



ستاد احیای دریاچه ارومیه



دانشگاه صنعتی شریف

مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)

بیان آب حوضه دریاچه ارومیه و شناسایی مناطق با بیشترین مصرف آب کشاورزی با استفاده از تصاویر Landsat در سال ۲۰۱۶ و ۲۰۱۷ میلادی

مدیر پروژه

محمد دانش یزدی

تهیه کنندگان

مریم ثقفیان

جواد رحمانی

کد سند

TR-۹۹-۰۲

دی ماه ۱۳۹۹



| شناسه سند | | | |
|------------------------------|--|--|--|
| عنوان سند | | | بیان آب حوضه دریاچه ارومیه و شناسایی مناطق با بیشترین مصرف آب کشاورزی با استفاده از تصاویر Landsat در سال ۲۰۱۶ و ۲۰۱۷ میلادی |
| نوع سند | | گزارش فنی (TR) <input checked="" type="checkbox"/> | خلاصه مدیریتی (ES) <input type="checkbox"/> |
| | | پروپوزال (PR) <input type="checkbox"/> | یادداشت فنی (TN) <input type="checkbox"/> |
| | | یادداشت تحقیقی (RN) <input type="checkbox"/> | مقاله (AR) <input type="checkbox"/> |
| | | خروجی غیررسمی (RM) <input type="checkbox"/> | |
| کد سند | | | |
| TR-۹۹-۰۲ | | | |
| شماره قرارداد | | | |
| تاریخ قرارداد | | | |
| کارفرما | | | |
| ستاد احیای دریاچه ارومیه | | | |
| گروه فنی | | | |
| محمد دانش یزدی، مسعود تجریشی | | | |
| هماهنگ کننده اجرایی | | | |
| نیما مرادطلب | | | |
| مدیر فنی طرح | | | |
| محمد دانش یزدی | | | |
| کارشناسان فنی طرح | | | |
| تاریخ انتشار | | | |
| ۱۳۹۹ | | | |
| ویرایش | | | |
| اول | | | |

| تعریف | نوع سند |
|---|---------------------|
| Peer review شده با فرایند داوری خیلی دقیق و جدی و دارای محتوی علمی مفصل و ویرایش شده ادبی و فنی | گزارش فنی (TR) |
| همانند گزارش فنی است با این تفاوت که مطالب مفصل نبوده و داوری جدی نشده است. | یادداشت فنی (TN) |
| خلاصه‌ای از یک کار تحقیقاتی یا مطالعاتی که برای مدیران و بارگذاری روی سایت تنظیم شده است. | خلاصه مدیریتی (ES) |
| جهت پاسخگویی به سؤالات و ابهامات و یا آموزش و یادگیری از تکنیک‌ها و الگوریتم‌هایی که کاربرد آن برای مطالعات و پروژه‌های مرکز می‌باشد. | یادداشت تحقیقی (RN) |
| نتیجه کار تحقیقی که تکمیل نشده و لذا داوری جدی نشده و ارزیابی عمیق و ویراستاری روی آن صورت نگرفته و به صورت غیررسمی برای اطلاع عموم در اختیار قرار گرفته است. | خروجی غیر رسمی (RM) |
| پیشنهادیه انجام پروژه | پروپوزال (PR) |
| مقالات فارسی و انگلیسی | مقاله (AR) |

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 شکوفا شدن 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.

خلاصه مدیریتی

بخش عمده ای از منابع آب در حوضه دریاچه ارومیه در بخش کشاورزی مصرف می شود به طوریکه طبق مطالعات برنامه مدیریت ریسک خشکسالی در این حوضه، بیش از ۹۰ درصد مصارف آب حوضه متعلق به بخش کشاورزی می باشد (کارگروه مدیریت پایدار منابع آب و کشاورزی، ۱۳۹۱). طی حداقل دو دهه اخیر، عواملی همچون خشکسالی و استفاده بی رویه از منابع آبی حوضه باعث بروز بحران آبی در حوضه و خشک شدن دریاچه ارومیه شد. به منظور شناخت منابع و مصارف در حوضه ابتدا باید مؤلفه‌های معادله بیان آب که بیانگر اجزای ورودی و خروجی آب به یک حوضه هستند، تعیین گردد. پایش تغییرات زمانی و مکانی اجزای بیان آب می تواند در برنامه ریزی و مدیریت صحیح حوضه آبریز کمک شایانی نماید. بدین منظور در تحقیق حاضر مقادیر بارش، تبخیر از خاک، تبخیر-تعرق از گیاهان و تبخیر از سطح دریاچه در مقیاس ماهانه در یک دوره زمانی دو ساله (سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶) در حوضه دریاچه ارومیه تخمین زده شد. برای تعیین میزان تبخیر و تعرق واقعی (ET_a)^۱ ماهانه که سهم عمده‌ای در تغییرات ذخیره آب حوضه دارد، از الگوریتم SEBAL و تصاویر ماهواره Landsat-۸ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر استفاده گردید.

