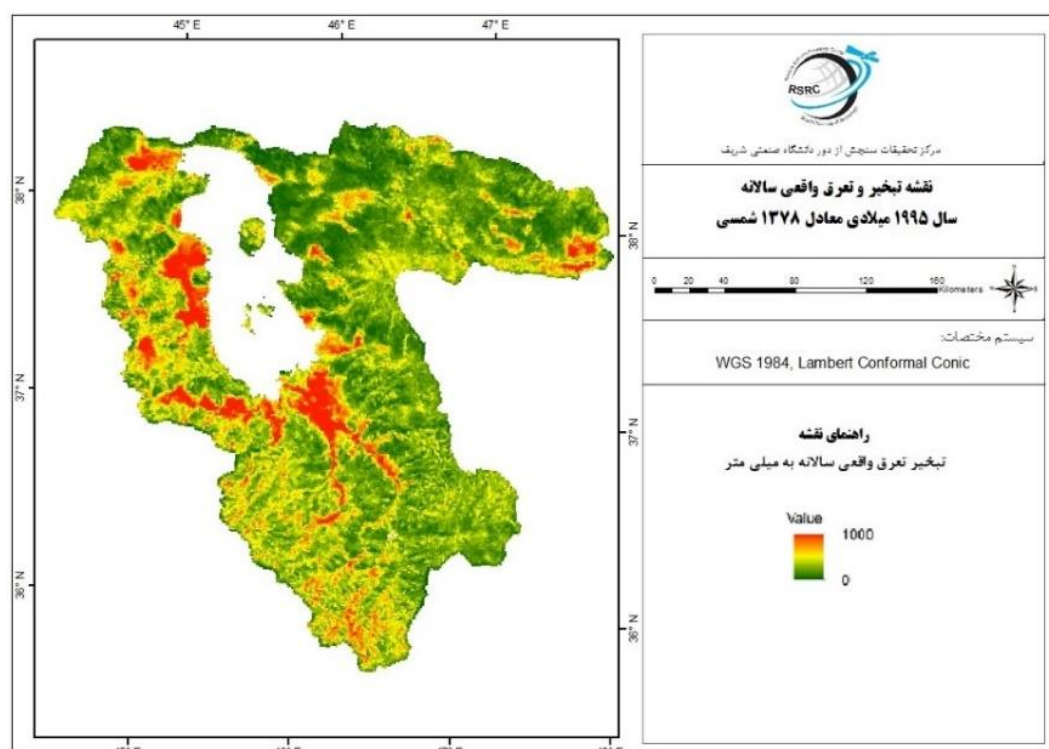
در گام زمانی ماهانه، برای تولید نقشه‌های ارتفاع تبخیرتقرق با استفاده از روش SEBAL، مقادیر ET_0 برای تمامی روزها در محل ایستگاه ارومیه و با استفاده از داده‌های این ایستگاه محاسبه گردید. مقادیر میانگین ماهانه تبخیرتقرق حوضه آبریز دریاچه ارومیه بر حسب میلی متر در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در شکل ۲۹ آورده شده است. همان گونه که در شکل ۲۹ مشخص است، مقادیر تبخیرتقرق ماهانه طی سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴ میلادی روندی افزایشی را نشان می‌دهد. در سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی حداکثر میزان

تبخیر تعرق واقعی در ماه ژوئیه اتفاق افتاده، این درحالیست که در سال ۲۰۱۴ میلادی، ماه ژوئن مقدار حداکثر را به خود اختصاص داده است. عمده میزان تبخیر تعرق واقعی در این سه سال در ماه‌های گرم تابستان معادل ژوئن، ژوئیه و اوت (اواسط خرداد تا مرداد) اتفاق افتاده است. این مسئله نشانگر وجود پوشش گیاهی و دسترسی به آب آبیاری در این دوره زمانی است که به علت دمای بالای هوا، پتانسیل تبخیر تعرق بالا می‌باشد.

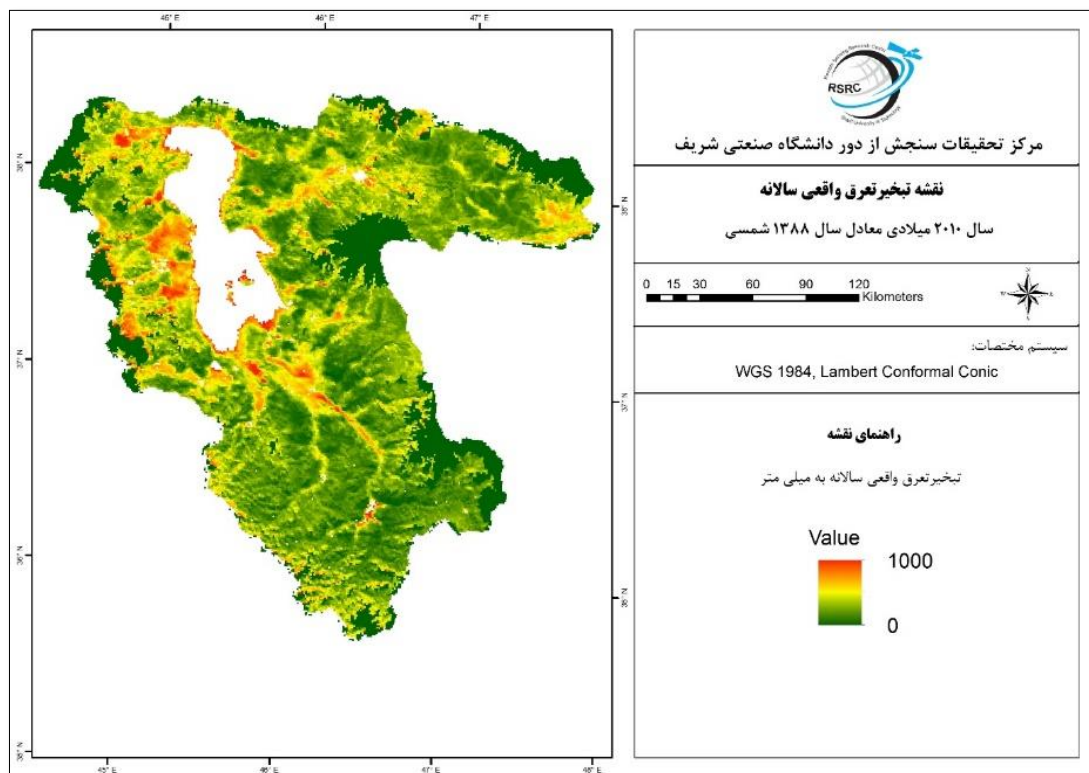


شکل ۲۹- میانگین تبخیر تعرق واقعی ماهانه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی‌متر)

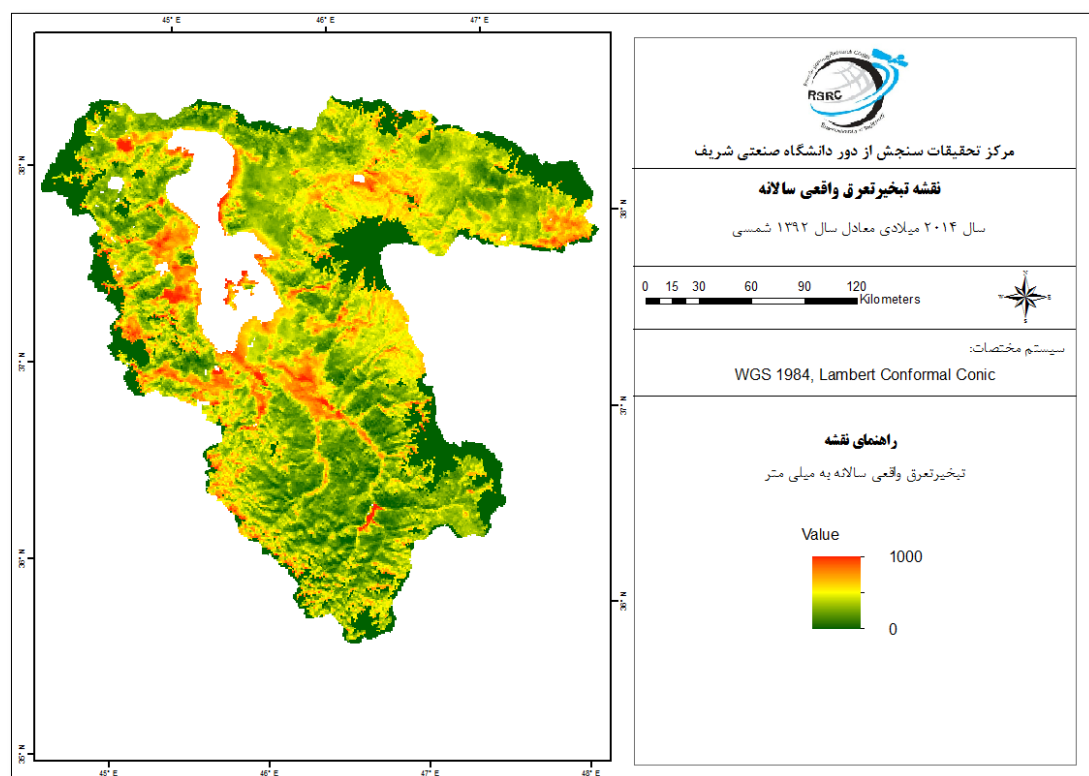
نقشه تبخیر تعرق سالانه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی مطابق شکل ۳۰ تا شکل ۳۲ می‌باشد.



شکل ۳۰- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۱۹۹۵ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی‌متر)



شکل ۳۱- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۲۰۱۰ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر)

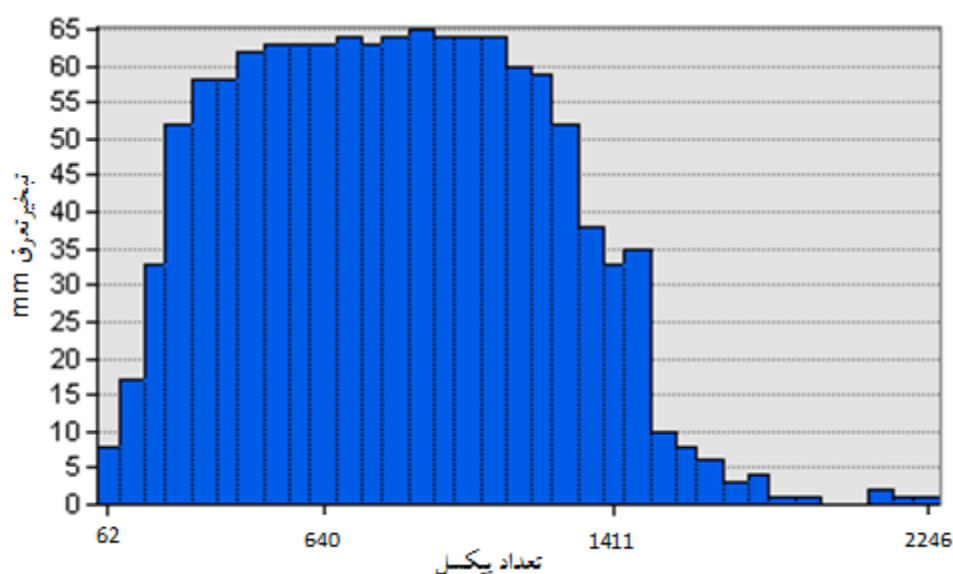


شکل ۳۲- نقشه توزیع مکانی تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال ۲۰۱۴ میلادی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر)

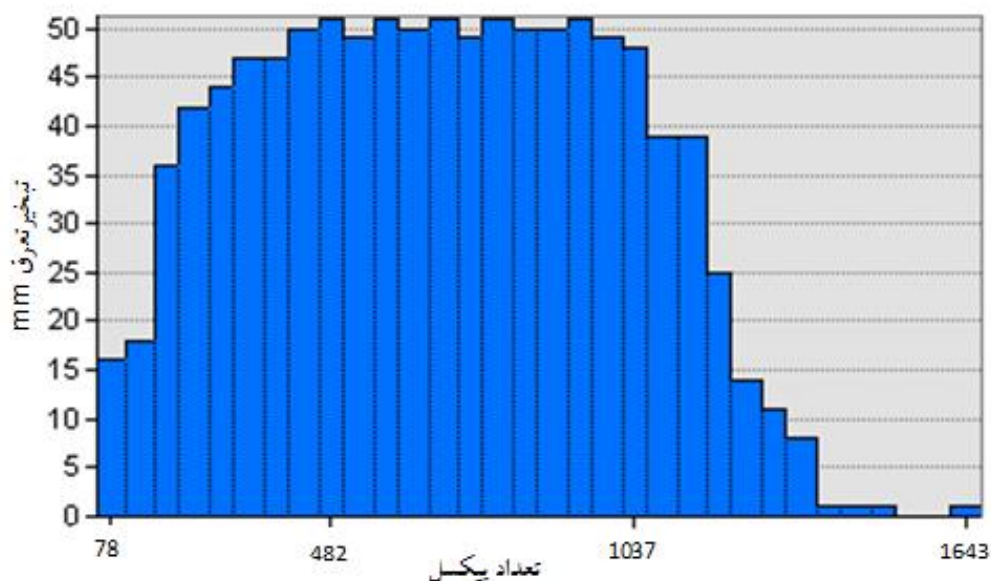
مشخصات آماری نقشه‌های توزیع مکانی تبخیرتغرق سالانه مطابق جدول ۱۹ می‌باشد. طبق جدول ۱۹، میانگین تبخیرتغرق سال ۱۹۹۵ میلادی مقدار ۲۲۳ میلی‌متر، در سال ۲۰۱۰ میلادی ۴۲۶ میلی‌متر و در سال ۲۰۱۴ میلادی، ۴۶۹ میلی‌متر برآورد شده است که یک روند افزایش در میانگین تبخیرتغرق حوضه طی سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴ میلادی را نشان می‌دهد. مقادیر انحراف معیار نیز در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بیشتر از سال ۱۹۹۵ می‌باشد. به جهت ارزیابی دقیق‌تر از توزیع مقادیر تبخیرتغرق در مزارع زراعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، توزیع فراوانی تبخیرتغرق در سال ۲۰۱۴ و ۲۰۱۰ در شکل ۳۳ و شکل ۳۴ نمایش داده شده است.

جدول ۱۹- مشخصات آماری نقشه‌های تبخیرتغرق واقعی در حوضه ارومیه طی سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی

سال	میانگین	حداقل	حداکثر
۱۹۹۵	۲۲۳	۰	۱۲۲۶
۲۰۱۰	۴۲۶	۰	۳۹۲۰
۲۰۱۴	۴۶۹	۰	۱۹۳۵

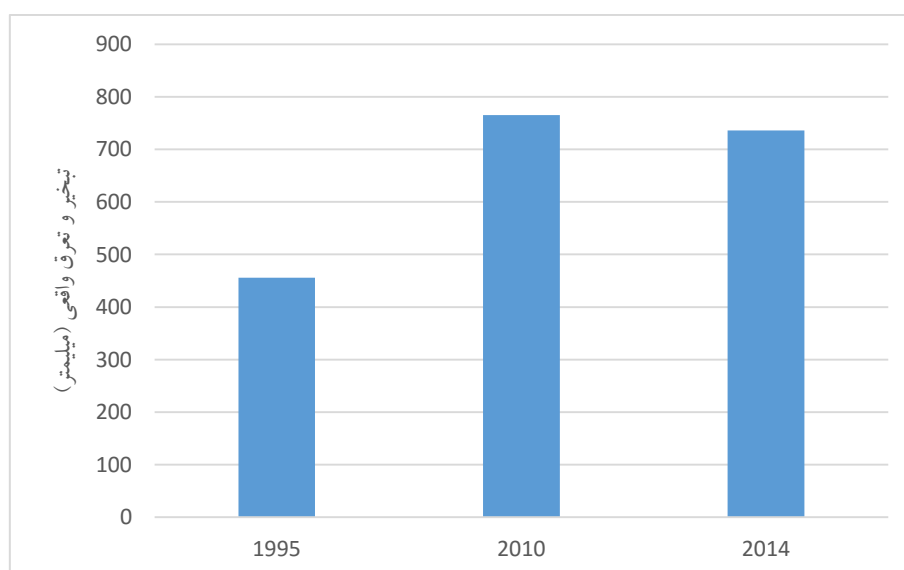


شکل ۳۳-هیستوگرام فراوانی تبخیرتغرق در زمین‌های کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰



شکل ۳۴-هیستوگرام فراوانی تبخیر تعرق در زمین های کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴

با استفاده از لایه های کاربری اراضی تولید شده در سال های مورد مطالعه، میانگین تبخیر تعرق واقعی در محدوده اراضی کشاورزی محاسبه شده که نتایج آن در شکل ۳۵ نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می شود، علی رغم آنکه میانگین سهم تبخیر تعرق حوضه در سال ۲۰۱۴ بیشتر از سایر سال ها (۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی) می باشد، ولی میانگین تبخیر تعرق در محدوده اراضی زراعی و باغی در این سال نسبت به ۲۰۱۰ میلادی در حدود ۲۰ میلی متر کمتر است و نسبت به سال ۱۹۹۵ میلادی مقدار بیشتری را نشان می دهد. در بخش تحلیل علل این تغییرات بیشتر مورد بررسی قرار می گیرد.

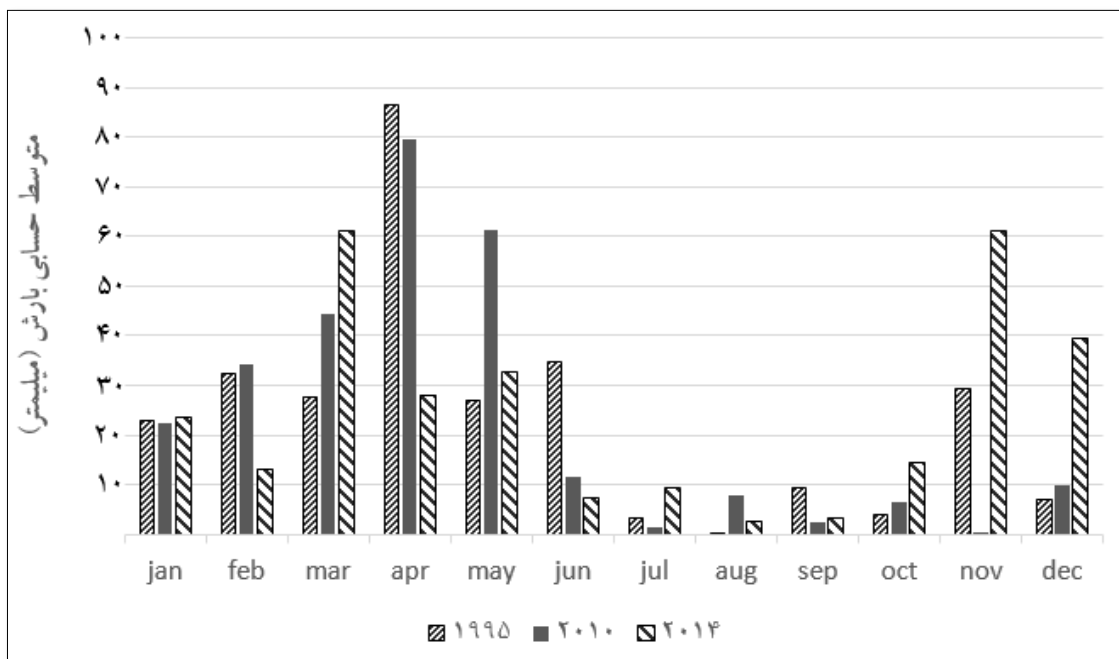


شکل ۳۵- میانگین سالانه تبخیر تعرق واقعی در محدوده اراضی کشاورزی حوضه ارومیه در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر)

جهت اعتبارسنجی نتایج فوق، از نتایج تبخیر تعرق پتانسیل محصولات در دشت میاندوآب که در سال ۹۳-۹۲ شمسی با استفاده از رابطه پنمن-مانتث تولید شده استفاده می گردد (مهندسین مشاور یکم، ۱۳۹۵). نتایج تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBAL نیز در سال ۲۰۱۴ میلادی (۹۳-۹۲ شمسی) در محدوده مطالعاتی مشابه استخراج شده و با نتایج تبخیر تعرق پتانسیل محصولات مقایسه گردید. بر این اساس، ارتفاع تبخیر تعرق پتانسیل محصولات ۸۳۶ میلی متر برآورد شده و این در صورتی است که میزان تبخیر تعرق واقعی محصولات ۷۶۶ میلی متر بدست آمده که ۹۲ درصد میزان پتانسیل را تشکیل داده که در بازه قابل قبولی است.

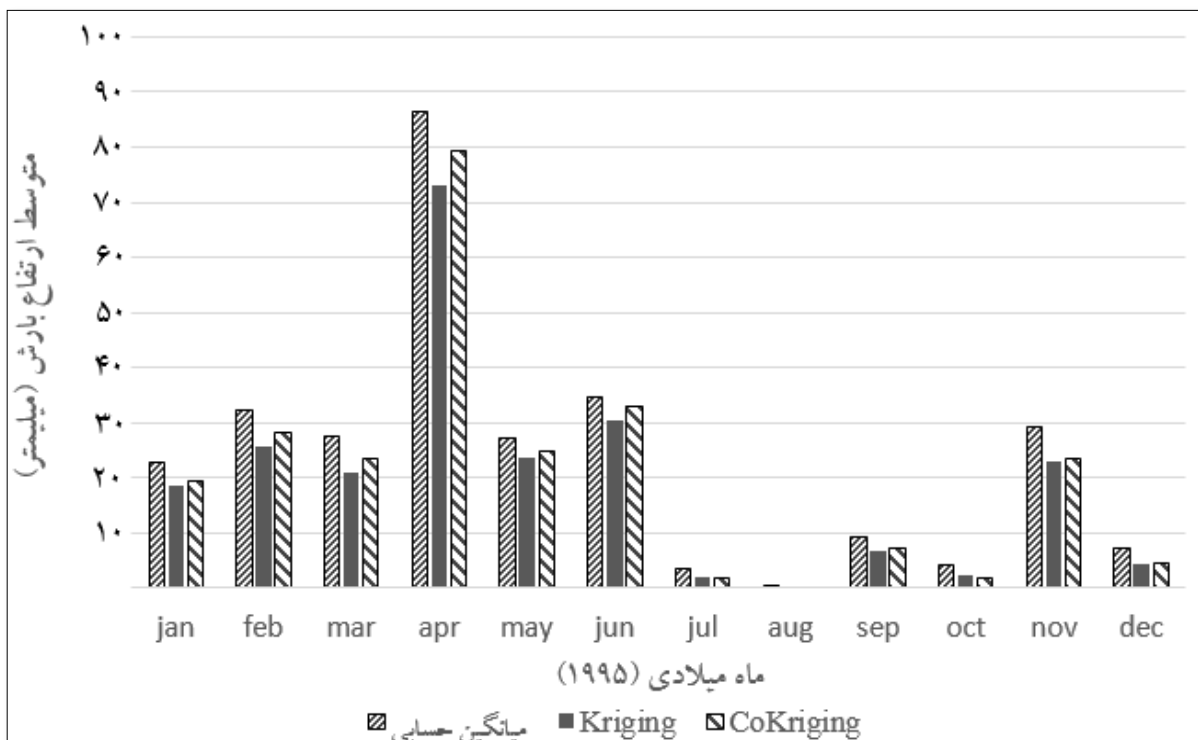
۵-۲-۲- نتایج لایه های بارش

در شکل ۳۶، ارتفاع متوسط بارش از طریق میانگین گیری حسابی (بر اساس اطلاعات ایستگاه های معرفی شده در پیوست ۲) برای ماه های مختلف در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ نمایش داده شده است. مجموع ارتفاع بارش در سال ۱۹۹۵ تقریباً ۲۸۴ میلی متر و در سال ۲۰۱۰ معادل ۲۸۲ میلی متر است که اختلافی در حدود ۲ میلی متر دارند. همچنین بر اساس روش میانگین حسابی در مطالعه حاضر، مجموع بارندگی در سال ۲۰۱۴ میلادی در حدود ۲۹۶ میلی متر می باشد که حاکی از رشد حدود ۴ درصدی بارش سالانه نسبت به سال های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ دارد. همانطور که در شکل ۳۶ مشخص است الگو بارش سه سال تفاوت عمده ای دارند ولی مجموع بارش ها به هم نزدیک است. بارش موثر سال های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ تفاوت ندارد و این در حالی است که بارش موثر در سال ۲۰۱۴ در حدود ۲/۷۵ درصد بیشتر از سال های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ است.

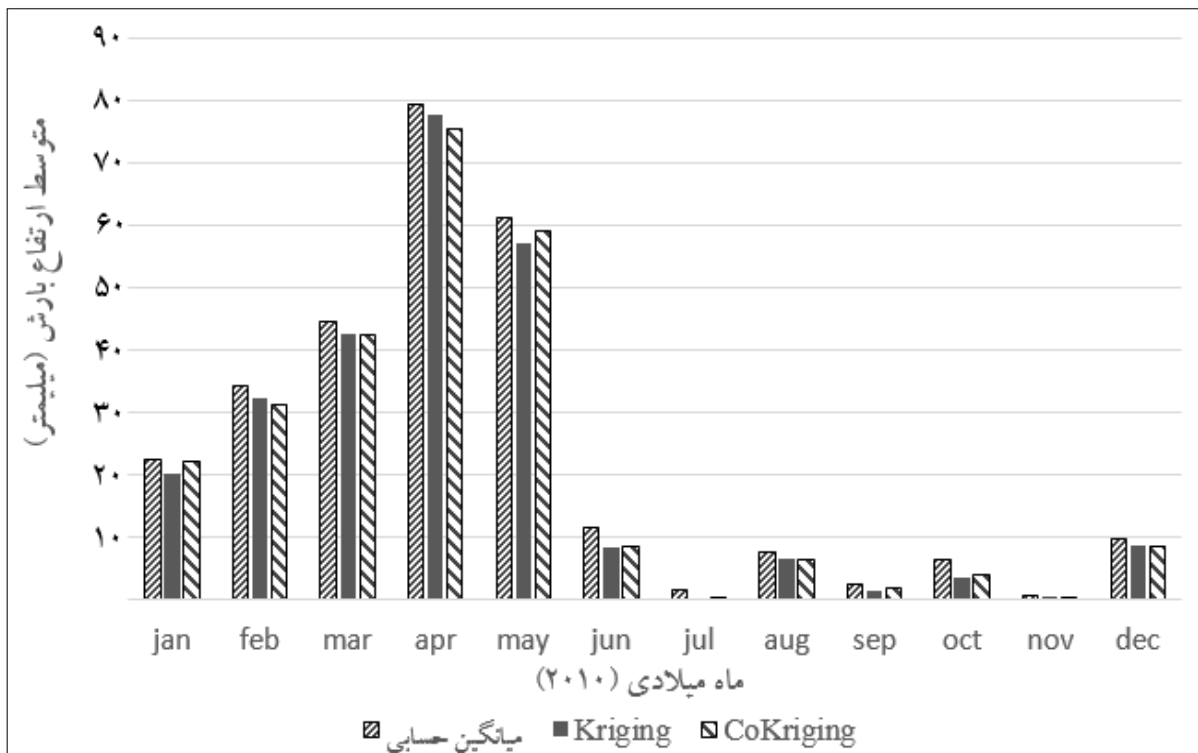


شکل ۳۶- ارتفاع بارش در ماه‌های مختلف سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بر اساس میانگین آمار ایستگاه‌ها

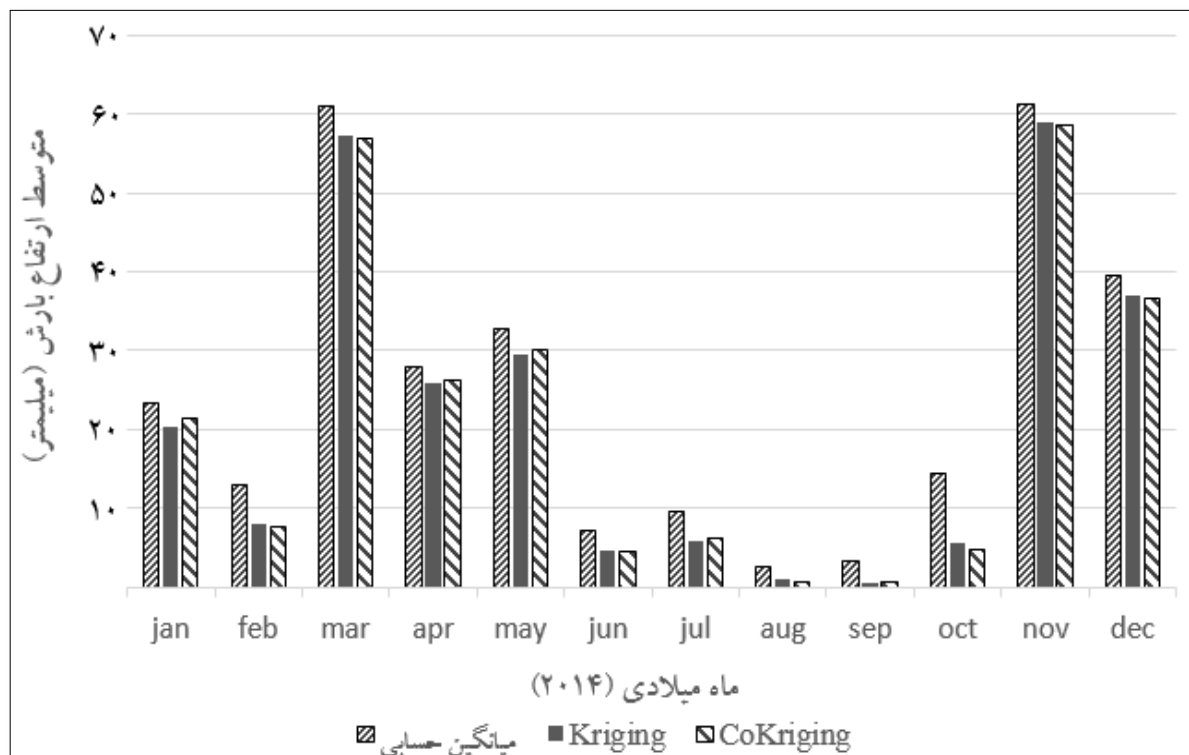
علاوه بر روش میانگین‌گیری حسابی، مقادیر بارش ماهانه و سالانه حوضه آبریز ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی از طریق روش‌های درون‌یابی کریجینگ و کوکریجینگ نیز محاسبه شده است. شکل ۳۷ تا شکل ۳۹ مقادیر متوسط ارتفاع بارش ماهانه را بر اساس سه روش میانگین‌گیری حسابی، درون‌یابی کریجینگ و درون‌یابی کوکریجینگ به صورت هم‌زمان در سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ نشان می‌دهد. بر اساس این اشکال، روند تغییرات بارش در هر سه روش یکسان بوده و مقادیر خروجی روش‌های kriging و Cokriging اختلاف اندکی با هم دارند. مقایسه مجموع بارش سالانه حاصل از روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ اختلاف حدود ۱۶ میلی‌متر را در سال ۱۹۹۵ نشان می‌دهد و روش Cokriging میزان بارش را بیشتر بدست آورده است. در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ نیز اختلاف مجموع بارش سالانه از هر دو روش در حدود ۱ میلی‌متر بوده که باز هم روش Cokriging مقدار بیشتری را نشان می‌دهد. مجموع بارش سالانه با روش میانگین حسابی در ایستگاه‌های مورد مطالعه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ به ترتیب در حدود ۱۳، ۸ و ۱۴ درصد بیشتر از مقدار بدست آمده از روش Cokriging در سال مشابه می‌باشد.



شکل ۳۷- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵

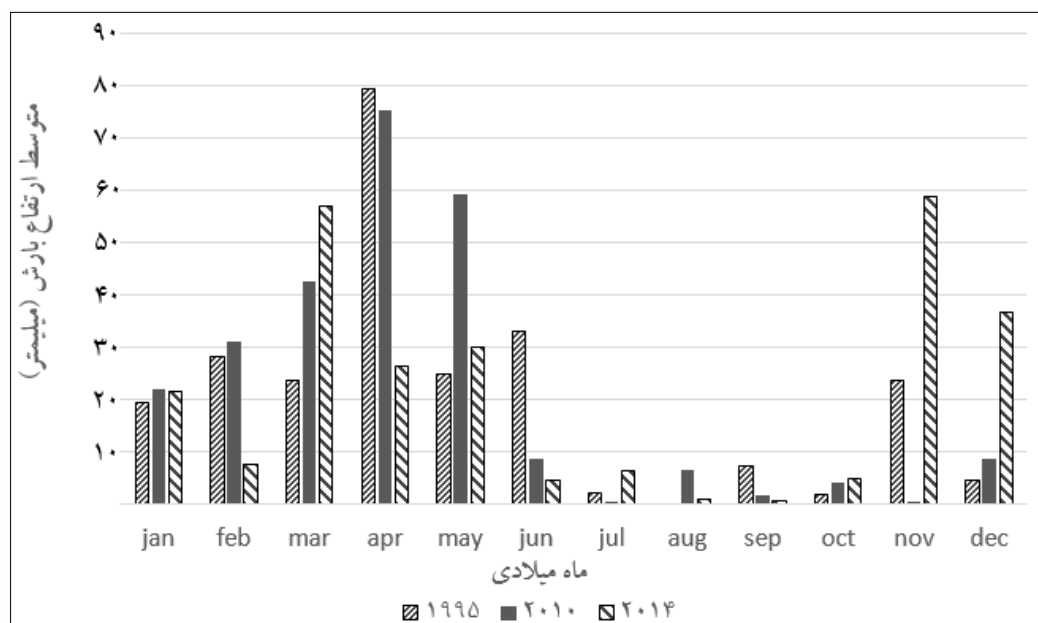


شکل ۳۸- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰



شکل ۳۹- مقایسه مقادیر متوسط بارش تخمین زده شده توسط روش های میانگین حسابی، کریجینگ و کوکریجینگ برای حوضه دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴

در شکل ۴۰ مقدار متوسط بارندگی ماهانه براساس روش Cokriging در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ و برای کل حوضه ارومیه نمایش داده شده است. بررسی ارقام این نمودار نشان می دهد که در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، کمترین مقدار بارش در ماه های جولای تا اکتبر رخ داده است.