طبق نتایج، حجم و ارتفاع کل بارش در حوضه به ترتیب برابر ۲۱/۹ میلیارد مترمکعب و ۴۲۳ میلی متر در سال ۱۶-۲۰۱۵ و برابر با ۱۶/۲ میلیارد مترمکعب و ۳۱۴ میلی متر در سال ۱۷-۲۰۱۶ بوده است. متوسط ارتفاع سالانه ET_a در سال اول برابر ۳۵۷ میلی متر و در سال دوم برابر ۲۷۴ میلی متر بوده به طوریکه حجم ET_a حوضه در این دو سال به ترتیب برابر با ۱۷/۶ و ۱۳/۵ میلیارد متر مکعب در سال بدست آمده که تقریباً ۸۰ درصد از کل بارش حوضه را شامل می شود. این میزان بارش و تبخیر-تعرق منجر به افزایش حجم ذخیره آب حوضه به میزان ۳/۷۲ میلیارد متر مکعب در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۰/۳ میلیارد متر مکعب در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶ شده است. این در حالی است که بر اساس مطالعه فائو در سال‌های آبی ۱۴-۲۰۱۳ و ۱۵-۲۰۱۴، تغییرات ذخیره حوضه در آن دو سال منفی بوده است. طبق مطالعه فائو، در سال ۱۴-۲۰۱۳ مقدار تغییرات ذخیره آب حوضه ۰/۳۹ و در سال ۱۵-۲۰۱۴ ۰/۰۱ میلیارد متر مکعب کاهش یافته است. با توجه به اینکه متوسط بارش ۱۱ ساله اخیر در حوضه دریاچه ارومیه ۳۳۰/۲ میلی متر و متوسط

^۱ Actual Evapotranspiration

بارش ۵۰ ساله ۳۴۱/۷ میلی متر بوده است (شرکت مدیریت منابع آب ایران، ۱۳۹۹)، میانگین بارش در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ به مراتب بیشتر از میانگین بارش ۱۱ ساله و ۵۰ ساله حوضه بوده و بنابراین مقدار تغییرات ذخیره آب حوضه در سال ۱۶-۲۰۱۵ قابل توجه می‌باشد. با این وجود، نتایج بررسی‌های بیشتر حاکی از آن بود که بارش حوضه در این سال بیش از حد برآورد شده است که می‌تواند دلیل دیگری برای حجم بالای محاسبه شده برای ذخیره آب حوضه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ باشد.

با توجه به اهمیت استفاده بهینه از منابع آبی حوضه و در راستای نقشه راه احیای دریاچه ارومیه، بررسی وضعیت مصارف کشاورزی در مهم‌ترین دشت‌های حوضه نیز در این مطالعه انجام گرفته است. برای این منظور از نقشه‌های ET_a تولید شده در این مطالعه با پوشش زمانی و مکانی مناسب و همچنین نقشه‌های الگوی کشت حوضه استفاده شده است. نیاز خالص آبی و درصد آب مازاد بر مصرف مصوب محصولات تحت کشت در سطح دشت‌های مهم حوضه که شامل دشت‌های ارومیه، سلماس، میاندوآب، مهاباد و تبریز هستند، از خروجی‌های این بخش بوده است. در سال آبی اول بیشترین میزان ET_a به ترتیب در دشت‌های میاندوآب، ارومیه و مهاباد، سلماس و تبریز با مقادیر ۶۶۸، ۶۶۱، ۶۰۰، ۴۸۳ و ۴۷۸ میلی متر صورت گرفته است. در سال آبی دوم نیز به ترتیب دشت‌های مهاباد و میاندوآب، تبریز، ارومیه و سلماس با مقادیر ۶۵۱، ۶۱۱، ۵۸۹، ۴۸۹ و ۲۹۸ میلی متر بیشترین میزان ET_a را داشته‌اند. مقدار درصد آبیاری مازاد بر مصرف مصوب در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های زراعی ۱۳۹۴-۹۵ و ۱۳۹۵-۹۶ در جدول ۱ ارائه شده است. طبق این جدول، میزان آبیاری مازاد بر مصرف مصوب در سال زراعی ۱۳۹۴-۹۵ در دشت‌های سلماس، میاندوآب و مهاباد مثبت بوده است. همچنین، بیشترین مصرف مازاد در سال زراعی ۱۳۹۵-۹۶ متعلق به دشت‌های میاندوآب و مهاباد بوده است که این مشاهدات حاکی از آن است که این مناطق از منظر اصلاح کشاورزی و روش‌های آبیاری می‌باید در اولویت اقدام قرار گیرند.

جدول ۱. درصد آبیاری مازاد بر مصرف مصوب در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه

| سال زراعی ۱۳۹۵-۹۶ | سال زراعی ۱۳۹۴-۹۵ | نام دشت |
|-------------------|-------------------|----------|
| ۹/۸ | -۱۲/۱ | ارومیه |
| -۹۵/۳ | ۱۰۰/۱ | سلماس |
| ۳۴/۳ | ۴۲/۳ | میاندوآب |
| -۳۱/۷ | ۳۷/۵ | مهاباد |
| -۳۸/۵ | -۳۶ | تبریز |

فهرست مطالب

| | |
|--|----|
| ۱- مقدمه | ۱ |
| ۲- مروری بر پیشینه مطالعات | ۳ |
| ۲-۱- مطالعات بیان آب حوضه دریاچه ارومیه و حوضه های مشابه آن | ۳ |
| ۲-۲- روشهای برآورد مولفه‌های معادله بیان | ۶ |
| ۲-۲-۱- روشهای موجود برای برآورد ET | ۶ |
| ۲-۲-۲- مطالعات ET در حوضه دریاچه ارومیه | ۱۲ |
| ۳- مشخصات منطقه مورد مطالعه | ۱۵ |
| ۴- روش شناسی | ۱۶ |
| ۴-۱- معادله بیان آب | ۱۷ |
| ۴-۲- بارش | ۱۷ |
| ۴-۳- تبخیر و تعرق (ET) | ۱۸ |
| ۴-۳-۱- مدل SEBAL | ۱۹ |
| ۴-۳-۲- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) | ۱۹ |
| ۴-۳-۳- سپیدایی | ۲۰ |
| ۴-۳-۴- تابش طول موج بلند خروجی ($R_{L\uparrow}$) | ۲۰ |
| ۴-۳-۵- تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$) | ۲۱ |
| ۴-۳-۶- شار گرمایی زمین (G) | ۲۴ |
| ۴-۳-۷- شار حرارتی محسوس (H) | ۲۴ |
| ۴-۳-۸- سرعت اصطکاکی برای گیاه مرجع ($u * grass$) در شرایط اتمسفری خنثی | ۲۶ |
| ۴-۳-۹- سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری | ۲۶ |