شکل ۴۰- مقایسه مقادیر متوسط بارش حوضه دریاچه ارومیه به روش Cokriging در سالهای مورد مطالعه

بر اساس شکل ۴۰، سه ماه مارس، آوریل و می که مترادف با اواخر زمستان تا اواسط بهار هستند، سهم بالایی از بارش سالانه را در اختیار داشته که در سالهای ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ به ترتیب برابر ۵۱/۶، ۶۸/۱ و ۴۴/۵ درصد از مجموع بارش سالانه است. سهم چهار ماه جولای تا اکتبر (از اوایل تابستان تا اواسط پاییز) از مجموع بارش سالانه کمتر از ۵ درصد بوده و این در شرایطی است که بیشترین میزان مصرف در طول این دوره اتفاق می افتد.

به منظور انتخاب مناسب ترین روش درونیابی از طریق اعتبارسنجی متقابل^۱ خطای حاصل از دو روش کریجینگ و کوکریجینگ محاسبه و با هم مقایسه شدند. خطای موجود در تولید نقشه بارش به تفکیک دو روش برای ماههای مختلف سالهای مورد مطالعه (۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴) در پیوست ۲ آورده شده است. اطلاعات مربوط به شاخصهای خطای لایههای سالانه در جدول ۲۰ ارائه شده است. بررسی نتایج نشان می دهد، هرچند خروجی و خطاهای هر دو روش اختلاف چندانی با یکدیگر نداشتند، با این وجود روش کوکریجینگ عملکرد بهتری را ارائه داده است.

¹ Cross Validation

جدول ۲۰- مقایسه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی متقاطع دو روش درونیابی

شاخص خطا		Slope		Mean		RMS		RMSS		ASE	
سال		Cokriging	Kriging	Cokriging	Kriging	Cokriging	Kriging	Cokriging	Kriging	Cokriging	Kriging
۱۹۹۵	۰/۲۸	۰/۲۹	-۰/۳۶	-۰/۱۸	۱۱۵/۹۴	۱۱۶/۷۵	۱/۳۸	۱/۳	۸۳/۰۴	۸۸/۱۵	
۲۰۱۰	۰/۲۳	۰/۲۵	-۱/۶۹	۱/۱۹	۹۲/۴	۹۳/۱۷	۱/۳۵	۱/۱	۶۸/۲	۸۱/۳۹	
۲۰۱۴	۰/۳۲	۰/۳	۰/۸۵	-۰/۶۲	۸۷/۱۱	۸۷/۲۹	۱/۵۱	۱/۴۲	۵۶/۹۱	۶۰/۵	

- برای انتخاب روش مناسب از بین دو روش کریجینگ و کوکریجینگ، شاخص‌های مختلفی مورد بررسی قرار گرفتند. تفسیر شاخص‌های جدول ۲۰ به منظور انتخاب بهترین مدل به شرح زیر می‌باشد:
۱. Slope، شیب خط برازش داده شده از بین نقاط حاصل از پیش‌بینی مدل و مقدار واقعی است که هرچه به مقدار ۰/۴۵ نزدیک‌تر باشد نتیجه مدل‌سازی قابل قبول‌تر است.
 ۲. زمانی که میانگین خطاها (Mean) به صفر نزدیک‌تر باشد، روش انتخابی پیش‌بینی بهتری ارائه داده است.
 ۳. کمترین مقدار RMS یا ریشه میانگین مربعات خطای پیش‌بینی در مقایسه بین دو مدل، روش مناسب‌تر را معرفی می‌کند.
 ۴. RMSS یا ریشه میانگین مربعات خطای پیش‌بینی استاندارد شده هرچه به عدد یک نزدیک‌تر باشد مقادیر پیش‌بینی شده با واقعیت انطباق بهتری دارند.
 ۵. ASE یا میانگین خطای استاندارد هر چه به RMS نزدیک‌تر باشد، روش عملکرد بهتری ارائه داده است.

شکل ۴۱ نقشه توزیع مکانی مقادیر بارش در حوضه آبریز ارومیه در سال ۱۹۹۵ را به تفکیک ماه‌های میلادی نمایش می‌دهد. مقدار بارش در ماه آوریل فاصله زیادی با مقدار متوسط بارش ماهانه در سال ۱۹۹۵ میلادی دارد و موجب شده انحراف معیار مقادیر بارش ماهانه در سال ۱۹۹۵ در حدود ۲۱ میلی‌متر شود. کمتر

¹ Root Mean Square

² Root Mean Square Standardized

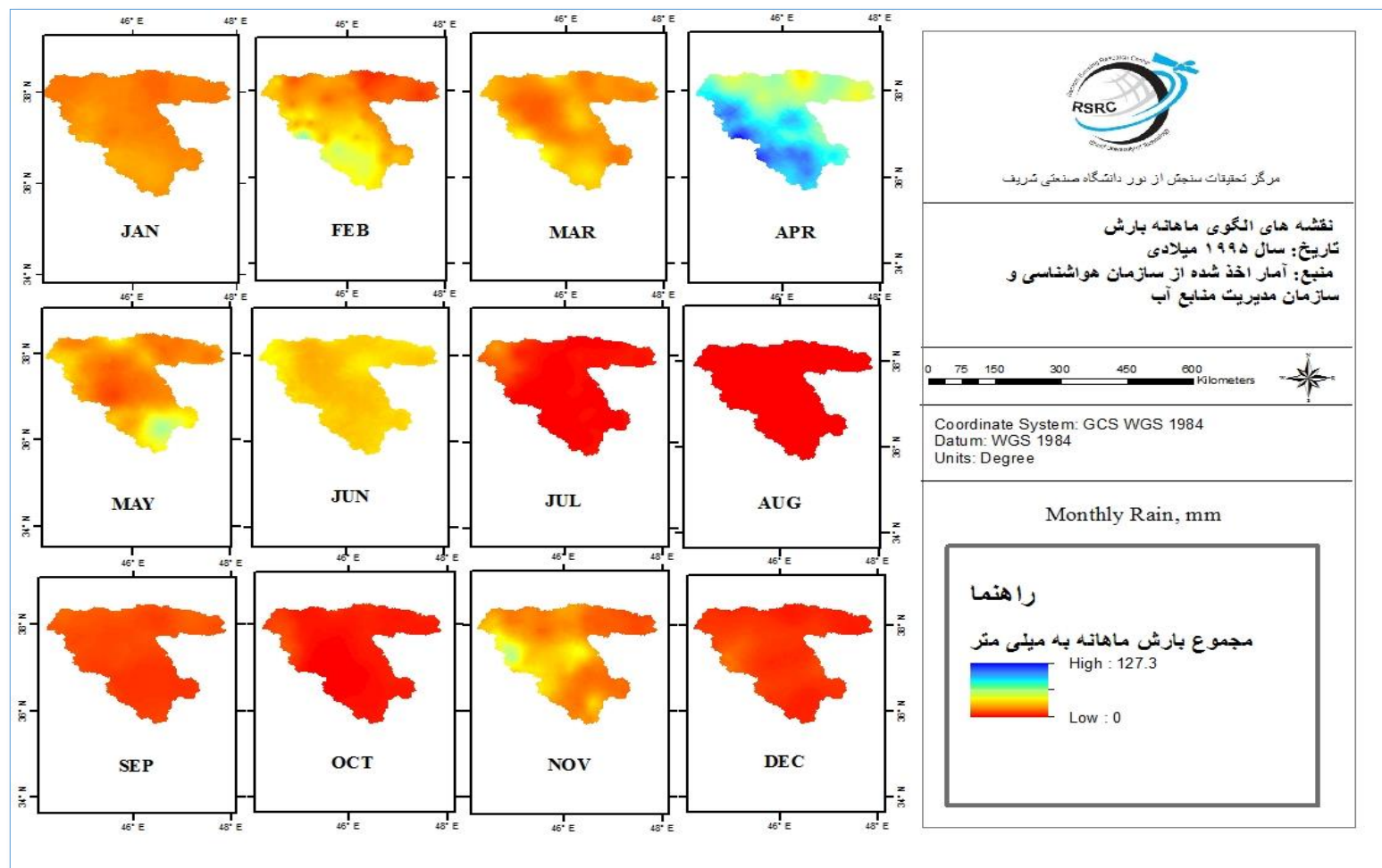
³ Average Standard Error

بودن مقدار انحراف معیار مقادیر بارش ماهانه به این معنی است که تغییرات مقدار بارش در ماه‌های مختلف و فاصله مقدار بارش در ماه‌های پرباران از ماه‌های متوسط و کم باران کمتر می‌باشد. بیشترین میزان بارش در ماه آوریل رخ داده که بیش از ۳۰ درصد مجموع بارش در سال ۱۹۹۵ می‌باشد. بر اساس شکل ۴۱ در سال ۱۹۹۵ میلادی، ماه اوت خشک‌ترین و ماه جولای در مرتبه دوم خشکی قرار می‌گیرد و توزیع مکانی مقدار بارش ماهانه در حوضه آبریز ارومیه و در سال ۱۹۹۵ نشان می‌دهد که بخش‌های جنوبی حوضه مقدار بارش بیشتری دریافت کرده است.

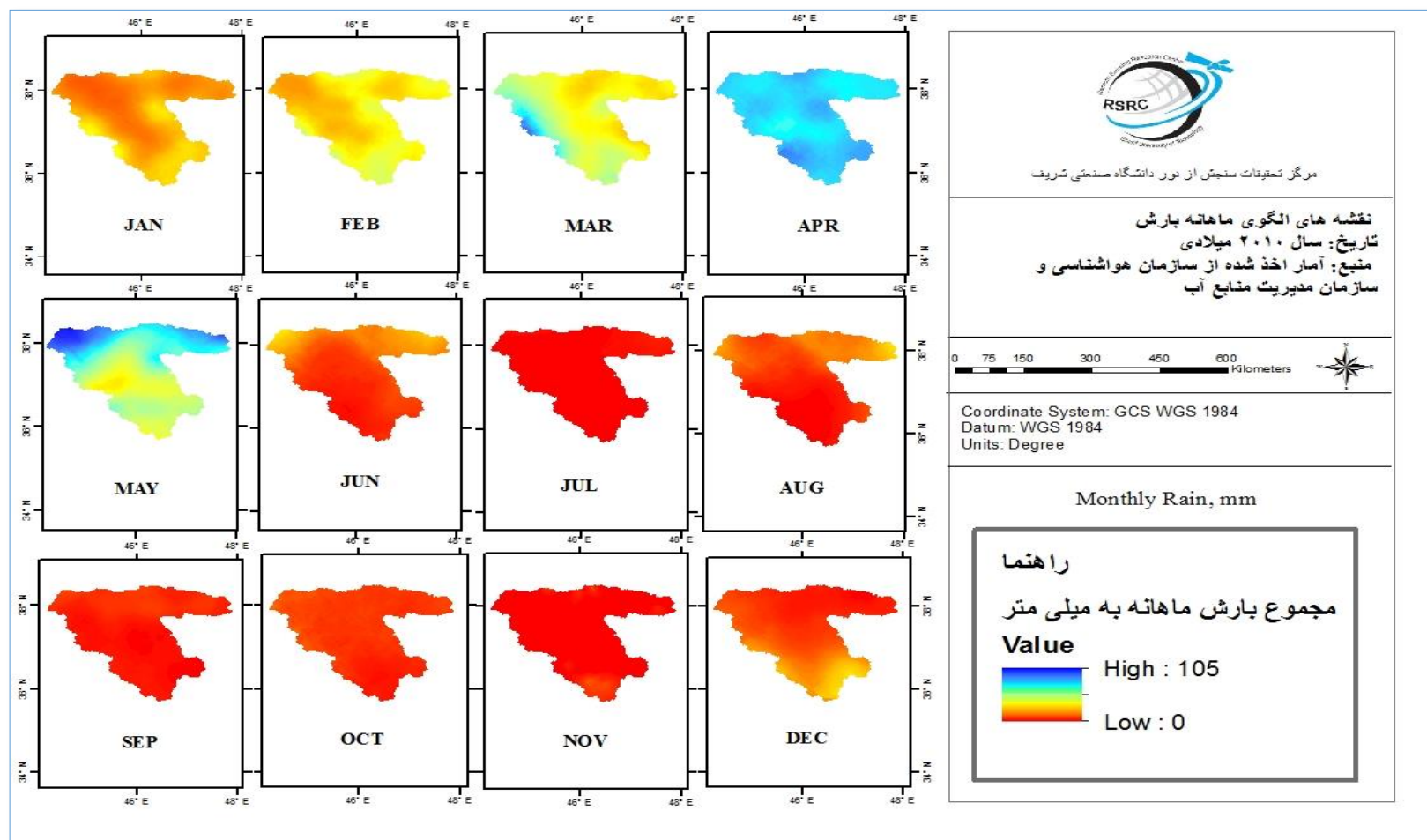
وضعیت پراکندگی مقادیر بارش در بین ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۰ زیاد بوده و انحراف معیار بارش ماهانه در این سال معادل ۲۴/۲ میلی‌متر می‌باشد. ماه آوریل حدود ۳۰ درصد از مجموع بارش سالانه را در سال ۲۰۱۰ به خود اختصاص داده و پرباران‌ترین ماه سال بوده است. با توجه به شکل ۴۲ می‌توان اظهار داشت که کمترین میزان بارش در ماه ژوئیه رخ داده و تقریباً برابر با صفر است و پس از آن ماه نوامبر در ردیف خشک‌ترین ماه‌ها قرار می‌گیرد. در ماه‌های مه و اوت سال ۲۰۱۰، بخش شمال و شمال شرقی حوضه بیشترین میزان بارش را داشته و در ماه اکتبر با حرکت به مناطق جنوبی از میزان بارش کاسته می‌شود. همچنین در ماه فوریه، مناطق غربی حوضه کمترین میزان بارش را به خود اختصاص می‌دهد. در سایر ماه‌ها، ناحیه جنوبی در سال ۲۰۱۰ از منظر بارش وضعیت بهتری نسبت به مناطق دیگر دارد.

انحراف معیار مقادیر بارش ماهانه در سال ۲۰۱۴ کمتر از سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی بوده و مقدار آن در حدود ۲۰ میلی‌متر و ناشی از اختلافی در حدود ۵۸ میلی‌متر بین بیشترین و کمترین میزان بارش در ماه‌های کم بارش و پربارش آن است. با توجه به شکل ۴۳، در سال ۲۰۱۴ بیشترین میزان بارش در ماه نوامبر و کمترین مقدار آن در ماه سپتامبر ثبت شده است. مقدار بارش در ماه سپتامبر سال ۲۰۱۴ در حدود ۱۰ و ۴۰ درصد بارش در ماه مشابه به ترتیب نسبت به سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ می‌باشد.

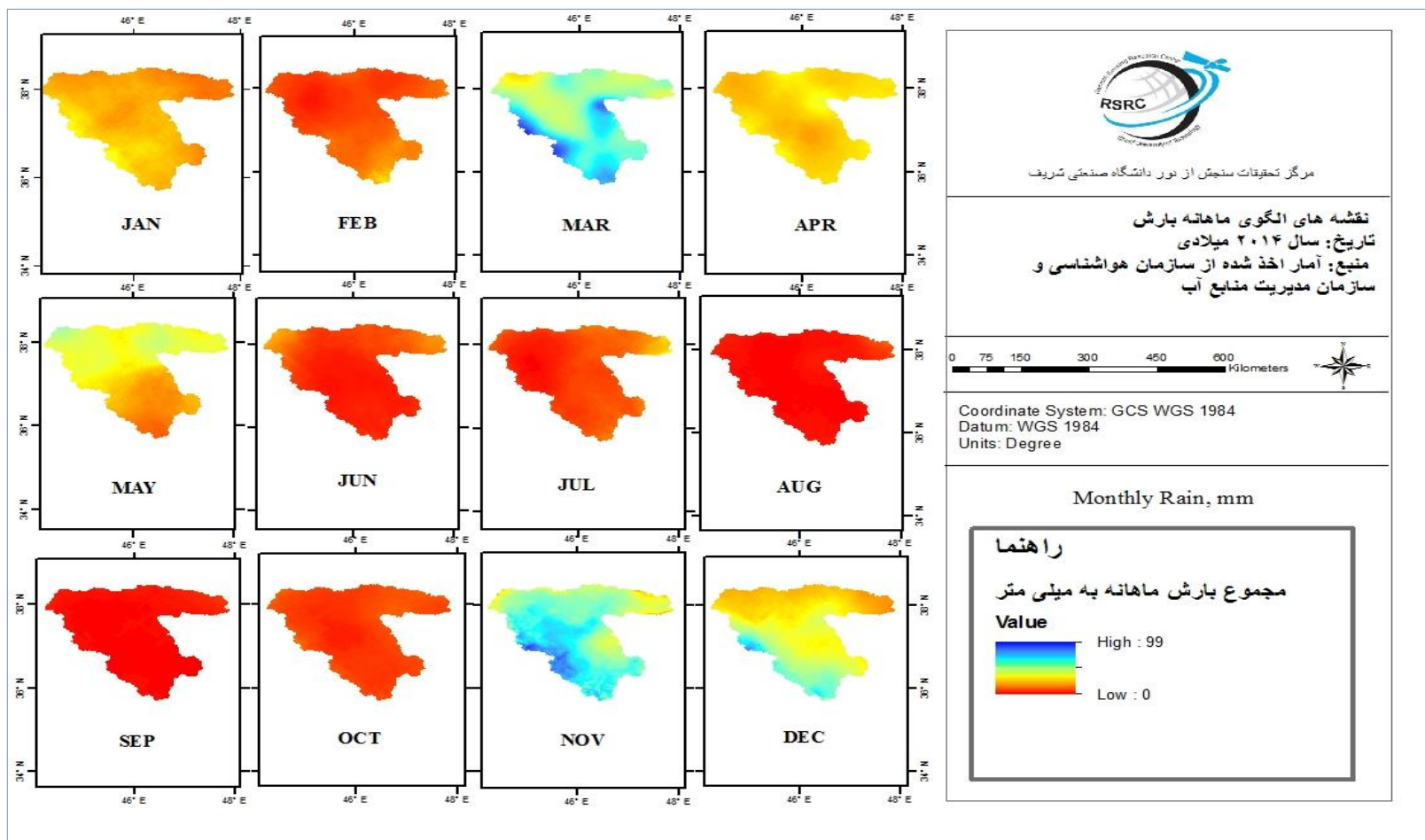
همان‌طور که از شکل ۴۳ مشخص است، ناحیه جنوبی حوضه در سال ۲۰۱۴ از منظر بارش وضعیت بهتری نسبت به مناطق دیگر دارد. در سال ۲۰۱۴، مجموع متوسط ماهانه بارش نسبت به سال ۲۰۱۰ اختلاف چندانی ندارد. مقدار بیشینه ماهانه در سال ۲۰۱۴ نسبت به دو سال دیگر کاهش داشته است.



شکل ۴۱- نقشه های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۱۹۹۵ میلادی



شکل ۴۲- نقشه های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۲۰۱۰ میلادی



شکل ۴۳- نقشه‌های ماهانه بارش تولید شده توسط روش کوکریجینگ برای سال ۲۰۱۴ میلادی

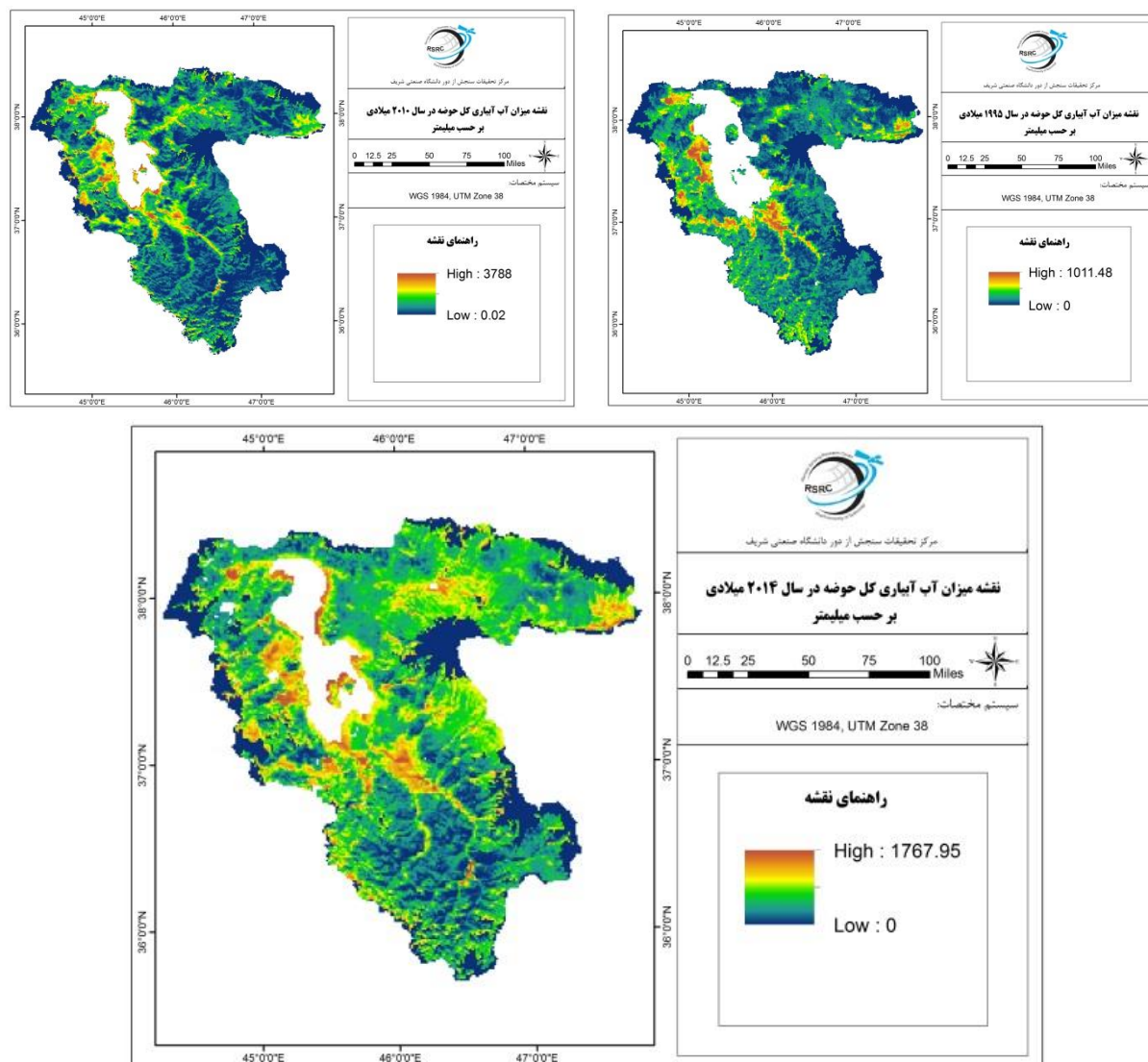
در جدول ۲۱ مقایسه‌ای بین نتایج بدست آمده در این مطالعه با نتایج سایر مطالعات انجام گرفته است. همان‌گونه که مشخص است نتایج بدست آمده در مطالعه حاضر تطابق بیشتری با نتایج ITC در سال ۱۹۹۵ میلادی و نتایج وبسایت شرکت مدیریت منابع آب داشته و نسبت به نتایج سایر مطالعات دست کم برآورد شده است.

جدول ۲۱- مقایسه نتایج میانگین بارش حوضه ارومیه در مطالعه حاضر با نتایج سایر مطالعات

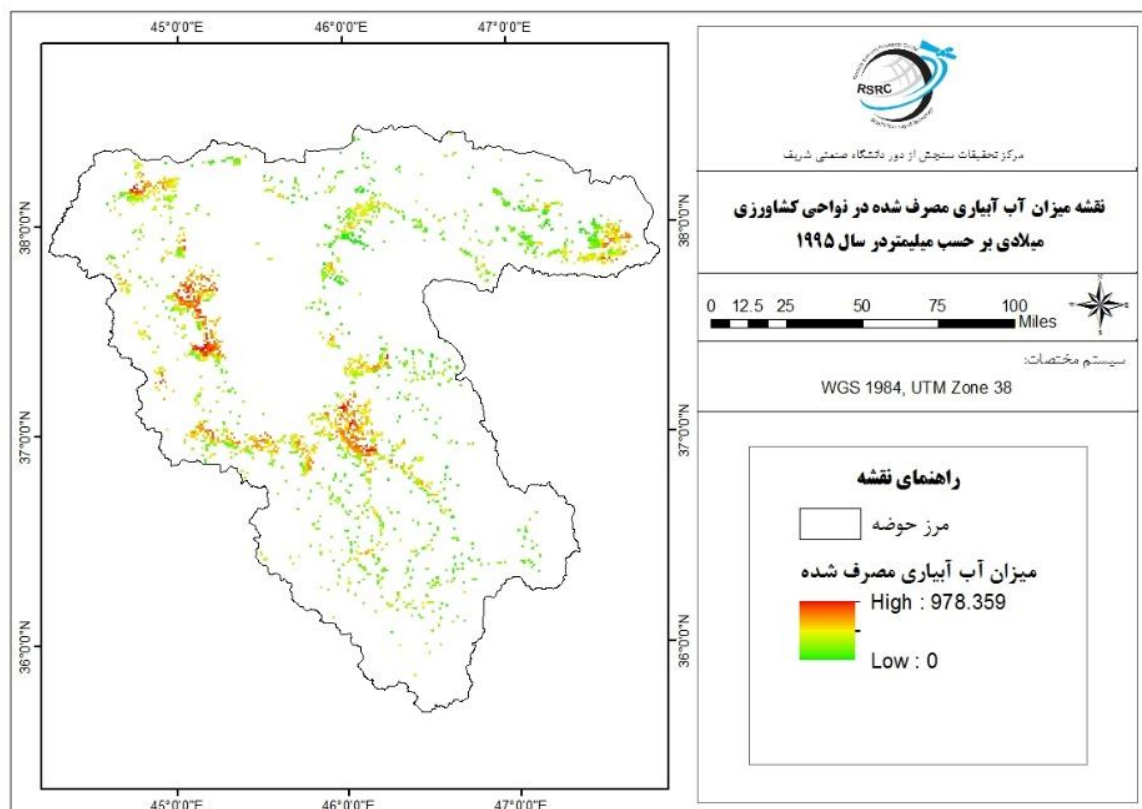
سال مطالعه	مقدار بارش	منبع مطالعه
سال آبی ۷۴-۱۳۷۳ شمسی	۳۹۶/۳	مهندسين مشاور یکم (۱۳۸۳)
۱۹۹۵ میلادی	۲۸۰	ITC (2005)
۲۰۱۰ میلادی	۲۳۳	وبسایت شرکت مدیریت منابع آب ایران
۸۹-۱۳۸۸ شمسی	۳۱۰	اکبری (۱۳۹۵)
۱۹۹۵ میلادی	۲۴۷	مطالعه حاضر
۲۰۱۰ میلادی	۲۶۰	مطالعه حاضر
۲۰۱۴ میلادی	۲۵۴	مطالعه حاضر

۵-۳- نتایج مصارف آب آبیاری در بخش کشاورزی و تحلیل‌های مرتبط

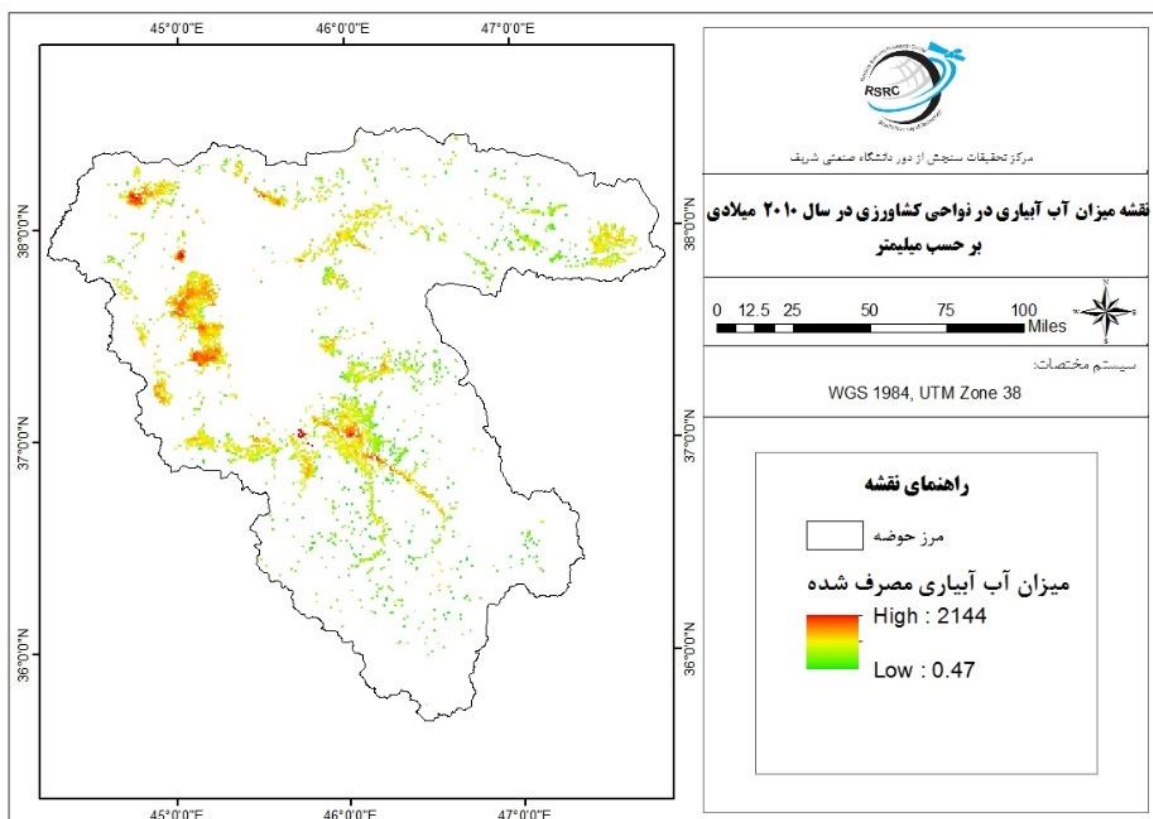
ارتفاع آب مصرف شده در بخش کشاورزی که از طریق آبیاری (سطحی و زیرزمینی) تأمین می‌شود (ET-P)، در سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه (اعم از مناطق زراعی، کشت دیم و غیرزراعی جز سطح دریاچه) و نواحی کشاورزی آبی در شکل ۴۴ تا شکل ۴۷ ارائه گردیده است. همچنین نمودار مقادیر میانگین ارتفاع آب آبیاری مصرف شده در کل حوضه و در نواحی کشاورزی آبی در سه سال مذکور در شکل ۴۸ آورده شده است. در شکل ۴۹ و شکل ۵۰ نیز می‌توان مقادیر ماهانه آب مصرف شده در اراضی کشاورزی و همچنین کل حوضه دریاچه ارومیه را ملاحظه نمود.



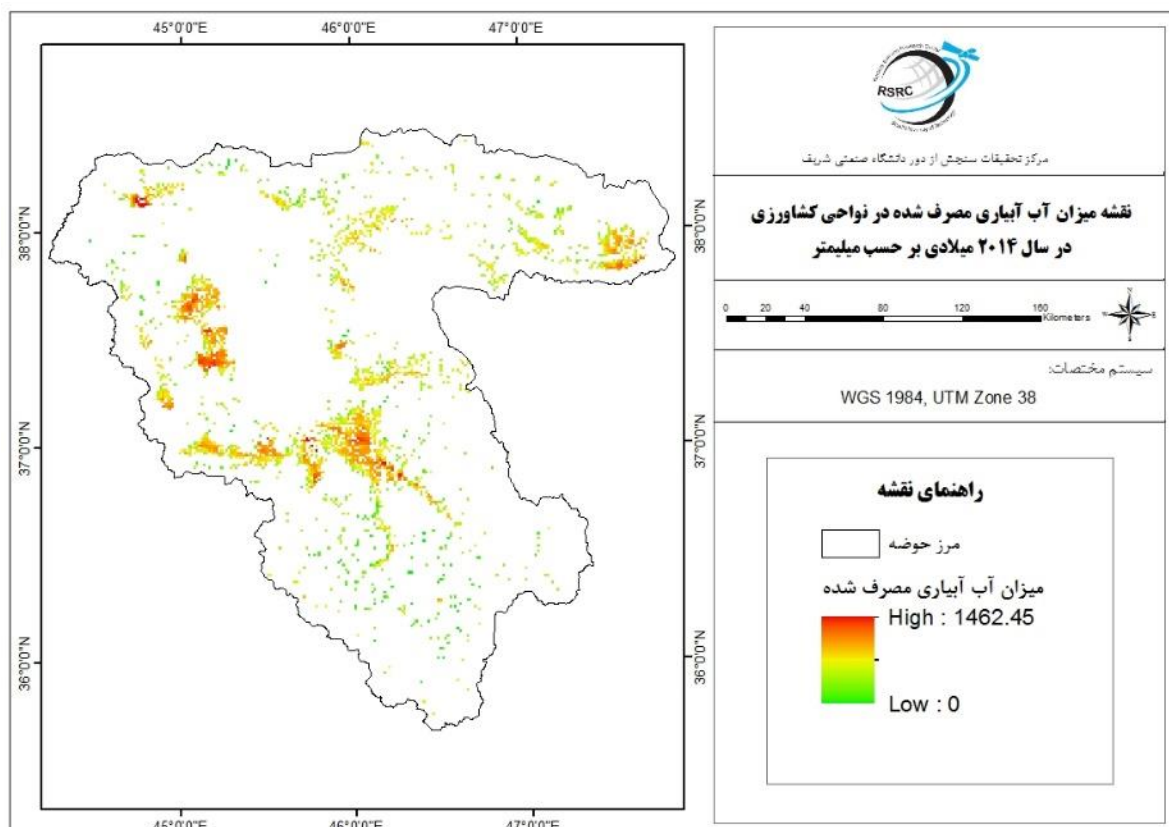
شکل ۴۴- میزان آب آبیاری مصرف شده در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (بر حسب میلی‌متر)



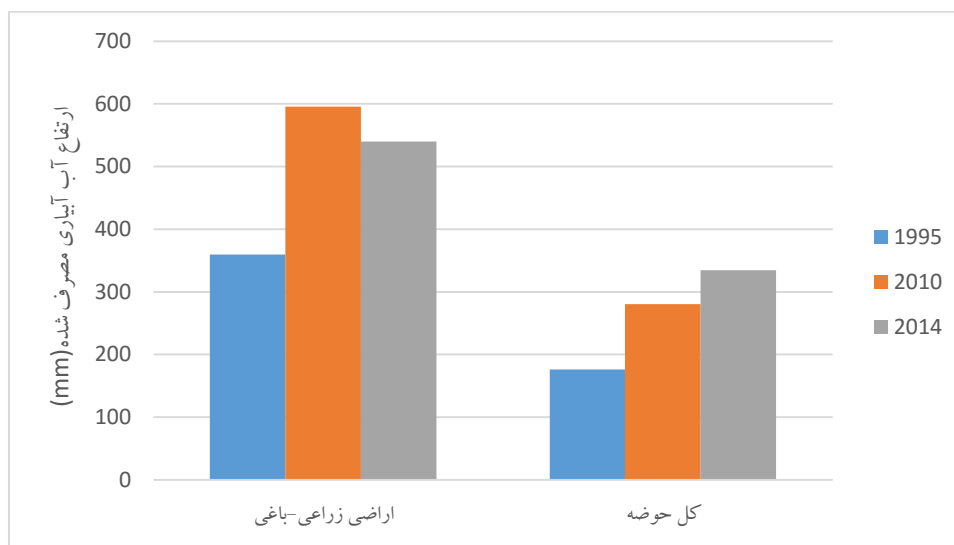
شکل ۴۵- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ میلادی (میلی متر)



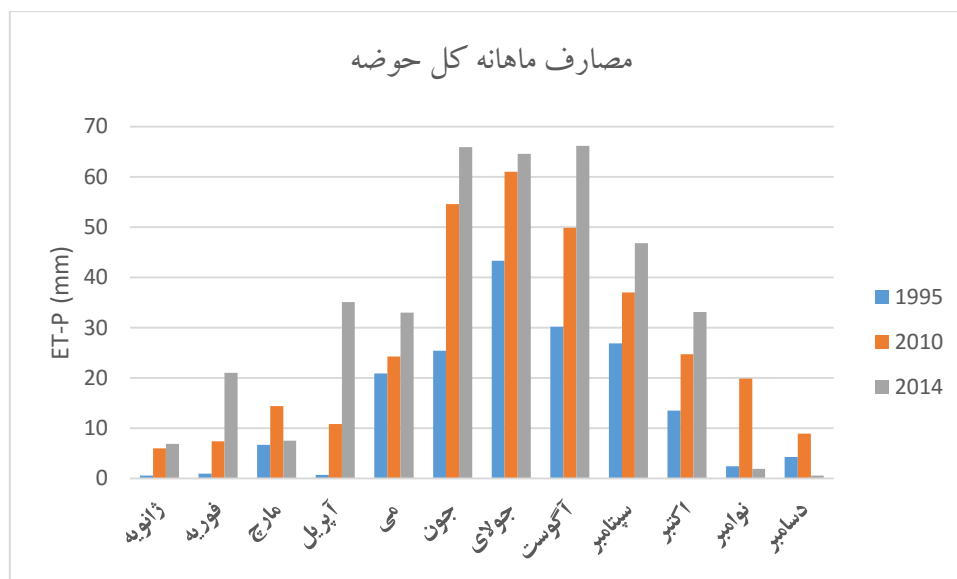
شکل ۴۶- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر)



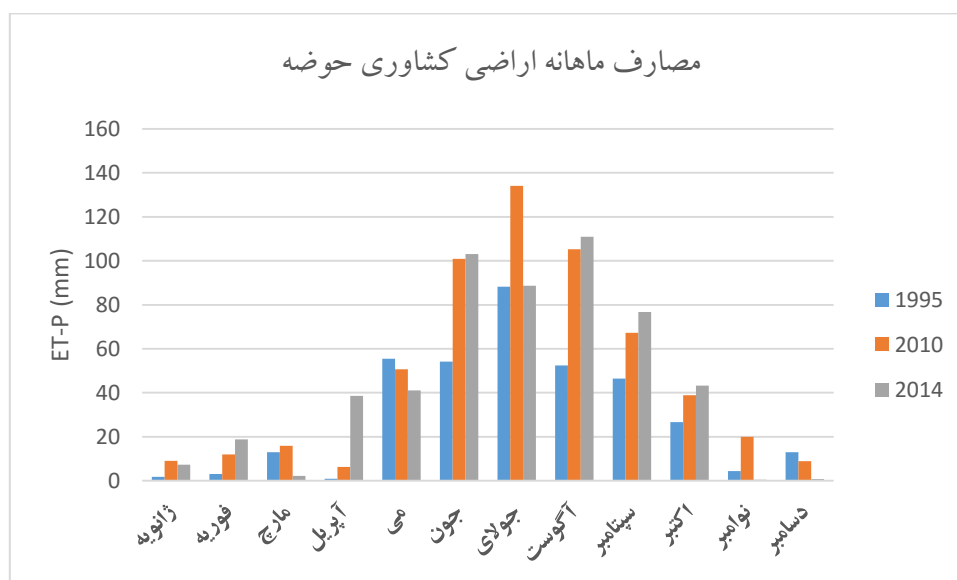
شکل ۴۷- میزان آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر)



شکل ۴۸- میانگین سالانه ارتفاع آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی و کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر)



شکل ۴۹- مقادیر میانگین ماهانه آب آبیاری مصرف شده در کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی‌متر)



شکل ۵۰- مقادیر میانگین ماهانه آب آبیاری مصرف شده در نواحی کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی‌متر)

حجم آب آبیاری مصرفی در اراضی زراعی و باغی (مجموع آبیاری سطحی و زیرزمینی)، با ضرب نمودن سطح زیر کشت (A)، در میانگین ارتفاع آب آبیاری (ET-P) در اراضی کشاورزی تخمین زده شده است. همچنین نتایج مصارف آب آبیاری بدست آمده در این مطالعه با آمار موجود مقایسه شده است. با توجه به جدول ۲۲، نتایج بدست آمده در مطالعه حاضر نسبت به سایر مطالعات، میزان مصرف را کمتر برآورد نموده است. مقایسه نتایج سطح زیر کشت استخراج شده از تصاویر Landsat در این مطالعه نشان می‌دهد که مقادیر

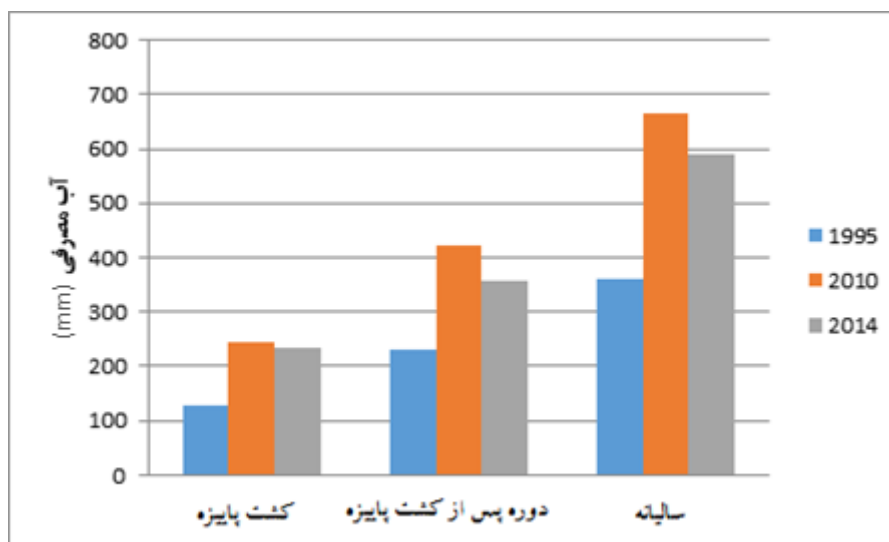
سطح زیرکشت نیز نسبت به سایر مطالعات کم برآورد شده است؛ بنابراین به منظور بررسی بیشتر از نتایج سطح زیرکشت، کاربری اراضی MODIS نیز جهت تخمین مصارف کشاورزی استفاده شده است (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۴)، چراکه مقادیر نزدیک‌تری را نسبت به سایر مطالعات نشان می‌دهد.

جدول ۲۲- مصارف کشاورزی بدست آمده در این مطالعه برای سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ و مقایسه آن با نتایج سایر مطالعات

نام منبع اطلاعاتی و سال انتشار	سال مورد مطالعه	سطح زیرکشت اراضی زراعی-باغی (هکتار)	متوسط مصرف آب در هر هکتار کشاورزی (مترمکعب بر هکتار)	مصرف آب کشاورزی (مجموع سطحی و زیرزمینی) بر حسب میلیون مترمکعب
طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷	۱۳۷۳	۳۸۱۷۵۱	۱۲۲۷۳-۷۶۰۸	۴۴۰۱
سنتز طرح جامع توسعه کشاورزی و منابع طبیعی، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۸	۱۳۷۵	۴۴۸۰۰۰	۱۰۰۰۰	۴۴۶۰
طرح مطالعات برنامه سازگاری با اقلیم، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۸۴	۱۳۸۰	۳۸۷۷۰۵	۵۷۸۵-۱۱۹۱۵	۴۰۲۲
مطالعات بهنگام سازی طرح جامع آب کشور، مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۹۲	۱۳۸۵	۵۱۱۹۲۶	۱۲۹۵۶	۴۲۲۰
راهکارهای اجرایی کاهش ۴۰ درصدی مصرف آب کشاورزی حوضه رودخانه‌های سیمینه‌رود و زربینه‌رود، مهندسین مشاور یکم ۱۳۹۵	۱۳۹۲-۹۳	۹۴۵۴۷ در محدوده میاندوآب	۵۸۲۹	۵۵۱ در محدوده میاندوآب (به طور تقریبی ۳۰۶۱ برای کل حوضه)
مطالعه حاضر (نتایج ET حاصل از تصاویر AVHRR و سطح زیر کشت Landsat)	۱۳۷۴ (۱۹۹۵ میلادی)	۳۸۷۵۱۸	۳۵۹۵	۱۳۹۳
مطالعه حاضر (نتایج ET حاصل از تصاویر MODIS و سطح زیر کشت Landsat)	۱۳۸۹ (۲۰۱۰ میلادی)	۴۳۰۶۶۷	۵۹۵۷	۲۵۶۵
مطالعه حاضر (نتایج ET حاصل از تصاویر MODIS و سطح زیر کشت Landsat)	۱۳۹۳ (۲۰۱۴ میلادی)	۴۱۹۵۰۶	۵۴۰۱	۲۲۶۵
مطالعه حاضر (نتایج ET حاصل از تصاویر MODIS و سطح زیر کشت MODIS)	۱۳۸۹ (۲۰۱۰ میلادی)	۵۱۶۵۰۰	۵۹۵۷	۳۰۷۷
مطالعه حاضر (نتایج ET حاصل از تصاویر MODIS و سطح زیر کشت MODIS)	۱۳۹۳ (۲۰۱۴ میلادی)	۵۱۶۵۰۰	۵۴۰۱	۲۷۹۰

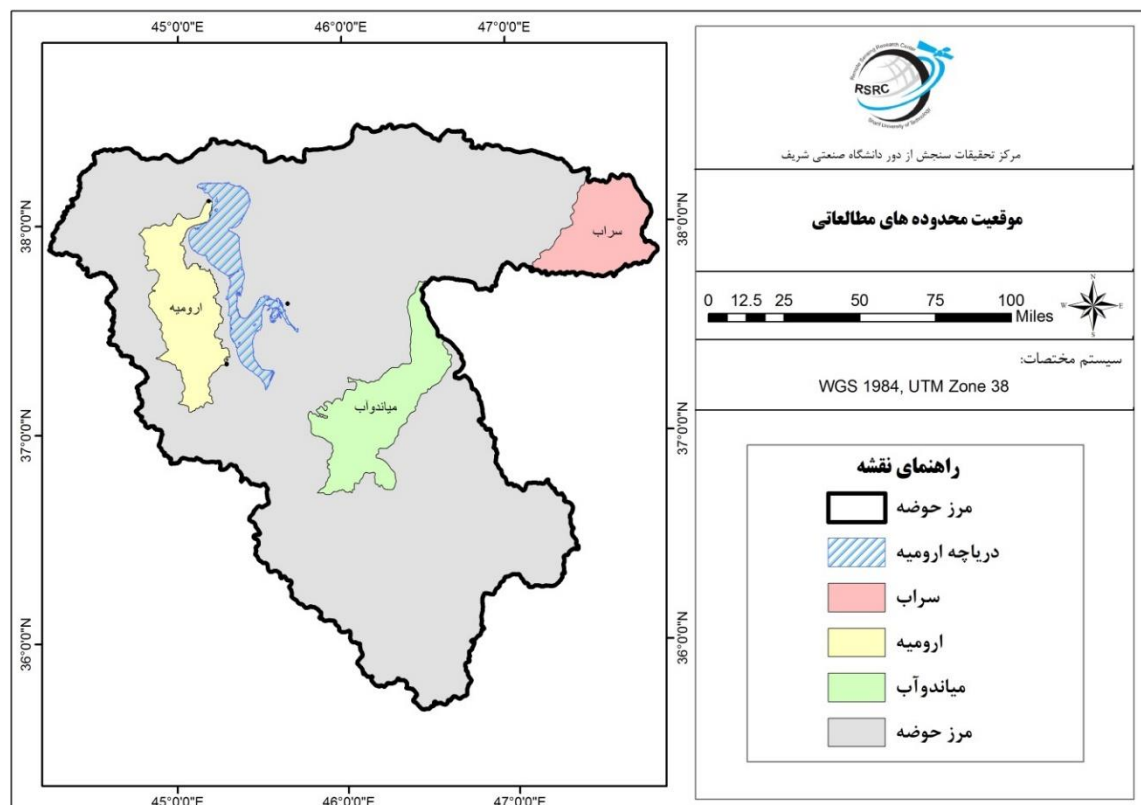
براساس مطالعات مهندسين مشاور يكم (۱۳۹۵)، متوسط تبخیرتغرق پتانسیل در محدوده مطالعاتی صائین قلعه و میاندوآب معادل ۵۸۲۹ مترمکعب در هر هکتار است. این مقدار براساس تبخیرتغرق پتانسیل بدست آمده و حد بالای مصرف را در هر هکتار نشان می‌دهد. در مطالعه حاضر به منظور اعتبارسنجی، مقادیر تبخیرتغرق حاصل از الگوریتم SEBAL با مقدار پتانسیل تبخیرتغرق مقایسه شد که مقادیر تبخیرتغرق واقعی در محدوده مطالعاتی میاندوآب، ۹۲ درصد تبخیرتغرق پتانسیل را تشکیل داده است. این درحالی است که مقادیر متوسط مصرف آب در هر هکتار اراضی کشاورزی که در مطالعات مختلف وزارت نیرو بکار رفته و تغییرات زیادی را در سال‌ها و مطالعات مختلف داشته، بسیار بالا برآورد شده‌اند در حالی که مقادیر مصرف بدست آمده در این مطالعه به مقادیر پتانسیل نزدیک‌ترند.

تغییرات زمانی آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی حوضه در دوره‌های رشد کشت پاییزه و بازه زمانی پس از برداشت کشت پاییزه (کشت بهاره) در شکل ۵۱ رسم شده است. همان‌گونه که مشخص است حجم عمده آب آبیاری در دوره زمانی پس از برداشت کشت پاییزه مصرف شده که علت آن تأمین بخشی از آب مورد نیاز آبیاری کشت پاییزه از بارندگی و همچنین دمای بالا در فصل تابستان و پتانسیل بالای تبخیر در این فصل است.

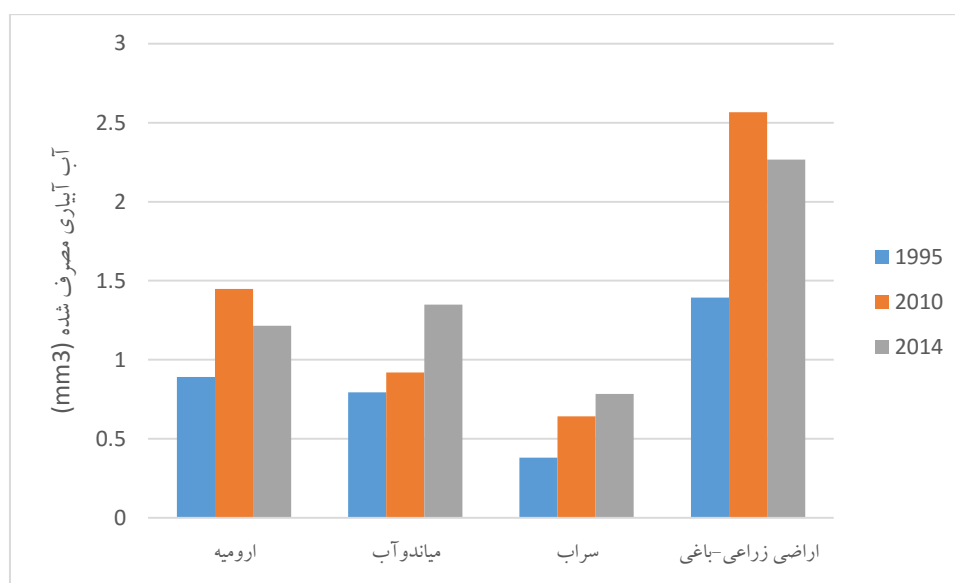


شکل ۵۱- میانگین آب آبیاری مصرف شده در اراضی کشاورزی حوضه ارومیه در دوره رشد پاییزه و دوره زمانی پس از برداشت کشت پاییزه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی

بررسی تغییرات مکانی مصارف آب در حوضه از دو طریق انجام گرفته است. اول آنکه در محدوده‌های مطالعاتی ثابت که دارای بیشترین تراکم اراضی کشاورزی می‌باشند (شکل ۵۲)، آب آبیاری مصرف شده در طی سه سال مورد مطالعه، مقایسه گردیده است. نتایج این بررسی در نمودار شکل ۵۳ آورده شده است.



شکل ۵۲-محدوده های مطالعاتی مورد بررسی در حوضه ارومیه



شکل ۵۳-حجم آب مصرفی در محدوده های مطالعاتی ارومیه، میان دو آب و سراب و کل اراضی کشاورزی طی سالهای ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی

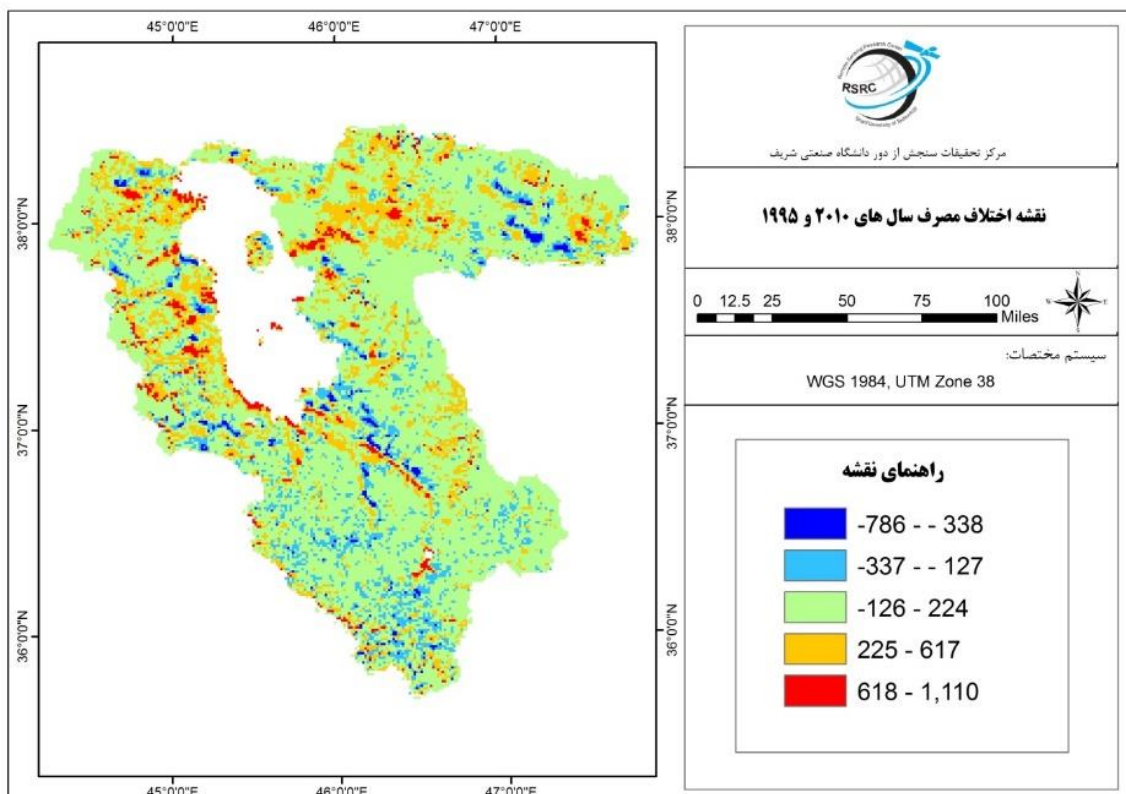
نمودارها نشان می دهند که آب آبیاری مصرف شده در محدوده میان دو آب و سراب طی سالهای ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴ روندی افزایشی داشته است و در محدوده ارومیه، روندی مطابق با میانگین اراضی کشاورزی مشاهده می شود، بطوریکه مصرف آب در سال ۲۰۱۰ بیشترین مقدار را دارد. روندهای مشاهده شده در تغییرات مصرف

آب در محدوده‌های مطالعاتی، کاملاً منطبق بر تغییرات تبخیرتغرق در محدوده‌های مورد نظر است (شکل ۵۲). در بین محدوده‌های مورد بررسی، میاندوآب - که در جنوب دریاچه قرار دارد - بیشترین افزایش مصرف آب را در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۲۰۱۰ میلادی نشان داده است. از آنجا که این مقادیر شامل مصرف آب در کل اراضی محدوده مطالعاتی اعم از کشاورزی و غیر کشاورزی می‌باشد، مقادیر آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی منطقه میاندوآب مطابق جدول ۲۳ بررسی گردید. بررسی نتایج نشان می‌دهد که با افزایش هر دو پارامتر سطح زیر کشت و متوسط مصرف آب در هر هکتار اراضی کشاورزی افزایش یافته‌اند، بنابراین حجم آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی در این محدوده مطالعاتی افزایش قابل توجهی پیدا کرده است. این مساله از آنجا که روند خشک شدن دریاچه از جنوب دریاچه شدت بیشتری دارد حائز اهمیت است و لازم است روند افزایشی مصرف آب بعنوان یکی از عامل تاثیرگذار در کاهش رواناب ورودی به دریاچه، در این محدوده مطالعاتی کنترل و محدود گردد.

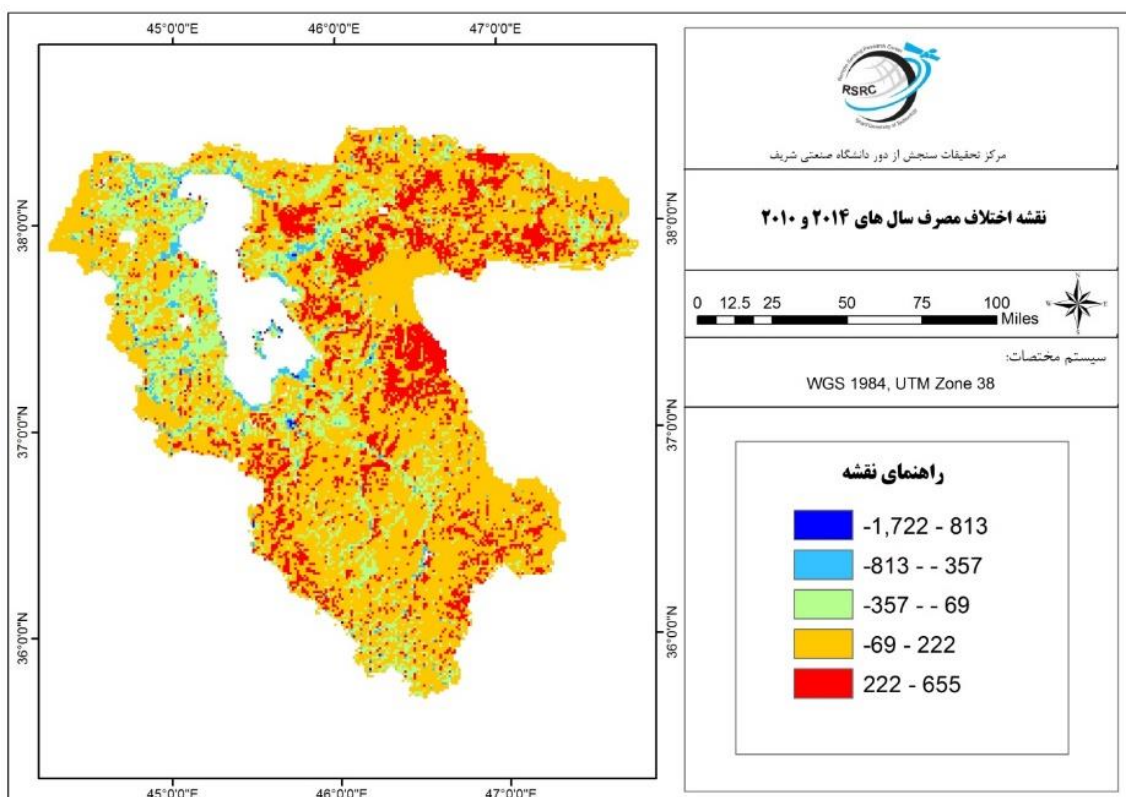
جدول ۲۳- تغییرات مقادیر آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی محدوده مطالعاتی میاندوآب در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی

سال مورد مطالعه	متوسط مصرف در هر هکتار (میلیمتر)	سطح زیر کشت (هکتار)	حجم آب آبیاری مصرفی در اراضی کشاورزی (M.ha)
۲۰۱۰	۷۶۷	۷۰۳۵۶	۵۳۹۶۳
۲۰۱۴	۷۷۷	۷۶۳۳۳	۵۹۳۱۰

جهت بررسی بیشتر تغییرات مکانی مصارف آب در حوضه، اختلاف لایه‌های توزیع مکانی مصرف طی سه سال بدست آمده که نتایج آن در شکل ۵۴ و شکل ۵۵ قابل مشاهده است. اختلاف نقشه‌های مصارف در سال‌های ۲۰۱۰ و ۱۹۹۵ میلادی ($ET_{2010} - ET_{1995}$) در دشتهای زراعی و باغی مانند ارومیه، سراب و میاندوآب اختلاف زیادی را نشان می‌دهند که نشانگر افزایش مصارف کشاورزی است؛ این در حالیست که در مراتع حوضه عمدتاً کاهش مصارف مشاهده می‌شود. اختلاف نقشه‌های مصارف در سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۰ میلادی ($ET_{2014} - ET_{2010}$) در اراضی زراعی و باغی منفی و در مراتع مقادیر مثبت را نشان می‌دهد، این بدان معناست که مصارف کشاورزی کاهش یافته، ولی مصرف آب حوضه رو به افزایش بوده است.



شکل ۵۴- اختلاف آب مصرفی در سال های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی در حوضه ارومیه (بر حسب mm)



شکل ۵۵- اختلاف آب مصرفی در سال های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در حوضه ارومیه (بر حسب mm)

مطابق جدول ۲۲، میزان مصارف آب در بخش کشاورزی از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۰ میلادی، ۸۴ درصد افزایش و از ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ میلادی اندکی کاهش یافته است. همان‌طور که بیان شد، سه پارامتر بارش، تبخیرتغرق و سطح زیرکشت بر تغییرات حجم مصرف سالانه آب مؤثرند. مقادیر تجمعی بارش سالانه در کل حوضه طی سه سال مذکور تغییر چندانی نداشته، اما مقادیر تبخیرتغرق واقعی از ۲۲۳ تا ۴۶۹ تغییر کرده و تقریباً دو برابر شده است. سطح زیرکشت نیز طی سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در حدود ۱۳ درصد افزایش یافته است. با توجه به مقادیر و تغییرات مذکور، تبخیرتغرق پتانسیل، الگو کشت و سطح زیرکشت عوامل اصلی افزایش میزان مصارف حوضه می‌باشند. بنابراین در ادامه به بررسی نحوه تغییرات تبخیرتغرق واقعی و عوامل مؤثر بر آن پرداخته می‌شود.

مقادیر تبخیرتغرق واقعی در نواحی کشاورزی طی سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی، ۴۵۶، ۷۶۵ و ۷۳۶ میلی‌متر است. به عبارتی میانگین تبخیرتغرق واقعی در اراضی کشاورزی در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۹۵ به اندازه ۳۰۹ میلی‌متر افزایش و در سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۲۰۱۰، به اندازه ۲۹ میلی‌متر کاهش یافته است. تغییرات تبخیرتغرق واقعی تحت تأثیر دو عامل اقلیم (تبخیرتغرق و پارامترهای هواشناسی مؤثر بر آن) و دخالت‌های انسانی مانند روش‌های مدیریت آب مزرعه و نوع کشت (تغییرات الگوی کشت و سطح زیرکشت، روش و زمان آبیاری، نوع بذر و ...) می‌باشد.

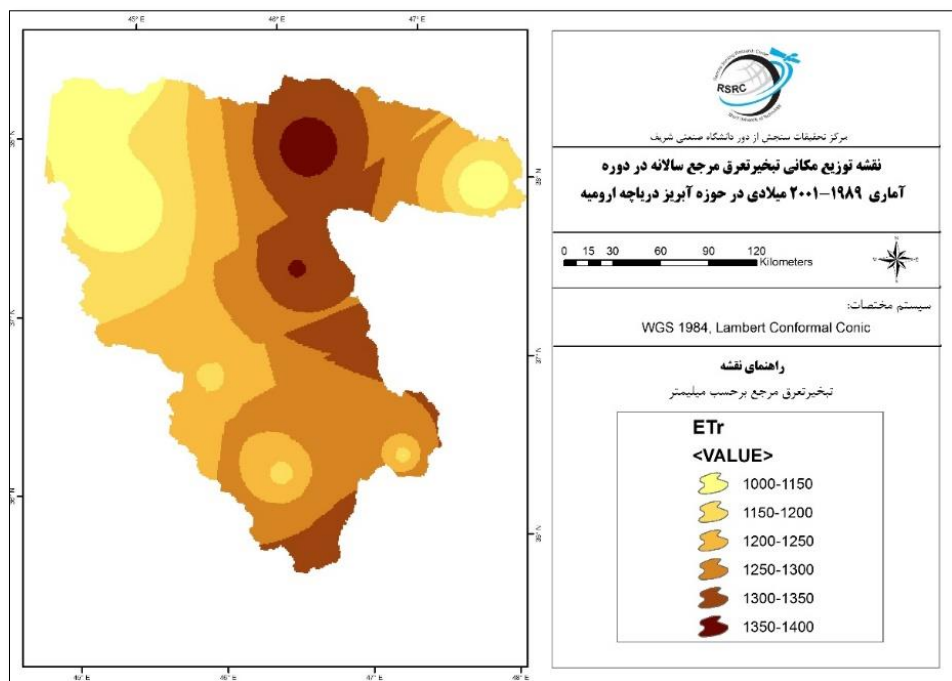
۵-۳-۱- بررسی تغییرات اقلیمی

جهت بررسی عوامل اقلیمی، پارامتر تبخیرتغرق مرجع که نشانگر پتانسیل تبخیرتغرق گیاه مرجع در منطقه در شرایط استاندارد دسترسی به منابع آب می‌باشد و تنها به عوامل اقلیمی وابسته است، مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در این بخش تغییرات زمانی و مکانی تبخیرتغرق مرجع طی سال‌های مورد نظر مطالعه شده و در ادامه تغییرات متغیرهای هواشناسی و میزان تأثیر آن‌ها در تغییرات ET_0 نیز بررسی می‌گردد.

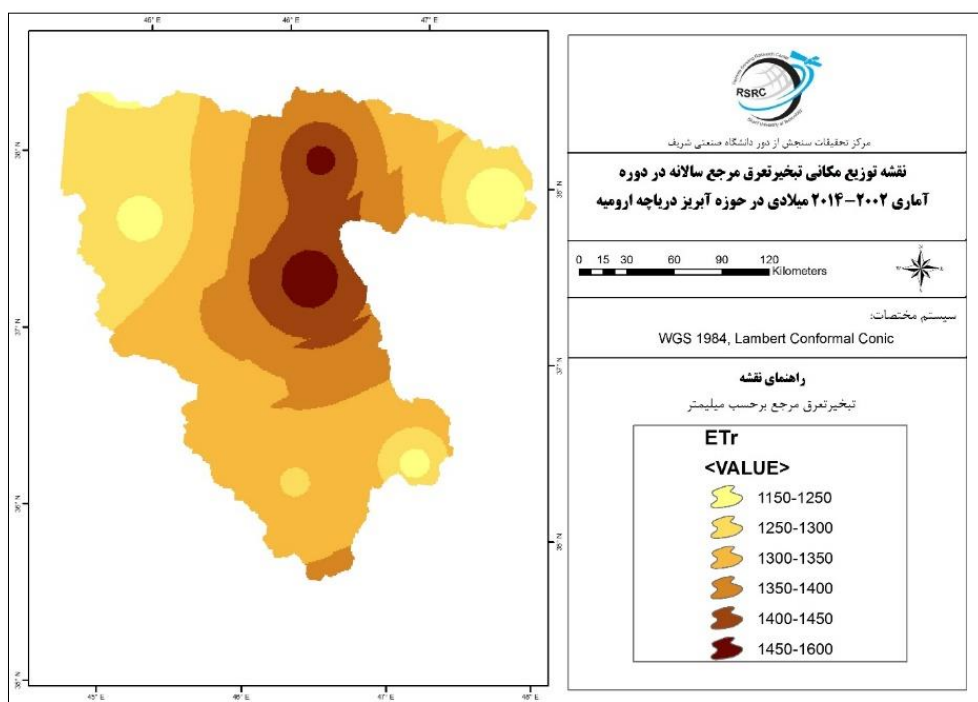
۱- تغییرات تبخیرتغرق مرجع (ET_0)

در این بخش سعی گردیده به دو سؤال پاسخ داده شود. اول آن که آیا در بلندمدت، تغییر در پتانسیل تبخیر حوضه اتفاق افتاده است؟ سؤال دوم آن است که تغییرات تبخیرتغرق مرجع در سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی چگونه بوده است و نسبت آن با تغییرات تبخیرتغرق واقعی چیست؟ همان‌طور که در بخش روش‌شناسی اشاره گردید، جهت مطالعه تغییرات بلندمدت تبخیرتغرق مرجع، آمار موجود (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) به دو دوره آماری تقسیم و میانگین بلندمدت تبخیرتغرق مرجع در این دو دوره

محاسبه گردید. شکل ۵۶ و شکل ۵۷، به ترتیب نقشه‌های میانگین توزیع مکانی تبخیرتعرق مرجع سالانه در بازه زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی (دوره آماری اول) و ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی (دوره آماری دوم) را نشان می‌دهند.

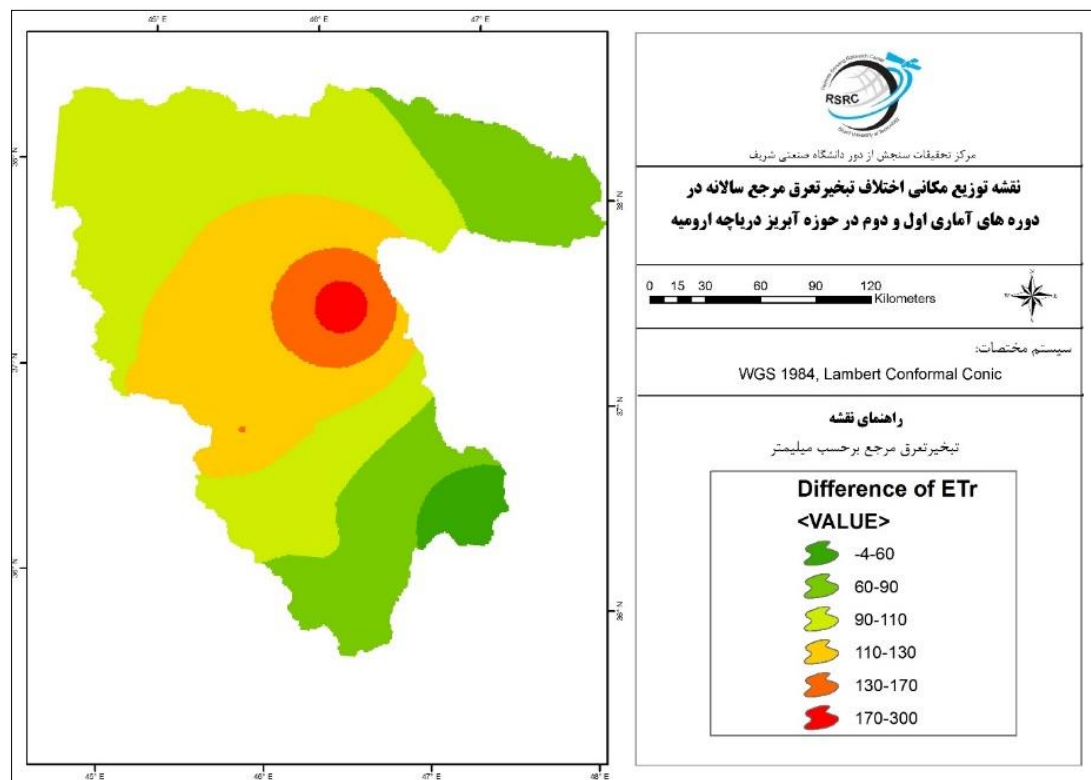


شکل ۵۶- نقشه توزیع مکانی تبخیرتعرق مرجع سالانه در بازه زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی (دوره آماری اول) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (برحسب میلی‌متر)



شکل ۵۷- نقشه توزیع مکانی تبخیرتعرق مرجع سالانه در بازه زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی (دوره آماری دوم) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (برحسب میلی‌متر)

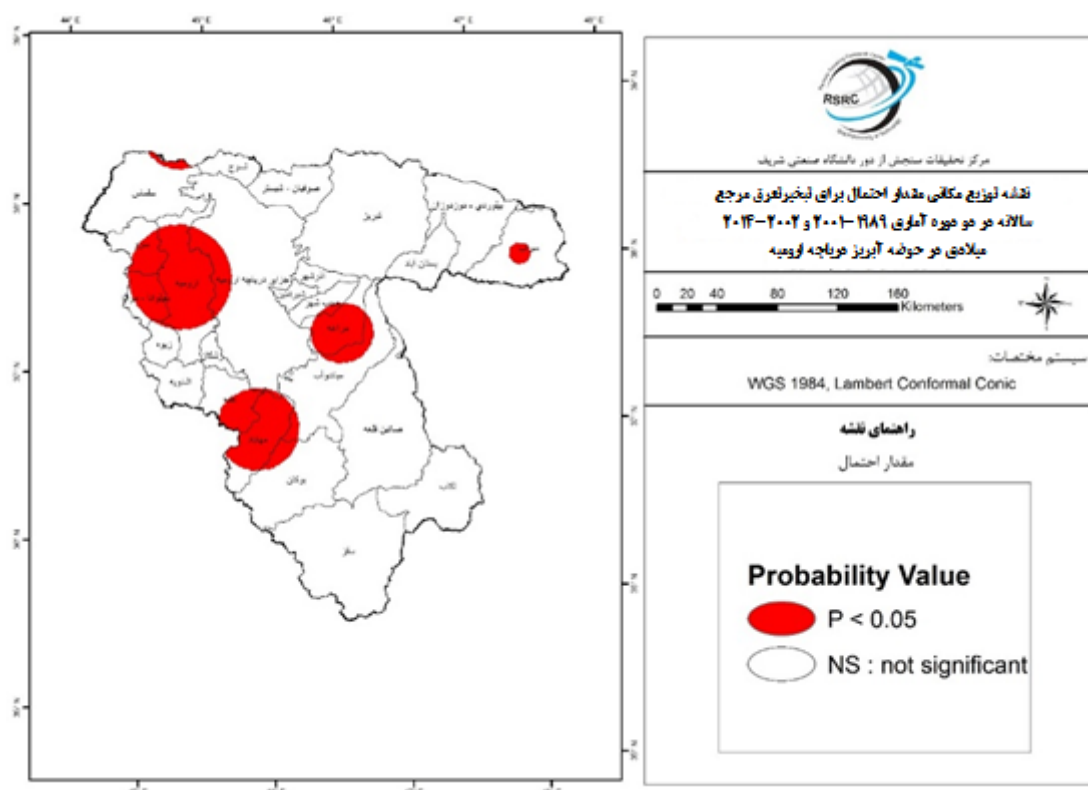
جهت بررسی تغییرات مکانی تبخیرتعرق مرجع در دو دوره زمانی مورد نظر، نقشه اختلاف دو دوره نیز محاسبه گردید که در شکل ۵۸ ارائه شده است. مقدار میانگین تبخیرتعرق مرجع در دوره آماری دوم نسبت به دوره اول حدود ۲۰۰ میلی متر افزایش داشته که بیشترین اختلاف در قسمت شرقی دریاچه مشاهده می شود.



شکل ۵۸- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیرتعرق مرجع سالانه در دوره های آماری اول و دوم در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (برحسب میلی متر)

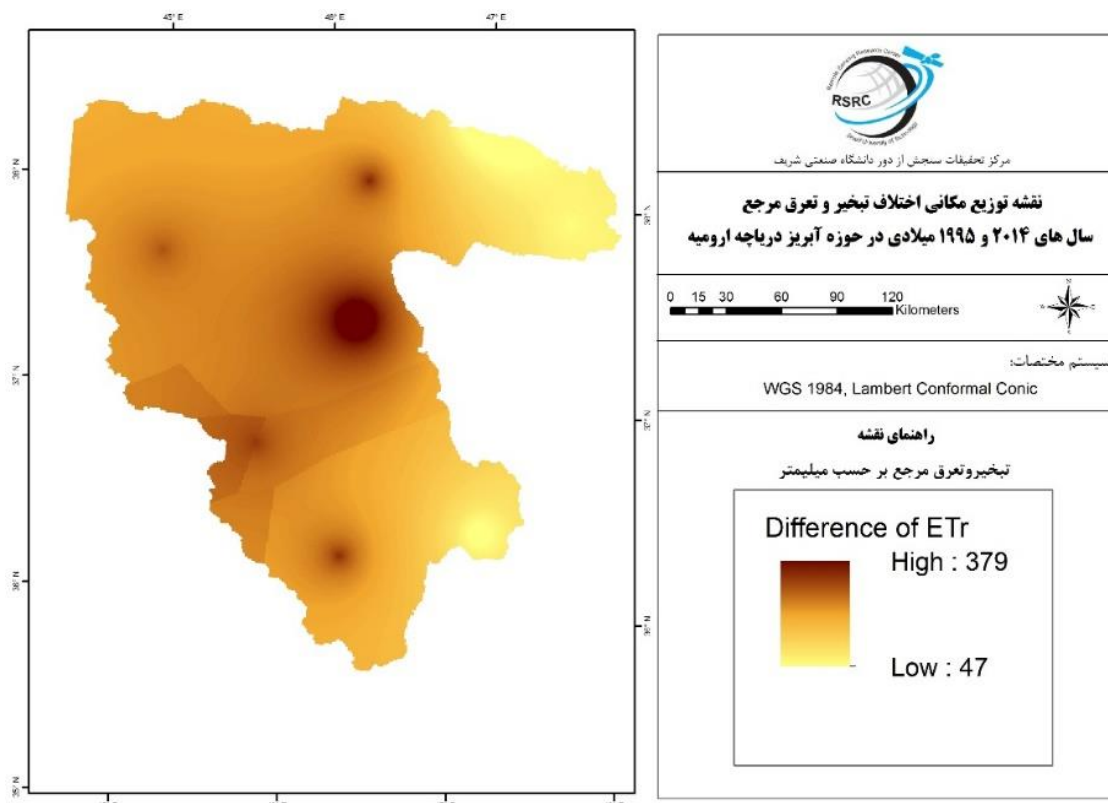
با استفاده از اطلاعات شکل های فوق، پاسخ به دو پرسش مذکور مورد بررسی قرار می گیرد. سؤال اول آن است که آیا با مقایسه این دو دوره زمانی می توان به این نتیجه رسید که تغییر قابل ملاحظه ای در پتانسیل تبخیرتعرق مرجع اتفاق افتاده است، به عبارتی تغییر اقلیم رخ داده است؟ جهت پاسخگویی به این پرسش، در آزمون تحلیل واریانس که بر روی دو دوره آماری مذکور انجام شد فرض بر این قرار گرفت که میانگین سالانه تبخیرتعرق مرجع دو دوره با هم برابر است و این فرض توسط آزمون F در سطح معنی داری ۵ درصد مورد سنجش قرار گرفت. با توجه به نتایج جدول ANOVA، مقدار احتمال (P-Value) آزمون برابر با ۰/۰۰۳ بدست آمد که از مقدار ۰/۰۱ کمتر و به عبارتی مقدار آزمون F در سطح معنی داری کوچک تر از ۰/۰۱ معنادار شده و لذا نشان می دهد میان مقادیر تبخیرتعرق های مرجع دو دوره به لحاظ آماری تفاوت معنی داری وجود دارد که

این تفاوت در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنی دار می باشد. با توجه به اطلاعات بدست آمده از آزمون می توان نتیجه گرفت که بین دو دوره آماری ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی و ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی تغییر اقلیم رخ داده است. سؤال دوم این است که تغییر اقلیم بیان شده در کدام مکان از حوضه آبریز دریاچه ارومیه اتفاق افتاده است؟ برای پاسخ به این سؤال میان دو دوره آماری، آزمون تحلیل واریانس با سطح معنی داری ۵ درصد روی مقادیر تبخیرتغرق مرجع سالانه به تفکیک ایستگاه انجام و برای هر ایستگاه در دو دوره یک مقدار احتمال بدست آمد. نهایتاً با روش درونیابی IDW با توان فاصله ۲ و پیکسل سائز ۱۰۰۰ متر، نقشه P-Value در سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه در بازه زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ بدست آمد که نتایج در شکل ۵۹ آورده شده است. مناطقی که دارای مقدار احتمال کمتر از ۰/۰۵ هستند به لحاظ تغییر اقلیمی حائز اهمیت هستند. به عبارتی در این نواحی پتانسیل تبخیرتغرق (تبخیرتغرق مرجع) میان دو دوره آماری مذکور تفاوت معنادار پیدا کرده و در واقع افزایش یافته است. با توجه به شکل ۵۹، نواحی ارومیه، مراغه، مهاباد، قسمتی از میاندوآب و سراب دچار تغییر اقلیم شده است. مناطق مذکور، به عنوان نواحی عمده کشاورزی در منطقه به شمار می آیند.

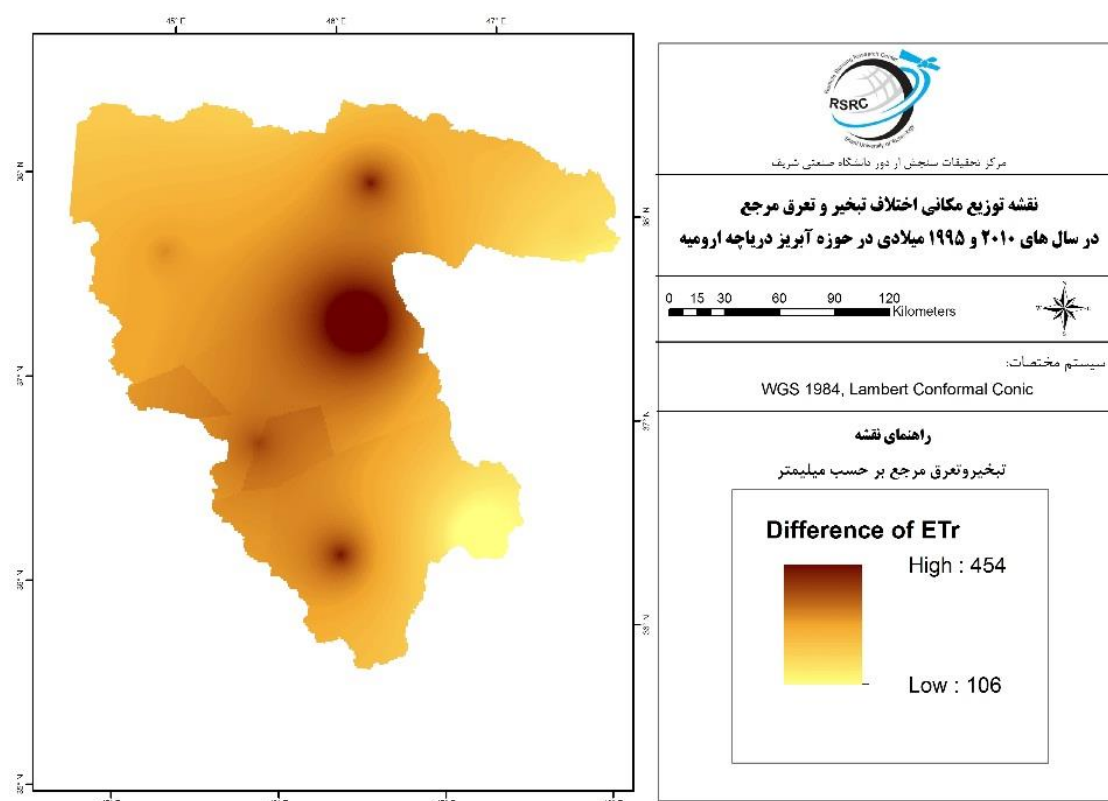


شکل ۵۹-نقشه توزیع مکانی P-Value برای تبخیرتغرق مرجع سالانه در دوره آماری ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی

نقشه های اختلاف تبخیرتغرق مرجع مربوط به سه سال مورد بررسی ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی در شکل ۶۰ و شکل ۶۱ ارائه گردیده است.

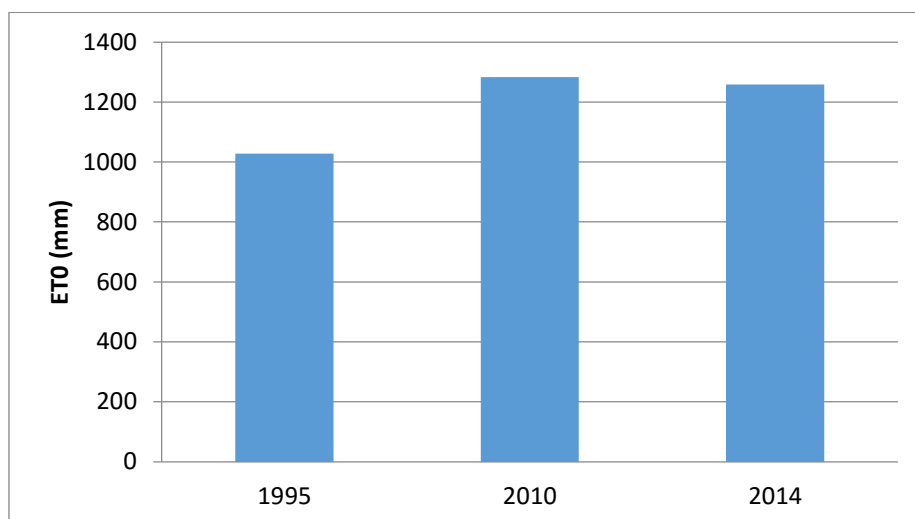


شکل ۶۰- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیر تعرق مرجع سال های ۲۰۱۴ و ۱۹۹۵ میلادی در حوزه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر)



شکل ۶۱- نقشه توزیع مکانی اختلاف تبخیر تعرق مرجع سال های ۲۰۱۰ و ۱۹۹۵ میلادی در حوزه آبریز دریاچه ارومیه (میلی متر)

مقادیر میانگین ET_0 در این سه سال به صورت نمودار در شکل ۶۲ آورده شده است. میزان تبخیرتغرق مرجع در سال ۲۰۱۰ میلادی نسبت به سال ۱۹۹۵ حدود ۷ میلی متر (۱۸٪) افزایش یافته و در سال ۲۰۱۴ میلادی نسبت به سال ۲۰۱۰، حدود ۱/۵ میلی متر (۳/۵٪) کاهش یافته است. میزان تبخیرتغرق مرجع در سال های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی تغییرات چندانی را نشان نمی دهند، اما مقادیر پتانسیل تبخیرتغرق در سال های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی نسبت به ۱۹۹۵ میلادی تغییرات چشمگیری پیدا کرده است. این مسئله را می توان با نتایج تغییر اقلیمی که در دو دوره آماری ۲۰۰۱-۱۹۸۹ و ۲۰۱۴-۲۰۰۰ میلادی بدست آمد توجیه نمود. بازه اختلاف ET_0 در ۲۰۱۴-۱۹۹۵ نسبت به بازه ۱۹۹۵-۲۰۱۰ کمتر است. بیشترین اختلافات نیز در هر دو بازه زمانی در محدوده جنوب و شرق دریاچه رخ داده است.



شکل ۶۲- تبخیرتغرق مرجع سالانه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی (میلی متر)

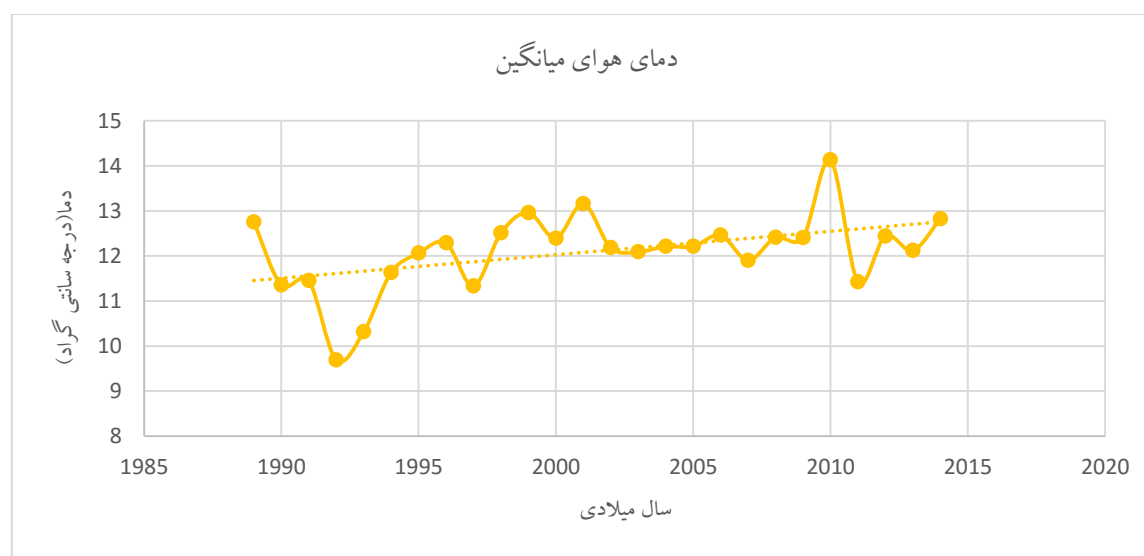
بررسی تغییرات تبخیرتغرق مرجع می تواند در تحلیل تغییرات تبخیرتغرق واقعی نیز کمک نماید. از آنجا که در اراضی کشاورزی بر خلاف سایر کاربری ها، دسترسی مناسبی به منابع آب حتی در ماه های گرم سال وجود دارد، می توان تغییرات تبخیرتغرق واقعی در این اراضی را براساس تبخیرتغرق مرجع تحلیل نمود. تغییرات تبخیرتغرق واقعی در اراضی کشاورزی، همان روند تغییرات تبخیرتغرق مرجع را در سال های مورد مطالعه نشان می دهد؛ بصورتی که تبخیرتغرق واقعی در سال ۲۰۱۰ میلادی بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است. بنابراین با افزایش پتانسیل تبخیرتغرق در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی، تبخیرتغرق واقعی نیز افزایش یافته و با کاهش پتانسیل تبخیرتغرق در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۲۰۱۰ میلادی، تبخیرتغرق واقعی نیز کاهش یافته است.

از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۰ میلادی، رفته رفته نواحی کشاورزی آبی حدود ۱۱ درصد توسعه یافته، از طرفی وقوع خشک سالی های پی در پی در سال های ۱۳۷۷ تا ۱۳۸۰ باعث افزایش پتانسیل تبخیرتغرق طی سال ۱۹۹۵ تا

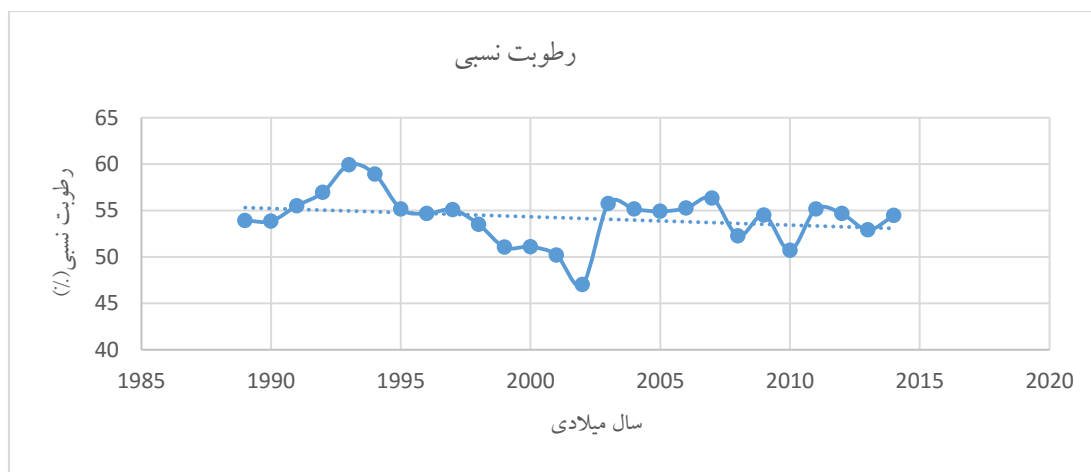
۲۰۱۰ میلادی به اندازه ۱۸٪ درصد شده است. بنابراین میزان تبخیرتغرق واقعی در نواحی کشاورزی در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی ۶۸٪ افزایش یافته است. در سال ۲۰۱۴ میلادی، تبخیرتغرق واقعی سالانه نسبت به سال ۲۰۱۰ در نواحی کشاورزی به اندازه ۴٪ کاهش یافته است. علت را می توان این گونه بیان کرد که میزان پتانسیل تبخیرتغرق سالانه (ET_0) در سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۲۰۱۰ میلادی، ۱/۵ میلی متر کاهش داشته است. همچنین با مقایسه نقشه های تبخیرتغرق واقعی سالانه در سال های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی، گسترش زمین های زراعی دیم در سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۲۰۱۰ مشهود است. به عبارتی کشاورزی دیم رو به افزایش و در مقابل سطح اراضی آبی به اندازه ۳٪ (۱۱۱۶۱ هکتار) کاهش یافته است. از آنجا که شدت و مقدار تبخیرتغرق در زمین های آبی بیشتر از دیم است، بنابراین تبخیرتغرق واقعی در اراضی کشاورزی آبی سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۲۰۱۰ کاهش یافته و با توجه به اینکه افزایش سطح زیر کشت اراضی دیم نسبت به کاهش اراضی آبی در سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۲۰۱۰ قابل توجه است لذا تبخیرتغرق در کل حوضه در سال ۲۰۱۴ افزایش یافته است. در ادامه تغییرات پارامترهای هواشناسی تأثیرگذار بر تبخیرتغرق مرجع در بلندمدت و در سال های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بررسی می شوند.

۲- تغییرات متغیرهای هواشناسی

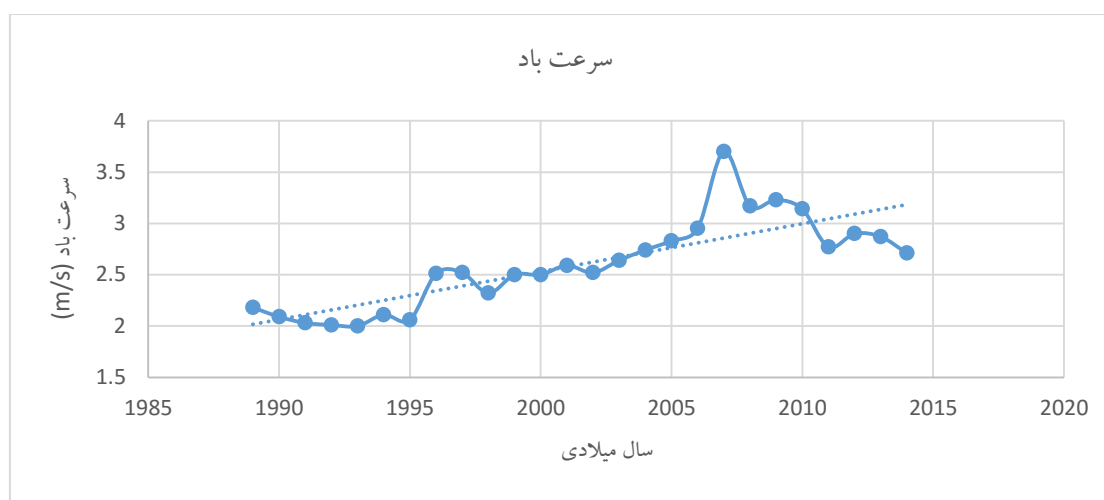
نمودارهای ارائه شده در شکل ۶۳ تا شکل ۶۶ به ترتیب تغییرات دمای هوای میانگین (درجه سانتی گراد)، رطوبت نسبی (درصد)، سرعت باد (متر بر ثانیه) و تعداد ساعات آفتابی (ساعت) را طی سال های ۱۹۸۹ میلادی تا ۲۰۱۴ میلادی نشان می دهد. اطلاعات از ۱۵ ایستگاه سینوپتیک تبریز، اهر، جلفا، سراب، مراغه، میانه، ارومیه، خوی، مهاباد، ماکو، تکاب، سنندج، بیجار، غروه و سقز دریافت شده است.



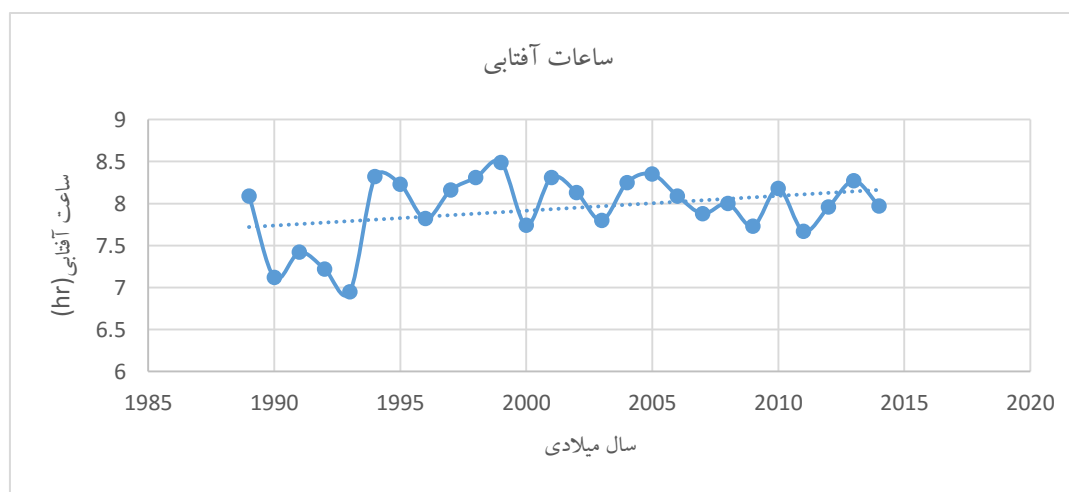
شکل ۶۳- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر دمای هوای میانگین در حوضه ارومیه (درجه سانتی گراد)



شکل ۶۴- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر رطوبت نسبی در حوضه ارومیه (درصد)



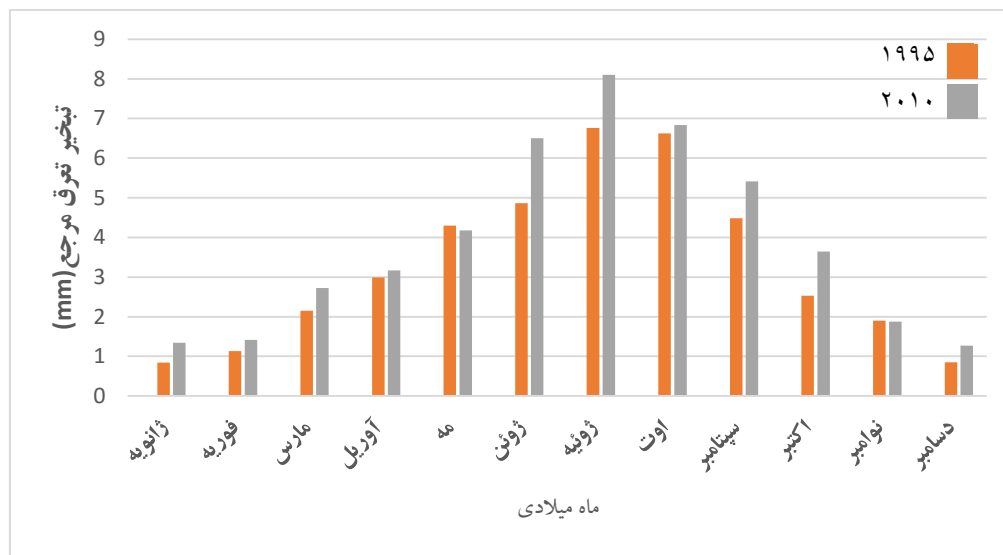
شکل ۶۵- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر سرعت باد در حوضه ارومیه (متر بر ثانیه)



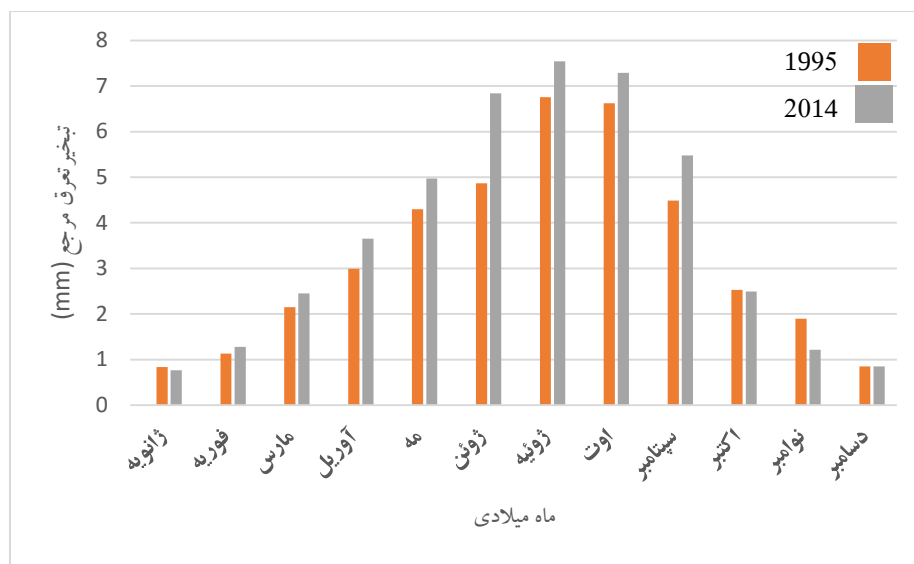
شکل ۶۶- روند تغییرات بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) پارامتر ساعات آفتابی در حوضه ارومیه (ساعت)

نتایج حاکی از افزایش روند تغییرات دمای هوا، سرعت باد و ساعات آفتابی طی بازه زمانی مذکور بوده و رطوبت نسبی نیز روندی کاهشی دارد. بنابراین، روند تغییرات کلیه پارامترهای نام برده کاملاً در جهت افزایش پتانسیل تبخیر تعرق بوده و تأثیر مثبت در افزایش میزان تبخیر تعرق مرجع و لذا تبخیر تعرق واقعی دارند. مطابق با شکل ۶۳ و شکل ۶۵، تغییرات دمای هوا و سرعت باد دارای شیب بیشتری نسبت به دو پارامتر دیگر (رطوبت نسبی و ساعات آفتابی) هستند.

میزان ET_0 در سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۱۰۲۸، ۱۲۸۳ و ۱۲۵۸ میلی متر در سال محاسبه شده است. از آنجا که تفاوت بین سالهای ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بسیار اندک است می توان از آن صرف نظر و مقایسه را دو به دو و با سال مبنا ۱۹۹۵ میلادی انجام داد. در شکل ۶۷ و شکل ۶۸ به ترتیب میزان تبخیر تعرق مرجع ماهانه در دو سال ۱۹۹۵-۲۰۱۰ و ۱۹۹۵-۲۰۱۴ میلادی نشان داده شده است.

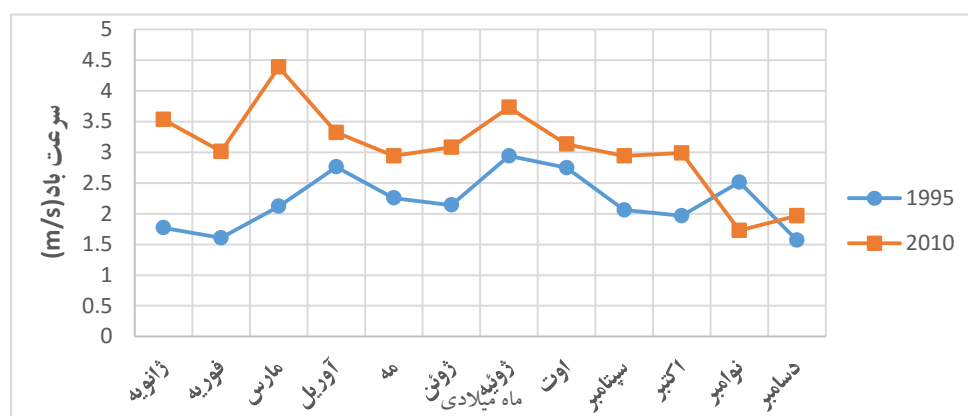


شکل ۶۷- مقایسه تبخیر تعرق مرجع ماهانه در سالهای ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی (میلی متر) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

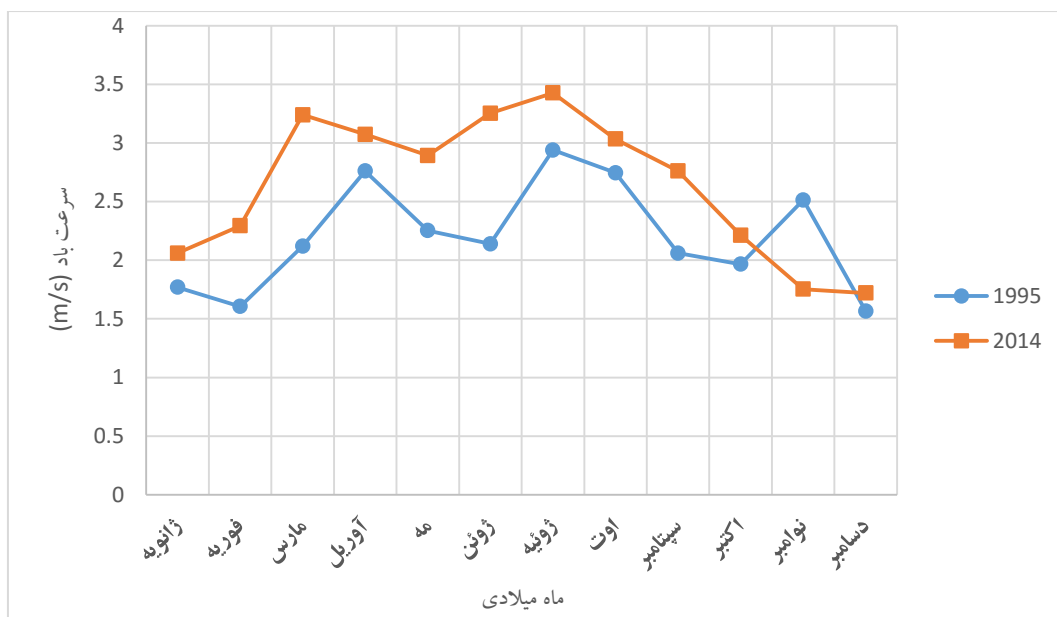


شکل ۶۸- تبخیر تعرق مرجع ماهانه در سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۴ میلادی (میلی‌متر) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۹۵ میلادی، تبخیر تعرق مرجع به اندازه ۷ میلی‌متر (۲۴ درصد) افزایش داشته است. در تمام ماه‌ها به جز ماه مه و نوامبر، میزان ET_0 در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۹۵ افزایش یافته است. بیشترین افزایش مربوط به ماه ژوئیه (July) و کمترین آن مربوط به ماه نوامبر بوده است. در سال ۲۰۱۴ نیز نسبت به سال ۱۹۹۵، میزان تبخیر تعرق مرجع به اندازه ۵ میلی‌متر (۱۴ درصد) افزایش یافته که بیشترین آن در ماه ژوئن و کمترین آن در ماه دسامبر رخ داده است. در مجموع می‌توان مشاهده نمود که پتانسیل تبخیر تعرق در سال‌های اخیر (۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی) نسبت به سال ۱۹۹۵ میلادی، در ماه‌های گرم سال (مارس تا اکتبر) افزایش یافته و در ماه‌های سرد تغییرات چندانی نداشته است. تغییرات میانگین ماهانه سرعت باد در سال‌های ۱۹۹۵-۲۰۱۰ و ۱۹۹۵-۲۰۱۴ میلادی در شکل ۶۹ و شکل ۷۰ آورده شده است.



شکل ۶۹- میانگین ماهانه سرعت باد در حوضه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی نسبت به سال ۱۹۹۵ میلادی



شکل ۷۰- میانگین ماهانه سرعت باد در حوضه ارومیه در سال ۲۰۱۴ میلادی نسبت به سال ۱۹۹۵ میلادی

به طور میانگین سرعت باد در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ نسبت به سال ۱۹۹۵، به ترتیب ۳۹ و ۲۰ درصد افزایش داشته است. بیشترین اختلاف در سرعت باد ماهانه در بین سال ۱۹۹۵ و سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی، در ماه مارس مشاهده شده است.

در ادامه تغییرات دمایی سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی نسبت به ۱۹۹۵ میلادی بررسی می‌گردد. میانگین دمای هوای سالانه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۱۲/۱، ۱۴/۱ و ۱۲/۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین دمای هوا در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی ۱۷ درصد و در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی ۶ درصد افزایش را نشان می‌دهد. نمودار دمای هوا در ماه‌های مختلف طی سال‌های مذکور در شکل ۷۱ ارائه شده است.

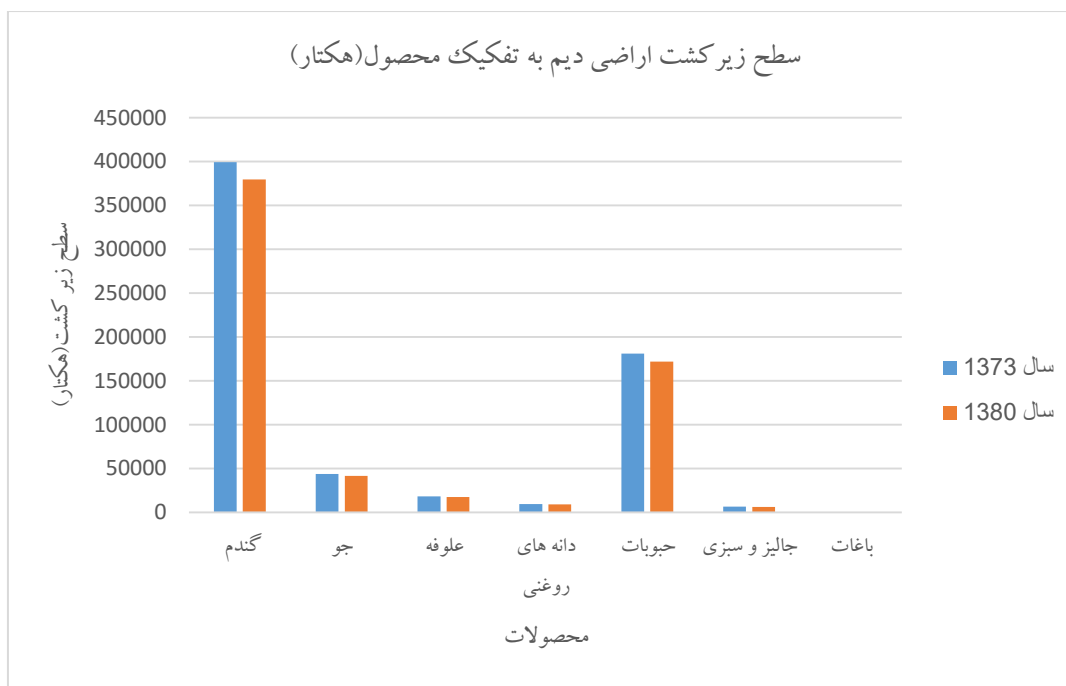


شکل ۷۱- نمودار میانگین دمای هوا در حوضه ارومیه طی سال‌های ۲۰۱۰، ۲۰۱۴ و ۱۹۹۵ میلادی

۵-۳-۲- بررسی تغییرات عوامل غیرطبیعی (انسانی)

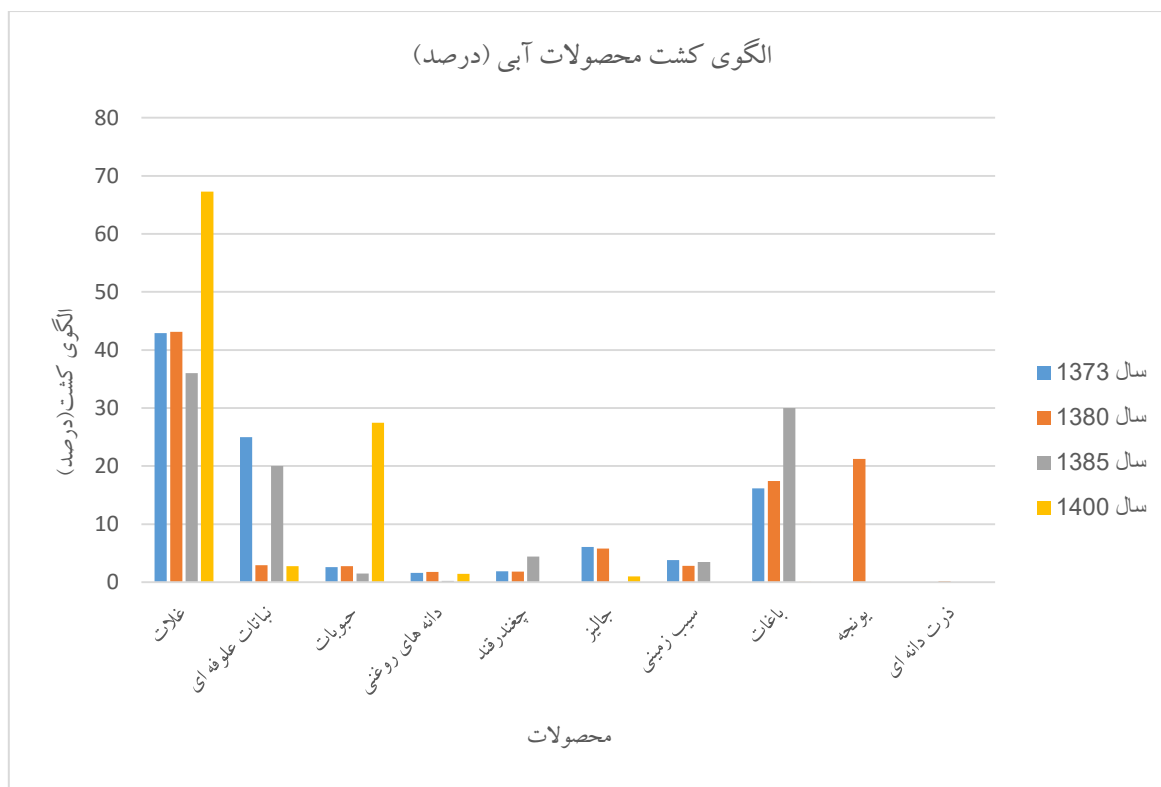
تغییرات سطح زیر کشت و الگوی کشت محصولات کشاورزی از جمله عوامل انسانی مؤثر در تغییرات میزان آب مصرفی می‌باشند. سطح زیر کشت و ترکیب کشت محصولات دیم و آبی به ترتیب در شکل ۷۲ و شکل ۷۳ ارائه شده است (مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۹۲، مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۴). با توجه به شکل ۷۳، طی سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ میزان کشت غلات (گندم و جو) کاهش یافته ولی در سال ۱۴۰۰ پیش‌بینی شده کشت این محصول افزایش قابل توجهی خواهد داشت. الگوی کشت محصولات سیب‌زمینی و دانه‌های روغنی در طول سال‌های مذکور تقریباً ثابت مانده است. باغات در سال ۱۳۸۵ نسبت به سال ۱۳۷۳ افزایش چشمگیری یافته است.

بر همین اساس، ترکیب کشت محصولات دیم در دو سال ۱۳۷۳ و ۱۳۸۰ یکسان و همین‌الگو در سال ۱۴۰۰ پیش‌بینی شده است (مهندسین مشاور جاماب، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۴). لذا در ارتباط با محصولات دیم، تنها سطح زیر کشت آن‌ها تغییر کرده و الگوی کشت ثابت مانده است. همچنین با توجه به شکل ۷۳، کشت محصولات با نیاز آبی زیاد مانند چغندر قند و باغات، به ترتیب به اندازه ۹۱ و ۱۵ هزار هکتار افزایش یافته و همین مسئله موجب کمبود منابع آب و روند نزولی آن در حوضه آبریز دریاچه ارومیه شده است.



شکل ۷۲- تغییرات الگوی کشت محصولات دیم در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سالهای ۱۳۷۳ و ۱۳۸۰

به طور کلی تغییرات غالب کشت اراضی آبی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سالهای ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ به صورت شکل ۷۴ است (وزارت نیرو دفتر برنامه ریزی کلان آب و آبفا، ۱۳۹۱). همان طور که مشاهده می شود بیشترین افزایش سطح زیر کشت محصولات مربوط به باغات با ۹۱ هزار هکتار افزایش در طی سالهای ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۵ می باشد. بعد از آن محصولات زراعی غلات و نباتات علوفه ای به ترتیب با ۲۰ و ۷ هزار هکتار افزایش، رتبه های بعدی افزایش سطح زیر کشت را در حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارند.



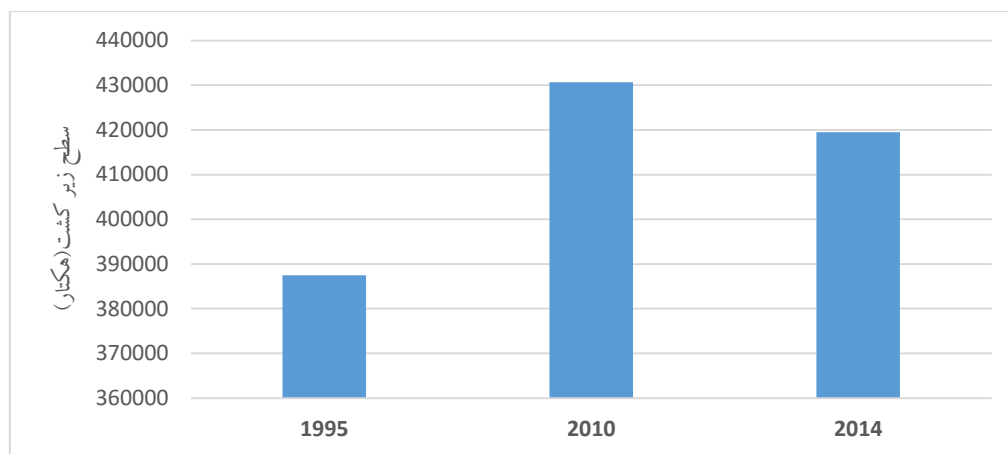
شکل ۷۳- تغییرات الگوی کشت محصولات آبی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سال‌های ۱۳۸۵، ۱۳۷۳، ۱۳۸۰، ۱۴۰۰



شکل ۷۴- تغییرات غالب سطح زیر کشت اراضی آبی (هزار هکتار) در حوضه آبریز دریاچه ارومیه طی سال‌های ۱۳۷۳ و ۱۳۸۵

سطوح زیر کشت اراضی زراعت آبی و باغی طی سه سال ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی در شکل ۷۵ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، بیشترین سطح زیر کشت را سال ۲۰۱۰ با مقدار ۴۳۱ هزار هکتار و کمترین آن را سال ۱۹۹۵ با مقدار ۳۸۷ هزار هکتار داراست. سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۹۵، ۴۳ هزار هکتار (۱۱٪) و سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۱۹۹۵، ۳۲ هزار هکتار (۸٪) افزایش سطح زیر کشت اراضی آبی باغی داشته است. بدیهی

است میزان تبخیر تعرق در نواحی کشاورزی آبی در سال ۲۰۱۰ بیشترین مقدار را داشته و به دنبال آن میزان مصارف کشاورزی نیز در این سال نسبت به دو سال دیگر ماکزیمم مقدار است.



شکل ۷۵- سطح زیر کشت اراضی زراعی آبی و باغی در حوضه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی (هکتار)

به طور کلی، با توجه به محدودیت منابع آبی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، الگوی کشت باید به سمت محصولات کم مصرف آبی سوق داده شود. همچنین محصولاتی که از بارش‌های طول دوره رشد، حداکثر استفاده را می‌کنند، موجب کاهش نیاز آبیاری در حوضه می‌شوند به عنوان مثال با توجه به کشت عمده گندم و جو (۷۵ درصد به صورت دیم)، این محصولات می‌توانند به مقدار زیاد نیاز آبی خود را از بارش مؤثر تأمین کنند و هیچ گونه آبیاری در این اراضی صورت نمی‌گیرد.

۶- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

هدف از انجام این مطالعه، تخمین آب مصرف شده در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و اراضی کشاورزی واقع در آن با استفاده از داده‌های سنجش از دور است. استفاده از داده‌های سنجش از دور این امکان را ایجاد می‌کند که مقادیر مصارف آب اعم از سطحی و زیرزمینی تخمین زده شود و با توجه به تولید نقشه‌های توزیع مکانی مصرف، موقعیت مصرف نیز تعیین شود؛ امکانی که به علت استفاده‌های غیرمجاز از آب بخصوص در آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های زمینی امکان‌پذیر نمی‌باشد. تخمین مصارف آب کشاورزی مستلزم تخمین پارامترهای سطح زیر کشت، بارش و تبخیر تعرق می‌باشد.

در این مطالعه جهت پایش تغییرات کاربری اراضی و تخمین سطح اراضی زراعی و باغی، نقشه کاربری اراضی منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Landsat تولید گردید. نقشه کاربری اراضی در کلاس‌های کشت زراعی آبی و باغی، مرتع، پهنه آبی، شوره‌زار و زمین‌های بایر و شوره‌زار با استفاده از روش طبقه‌بندی شی‌گرا

برای سه سال ۱۹۹۸، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ برای حوضه دریاچه ارومیه تهیه شد. نقشه‌های کاربری اراضی تولیدشده از لحاظ کیفی و کمی مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفتند و در هر دو زمینه نتایج قابل قبولی در این رابطه به دست آمد. از لحاظ کیفی لازم به ذکر است که تمامی کانون‌های کشاورزی موجود در حوضه دریاچه ارومیه جزو کلاس کشت زراعی آبی و باغی قرار گرفته شده بود. به علاوه در ارزیابی بصری تطابق‌پذیری نمونه‌های برداشت‌شده برای اعتبار سنجی با نقشه طبقه‌بندی‌شده نیز سازگاری مناسب و بهینه‌ای مشاهده شد.

از لحاظ کمی نیز نقشه تولید شده از دقت بالایی برخوردار است. از سوی دیگر با توجه به اینکه یکی از مهم‌ترین اهداف طبقه‌بندی در این تحقیق محاسبه سطح زیر کشت محصولات کشت آبی و باغی بوده است، بر همین اساس ارقام به دست آمده در ارتباط با مساحت زمین‌های زراعی در این تحقیق، با مقادیر اعلام‌شده از سوی سایر مطالعات و تحقیقات و مقادیر اعلام‌شده از سوی نهادهای مسئول در این رابطه تطابق و سازگاری مناسبی برخوردار است. اهم نتایج به دست آمده در زمینه تولید نقشه کاربری اراضی عبارت‌اند از:

۱. روش طبقه‌بندی شیء گرا به عنوان یک روش نوین و قدرتمند از قابلیت بسیار زیادی در تولید نقشه کاربری اراضی با دقت بالا برخوردار است.
۲. کلاس زمین‌های زراعی آبی و باغی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ افزایش پیدا کرده‌اند. اما این در حالی است که از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ زمین‌های زراعی قدری کاهش پیدا نموده‌اند.
۳. شیب تغییرات کلاس مربوط به زمین‌های زراعی از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ بسیار بیشتر از شیب تغییراتی است که از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۴ اتفاق افتاده است.
۴. در بین سه نقشه کاربری اراضی تولیدشده، از سال ۲۰۱۰ میلادی (نسبت به سال ۱۹۹۸) دو کلاس جدید به دلیل کاهش سطح آب دریاچه ارومیه ایجاد شده است که عبارت‌اند از شوره‌زار و زمین‌های بایر و شوره‌زار. همچنین کلاس‌های موردنظر کاملاً در محدوده اطراف دریاچه ارومیه ایجاد شده‌اند.
۵. در ارتباط با کلاس پهنه آبی نیز لازم به ذکر است که در سال ۱۹۹۸، دریاچه ارومیه در حداکثر مرز آبی خود قرار داشته است؛ اما با شدت بسیار بالایی در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی، سطح آن کاهش جدی یافته است.
۶. همراه با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، سطح محدوده شوره‌زار اطراف دریاچه به صورت قابل توجهی افزایش پیدا کرده است.
۷. در صورتی که اطلاعات زمینی در دسترس باشد، می‌توان با دقت بالاتری نسبت به قطعه‌بندی تصویر در فرایند طبقه‌بندی شیء گرا، اقدام و در نتیجه نقشه طبقه‌بندی دقیق‌تری از زمین‌های زراعی تولید نمود.

۸. استفاده از داده‌های فرعی در فرایند طبقه‌بندی می‌تواند به افزایش دقت و صحت طبقه‌بندی و خصوصاً نمونه‌برداری نمونه‌های تعلیمی نقش مؤثری داشته باشد.

۹. سطح زیرکشت محاسبه شده توسط Landsat و محصول MODIS در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی انجام شده است. در هر دو سال مقادیر مادیس بیشتر از لندست بوده است، علت تفاوت را می‌توان اینگونه بیان کرد که مقادیر استخراج شده از تصاویر Landsat مربوط به یک تاریخ مشخص است و امکان دارد که برخی اراضی که در تاریخ‌های قبل برداشت محصول داشته‌اند و یا در روزهای آینده کشت شده‌اند، در آن لحاظ نشده و تنها نماینده سطح زیرکشت همان روز خاص است؛ اما محصول کاربری اراضی MODIS که با استفاده از لایه‌های NDVI در طول یکسال تولید شده، سطح زیرکشت سالیانه را بدست می‌دهد.

نتایج این مطالعه میانگین بارش حوضه را در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب برابر ۲۴۷، ۲۶۰ و ۲۵۶ میلی‌متر نشان داده است. براساس نتایج مطالعه حاضر سه ماه مارس، آوریل و می که مترادف با اواخر زمستان تا اواسط بهار هستند، سهم بالایی از بارش سالانه را در اختیار داشته که در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ به ترتیب برابر ۵۱/۶، ۶۸/۱ و ۴۴/۵ درصد از مجموع بارش سالانه است. سهم چهار ماه جولای تا اکتبر (از اوایل تابستان تا اواسط پاییز) از مجموع بارش سالانه کمتر از ۵ درصد بوده و این در شرایطی است که بیشترین میزان مصرف در طول این دوره اتفاق می‌افتد.

تخمین مقادیر تبخیر تعرق نیز به صورت لایه‌های توزیع مکانی و در مقیاس زمانی ماهانه در محدوده حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از الگوریتم SEBAL انجام گرفته است. در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی از تصاویر سنجنده MODIS و در سال ۱۹۹۵ از تصاویر سنجنده AVHRR استفاده شده است. میانگین تبخیر تعرق در محدوده اراضی کشاورزی حوضه (با توجه به لایه‌های کاربری اراضی تولید شده) در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۴۵۶، ۷۶۵ و ۷۳۶ میلی‌متر بدست آمده است. اختلاف قابل ملاحظه‌ای در نتایج ET در سال ۱۹۹۵ میلادی با نتایج سال‌های اخیر مشاهده می‌شود که بخشی از آن ناشی از استفاده از تصاویر ماهواره‌ای متفاوت و بخشی نیز در اثر تغییرات اقلیمی و عوامل انسانی (نحوه مدیریت مزرعه) بوجود آمده در منطقه است. جهت بررسی تغییرات تبخیر تعرق بوجود آمده در حوضه، تغییرات پتانسیل تبخیر تعرق حوضه و پارامترهای هواشناسی مرتبط با آن، در بلندمدت (در یک بازه ۲۵ ساله) و طی سال‌های مورد مطالعه مورد پایش و بررسی قرار گرفتند. جهت مطالعه تغییرات بلندمدت تبخیر تعرق مرجع، آمار موجود (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) به دو دوره آماری (۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی) (دوره آماری اول) و (۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی) (دوره آماری دوم) تقسیم و میانگین بلندمدت تبخیر تعرق مرجع در این دو دوره محاسبه گردید. جهت بررسی وجود تغییرات اشاره شده در

آزمون تحلیل واریانس که بر روی دو دوره آماری مذکور انجام شد فرض بر این قرار گرفت که میانگین سالانه تبخیر تعرق مرجع دو دوره با هم برابر نیست و این فرض توسط آزمون F در سطح معنی داری ۵ درصد مورد سنجش قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد میان مقادیر تبخیر تعرق‌های مرجع دو دوره به لحاظ آماری تفاوت معنی دار وجود دارد که این تفاوت در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنی دار می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت بین دو دوره آماری ۱۹۸۹ تا ۲۰۰۱ میلادی و ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ میلادی تغییر در پتانسیل تبخیر تعرق رخ داده است. نتایج بررسی تغییرات مکانی تبخیر تعرق مرجع در حوضه آبریز دریاچه ارومیه نشان داده است که نواحی عمده کشاورزی در منطقه (ارومیه، مراغه، مهاباد، قسمتی از میاندوآب و سراب) از تغییرات بیشتر اسمی نسبت به دیگر مناطق حوضه آبریز برخوردارند.

مقادیر تبخیر تعرق مرجع سالانه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۱۰۲۸، ۱۲۸۳ و ۱۲۵۸ میلی‌متر می‌باشد. از آنجا که در اراضی کشاورزی بر خلاف سایر کاربری‌ها، دسترسی مناسبی به منابع آب حتی در ماه‌های گرم سال وجود دارد، می‌توان تغییرات تبخیر تعرق واقعی در این اراضی را براساس تبخیر تعرق مرجع تحلیل نمود. ملاحظه تغییرات تبخیر تعرق واقعی در اراضی کشاورزی همان روند تغییرات تبخیر تعرق مرجع را در سال‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد؛ بصورتی که تبخیر تعرق واقعی در سال ۲۰۱۰ بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است. بنابراین با افزایش پتانسیل تبخیر در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی، تبخیر تعرق واقعی نیز افزایش و با کاهش پتانسیل تبخیر در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۲۰۱۰ میلادی، تبخیر تعرق واقعی نیز کاهش یافته است.

در این مطالعه، تغییرات پارامترهای هواشناسی تأثیرگذار بر تبخیر تعرق مرجع در بلندمدت (۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی) و نیز در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی بررسی شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که روند کلی تغییرات دمای هوا، سرعت باد و ساعات آفتابی طی سال‌های ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۴ میلادی رو به افزایش است و رطوبت نسبی روندی کاهشی دارد. روند کلی تغییرات پارامترهای نام برده کاملاً در جهت افزایش پتانسیل تبخیر تعرق بوده و تأثیر مثبت در افزایش میزان تبخیر تعرق مرجع و لذا تبخیر تعرق واقعی دارند. مطابق نتایج بدست آمده، تغییرات سرعت باد و دمای هوا دارای شیب بیشتری نسبت به دو پارامتر دیگر (رطوبت نسبی و ساعات آفتابی) هستند.

در این مطالعه، به بررسی عوامل انسانی مانند تغییرات الگو و سطح زیرکشت که بر تغییرات تبخیر تعرق واقعی مؤثرند، پرداخته شده است. سطح زیر کشت بدست آمده از تصاویر Landsat نشان می‌دهد در سال ۲۰۱۰ سطح زیر کشت ۴۳۱ هزار هکتار، بیشترین سطح زیر کشت و سال ۱۹۹۵ با مقدار ۳۸۷ هزار هکتار،

کمترین سطح زیر کشت را داراست. سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۹۵، ۴۳ هزار هکتار (۱۱٪) و سال ۲۰۱۴ نسبت به سال ۱۹۹۵، ۳۲ هزار هکتار (۸٪) افزایش سطح زیر کشت اراضی زراعت آبی و باغی داشته است. بررسی تغییرات الگوی کشت محصولات آبی در سال‌های ۱۳۷۳ و ۱۳۸۵ نشان می‌دهد کشت محصولات پاییزه با نیاز آبی کم که عمده نیاز آبی خود را از بارندگی تأمین می‌نماید کاهش و در عوض کشت محصولات با نیاز آبی زیاد چون باغات و چغندر قند، افزایش یافته است و همین مسئله موجب کمبود منابع آب و روند نزولی آن در حوضه آبریز دریاچه ارومیه شده است.

الگوی کشت اراضی از دو بعد میزان آب مورد نیاز و درصد استفاده از بارش مؤثر قابل بررسی می‌باشد. با توجه به محدودیت منابع آبی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، الگوی کشت باید به سمت محصولات کم مصرف آبی سوق داده شود. همچنین با توجه به قابل تأمین بودن بخشی از نیاز آبی هر محصول با استفاده از بارش مؤثر، الگوی کشت باید به سمتی پیش برود که حداکثر استفاده از بارش‌های طول دوره رشد را داشته باشد. نیاز آبی محصولات دیم از بارش مؤثر تأمین می‌شود و هیچ گونه آبیاری در این اراضی صورت نمی‌گیرد. به عنوان مثال با توجه به کشت عمده گندم و جو (۷۵ درصد به صورت دیم)، این محصولات می‌توانند به مقدار زیاد نیاز آبی خود را از بارش مؤثر تأمین کنند. بنابراین استفاده هر چه بیشتر از باران مؤثر، راهکاری مناسب در جهت کاهش مصارف کشاورزی و افزایش تولیدات می‌باشد.

نتایج بدست آمده با استفاده از تبخیر تعرق محاسبه شده با تصاویر MODIS و بر اساس نقشه کاربری استخراج شده از تصاویر لندست نشان می‌دهد که حجم مصارف کشاورزی در حوضه در سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ میلادی به ترتیب ۱/۴، ۲/۶ و ۲/۳ میلیارد مترمکعب بوده است. با توجه به نتایج این مطالعه، آب آبیاری مصرف شده در اراضی کشاورزی در سال ۲۰۱۰، ۸۵ درصد بیشتر از ۱۹۹۵ میلادی بوده و در سال ۲۰۱۴، ۱۱ درصد کاهش نسبت به ۲۰۱۰ میلادی اتفاق افتاده است. در همین راستا با بررسی تغییرات مصارف آب کشاورزی و عوامل تأثیرگذار بر آن طی سال‌های مورد اشاره می‌توان به نکات زیر اشاره نمود:

۱. از آنجا که میزان بارش در طی سه سال تغییرات اندکی را نشان داده و مقادیر تقریباً یکسانی مشاهده می‌شود. بنابراین پارامترهای تبخیر تعرق واقعی و تغییرات در سطح زیر کشت و الگو کشت عوامل تأثیرگذار بر نتایج حجم مصارف می‌باشند.

۲. سطح زیر کشت در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی در حدود ۴۰۰۰۰ هکتار افزایش یافته و در سال ۲۰۱۴ این روند رو به رشد متوقف شده و در حدود ۱۰۰۰۰ هکتار نیز کاهش یافته است که این مسئله باعث کاهش حجم مصارف کشاورزی در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۲۰۱۰ میلادی گردیده است.

۳. بررسی نتایج تبخیرتعرق واقعی نشان می‌دهد که میزان تبخیرتعرق نیز از همان روند سطح زیرکشت پیروی نموده و در سال ۲۰۱۰ نسبت به ۱۹۹۵ میلادی ۶۸٪ افزایش و در سال ۲۰۱۴ نسبت به ۲۰۱۰ میلادی اندکی کاهش یافته است.

۴. نتایج مصارف کشاورزی بدست آمده در مطالعه حاضر با سایر مطالعات مقایسه شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که میزان مصرف کشاورزی در مطالعات وزارت نیرو نسبت به نتایج این مطالعه مقادیر را بسیار بالاتر برآورد نموده است که علت را می‌توان در سال مورد بررسی و روش متفاوت مطالعات نام برد.

۷-مراجع

- ابراهیم نژاد، ل. ص. معظمی، م. کاویان پور، س. گلیان. بررسی الگوریتم های ماهواره های تخمین بارش در ایران. هشتمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران، بابل، ۱۳۹۳.
- اسدی، آ.، جلالی، م. (۱۳۹۴). بررسی و ارزیابی روش های زمین آماری کریجینگ در توزیع فضایی بارش (مطالعه موردی: شمال غرب کشور). فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، ۵۲، ۱۸۷-۲۰۳.
- اکبری، م. (۱۳۹۵). تعیین ضریب رواناب حوضه آبریز دریاچه ارومیه. پایان نامه کارشناسی ارشد، مهندسی آب دانشگاه صنعتی شریف.
- باقری هارونی، م. ح. (۱۳۹۰). ارزیابی فن آوری سنجش از دور در برآورد مؤلفه های بیلان آب در مقیاس حوضه ای، با تأکید بر میزان برداشت خالص آب زیرزمینی (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه). پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی آب: دانشگاه تربیت مدرس.
- جامعه ی مهندسان مشاور ایران. (۱۳۹۰). ارزشیابی پایداری فرآیند توسعه و پی آمدهای آن دریاچه ی ارومیه (بحران زیست محیطی دریاچه ی ارومیه).
- خسرو شاهی و همکاران. (۱۳۹۲). آشکارسازی تغییرات حوضه آبریز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۷۷ تا ۱۳۹۲. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین.
- دفتر آمار و فناوری اطلاعات وزارت جهاد کشاورزی. (۱۳۸۶ الف). برآورد سطح و تهیه نقشه اراضی کشاورزی استان آذربایجان غربی با استفاده از تفسیر رقومی داده های ماهواره ای (پروژه مشترک با سازمان جهاد کشاورزی استان آذربایجان غربی).
- دفتر آمار و فناوری اطلاعات وزارت جهاد کشاورزی. (۱۳۸۶ ب). برآورد سطح و تهیه نقشه اراضی کشاورزی استان آذربایجان شرقی با استفاده از تفسیر رقومی داده های ماهواره ای (پروژه مشترک با سازمان جهاد کشاورزی استان آذربایجان شرقی).
- سازمان حفاظت محیط زیست. (۱۳۸۹). برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه.
- ستاد احیای دریاچه ارومیه (جامعه مهندسان مشاور ایران). (۱۳۹۴). احیای دریاچه ارومیه؛ چالش ها و راهکارها.

سلیمانی، ک.، حبیب نژاد، م.، جان آبکار، ع.، بنی اسدی، م. (۱۳۸۵). تحلیل منحنی‌های عمق، سطح و تداوم بارندگی با استفاده از روش‌های زمین آماری در مناطق خشک و نیمه‌خشک (مطالعه موردی: کفه نمک سیرجان). فصلنامه بیابان، ۱۱(۱).

فتحیان. (۱۳۹۰). بررسی روند تغییرات کاربری اراضی با استفاده از فن آوری سنجش از دور و متغیرهای آب و هواشناسی در حوضه‌ی دریاچه‌ی ارومیه. رساله‌ی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی منابع آب، دانشگاه تربیت مدرس.

فرجی سبکبار، ح.، عزیزی، ق. (۱۳۸۵). ارزیابی میزان دقت روش‌های درونیابی فضایی (مطالعه موردی: آگوسازی بارندگی حوضه کارده مشهد). فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۸، ۱-۱۵.

فیضی‌زاده و حاجی میر رحیمی. (۱۳۸۷). کاربرد داده‌های سنجش از دور در استخراج نقشه‌های کاربری اراضی. همایش ژئوماتیک.

قاجارنیا، ن.، لیاقت، ع.، دانش کار آراسته، پ. (۱۳۹۳). صحت سنجی داده‌های بارندگی ایستگاه‌های غیرثبات سازمان هواشناسی و تماب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، نشریه حفاظت منابع آب و خاک، ۴(۱).

مدیریت منابع آب ایران و شرکت خدمات فنی و مهندسی آشناسامانه. (۱۳۸۸). تولید سیستم اطلاعات جغرافیایی بر اساس پردازش داده‌های ماهواره‌ای و تولید محتوای رقومی (تغییرات کاربری و پوشش اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه).

مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC). (۱۳۹۳)، تخمین تبخیر تفرق و مصرف آب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ میلادی. دانشگاه صنعتی شریف، پژوهشکده آب و انرژی.

مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC). (۱۳۹۴)، برآورد تبخیر و تفرق، مصارف و میزان آب قابل صرفه‌جویی محدوده‌های کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ میلادی. پژوهشکده آب و انرژی دانشگاه صنعتی شریف.

مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC). (۱۳۹۴)، بررسی تغییرات کاربری اراضی حوضه آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای. پژوهشکده آب و انرژی دانشگاه صنعتی شریف.

مرید س، مقدسی م، دلاور م، حسینی صفاح و باقری م ح. (۱۳۹۱). مدیریت ریسک خشک‌سالی دریاچه ارومیه، جلد هفتم، مبانی مدل تخصیص آب کشاورزی در شرایط خشک‌سالی، شورای منطقه‌ای مدیریت حوضه آبخیز دریاچه ارومیه و سازمان محیط‌زیست.

- موسسه تحقیقات آب. پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب (۱۳۹۲). بررسی تغییر شرایط محیطی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (کاربری اراضی).
- مهام، ا.، ولیزاده کامران، خ.، قهرمانی، م. (۱۳۹۳). ارزیابی روش های مختلف زمین آمار جهت بررسی تغییرات منطقه ای بارش در شمال غرب کشور و پیشنهاد بهترین مدل با استفاده از GIS. نخستین همایش ملی کاربر مدل های پیشرفته تحلیل فضایی (سنجش از دور و GIS) در آمایش سرزمین.
- مهندسین مشاور جاماب. (۱۳۷۷). گزارش طرح جامع آب کشور. بخش دوم.
- مهندسین مشاور جاماب. (۱۳۷۸). گزارش ستنز طرح جامع آب کشور، بخش یک.
- مهندسین مشاور جاماب. (۱۳۸۴). مطالعات برنامه سازی جامع سازگاری با اقلیم (تعادل بخشی بین منابع و مصارف آب در حوضه های آبریز)، سیمای کشاورزی در شرایط موجود و توسعه، نشریه شماره ۹، گروه کشاورزی.
- مهندسین مشاور مهتاب قدس. (۱۳۹۱). به هنگام سازی طرح جامع آب کشور در حوضه های ارس (تالش، تالاب انزلی)، سفیدرود بزرگ، بین سفیدرود و هراز (هراز-قره سو)، (گرگانرود-قره سو)، اترک، ارومیه، مطالعات هواشناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- مهندسین مشاور مهتاب قدس. (۱۳۹۲). به هنگام سازی طرح جامع آب کشور در حوضه های ارس (تالش، تالاب انزلی)، سفیدرود بزرگ، بین سفیدرود و هراز (هراز-قره سو)، (گرگانرود-قره سو)، اترک، ارومیه، مطالعات مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- مهندسین مشاور یکم. (۱۳۸۳). مطالعات پیامدهای زیست محیطی (اثرات کمی و کیفی) طرح های توسعه منابع آب حوضه دریاچه ارومیه (بیان آبی دریاچه).
- مهندسین مشاور یکم. (۱۳۸۴). گزارش مدیریت جامع منابع آب حوضه ی دریاچه ی ارومیه.
- مهندسین مشاور یکم، امور کشاورزی و اقتصادی اجتماعی. (۱۳۹۵). راهکارهای اجرایی کاهش ۴۰ درصدی مصرف آب کشاورزی حوضه رودخانه های زرينه رود و سيمينه رود (محدوده های مطالعاتی صائين قلعه و میاندوآب).
- میثاقی، ف.، محمدی، ک. (۱۳۸۵). پهنه بندی اطلاعات بارندگی با استفاده از روش های آمار کلاسیک و زمین آمار و مقایسه با شبکه های عصبی مصنوعی. مجله علمی کشاورزی. ۲۹ (۴).

وزارت نیرو دفتر برنامه ریزی کلان آب و آبفا، موسسه پژوهشی مهندسی راهبرد دانش پویا. (۱۳۹۱).

بررسی مسائل، چالش ها و فرصت های حوضه آبریز دریاچه ارومیه.

نادی، م.، جامعی، م.، بذرافشان، جنت رستمی، س. (۱۳۹۱). ارزیابی روش های مختلف درون یابی

داده های بارندگی ماهانه و سالانه (مطالعه موردی: استان خوزستان)، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی.

۴۴ (۴).

<https://earthdata.nasa.gov/labs/worldview/>

<http://earthexplorer.usgs.gov/>

<https://fao.org/>

<http://fao.org/docrep/s2022e/s2022e03.htm#TopOfPage>

<http://irimo.ir/>

<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/>

<https://maj.ir/>

<http://ogimet.com/gsynres.phtml.en>

<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>

<http://irimo.ir/>

<http://wrm.ir/>

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper 56. *FAO, Rome, 300*, D05109.

Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133, 380-394.

Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and Users Manual—Idaho Implementation, version, 1*, 97.

Baatz, M., Benz, U., Dehghani, S., Heynen, M., Hölthje, A., Hofmann, P., Lingenfelder, I., Mimler, M., Sohlbach, M., & Weber, M. (2001). eCognition user guide. *Definiens Imaging GmbH*

Bastiaanssen, W.G.M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Landbouwwuniversiteit te Wageningen.

Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229, 87-100.

Bastiaanssen, W., & Bos, M. (1999). Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. *Irrigation and Drainage Systems*, 13, 291-311.

Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212, 198-212

- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., & Jiang, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15
- Civco, D.L., Hurd, J.D., Wilson, E.H., Song, M., & Zhang, Z. (2002). A comparison of land use and land cover change detection methods. In *ASPRS-ACSM Annual Conference*
- de la Casa, A.C., Ovando, G.G., 2014. Climate change and its impact on agricultural potential in the central region of Argentina between 1941 and 2010. *Agricultural and Forest Meteorology* 195-196, 1–11.
- Doorenbos, J., and Pruitt, W.O., 1977, Guidelines for predicting crop water requirements, Irrigation and Drainage Paper No.24, (2d ed.): Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome, Italy, 156 p.
- Doran, J. (1994). The sensitivity of flux parameterizations to surface characteristics. In, *Science Team Meeting* (p. 73).
- Duda, R.O., Hart, P.E., & Stork, D.G. (2001). Pattern classification. 2nd. Edition. New York
- Espadafor, M., Lorite, I.J., Gavilan, P., Berengena, J., 2011. An analysis of the tendency of reference evapotranspiration estimates and other climate variables during the last 45 years in Southern Spain. *Agricultural Water Management* 98,1045–1061.
- Frohn, R. C., Reif, M., Lane, C., & Autrey, B. (2009). Satellite remote sensing of isolated wetlands using object-oriented classification of Landsat-7 data. *Wetlands*, 29(3), 931-941.
- Geneletti, D., & Gorte, B. (2003). A method for object-oriented land cover classification combining Landsat TM data and aerial photographs. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 1273-1286.
- Goovaerts, Pierre. "Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall." *Journal of hydrology* 228.1 (2000): 113-129.
- Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., & Tolck, J.A. (2008). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, 26, 223-237.
- Granger, R. (1997). Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In, *Proceedings of 3rd International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology* (pp. 71-81).
- Hassanzadeh, E., Zarghami, M., & Hassanzadeh, Y. 2012. Determining the main factors indeclining the Urmia Lake level by using system dynamics modeling. *Water Resources Management* 26(1), 129-145.
- Hatch, U., Jagtap, S., Jones, J., Lamb, M., 1999. Potential effects of climate change on agricultural water use in the southeast U.S. *Journal of the American Water Resources Association* 35 (6), 1551–1561.
- Huntingford, C., Verhoef, A., & Stewart, J. (1999). Dual versus single source models for estimating surface temperature of African savannah. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(1), 185-191.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., & Reginato, R.J. (1975). Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing. *Science*, 189, 991-992.
- Irmak, S., Kabenge, I., Skaggs, K.E., Mutibwa, D., 2012. Trend and magnitude of changes in climate variables and reference evapotranspiration over 116-yr period in the Platte River Basin, central Nebraska-USA. *Journal of Hydrology* 420-421, 228–244.

ITC, (2005). Integrated Water Resources Management for the Uromiyeh Basin, Iran. (PvW-02.048).

Jensen, J.R. (2005). Introductory digital image processing 3rd edition. In: Upper Saddle River: Prentice Hall. Ji, M., & Jensen, J.R. (1996). Fuzzy training in supervised image classification. *Geographic Information Sciences*, 2, 1-11.

Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S.I., Sheffield, J., Goulden, M.L., Bonan, G., Cescatti, A., Chen, J., de Jeu, R., Dolman, A.J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J., Law, B.E., Montagnani, L., Mu, Q., Mueller, B., Oleson, K., Papale, D., Richardson, A.D., Rouspard, O., Running, S., Tomelleri, E., Viovy, N., Weber, U., Williams, C., Wood, E., Zaehle, S., Zhang, K., 2010. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature* 467, 951–954.

Kustas, W.P., & Norman, J.M. (1999). Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 13-29.

Lewinski, S. (2007). Applying fused multispectral and panchromatic data of Landsat ETM+ to object oriented classification.

Lloyd, C. D. "Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain." *Journal of Hydrology* 308.1 (2005): 128-150.

Masoner, J.R., and others. Comparison of Irrigation Water Use Estimates in the Lake Altus Drainage Basin, Oklahoma and Texas, 2000 Growing Season—USGS/WRIR 03–4155.

Mitri, G. H., & Gitas, I. Z. (2002). The development of an object-oriented classification model for operational burned area mapping on the Mediterranean island of Thasos using LANDSAT TM images. *Forest Fire Research & Wildland Fire Safety*, 1-12.

Moazami, S., Golian, S., Kavianpour, M. R., & Hong, Y., (۲۰۱۳). Comparison of PERSIANN and V7 TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) products with rain gauge data over Iran. *International Journal of Remote Sensing*, 34(22), 8156-8171.

Nishida, K., Nemani, R. R., Running, S. W., & Glassy, J. M. (2003). An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D9).

Norman, J.M., Kustas, W.P., & Humes, K.S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263-293.

Raziei, T., Daryabari, J., Bordi, I., Modarres, R., Pereira, L.S., 2014. Spatial patterns and temporal trends of daily precipitation indices in Iran. *Climatic Change* 124, 239–253.

Roerink, G., Su, Z., & Menenti, M. (2000). S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25, 147-15.

Sánchez, J., Kustas, W., Caselles, V., & Anderson, M. (2008). Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1130-1143.

Senay, G.B., et al., Evaluating Landsat 8 evapotranspiration for water use mapping in the Colorado River Basin, *Remote Sensing of Environment* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.12.043>.

Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 85-100

Sun, Z., Wei, B., Su, W., Shen, W., Wang, C., You, D., & Liu, Z. (2011). Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. *Mathematical and Computer Modelling*, 54(3), 1086-1092.

Tabari, H., Marofi, S., Aeini, A., Talaei, P.H., Mohammadi, K., 2011. Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran. *Agricultural and Forest Meteorology* 151, 128–136.

Thomas, A., 2000. Spatial and temporal characteristics of potential evapo-transpiration trends over China. *International Journal of Climatology* 20, 381–396.

Tong, L., Kang, S., Zhang, L., 2007. Temporal and spatial variations of evapotranspiration for spring wheat in the Shiyang river basin in northwest China. *Agricultural Water Management* 87, 241–250.

Townshend, J., Huang, C., Kalluri, S., Defries, R., Liang, S., & Yang, K. (2000). Beware of per-pixel characterization of land cover. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 839-843.

U.S. Department of Agriculture, 1970, Soil Conservation Service, Irrigation Water Requirements, Technical Release no. 21, 88 p.

Vidal, A., & Perrier, A. (1989). Technical note Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1327-1337.

Zwart, WGM Bastiaanssen, (2007). SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. *Agriculture Water Management*.

پیوست ۱- اطلاعات ایستگاه‌های سینوپتیک

از میان ۲۹ ایستگاه سینوپتیک موجود در حوضه ارومیه، تنها اطلاعات اقلیمی ۱۱ ایستگاه تبریز، اهر، مراغه، میانه، ارومیه، خوی، مهاباد، ماکو، سنندج، سقز و سراب در دسترس می‌باشد. داده‌ها شامل اطلاعات اقلیمی دما (ماکزیمم، مینیمم، میانگین)، سرعت باد، رطوبت نسبی و ساعات آفتابی و برای سال ۲۰۱۴ میلادی است که در جدول پ-۱ آورده شده است. همچنین مقادیر انحراف معیار پارامترهای مذکور نسبت به میانگین سالانه برای هر ایستگاه به طور مجزا در جدول پ-۲ محاسبه گردیده است.

جدول پ-۱ - مقادیر میانگین سالانه پارامترهای اقلیمی برای ایستگاه‌های سینوپتیک حوضه دریاچه ارومیه

station	T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	T _{avg} (°C)	humidity(%)	u(m/s)	sunshine(hr)
tabriz	19.73671	8.326849	13.68712	52.12384	3.736	7.804384
ahar	17.72877	6.457808	11.77836	58.01397	3.248404	7.366027
maraghe	20.36767	9.078904	14.07151	49.89096	3.748557	8.234247
miane	22.0976	9.446707	15.27605	44.13353	1.889722	1.505389
khoy	20.29699	7.572055	13.75808	57.47178	1.589651	7.247945
mahabad	20.37479	7.897534	13.97534	52.13781	2.44711	9.263836
makoo	16.79096	6.970959	11.71096	59.47808	2.226638	6.777534
sanandaj	23.33014	6.664932	14.70466	46.55671	2.533107	8.292603
sarab	16.57863	2.834247	9.357534	61.76548	2.835847	7.830411
saghez	19.82137	4.176164	12.14712	55.35425	2.277247	8.11726
orumie	19.03945	5.54137	12.17753	58.34932	2.442237	7.982466
sum	216.1631	74.96753	142.6443	595.2757	28.97452	80.4221
mean	19.65119	6.81523	12.96766	54.11597	2.634047	7.3111

جدول پ-۲ - مقادیر انحراف معیار پارامترهای اقلیمی هر ایستگاه

station	Tmax	Tmin	Tavg	humidity(%)	u(m/s)	sunshine(hr)
tabriz	0.0855223	1.5116193	0.719463	-1.99213	1.101953	0.493284
ahar	-1.922423	-0.357422	-1.1893	3.898003	0.614357	0.054927
maraghe	0.7164812	2.2636741	1.103847	-4.22501	1.11451	0.923147
miane	2.4464148	2.6314766	2.308388	-9.98244	-0.74432	-5.80571
khoy	0.6457963	0.7568248	0.790422	3.355811	-1.0444	-0.06315
mahabad	0.7236045	1.0823042	1.007682	-1.97816	-0.18694	1.952736
makoo	-2.860231	0.1557289	-1.2567	5.362112	-0.40741	-0.53357
sanandaj	3.678947	-0.150298	1.736998	-7.55926	-0.10094	0.981503
sarab	-3.07256	-3.980983	-3.61013	7.649509	0.2018	0.519311
saghez	0.1701799	-2.639066	-0.82054	1.238277	-0.3568	0.80616
orumie	-0.611738	-1.27386	-0.79013	4.233345	-0.19181	0.671366

پیوست ۲- داده‌های زمینی مربوط به تخمین بارش

برای تولید لایه‌های بارش از ایستگاه‌های زمینی سینوپتیک سازمان هواشناسی و باران‌سنجی وزارت نیرو استفاده شده است که برای سال‌های ۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴ برای تولید نقشه از آنها استفاده گردید. نام ایستگاه‌ها و مشخصات هر کدام در جدول پ ۳ نشان داده شده است:

جدول پ ۳- نام و مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده در مطالعه

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	تبریز	سینوپتیک	46.28	38.8
۲	اهر	سینوپتیک	47.60	38.43
۳	سراب	سینوپتیک	47.38	37.93
۴	جلفا	سینوپتیک	45.60	38.93
۵	میانه	سینوپتیک	47.70	37.45
۶	مراغه	سینوپتیک	46.16	37.1
۷	کلبر	سینوپتیک	47.10	38.86
۸	سهند	سینوپتیک	46.11	37.93
۹	مرند	سینوپتیک	45.76	38.43
۱۰	بناب	سینوپتیک	46.60	37.33
۱۱	ماکو	سینوپتیک	44.23	39.23
۱۲	چالدران	سینوپتیک	44.24	39.04
۱۳	قرص الدین	سینوپتیک	45.00	38.55
۱۴	خوی	سینوپتیک	45.00	38.33
۱۵	سلماس	سینوپتیک	44.51	38.13
۱۶	ارومیه	سینوپتیک	45.03	37.4
۱۷	مهاباد	سینوپتیک	45.43	36.45
۱۸	بوکان	سینوپتیک	45.14	36.32
۱۹	پیرانشهر	سینوپتیک	45.09	36.42
۲۰	تسوج	باران‌سنجی	45.37	38.18
۲۱	زنجیره	باران‌سنجی	45.37	38.45
۲۲	دریان	باران‌سنجی	45.62	38.23
۲۳	شرفخانه	باران‌سنجی	45.47	38.18
۲۴	شانجان	باران‌سنجی	45.70	38.23
۲۵	شوردرق	باران‌سنجی	45.78	38.32
۲۶	صوفیان	باران‌سنجی	45.98	38.28
۲۷	شبستر	باران‌سنجی	45.68	38.18
۲۸	آشان	باران‌سنجی	46.30	37.50
۲۹	توپچی	باران‌سنجی	45.18	38.33

ادامه جدول پ ۳

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۳۰	سردشت	سینوپتیک	45.29	36.09
۳۱	تکاب	سینوپتیک	47.06	36.24
۳۲	کهریز	سینوپتیک	45.03	37.37
۳۳	میاندوآب	سینوپتیک	46.09	36.58
۳۴	شاهیندژ	سینوپتیک	46.31	36.37
۳۵	پلدشت	سینوپتیک	45.40	35.19
۳۶	قبقلو	باران سنجی	46.17	36.18
۳۷	دره پنه دان	باران سنجی	46.37	36.28
۳۸	پل آنیان(پل صاحب)	باران سنجی	46.43	36.20
۳۹	باغچه میشه	باران سنجی	46.75	36.50
۴۰	رحیم آباد(زرینه رود)	باران سنجی	46.72	36.38
۴۱	قوشخانه سفلی	باران سنجی	47.28	36.55
۴۲	ساریقمیش	باران سنجی	46.48	36.48
۴۳	چوبلوچه	باران سنجی	46.42	36.88
۴۴	میاندوآب(زرینه رود)	باران سنجی	46.12	36.97
۴۵	قره پاپاق	باران سنجی	45.75	36.15
۴۶	داشبند بوکان	باران سنجی	46.17	36.65
۴۷	گزل گنبد	باران سنجی	45.93	36.43
۴۸	سد شهید کاظمی	باران سنجی	46.55	36.57
۴۹	زنجیر آباد	باران سنجی	46.03	36.98
۵۰	رستمان	باران سنجی	46.50	36.12
۵۱	کلب رضاخان	باران سنجی	46.05	36.38
۵۲	رحیم خان	باران سنجی	46.23	36.80
۵۳	آلاسقل	باران سنجی	47.03	36.48
۵۴	منوچهر سنجاق	باران سنجی	46.00	36.78
۵۵	تلخاب	باران سنجی	46.95	36.95
۵۶	صائین دژ	باران سنجی	46.55	36.68
۵۷	قزل قبر	باران سنجی	46.65	36.58
۵۸	سد نوروزلو	باران سنجی	46.22	36.88
۵۹	نظام آباد	باران سنجی	45.93	37.05
۶۰	محمود آباد(قوره چای)	باران سنجی	46.43	36.58
۶۱	جان آقا	باران سنجی	46.47	36.95
۶۲	آفان	باران سنجی	45.63	36.53
۶۳	کوثر	باران سنجی	45.62	36.70
۶۴	بیطاس	باران سنجی	45.70	36.68
۶۵	گرد یعقوب	باران سنجی	45.70	37.00
۶۶	پی قلعه	باران سنجی	45.03	37.00

ادامه جدول پ ۳

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۶۷	دوربه	باران سنجی	45.18	37.12
۶۸	ماسو	باران سنجی	45.38	36.80
۶۹	چپر آباد	باران سنجی	45.13	36.97
۷۰	نقده	باران سنجی	45.38	36.97
۷۱	گردکاشان	باران سنجی	45.15	37.08
۷۲	یونسکو	باران سنجی	45.30	37.08
۷۳	داشخانه	باران سنجی	45.68	37.02
۷۴	گاگش علیا	باران سنجی	45.47	36.43
۷۵	پیه جیک	باران سنجی	45.27	36.98
۷۶	جاشیران	باران سنجی	45.27	36.98
۷۷	صوفیان(صوفیان جای)	باران سنجی	45.15	36.92
۷۸	درود(شیخان)	باران سنجی	45.02	36.95
۷۹	ناری (ارومیه)	باران سنجی	45.27	37.25
۸۰	سیاه قل	باران سنجی	45.62	36.63
۸۱	زیوه (مهآباد جای)	باران سنجی	45.58	36.60
۸۲	کامم	باران سنجی	45.72	36.57
۸۳	مهماندار	باران سنجی	45.60	36.95
۸۴	محمدشاه سفلی	باران سنجی	45.57	36.88
۸۵	اسلام آباد(چشمه دول)	باران سنجی	45.30	37.08
۸۶	بایزید آباد	باران سنجی	45.33	36.88
۸۷	آغبلاق	باران سنجی	45.10	37.17
۸۸	هاشم آباد بیبکران	باران سنجی	44.90	37.28
۸۹	دیزج (ارومیه)	باران سنجی	45.07	37.38
۹۰	ژار آباد	باران سنجی	44.97	37.22
۹۱	بابارود	باران سنجی	45.23	37.40
۹۲	بند ارومیه	باران سنجی	45.02	37.50
۹۳	گلخانه آبشور	باران سنجی	45.02	37.60
۹۴	گچی (گچی)	باران سنجی	44.72	37.82
۹۵	موش آباد	باران سنجی	45.20	37.70
۹۶	مرزسرو	باران سنجی	44.63	37.72
۹۷	تپیک	باران سنجی	44.90	37.67
۹۸	آباجالو سفلی	باران سنجی	45.13	37.72
۹۹	کلهور	باران سنجی	44.88	37.60
۱۰۰	گلخانه آبشیرین	باران سنجی	45.25	37.60
۱۰۱	مرکز پژوهشی ارومیه	باران سنجی	45.02	37.48
۱۰۲	کمپ ارومیه	باران سنجی	45.03	37.53
۱۰۳	دلو	باران سنجی	45.30	37.17

ادامه جدول پ ۳

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱۰۴	کهل علیا	باران سنجی	0.00	0.00
۱۰۵	قالقانو	باران سنجی	46.70	36.90
۱۰۶	قوزلو علیا	باران سنجی	46.67	36.22
۱۰۷	زره شوران	باران سنجی	47.07	36.70
۱۰۸	چهریق علیا	باران سنجی	44.60	38.08
۱۰۹	سلماس (شاپور)	باران سنجی	44.77	38.18
۱۱۰	نظرآباد (دریکچای)	باران سنجی	44.60	38.18
۱۱۱	اوربان	باران سنجی	44.73	38.33
۱۱۲	تمر (ارومیه)	باران سنجی	44.87	38.12
۱۱۳	یالقوز آغاج	باران سنجی	44.93	38.23
۱۱۴	قره باغ	باران سنجی	45.07	38.07
۱۱۵	ترکمن چای	باران سنجی	47.38	37.58
۱۱۶	سهزاب	باران سنجی	47.67	38.00
۱۱۷	سراب	باران سنجی	47.52	37.93
۱۱۸	قوریگل	باران سنجی	46.72	37.93
۱۱۹	لیقوان	باران سنجی	46.43	37.83
۱۲۰	هروی	باران سنجی	46.48	37.92
۱۲۱	سهلان	باران سنجی	46.12	38.18
۱۲۲	زینجناب	باران سنجی	46.33	37.85
۱۲۳	میرکوه حاجی	باران سنجی	47.50	38.03
۱۲۴	افشرد	باران سنجی	46.55	38.33
۱۲۵	تبریز	باران سنجی	46.32	38.08
۱۲۶	اسب خوران	باران سنجی	46.97	38.33
۱۲۷	جزیره اسلامی	باران سنجی	45.60	37.82
۱۲۸	برازین	باران سنجی	47.10	38.27
۱۲۹	گمتانچ	باران سنجی	46.35	38.45
۱۳۰	مهربان (چکه چای)	باران سنجی	46.12	38.07
۱۳۱	دیزناب	باران سنجی	46.73	37.83
۱۳۲	مرکید	باران سنجی	46.82	38.17
۱۳۳	قزل گچی	باران سنجی	47.33	37.97
۱۳۴	آلوچه ملک	باران سنجی	46.25	38.40
۱۳۵	کهل	باران سنجی	46.12	38.37
۱۳۶	کرکندی	باران سنجی	46.97	37.97
۱۳۷	خشکتاب	باران سنجی	47.12	38.07
۱۳۸	دوزدوزان	باران سنجی	47.10	38.27
۱۳۹	بخشایش	باران سنجی	46.97	38.12
۱۴۰	شنگل آباد	باران سنجی	47.10	37.75

ادامه جدول پ ۳

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱۴۱	اسکو	باران سنجی	46.12	37.92
۱۴۲	کندوان	باران سنجی	46.27	37.78
۱۴۳	گمبرف	باران سنجی	46.23	37.73
۱۴۴	شیرآمین	باران سنجی	45.90	37.67
۱۴۵	عجب شیر	باران سنجی	45.90	37.47
۱۴۶	خرمازرد	باران سنجی	46.17	37.43
۱۴۷	مراغه	باران سنجی	46.25	37.38
۱۴۸	بناب (صوفی چای)	باران سنجی	46.05	37.32
۱۴۹	مقانیچق	باران سنجی	46.42	37.33
۱۵۰	ملکان	باران سنجی	46.10	37.13
۱۵۱	قشلاق امیر	باران سنجی	46.28	37.30
۱۵۲	شیرین کنده (لیلان چای)	باران سنجی	46.27	37.02
۱۵۳	کرد ده	باران سنجی	46.43	37.52
۱۵۴	ساری قشلاق	باران سنجی	46.55	37.22

پیوست ۳- خطای روش‌های درون‌یابی نقشه بارش

روش‌های مختلفی برای درون‌یابی اطلاعات و تولید نقشه بارش وجود دارد. روش خانواده کریجینگ به عنوان مناسب‌ترین روش درون‌یابی داده‌های بارندگی انتخاب شد. همچنین روش‌هایی که از متغیر ارتفاع به عنوان متغیر کمی برای برآورد بارندگی استفاده می‌کنند، نسبت به روش‌های دیگر از دقت بالاتری برخوردارند (نادی و همکاران، ۱۳۹۱). در برخی مطالعاتی به منظور ارتقا نتایج اعتبار سنجی از ترکیب اطلاعات ثانویه استفاده شده است. در این میان مدل ارتفاعی رقومی (DEM) به طور بالقوه منبع ارزشمندی برای درون‌یابی اطلاعات بارش، به ویژه در مناطقی که ایستگاه‌های باران‌سنجی کم است به شمار می‌رود (Goovaerts 2000).

در این مطالعه همان‌طور که اشاره شد درون‌یابی بارش با دو روش کریجینگ و کوکریجینگ انجام گرفت. به منظور انتخاب مناسب‌ترین روش از طریق Cross Validation خطای حاصل محاسبه و با هم مقایسه شدند. خطای موجود در تولید نقشه بارش به تفکیک دو روش کریجینگ و کوکریجینگ برای ماه‌های مختلف سال‌های مورد مطالعه (۱۹۹۵، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۴) در جدول پ ۴ تا جدول پ ۶ آورده شده است. هرچند خروجی و خطاهای هر دو روش اختلاف چندانی با یکدیگر نداشتند، با این وجود روش کوکریجینگ عملکرد بهتری را ارائه داد.

جدول پ ۴- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی متقاطع دو روش درون‌یابی در سال ۱۹۹۵

ASE		RMSS		RMS		1995
CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	
14.88	14.9	1.06	1.04	15.70	15.72	ژانویه
18.49	19.59	1.14	1.08	21.39	21.36	فوریه
15.11	15.09	1.28	1.28	19.76	19.76	مارچ
37.83	37.81	1.19	1.19	45.3	45.3	آوریل
15.97	15.41	1.21	1.26	19.49	19.49	می
19.32	17.63	1.02	1.11	19.82	19.67	جون
5.63	4.36	0.97	1.26	5.49	5.53	جولای
0.002	0	41.50	28.28	0.26	0.26	اوت
6.64	6.63	1.29	1.29	8.72	8.72	سپتامبر
7.20	5.99	0.95	1.13	6.80	6.8	اکتبر
17.81	17.29	1.25	1.29	22.42	22.38	نوامبر
10.71	8.8	0.88	1.07	9.47	9.47	دسامبر

جدول پ ۵- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درونیابی در سال ۲۰۱۰

ASE		RMSS		RMS		2010
CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	
12.45	12.24	1.14	1.15	14.41	14.2	ژانویه
13.63	13.63	1.28	1.29	17.87	17.89	فوریه
14.523	15.15	1.36	1.3	20.64	20.27	مارچ
51.876	49.7	0.94	0.99	49.20	49.28	آوریل
14.331	13.21	1.41	1.53	20.45	20.42	می
4.52	4.94	1.91	1.72	8.65	8.61	جون
2.063	1.49	2.43	3.76	6.40	6.18	جولای
6.57	6.64	1.34	1.34	9.14	9.18	اوت
2.686	2.6	1.26	1.31	3.44	3.44	سپتامبر
5.954	5.8	1.10	1.1	6.59	6.55	اکتبر
1.522	1.7	1.64	1.31	2.67	2.48	نوامبر
6.975	1.21	1.2	0	8.51	8.54	دسامبر

جدول پ ۶- مقایسه ماهانه نتایج شاخص‌های خطا حاصل از صحت‌سنجی مقاطع دو روش درونیابی در سال ۲۰۱۴

ASE		RMSS		RMS		2014
CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	CoKriging	Kriging	
9.241	9.31	1.33	1.31	12.43	12.42	ژانویه
18.074	18.06	1.19	1.19	21.95	21.95	فوریه
18.942	19.86	1.29	1.23	25.02	25	مارچ
9.953	9.89	1.21	1.21	12.05	12.01	آوریل
11.62	12.29	1.36	1.23	15.90	15.41	می
8.103	7.5	1.12	1.21	9.20	9.2	جون
9.19	9.18	1.55	1.55	14.72	14.71	جولای
4.55	4.55	1.16	1.15	5.4	5.4	اوت
9.15	9.19	1.11	1.1	10.24	10.22	سپتامبر
25.754	22.76	1.12	1.27	29.19	29	اکتبر
22.702	22.3	1.14	1.12	26.06	25.33	نوامبر
16.608	15.26	1.14	1.24	19.22	19.25	دسامبر

پیوست ۴ - مراحل محاسبات مدل سبال

۱-مقدمه

محاسبات الگوریتم سبال اصلاح شده مطابق با جدول پ ۷ انجام شده است. هفت مرحله اصلی برای استفاده از سبال در مناطق دشت و کوهستانی وجود دارد که در نهایت به محاسبه شار گرمای نهان، تبخیر لحظه‌ای و بسط آن به روزانه و ماهانه می‌انجامد. این بخش براساس تصاویر ماهواره لندست ۸ تهیه شده است.

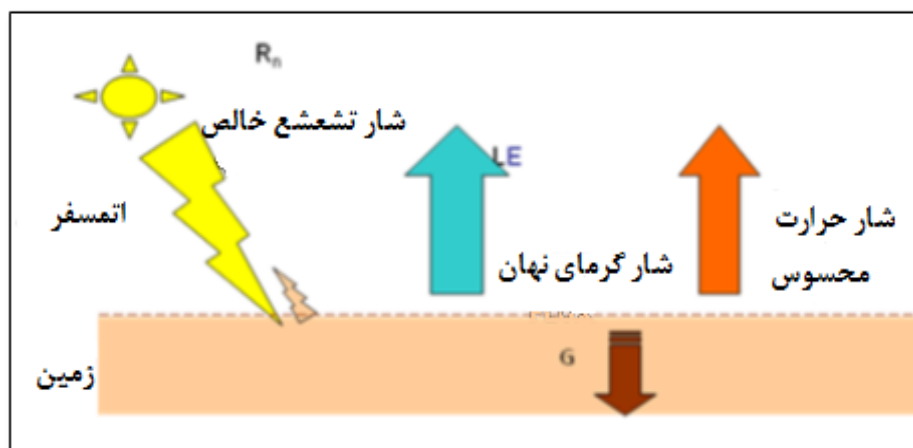
جدول پ ۷- مراحل محاسبه تبخیر تفرق لحظه‌ای

داده‌های ورودی: تصاویر ماهواره‌ای و اطلاعات هواشناسی
پردازش تصاویر: هندسی و رادیومتریکی
تولید نقشه DEM: شیب، Aspect و زاویه خورشید
محاسبه بازتاب سطحی
تولید پارامترهای مورد نیاز الگوریتم از جمله آلبدو، شاخص پوشش گیاهی و دمای سطحی
تعیین تابش خالص، شار حرارتی خاک و شار حرارتی محسوس
محاسبه تبخیر-تفرق روزانه و ماهانه

از آنجا که تصویر ماهواره‌ای تنها برای لحظه گذر ماهواره تأمین داده می‌کند، SEBAL یک شار لحظه‌ای ET برای زمان تصویر محاسبه می‌کند. شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل تصویر به عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی سطح همانند رابطه (پ-۱) تخمین زده می‌شود:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (\text{پ-۱})$$

که در آن، λET شار گرمای نهان تبخیر و تفرق ($W.m^{-2}$)، R_n شار تشعشع خالص در سطح زمین ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H جریان گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) می‌باشند (شکل پ ۱).



شکل پ ۱- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین

الگوریتم SEBAL توانایی قابل قبولی در تخمین مقدار ET برای مناطق زراعی مسطح دارد (Allen et al. 2002) ضمن اینکه مدل با ارائه تصحیحاتی (اصلاحات مربوط به ارتفاع، شیب و Aspect) می تواند برای مناطق کوهستانی نیز به کار گرفته شود که در محاسبه هر پارامتر به روش اصلاح آن نیز اشاره شده است.

۲- پارامترهای الگوریتم سبال

۱-۲- تعیین زاویه خورشید θ

زاویه ورود خورشیدی^۱ (θ)، همان طور که در شکل پ ۲ نشان داده شده است، زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. با فرض افقی بودن سطح زمین در مدل مسطح SEBAL، محاسبه θ بسیار ساده و در سطح منطقه مورد نظر ثابت است. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos \theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و Aspect سطح زمین بستگی دارد. رابطه (پ-۲) برای محاسبه $\cos \theta$ پیشنهاد شده است (Duffie and Beckman, 1991):

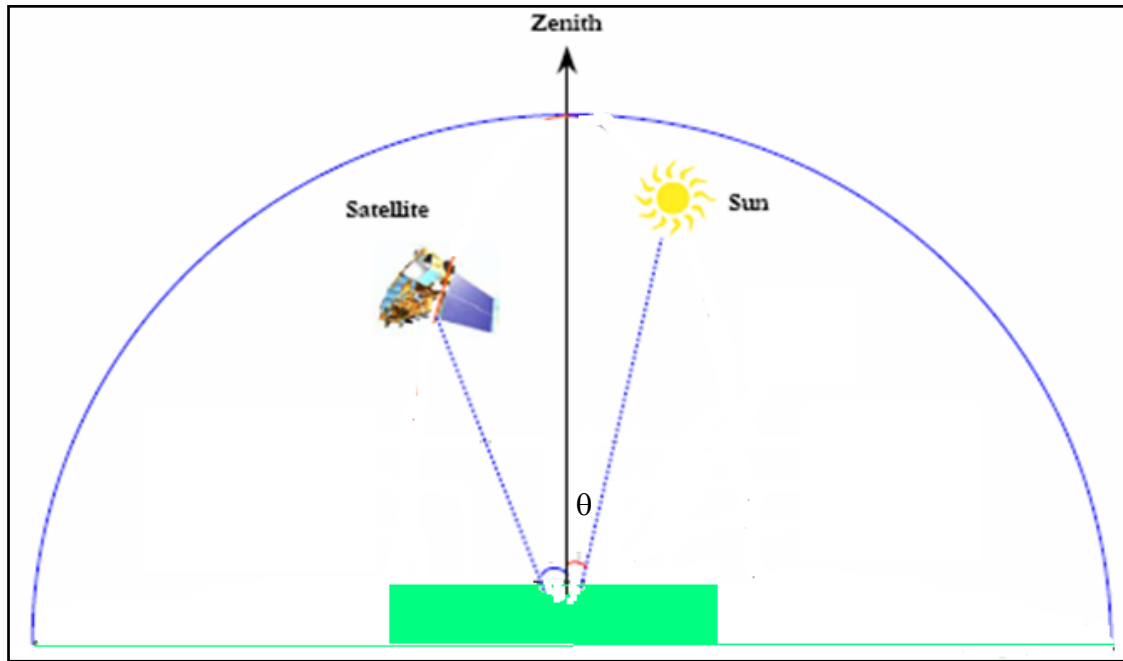
$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (\text{پ-۲})$$

در رابطه فوق، φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه، s شیب، ω زاویه ساعتی^۲، δ زاویه میل خورشید^۱ و γ زاویه Aspect سطحی می باشد (تمامی موارد فوق بر حسب رادیان می باشند). نقشه های شیب و Aspect با

^۱ solar incidence angle

^۲ hour angle

استفاده از لایه DEM تولید می گردند. محاسبه زاویه میل خورشید از رابطه (پ-۳) استفاده می شود (Cooper, 1969).



شکل پ ۲- زاویه ورود خورشیدی (θ)

$$\delta = 0.409 \sin \left(\frac{2\pi \cdot JD}{365} - 1.39 \right) \quad (\text{پ-۳})$$

که در اینجا JD روز ژولینی مورد بررسی می باشد.

زاویه ساعتی نیز تابعی از زمان استاندارد محلی (t) است و به صورت زیر تعریف می شود:

$$\omega = \frac{\pi}{12} \{ t + 0.06667 (L_z - L_m) + S_c \} - 12 \quad (\text{پ-۴})$$

که در اینجا t زمان گذر ماهواره بر حسب ساعت محلی (برای مثال برای ساعت ۱۰:۳۰، ۱۰/۵ نوشته می شود)، L_z طول جغرافیایی مرکز منطقه زمانی^۲ موجود در تصویر بر حسب دقیقه (که در این مطالعه منطقه زمانی مورد استفاده، تهران می باشد که طول جغرافیایی آن ۵۱/۴۲ درجه می باشد)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب دقیقه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^۳ می باشد که به صورت زیر اعمال می گردد:

^۱ solar declination

^۲ local time zone

^۳ Solar time

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (\text{پ-۵})$$

$$b = 2p(JD - 81) / 364 \quad (\text{پ-۶})$$

نقشه شیب از مشتقات نقشه DEM حوضه و بیان کننده وضعیت پستی بلندی سطح زمین است که تأثیر مهمی بر امواج بازتاب شده و محاسبات آن دارد.

۲-۲- گذردهی اتمسفری (τ_{sw})

با فرض شرایط اتمسفری بدون ابر و نسبتاً خشک، با استفاده از رابطه توصیه شده توسط FAO-56 از طریق رابطه (پ-۷) محاسبه شده است (Allen et al. 1998):

$$t_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (\text{پ-۷})$$

که در اینجا z ، ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر می باشد که در این محاسبات از نقشه DEM منطقه استفاده شده است. زاویه خورشید و جذب توسط بخار آب نیز می تواند بر این پارامتر تأثیر گذار باشد (Allen et al. 1996). این ضریب برای کاربردهای محلی می تواند به صورت مستقیم توسط اندازه گیری تابش خورشید در روز روشن و با هوای پاک اندازه گیری شود.

۲-۳- آلبدو

بر طبق رابطه (پ-۸) محاسبه می شود (Bastiaanssen et al. 1998):

$$\alpha = \frac{(\alpha_{toa} - \alpha_{atm})}{\tau_{\alpha}^2} \quad (\text{پ-۸})$$

که در آن:

α_{toa} : آلبدو و یا بازتاب بدون اصلاح اتمسفر برای هر پیکسل

α_{atm} : آلبدو جوی

τ_{sw} : گذردهی اتمسفری، که با استفاده از رابطه (پ-۷) محاسبه می شود.

مقدار آلبدو اتمسفری می تواند از طریق مدل انتقال تابشی به دست آید و به طور کلی بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴۰ واقع شده است (Allen et al. 2002). مقدار ۰/۰۳ با توجه به توصیه Allen در این مطالعه لحاظ شده است. با توجه به معادله (پ-۹) میزان آلبدو بدون اصلاح اتمسفر (α_{toa}) از طریق ترکیب خطی از بازتاب تک رنگ (RB) از باندهای بازتابی ۲ تا ۷ از OLI-Landsat 8 محاسبه می شود (Bernardo et al. 2016):

$$\alpha_{toa} = \rho_2 * r_2 + \rho_3 * r_3 + \rho_4 * r_4 + \rho_5 * r_5 + \rho_6 * r_6 + \rho_7 * r_7 \quad (\text{پ-۹})$$

که در آن بازتاب از هر یک از باندهای ۲ تا ۷ توسط رابطه (پ-۱۰) بدست می آید (Chander and Markham 2003):

$$r_b = \frac{(\text{Add}_{\text{ref},b} + \text{Mult}_{\text{ref},b} * \text{ND}_b)}{\cos \theta * d_r} \quad (\text{پ-۱۰})$$

که در آن:

ND_b : شدت هر پیکسل و باند (مقداری بین ۰ و ۶۵۳۶۵)

b : زیرنویس، به نمایندگی از هر یک از شش باند OLI

d_r : مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید می باشد که به وسیله رابطه (پ-۱۱) محاسبه می شود (Duffie and Beckman 1991):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos \left(\text{JD} \frac{2\pi}{365} \right) \quad (\text{پ-۱۱})$$

که در آن JD شماره روز مورد محاسبه (روز ژولینی) می باشد.

برای تعیین ضریب وزنی ρ_b ، ثابت خورشیدی k_b ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$) تخمین زده می شود در ارتباط با هر یک از باندهای بازتاب و برای این کار از معادله (پ-۱۲) استفاده می شود (Chander and Markham 2003):

$$k_b = \frac{\pi * L_b}{r_b * \cos \theta * d_r} \quad (\text{پ-۱۲})$$

که در آن L_b ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) رادیانس هر پیکسل برای باند b است. برای محاسبه L_b در هر پیکسل و باند از رابطه (پ-۱۳) استفاده می شود:

$$L_b = \text{Add}_{\text{rad},b} + \text{Mult}_{\text{rad},b} * \text{ND}_b \quad (\text{پ-۱۳})$$

مقدار ضریب وزنی ρ_b ، برای هر باند طیفی مطابق با رابطه (پ-۱۴) محاسبه می گردد (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2007)، که در جدول پ ۸ نیز قابل مشاهده است (Silva, Bernardo B. da, et al.):

$$\rho_b = \frac{k_b}{\sum k_b} \quad (\text{پ-۱۴})$$

جدول پ ۸- ضریب وزنی باندهای ماهواره لندست

باند ۷	باند ۶	باند ۵	باند ۴	باند ۳	باند ۲	
۰/۰۱۲	۰/۰۳۶	۰/۱۴۳	۰/۲۳۳	۰/۲۷۷	۰/۰۳	ضریب وزنی

۴-۲ شاخص های طیفی

شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می شود و از اختلاف بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ که در این محدوده نرمال شده به دست می آید. این شاخص برای ماهواره لندست ۸ همانند رابطه (پ-۱۵) برای باندهای ۴ و ۵ در نظر گرفته می شود.

$$NDVI = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad (\text{پ-۱۵})$$

شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک (SAVI) اولین بار توسط هیوت در سال ۱۹۸۸

ارائه گردید. از اهداف این شاخص به حداقل رساندن اثرات خاک پس زمینه بر روی سیگنال های پوشش گیاهی به وسیله ترکیب کردن فاکتور تنظیم کننده خاک با مخرج معادله شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده می باشد. دلایل دیگر استفاده از این شاخص این است که خطوط همپوش گیاهی موازی نیستند و این که به طور کامل یک نقطه را پوشش نمی دهند. شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک یک شاخص گیاهی مناسب برای محیط هایی با پوشش گیاهی کم می باشد که از رابطه (پ-۱۶) محاسبه می شود (Huete 1988):

$$SAVI = (1+L) \frac{\rho_5 - \rho_4}{L + \rho_5 + \rho_4} \quad (\text{پ-۱۶})$$

L فاکتور تعدیل کننده اثر خاک است که معمولاً با سعی خطا محاسبه می شود. اگر L صفر باشد شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک همانند شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده می باشد. برای مقادیر متوسط پوشش گیاهی L حدود ۰/۵ در نظر گرفته می شود. عبارت L+1 تضمین می کند که حدود این شاخص همانند شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده بین -۱ و +۱ قرار بگیرد. در مطالعه حاضر مقدار L برابر ۰/۵ انتخاب شد.

شاخص سطح برگ (LAI) نسبت کل مساحت تمامی برگ‌های یک گیاه به مساحت اراضی نمایش

داده شده به وسیله گیاه می‌باشد. این شاخص به وسیله رابطه (پ-۱۷) قابل محاسبه است. که در آن، مقدار

SAVI برای هر منطقه مجزا محاسبه شده است (Campbell and Norman, 1989).

$$LAI = - \frac{\ln \left(\frac{0.69 - SAVI_{ID}}{0.59} \right)}{0.91} \quad (\text{پ-۱۷})$$

۲-۵- محاسبه گسیلمندی

برای محاسبه گسیلمندی از روش آستانه گذاری شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال شده (NDVI) استفاده

شده است (Sobrino et al. 2004). پس از محاسبه NDVI، توان تشعشعی مطابق موارد زیر محاسبه

می‌شود:

• اگر $0.2 < NDVI < 0$ باشد، در این مورد پیکسل به عنوان خاک لخت در نظر گرفته می‌شود و

گسیلمندی میانگین، ۰/۹۷ می‌باشد.

• اگر $NDVI > 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل‌ها با پوشش گیاهی کامل در نظر گرفته می‌شوند و

گسیلمندی برابر با ارزش ثابت ۰/۹۹ است.

• اگر $0.2 < NDVI < 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل مخلوطی از خاک لخت و پوشش گیاهی

است و گسیلمندی بر اساس رابطه (پ-۱۸) محاسبه می‌شود.

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d\varepsilon \quad (\text{پ-۱۸})$$

که پارامترهای این رابطه به صورت زیر است:

ε_v گسیلمندی پوشش گیاهی برابر با ۰/۹۹

ε_s گسیلمندی خاک برابر با ۰/۹۷

و P_v کسر پوشش گیاهی بوده که بر اساس رابطه (پ-۱۹) محاسبه می‌گردد (Sobrino et al. 2004):

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (\text{پ-۱۹})$$

پس از محاسبه P_v پارامتر $d\varepsilon$ همانند رابطه (پ-۲۰) به دست می‌آید:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (\text{پ-۲۰})$$

F، یک ضریب شکلی است که مقدار میانگین آن با فرض توزیعات هندسی متفاوت سطوح ۰/۵۵ می باشد (Sobrino et al. 2004).

۲-۶- محاسبه دمای سطح زمین (LST)

۲-۶-۱- دمای روشنایی

برای محاسبه دمای روشنایی ابتدا باید داده‌های مادون قرمز حرارتی به رادیانس تبدیل شود در واقع بعد از انجام کالیبراسیون و پس از استفاده از عکس قانون پلانک (برای تبدیل رادیانس به دمای روشنایی) لازم است تصحیحات اتمسفری انجام و دمای روشنایی به دمای واقعی تبدیل شود (علوی پناه، کاظم ۱۳۸۶).

تبدیل واریانس طیفی به دمای جسم سیاه از رابطه‌ی پلانک برای تبدیل مقادیر تابش طیفی به دمای جسم سیاه استفاده شد که مراحل به شرح ذیل می باشد:

برای ماهواره لندست ۸ تبدیل اعداد رقومی (DN) به رادیانس طیفی با استفاده از رابطه (پ- ۲۱) به دست می آید که مقادیر ML و AL از متادیتا تصویر استخراج گردید:

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (\text{پ- ۲۱})$$

L_{λ} = TOA spectral radiance

M_L = RADIANCE_MULT_BAND_X, where x is the band number

A_L = RADIANCE_ADD_BAND_X, where x is the band number

Q_{cal} = Quantized and calibrated standard product pixel values (DN)

دمای متناظر با انرژی تابشی دریافتی از سطحی که پدیده یا شیء توسط سنجنده است که از حل معکوس

رابطه پلانک مشابه رابطه (پ- ۲۲) به دست می آید:

$$T_b = \frac{hc / k\lambda}{\ln\left(\frac{2hc^2\lambda^{-5}}{L_{\lambda}} + 1\right)} = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (\text{پ- ۲۲})$$

c = سرعت نور ($2.998 \times 10^8 (m/s)$)

h = ثابت پلانک ($6.626 \times 10^{-34} (Js)$)

k = ثابت استفان بولتزمن ($1.3807 \times 10^{-23} (JK^{-1})$)

L_{λ} = رادیانس ($Wm^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1}$)

λ (μm) طول موج مرکزی هر باند =

k_1, k_2 (Wm⁻² μm⁻¹sr⁻¹) ضریب کالیبراسیون =

که در محاسبه دمای روشنایی مذکور، ضرایب برای باند ۱۰ لندست ۸ همانند جدول پ ۹ آورده شده است.

جدول پ ۹- ضرایب K1 و K2 (کالیبراسیون دمای روشنایی) برای سنجنده Landsat (OLI)

ضرایب	K ₁	K ₂
باند ۱۰	۷۷۴/۸۹	۱۳۲۱/۰۸

محاسبه‌ی توان تشعشعی مرحله‌ی مهمی در تهیه‌ی نقشه‌ی دمای سطح زمین است. محاسبه‌ی توان تشعشعی در

رابطه (پ-۱۸) توضیح داده شده است و رابطه (پ-۲۳) شکل ساده شده توان تشعشعی را بیان می‌کند:

$$\varepsilon = 0.004P_v + 0.986 \quad (\text{پ-۲۳})$$

درنهایت برای محاسبه دمای سطح زمین به درجه سانتی گراد از رابطه (پ-۲۴) استفاده شده است.

$$ST = \frac{T_b}{1 + (\lambda \times \frac{T_b}{p}) \times \ln \varepsilon} \quad (\text{پ-۲۴})$$

$$p = h \times c / k \quad (\text{پ-۲۵})$$

۲-۶-۲- تصحیح لایه دما با استفاده از نقشه DEM

به صورت کلی (در محدوده تروپوسفر تا ۱۲ کیلومتری از سطح زمین)، با هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع، ۵-۶ درجه سانتی گراد دمای هوا با فرض اشباع بودن توده هوا (Wet lapse rate) کاهش می‌یابد. به دلیل وجود تعادلی قوی بین دمای سطح و دمای هوا، معمولاً با افزایش ارتفاع روند کاهش دمای سطح نیز مشاهده می‌شود. در الگوریتم SEBAL فرض بر وجود رابطه‌ای خطی بین دمای سطح و اختلاف دمای هوا در دو ارتفاع مشخص (dT) می‌باشد. اما این دمای سطح می‌بایست با یک سطح مرجع هماهنگ شود تا dT با دقت بیشتری مورد محاسبه قرار گیرد. در غیر این صورت، ارتفاعاتی که دمای پایین تری را نشان می‌دهند ممکن است به اشتباه نواحی با نرخ تبخیر تعرق واقعی بالا تشخیص داده شوند. به همین جهت، در روش اصلاح شده، نقشه دمای سطح اولیه (Ts) را با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر مورد اصلاح ارتفاعی قرار می‌گیرد (Allen et al. 2002):

$$T_{s_dem} = T_s + 0.0065 \Delta z \quad (\text{پ-۲۶})$$

که در اینجا Δz اختلاف ارتفاع هر پیکسل با سطح مبنا می باشد. این سطح مبنا معمولاً ارتفاع از سطح دریا در یک ایستگاه هواشناسی و یا ارتفاعی در تصویر می باشد که نماینده مناطق زراعی مورد محاسبه می باشد. گفتنی است دمای اصلاح شده سطح زمین، در مناطق کوهستانی و در محاسبه شار حرارتی محسوس استفاده و در محاسبه سایر ترم ها از جمله تابش طول موج بلند خروجی از دمای سطح واقعی و یا اصلاح نشده استفاده می شود (Allen et al. 2002).

۳- محاسبه اجزای بیلان انرژی

۳-۱- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

میزان تشعشع ورودی و خروجی در سطح زمین شامل تشعشع با طول موج کوتاه و طول موج بلند می باشد. میزان تشعشع خالص از تفاضل این تشعشعات ورودی به خروجی حاصل می شود که محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) با استفاده از رابطه ذیل است:

$$R_n = (1 - \alpha) R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_0) R_L \downarrow \quad (\text{پ-۲۷})$$

که در آن، $R_s \downarrow$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_L \downarrow$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_L \uparrow$ تابش خروجی طول موج بلند می باشند (تمامی پارامترهای فوق بر حسب وات بر مترمربع می باشند). α آلبدو و ε_0 گسیلندگی سطح می باشند.

۳-۱-۱- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$)

تابش طول موج کوتاه به عنوان طول موج بین ۰/۱۷ تا ۴ میکرومتر تعریف شده است. شار تابشی طول موج کوتاه ورودی مجموع شارهای تابشی مستقیم^۱ و نفوذی^۲ رسیده به سطح زمین (بر حسب W/m^2) می باشد. این شار با فرض شرایط بدون ابر مطابق رابطه (پ-۲۸) محاسبه می شود:

$$R_s = G_{sc} \cos \theta d_r t_{sw} \quad (\text{پ-۲۸})$$

که در رابطه فوق، G_{sc} ثابت خورشیدی (برابر 1367 Wm^{-2})، $\cos \theta$ کسینوس زاویه برخورد اشعه خورشید به زمین، d_r مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید و t_{sw} نیز مقدار گذردهی اتمسفری می باشد.

^۱ direct

^۲ diffuse

مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید (d_r) به وسیله رابطه (پ-۲۹) محاسبه می شود (Duffie and Beckman 1991):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\text{JD} \frac{2\pi}{365} \right) \quad (\text{پ-۲۹})$$

۳-۱-۲- تابش طول موج بلند خروجی ($R_{L\uparrow}$)

تابش طول موج بلند خروجی، شار تابشی حرارتی است که از سطح زمین به اتمسفر منتشر می شود (W.m^{-2}). این پارامتر در الگوریتم SEBAL با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن محاسبه می شود:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \times \sigma \times T_s^4 \quad (\text{پ-۳۰})$$

که در آن، ε_o گسیلندگی سطح باند گسترده^۱ (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)، و T_s دمای سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\uparrow}$ از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می تواند تغییر نماید.

۳-۱-۳- تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$)

تابش طول موج بلند ورودی، شار تابشی حرارتی رو به پایین از اتمسفر می باشد (W.m^{-2}). این پارامتر نیز با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن به صورت زیر محاسبه می شود.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (\text{پ-۳۱})$$

که در آن، ε_a گسیلندگی اتمسفر (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)، و T_a دمای هوا در نزدیکی سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\downarrow}$ از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می تواند تغییر کند. همچنین محاسبه گسیلندگی اتمسفر با استفاده از رابطه (پ-۳۲)، استخراج و محاسبه می گردد (Bastiaanssen 1995):

$$\varepsilon_a = 1.08(-\ln \tau_{sw})^{0.265} \quad (\text{پ-۳۲})$$

در این رابطه τ_{sw} گذردهی اتمسفری می باشد که توسط رابطه (پ-۷) محاسبه می شود.

^۱broad-band

دمای هوای مورد استفاده در رابطه (پ- ۳۱)، در روش SEBAL معمولی، دمای هوای پیکسل سرد (T_{cold}) می باشد. در روش اصلاح شده، این دما برای هر پیکسل با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر اصلاح می شود (Allen et al. 2002).

$$T_{cold(each\ pixel)} = T_{cold} + 0.0065\Delta Z \quad (\text{پ- ۳۳})$$

که در این رابطه ΔZ برابر است با ارتفاع پیکسل سرد منهای ارتفاع هر پیکسل. ارتفاع پیکسل سرد با استفاده از نقشه DEM منطقه و با وارد کردن مختصات این پیکسل به دست می آید.

۳-۲- شار گرمایی زمین (G)

شار گرمایی زمین درواقع نرخ ذخیره حرارت در خاک و گیاه در اثر انتقال است. این شار که در اثر تشعشع خورشید در طول روز ایجاد می شود به اعماق نیمرخ خاک، تغییرات درجه حرارت، ظرفیت گرمایی خاک و ضریب هدایت گرمایی خاک بستگی دارد. الگوریتم SEBAL ابتدا نسبت G/R_n را با استفاده از رابطه تجربی (پ- ۳۴) تخمین می زند (Bastiaanssen 2000):

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (\text{پ- ۳۴})$$

که در آن، T_s دمای سطح اصلاح نشده (K)، α آلبدوی سطح (Broadband Albedo) و $NDVI$ شاخص پوشش گیاهی است.

مقادیر G/R_n برای آب و برف به صورت ذیل در نظر گرفته می شود (Allen et al. 2002):

➤ اگر $NDVI < 0$ باشد، آن سطح آب فرض می گردد. ($G/R_n = 0.5$)

➤ اگر $T_s < 4$ و $\alpha > 0.45$ باشد، آن سطح برف فرض می گردد. ($G/R_n = 0.5$)

به طور کلی می توان گفت در تخمین نسبت G به R_n برای سطوح خاک و گیاه از رابطه (پ- ۳۴) و برای

دیگر سطوح مقدار ۰/۵ استفاده شود (Allen et al. 2002).

در مناطق کوهستانی نیز روند تخمین G به شکل فوق می باشد و نیازی به اصلاح T_s و سایر پارامترها

نمی باشد.

۳-۳- شار حرارتی محسوس (H)

شار حرارتی محسوس میزان گرمای انتقال یافته به صورت همرفت و بر اثر اختلاف دما می باشد. تفاوت اصلی الگوریتم های سنجش از دور در برآورد تبخیر-تعرق، محاسبه این پارامتر است. شار حرارتی محسوس (H)، انتقال جریان انرژی از طریق هوا در اثر گرادیان دما است. فرمول ریاضی شار حرارتی محسوس مبتنی بر تئوری انتقال توده های گرما و اندازه حرکت بین سطح و محیط نزدیک سطح و به دست آوردن مقاومت آئرو دینامیکی است. برای به دست آوردن جریان گرمای محسوس از روش سعی و خطا و تکرار معادلات مربوط با در نظر گرفتن سایر پارامترها استفاده می شود. رابطه بکار رفته جهت محاسبه این ترم مطابق ذیل می باشد (Allen et al. 2002):

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (\text{پ-۳۵})$$

که در آن، ρ چگالی هوا [1.225 kg.m^{-3}], C_p گرمای ویژه در فشار معین [$1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$], $dT[\text{K}]$ اختلاف دمای هوای بین دو ارتفاع مشخص (که طبق پیشنهاد (Allen et al. 2002) در این مطالعه 0.1 متر و 2 متر در نظر گرفته می شود) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت [day.m^{-1}] است. حل رابطه (پ-۳۵) به جهت وجود دو پارامتر نامشخص، r_{ah} و dT مشکل است. جهت تسهیل این محاسبه، از دو پیکسل "سرد" و "گرم" (که در آن ها می توان H را پیش بینی نمود و dT را تخمین زد) و سرعت باد در یک ارتفاع مشخص استفاده شده است. مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) و شار حرارتی محسوس مطابق با روابط ارائه شده در الگوریتم محاسبه می شوند.

برای محاسبه مقدار r_{ah} و H نیاز به تعیین شاخصی تحت عنوان شاخص شرایط پایدار وجود دارد. مقدار L برای تعیین شرایط پایدار اتمسفری تعریف می شود. اگر مقدار $L < 0$ باشد شرایط اتمسفر ناپایدار است. برای $L > 0$ اتمسفر پایدار و $L = 0$ شرایط خنثی تلقی می شود.

r_{ah} و H در یک فرآیند تکراری محاسبه می شود (شکل پ ۳) در گام اول با فرض شرایط پایدار مقدار اولیه r_{ah} محاسبه می گردد. در گام دوم فرض مرحله قبل (پایداری) بررسی می شود و اگر شرایط خنثی نباشد با اضافه شدن پارامترهای $\psi_{h(z1)}$ ، $\psi_{h(z2)}$ و محاسبات تکرار می شود تا r_{ah} پایدار و dt در پیکسل گرم همگرا شود. z_1 ارتفاع نزدیک به صفحه تغییر مکان صفر^۱ برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2

¹Zero plane displacement

ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین تر از لایه مرزی سطح^۱ می باشد. بر اساس تحلیل های تجربی مقدار Z_1 برابر ۰/۱ و مقدار Z_2 برابر ۲ متر در نظر گرفته می شود (Allen et al. 2002).

۳-۴ طول زبری مونتوم

طول زبری مونتوم (Z_{om}) با استفاده از روابط تجربی الگوریتم SEBS و با استفاده از نقشه LAI محاسبه می شود (Su et al., 2001). روابط زیر نحوه محاسبه این متغیر را نمایش می دهد.

$$\frac{u_*}{u(h)} = c_1 - c_2 * e^{(-c_3 * C_d * LAI)}$$

$$c_1 = 0.320; \quad c_2 = 0.264; \quad c_3 = 15.1; \quad C_d = 0.2$$

$$n_h = C_d * \frac{LAI}{2 * \frac{u_*^2}{u(h)^2}}$$

$$\frac{d}{h} = 1 - \frac{(1 - e^{(-2 * n_h)})}{(2 * n_h)}$$

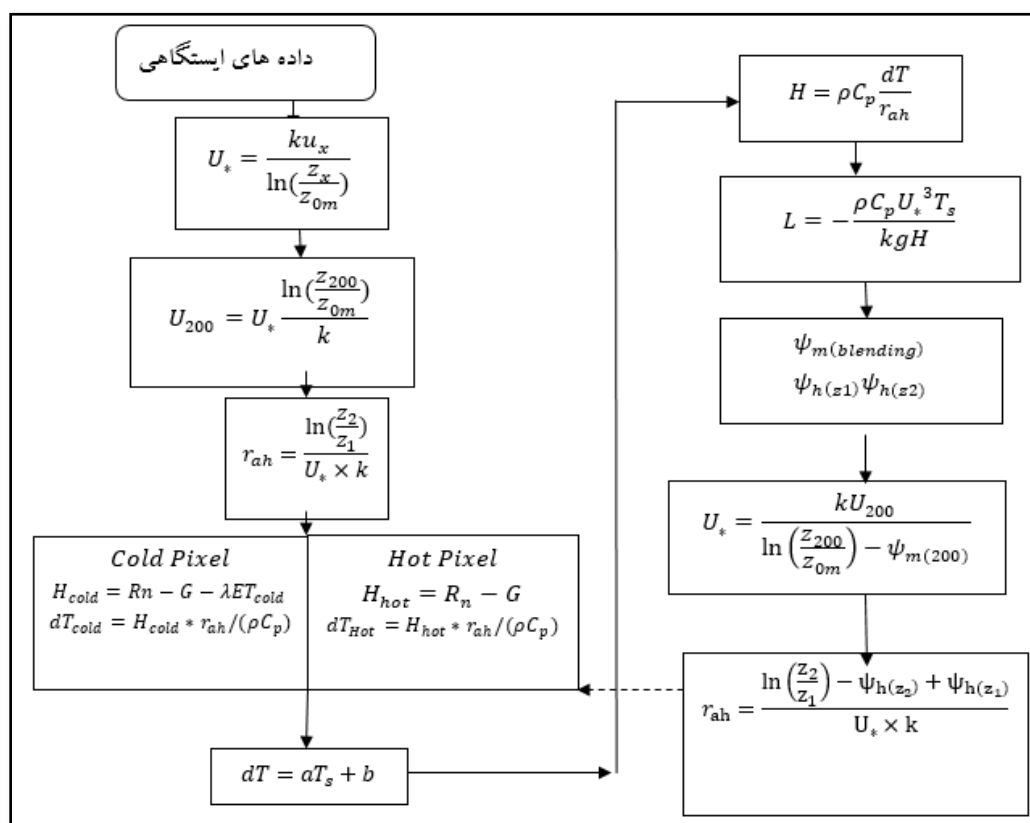
$$\frac{Z_{om}}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) * e^{-k * \frac{u(h)}{u_*}}$$

در مناطق کوهستانی لازم است طول زبری مونتوم (Z_{om}) براساس شیب منطقه با استفاده از رابطه (پ-۳۶) اصلاح شود:

$$Z_{om(mnt)} = Z_{om} \times [1 + (slope - 5) / 20] \quad (\text{پ-۳۶})$$

که در آن slope نقشه شیب منطقه (برحسب رادیان) می باشد. روند محاسبه r_{ah} را می توان در شکل پ ۳ ملاحظه نمود.

¹ Surface boundary layer



شکل پ ۳- فرآیند محاسبه r_{ah}

۳-۴-۱- سرعت اصطکاکی

سرعت اصطکاکی (u_*) برای شرایط اتمسفری خنثی با استفاده از داده‌های ایستگاه سینوپتیک تولید می‌شود.

$$u_* = \frac{k u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (\text{پ-۳۷})$$

که در آن، u_x سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه هواشناسی که معمولاً سرعت در ارتفاع ۱۰ متری است (m.s^{-1}), k ثابت بدون بعد فون کارمن (۰/۴۱) و z_{0m} طول زبری مومنتم برای هر پیکسل (m) می‌باشد. در مرحله بعد سرعت باد در ارتفاعی که هیچ‌گونه تأثیری از زبری سطح برای آن قابل تصور نمی‌باشد (۲۰۰ متر) محاسبه می‌گردد (شکل پ ۴). رابطه U_{200} در واقع همان رابطه (U_*) می‌باشد.

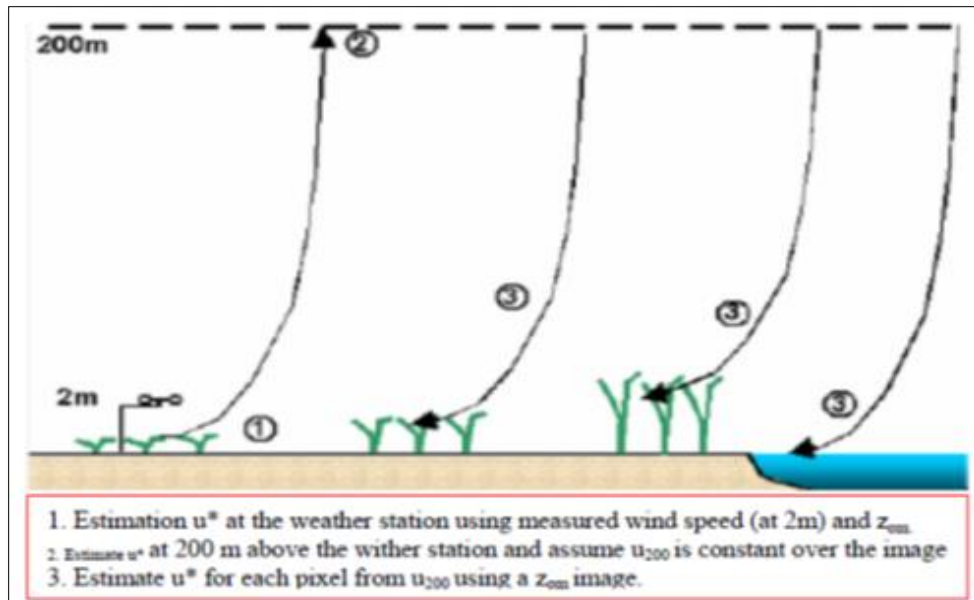
$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (\text{پ-۳۸})$$

در مناطق کوهستانی لازم است تا سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری بر اساس تأثیرات ارتفاعی اصلاح

گردد. بنابراین ضریب وزنی سرعت باد در کوهستان به صورت رابطه (پ-۳۹) تعیین می‌گردد:

$$\omega = 1 + 0.1 \left[(h - H) / 1000 \right] \quad (\text{پ-۳۹})$$

که در آن مقصود از h ارتفاع هر پیکسل و H ارتفاع مکانی که سرعت باد اندازه گیری شده، می باشد. U_{200} در هر پیکسل با ضرب کردن در ضریب ω تنظیم می شود.



شکل پ ۴- تأثیر زبری بر سرعت باد

در گام بعدی مقدار u_* برای تمامی پیکسل ها توسط رابطه زیر محاسبه می شود:

$$u_* = \frac{k * u_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right)} \quad (\text{پ-۴۰})$$

۳-۵- مقاومت آئرو دینامیکی

مقدار مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت توسط رابطه زیر محاسبه می شود:

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{u_* * k} \quad (\text{پ-۴۱})$$

که در آن، z_1 و z_2 ارتفاع منتخب بر حسب متر، u_* سرعت اصطحکاک (m/s) و k ثابت ($۰/۴۱$) است.

۳-۶- پیکسل‌های سرد و گرم

الگوریتم SEBAL جهت محاسبات نرخ تبخیر تعرق واقعی، از دو پیکسل مبنا جهت تعیین حدود بالا و پایین بیلان انرژی در سطح استفاده می‌کند. این دو پیکسل بر اساس نظر کاربر تعیین شده و متکی بر تجربه است. نام "پیکسل سرد" و "پیکسل گرم" برای آن‌ها انتخاب شده است. انتخاب این پیکسل‌ها تأثیر قابل ملاحظه‌ای در کیفیت محاسبات ET دارد. SEBAL Manual، نحوه انتخاب پیکسل‌های "سرد" و "گرم" را تشریح کرده است.

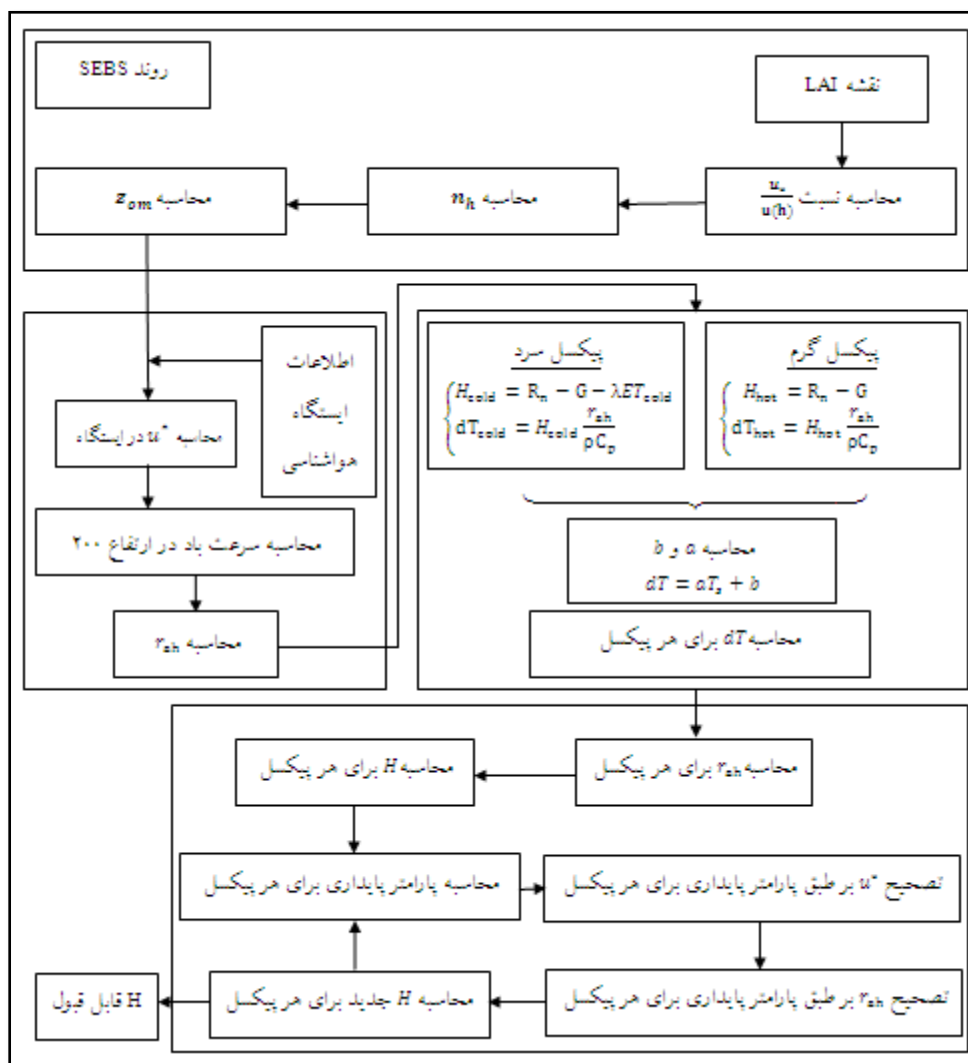
در ادامه مراحل فرآیند محاسباتی و فرمول‌های مربوط به ترتیب اشاره شده است. جهت محاسبه شار حرارتی محسوس از رابطه (پ-۳۵)، لازم است اختلاف دما در نزدیکی سطح زمین (dT) برای هر پیکسل تعیین گردد. این پارامتر در واقع اختلاف دما را در دو سطح ارتفاعی z_1 و z_2 را نشان می‌دهد. از آنجا که اندازه‌گیری‌ها در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می‌گردد که رابطه‌ای خطی بین dT و T_s برقرار است:

$$dT = b + aT_s \quad (\text{پ-۴۲})$$

که در آن a و b ضرایب همبستگی می‌باشند.

در مناطق کوهستانی، جهت به دست آوردن تخمین مناسب‌تر از dT لازم است که دمای سطح بکار رفته در این رابطه بر اساس ارتفاع، تنظیم و اصلاح شود. بنابراین در مدل اصلاح شده SEBAL در مناطق کوهستانی، یک نقشه دمای سطح مصنوعی با هدف محاسبه dT تولید می‌شود. در این لایه فرض می‌شود همان‌طور که در پروفیل دمای هوا نیز مشاهده می‌شود، نرخ کاهش دمای سطح با توجه به ارتفاع افزایش پیدا می‌کند. دمای سطح اصلاح شده بر اساس DEM منطقه از رابطه (پ-۳۳) به دست می‌آید.

لازم به ذکر است که لایه T_s مصنوعی تولید شده در این بخش، در تخمین dT و انتخاب پیکسل‌های گرم و سرد مورد استفاده قرار می‌گیرد و در محاسبه مربوط به تشعشع طول موج بلند خروجی کاربرد ندارد. جهت تعیین این ضرایب، SEBAL از دو پیکسل سرد و گرم که می‌توان در آن‌ها مقدار H را به شکل قابل قبولی محاسبه نمود، استفاده می‌کند. در مورد تخمین dT و H می‌توان به موارد زیر اشاره نمود (شکل پ ۵).



شکل پ ۵- فرآیند تکراری برای محاسبه مقدار شار حرارتی محسوس (H)

بر اساس (Allen et al. 2002) می توان نرخ ET در پیکسل "سرد" را ۱/۰۵ برابر تبخیر تعرق پتانسیل گیاه مرجع در نظر گرفت. بنابراین H و dT در پیکسل سرد مطابق روابط (پ-۴۳) و (پ-۴۴) قابل محاسبه است:

$$H_{cold} = R_n - G - 1.05\lambda ET_0 \quad (\text{پ-۴۳})$$

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{a_{cold}} / (\rho_{cold} \times c_p) \quad (\text{پ-۴۴})$$

برای محاسبه تبخیر تعرق مرجع در محل پیکسل سرد از شکل استاندارد شده رابطه ASCE Penman-Monteith استفاده خواهد شد (ASCE-EWRI 2005). رابطه زیر شکل استاندارد شده رابطه تبخیر تعرق گیاه

مرجع ASCE برای گام‌های زمانی ساعتی و روزانه را نشان می‌دهد. مقادیر ثابت‌های C_n و C_d از جدول پ ۱۰ تعیین می‌گردد.

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (\text{پ-۴۵})$$

که در آن،

ET_0 : تبخیر تعرق گیاه مرجع (mm.day^{-1} یا mm.hour^{-1})

R_n : تشعشع خالص در سطح پوشش گیاهی [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$] یا [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{hour}^{-1}$]

G : شار گرمایی خاک [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$] یا [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{hour}^{-1}$]

T : میانگین روزانه یا ساعتی دمای هوا در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری [C]

U_2 : میانگین روزانه یا ساعتی سرعت باد در ارتفاع ۲ متری [m.s^{-1}]

e_s : میانگین فشار بخار اشباع در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری؛ [kPa] برای محاسبات روزانه، میانگین e_s

محاسبه شده برای دمای هوای حداقل و حداکثر

e_a : میانگین فشار بخار واقعی در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری [kPa]

Δ : شیب منحنی دما- فشار بخار [kPa.C^{-1}]

γ : ثابت سایکرومتریک [kPa.C^{-1}]

جدول پ ۱۰- مقادیر ثابت C_n و C_d جهت محاسبه تبخیر تعرق مرجع [FAO-PM, table A-1, 2005]

واحد اندازه‌گیری برای ET_0	ET مرجع بلندمدت		گام زمانی محاسبات
	C_n	C_d	
mm.d^{-1}	۱۶۰۰	۰/۳۸	روزانه و ماهانه
mm.d^{-1}	۶۶	۰/۲۵	ساعتی در روز
mm.d^{-1}	۶۶	۱/۷	ساعتی در شب

به منظور محاسبه ثابت سایکرومتریک، فشار بخار اشباع، فشار بخار واقعی و شیب منحنی فشار بخار از روابط زیر استفاده گردیده است:

$$\gamma = \frac{C_p}{\epsilon \lambda} = 0.665 * 10^{(-3)} P \quad (\text{پ-۴۶})$$

γ : ثابت سایکرومتریک [kPa.C^{-1}]

P: فشار اتمسفر [kPa]

λ : گرمای نهان تبخیر، $[MJ.kg^{-1}.C^{-1}] 2/45$

C_p : گرمای ویژه در فشار ثابت، $[MJ.kg^{-1}.C^{-1}] 1/0.13 \times 10^{-3}$

ε : نسبت وزن مولکولی بخار آب به هوای خشک (معادل 0/622)

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (\text{پ-۴۷})$$

T_{mean} : دمای هوا $[^{\circ}C]$

T_{max} : حداکثر دمای هوای روزانه $[^{\circ}C]$

T_{min} : حداقل دمای هوای روزانه $[^{\circ}C]$

$$e_s(T_{mean}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T_{mean}}{T_{mean} + 273}\right] \quad (\text{پ-۴۸})$$

$$\Delta = \frac{2504 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2} \quad (\text{پ-۴۹})$$

Δ : شیب منحنی دما-فشار بخار [kPa/C]

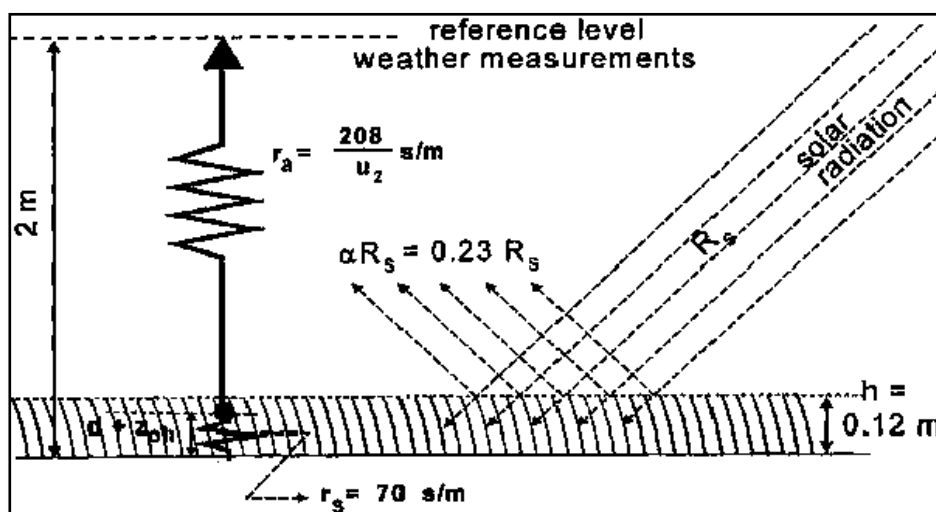
در محاسبه e_s ، در صورت محاسبه برای بازه زمانی روزانه، از دمای متوسط روزانه T استفاده می گردد:

$$e_a = e_s(T_{dew}) = 0.6188 \exp\left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew} + 237.3}\right] \quad (\text{پ-۵۰})$$

T_{dew} : دمای نقطه شبنم $[^{\circ}C]$

جهت محاسبه e_a از داده های لحظه ای ایستگاه های سینوپتیک در زمان عبور ماهواره استفاده شده است.

مشخصات گیاه مرجع نیز به صورت شماتیک در شکل پ ۶ نمایش داده شده است.



شکل پ ۶- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI 2005)

در پیکسل "گرم" (خشک)، که از سطحی خشک و فاقد پوشش گیاهی انتخاب می شود فرض می گردد که نرخ تبخیر تعرق واقعی برابر صفر است. در پیکسل سرد نیز که در محلی مرطوب و آبیاری شده و با پوشش گیاهی کامل انتخاب می گردد فرض بر وجود بیشترین نرخ تبخیر تعرق واقعی می باشد (Allen et al. 2002). با محاسبه dT_{hot} ، dT_{cold} و با استفاده از دمای سطح پیکسل های مورد نظر می توان مقادیر a و b را به دست آورد. بدین ترتیب در هر پیکسل، مقدار dT قابل تعیین است.

با استفاده از رابطه $T_a = T_s - dT$ ، دمای هوا تعیین شده و با استفاده از آن، تخمینی از چگالی هوا (ρ) در پیکسل های "سرد" و "گرم" به دست می آید.

در این مرحله با استفاده از رابطه ۱۸ مقدار شار حرارتی محسوس (H) برای هر پیکسل در شرایط اتمسفری خنثی به دست می آید.

جهت وارد نمودن تأثیرات شناوری که از گرم شدن سطح ناشی می شود، SEBAL از تئوری Monin-Obukhov در یک روند تکراری استفاده می کند. شرایط پایداری اتمسفر، بخصوص در شرایط خشک، تأثیر زیادی بر مقاومت آنرودینامیکی (r_{ah}) داشته و لازم است در محاسبه شار حرارتی محسوس (H) در نظر گرفته شود. SEBAL جهت اصلاح تأثیرات شناوری، محاسبه H را در یک روند تکراری ادامه می دهد تا مقدار r_{ah} پایدار شود.

طول Monin-Obukhov (L) جهت تعیین شرایط پایداری اتمسفر در این روند تکراری محاسبه می -

گردد:

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (\text{پ-۵۱})$$

که در آن، ρ چگالی هوا (kg/m^3)، C_p حرارت مخصوص هوا (1001 J/kg/K)، u_* سرعت اصطکاکی (m/s)، T_s دمای سطح (K)، g ثابت جاذبه (9.81 m/s^2)، و H شار حرارتی محسوس (W/m^2) است. مقادیر L شرایط پایداری اتمسفر را تعریف می‌کند. اگر $L < 0$ ، اتمسفر غیر پایدار، اگر $L > 0$ اتمسفر پایدار و اگر $L = 0$ اتمسفر خنثی در نظر گرفته می‌شود. با توجه به شرایط اتمسفری، مقادیر اصلاح پایداری برای مونتوم و انتقال حرارت (ψ_m و ψ_h) با استفاده از روابط زیر محاسبه شده است (Webb et al. 1971).

اگر $L < 0$ باشد، شرایط غیر پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTan} (x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (\text{پ-۵۲})$$

$$\Psi_{h(z)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(z)}^2}{2} \right) \quad (\text{پ-۵۳})$$

که در آن،

$$x_{(z)} = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{0.25} \quad (\text{پ-۵۴})$$

و اگر $L > 0$ باشد، در شرایط پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (\text{پ-۵۵})$$

$$\Psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (\text{پ-۵۶})$$

اگر $L = 0$ باشد شرایط اتمسفر خنثی: $\psi_m = 0$ و ψ_h

در این مرحله مقدار اصلاح شده سرعت اصطکاکی (u_*) با توجه به شرایط اتمسفر محاسبه می‌گردد:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(200)}} \quad (\text{پ-۵۷})$$

که در آن، u_{200} سرعت باد در ۲۰۰ متر (m.s^{-1})، k ثابت فون کارمن (0.41)، z_{0m} طول زبری برای هر پیکسل (m)، و $\psi_m(200m)$ اصلاح پایداری برای انتقال مونتوم در ۲۰۰ متر است.

با اصلاح سرعت اصطکاکی، می توان مقدار اصلاح شده برای مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) را در هر مرحله تکرار بدین ترتیب به دست آورد:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (\text{پ-۵۸})$$

که کلیه پارامترها در بندهای قبل معرفی شده اند.

در ادامه مراحل کار از بند سوم با محاسبه dT آغاز شده و به ترتیب بالا ادامه پیدا می کند. این روند تکراری آن قدر ادامه پیدا می کند تا r_{ah} و dT_{hot} در پیکسل "گرم" به مقداری پایدار میل پیدا کند. در نهایت مقدار نهایی شار حرارتی محسوس در هر پیکسل قابل محاسبه می باشد.

۷-۳- تخمین تبخیر تعرق

۷-۳-۱- تبخیر تعرق لحظه ای

ارتفاع تبخیر تعرق لحظه ای از رابطه (پ-۵۹) قابل محاسبه است:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda \rho_w} \quad (\text{پ-۵۹})$$

که در آن ET_{inst} تبخیر تعرق لحظه ای (mm.hr^{-1})، ۳۶۰۰ تبدیل زمان از ثانیه به ساعت و λ گرمای نهان تبخیر یا گرمای جذب شده در هنگامی که یک کیلو گرم آب تبخیر می شود (J.kg^{-1}) و ρ_w چگالی آب (معادل ۱۰۰۰ Kg.m^{-3}) می باشد. λET (W m^{-2}) بیانگر شار گرمای نهان تبخیر می باشد که طبق رابطه (پ-۱) از تفاضل G و H از Rn بدست می آید.

نسبت ET مرجع (ET_0F^1) نیز به عنوان نسبت ET لحظه ای (ET_{inst}) در هر پیکسل به ET مرجع (ET_0) که با استفاده از داده های هواشناسی به دست آمده، مطابق رابطه زیر تعریف می شود:

$$ET_r F = \frac{ET_{inst}}{ET_0} \quad (\text{پ-۶۰})$$

که در آن ET_{inst} از رابطه $\gamma\gamma$ (mm.hr^{-1}) و ET_0 تبخیر تعرق گیاه مرجع (mm.hr^{-1}) در زمان تصویر است. $ET_r F$ جهت تبدیل ET لحظه ای به دوره ۲۴ ساعته بکار می رود.

¹reference ET fraction

۳-۷-۲- تبخیر تعرق روزانه

در الگوریتم SEBAL جهت محاسبه ET روزانه فرض می گردد که $ET_r F$ لحظه ای معادل میانگین ۲۴ ساعته این پارامتر است. بنابراین ET_{24} برحسب ($mm.day^{-1}$) از رابطه (پ-۶۱) محاسبه می شود:

$$ET_{24} = ET_r F \times ET_{0-24} \quad (پ-۶۱)$$

که در آن ET_{0-24} مقدار تجمعی ET_0 ۲۴ ساعته در روز تصویر است.

۳-۷-۳- تبخیر تعرق فصلی

نقشه تبخیر تعرق فصلی با استفاده از داده های تبخیر تعرق ۲۴ ساعته تخمین زده می شود. مراحل تبدیل از ۲۴ ساعت به فصلی به شرح زیر است:

۱. تعیین طول فصل موردنظر
۲. تعیین دوره زمانی که هر تصویر ماهواره ای در فصل موردبررسی، نماینده آن تعداد روز می باشد.
۳. محاسبه ET_0 تجمعی برای دوره زمانی که تصویر نماینده آن می باشد که به سادگی مجموع مقادیر ET_0 روزانه در این دوره زمانی را شامل می شود.
۴. محاسبه ET تجمعی در هر دوره زمانی با توجه به رابطه زیر است:

$$ET_{period} = ET_r F_{period} \cdot \sum_{1}^n ET_{0-24} \quad (پ-۶۲)$$

که در آن، $ET_r F_{period}$ نماینده $ET_r F$ در آن دوره، ET_{0-24} مقدار روزانه ET_0 ، و n تعداد روزهای دوره زمانی است. واحد ET_{period} میلی متر و ET_{0-24} برحسب mm/day می باشد.

در نهایت ET فصلی از مجموع مقادیر ET_{period} برای طول فصل برحسب میلی متر به دست می آید.

مراجع پیوست

- علوی پناه، سید کاظم. (۱۳۸۶). سنجش از دور حرارتی و کاربرد آن در علوم زمین. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- نادی، م.، جامعی، م.، بذرافشان، جنت رستمی، س. (۱۳۹۱). ارزیابی روش های مختلف درون یابی داده های بارندگی ماهانه و سالانه (مطالعه موردی: استان خوزستان)، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی. ۴۴ (۴).

www.fao.org

Allen, R., Pruitt, W., Businger, J., Fritschen, L., Jensen, M., & Quinn, F. (1996). Chapter 4 "Evaporation and Transpiration" in ASCE Handbook of Hydrology. New York, NY, 125-252

Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and Users Manual—Idaho Implementation, version, 1*, 97

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome, 300*, D05109

Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 133, 380-394

ASCE-EWRI (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. In: ASCE Reston

Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*, 229, 87-100

Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of hydrology*, 212, 198-212

Bastiaanssen, W.G.M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Landbouwniversiteit te Wageningen

Bernardo Silva, B. D., Braga, A. C., Braga, C. C., de Oliveira, L. M., Montenegro, S. M & Barbosa Junior, B. (2016). Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. *Revista Brasileira de Engenharia Agricola e Ambiental*, 8-3,(1)20.

Chander, G., & Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41, 2674-2677

Cooper, P. I. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Solar energy*, 12(3), 333-346.

Campbell, G.S. and Norman, J.M., 1989. The description and measurement of plant canopy structure. In: G. Russell, B. Marshall and P.G. Jarvis (Editors), *Plant Canopies*:

Their Growth, Form, and Function. Society for Experimental Biology: 31. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 1 -19.

Duffie, J. Y Beckman WA (1991) Solar Engineering of Thermal Processes. In: Wiley Interscience, New York.

Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of hydrology*, 228, 113-129

Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., & Tolk, J.A. (2008). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation science*, 26, 223-237.

Huete, A.R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25, 295-309.

Silva, B. B. D., Braga, A. C., Braga, C. C., de Oliveira, L. M., Montenegro, S. M., & Barbosa Junior, B. (2016). Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 20(1), 3-8

Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment* 440-434, 90.

Webb, R. L., Eckert, E. R. G., & Goldstein, R. (1971). Heat transfer and friction in tubes with repeated-rib roughness. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 14(4), 601-617.



Urmia Lake Restoration Program



Sharif University of Technology
Remote Sensing Research Center

water consumption and agricultural land use Monitoring in Lake Urmia basin

Technical Manager

Maryam Emadzadeh, Peyman saemian

Authors

AmirHossein
Ahrari

Mohsen
Gholizadeh

Mercede Taheri

Peyman saemian

Maryam Emadzadeh

Fateme Kordi

Ahmad Najafi

Nima Karimi

June 2016