| | |
|----|--|
| ۲۷ | ۱۰-۳-۴- سرعت اصطکاکی (u^*) در شرایط اتمسفری خنثی |
| ۲۷ | ۱۱-۳-۴- مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (Γ_{ah}) در شرایط اتمسفری خنثی |
| ۲۷ | ۱۲-۳-۴- محاسبه شار حرارتی محسوس در شرایط اتمسفری خنثی برای هر پیکسل |
| ۲۸ | ۱۳-۳-۴- اعمال تأثیرات شناوری |
| ۳۰ | ۱۴-۳-۴- ET واقعی روزانه ($ET_{a,24}$) |
| ۳۱ | ۱۵-۳-۴- محاسبه ET مرجع (ET_r) |
| ۳۳ | ۱۶-۳-۴- پیش پردازش تصاویر Landsat |
| ۳۴ | ۱۷-۳-۴- موزاییک کردن تصاویر هم مسیر |
| ۳۶ | ۱۸-۳-۴- حذف پیکسل های ابر و سایه |
| ۳۶ | ۱۹-۳-۴- اجرای مدل SEBAL در پایتون (PySEBAL) |
| ۳۷ | ۲۰-۳-۴- تبدیل لایه ET روزانه به لایه ET ماهانه |
| ۳۷ | ۲۱-۳-۴- پر کردن پیکسل های بدون داده (Gap-filling) |
| ۳۸ | ۱-۲۱-۳-۴- استفاده از چند تصویر برای تخمین ET در یک ماه |
| ۳۹ | ۲-۲۱-۳-۴- Gap-filling زمانی |
| ۳۹ | ۳-۲۱-۳-۴- Gap-filling مکانی |
| ۴۱ | ۴-۴- تبخیر از سطح دریاچه |
| ۴۱ | ۵-۴- تهیه نقشه پوشش گیاهی و نیاز آبی خالص و شناسایی مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی |
| ۴۲ | ۱-۵-۴- بارش مؤثر |
| ۴۳ | ۲-۵-۴- تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_p) |
| ۴۴ | ۳-۵-۴- نیاز خالص آبیاری و میزان مصرف مازاد بر نیاز |
| ۴۴ | ۵-۵-۴- داده های استفاده شده |
| ۴۴ | ۱-۵-۵- داده های هواشناسی |

| | |
|----|---|
| ۴۶ | ۲-۵- داده های خاک |
| ۴۶ | ۳-۵- داده های ماهواره ای |
| ۴۹ | ۶- نتایج |
| ۴۹ | ۱-۶- بارش |
| ۵۰ | ۱-۱-۶- مقایسه مقادیر بارش ماهانه از محصولات TRMM و NDMWC |
| ۵۳ | ۲-۱-۶- صحت سنجی نقشه های بارش مرکز ملی خشکسالی |
| ۵۵ | ۲-۶- تبخیر و تعرق |
| ۵۵ | ۱-۲-۶- تبخیر تعرق مرجع |
| ۵۶ | ۲-۲-۶- تبخیر تعرق واقعی (ET _a) |
| ۶۰ | ۳-۲-۶- صحت سنجی تبخیر و تعرق |
| ۶۲ | ۳-۶- تبخیر از سطح دریاچه |
| ۶۳ | ۴-۶- تغییرات حجم آب ذخیره شده |
| ۶۳ | ۱-۴-۶- تغییرات حجم آب ذخیره شده با استفاده از معادله بیان |
| ۶۸ | ۲-۴-۶- صحت سنجی تغییرات ذخیره با استفاده از داده های ماهواره ای |
| ۷۱ | ۳-۴-۶- بررسی دقیقتر کیفیت داده بارش |
| ۷۵ | ۵-۶- نقشه پوشش گیاهی و نیاز خالص آبی با استفاده از نرم افزار NETWAT |
| ۷۵ | ۱-۵-۶- سیمای کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه |
| ۷۷ | ۱-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت ارومیه |
| ۷۷ | ۲-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت سلماس |
| ۷۸ | ۳-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت میاندوآب |
| ۷۹ | ۴-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت مهاباد |

- ۸۰ ۵-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت تبریز
- ۸۱ ۲-۵-۶- نقشه الگوی کشت در حوضه دریاچه ارومیه
- ۸۷ ۶-۶- محاسبه آب قابل صرفه جویی و شناسایی مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی
- ۹۵ ۷- جمع بندی
- ۹۶ ۸- مراجع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و شمای کلی حوضه دریاچه ارومیه ۱۵
- شکل ۲. شماتیک بیان انرژی در سطح زمین (ALLEN ET AL. ۲۰۰۲) ۱۹
- شکل ۳. مراحل محاسبه شار حرارتی محسوس (ALLEN ET AL, ۲۰۰۲) ۲۵
- شکل ۴. مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI, ۲۰۰۵) ۳۳
- شکل ۵. لایه ET محاسبه شده برای هر مسیر در ماه آگوست ۲۰۱۶ ۳۵
- شکل ۶. مقایسه تصویر LANDSAT قبل (الف) و بعد (ب) از حذف پیکسل‌های ابر و سایه ۳۶
- شکل ۷. لایه‌های ET مجزا برای مسیر ۱۶۷ در ماه اکتبر سال ۲۰۱۶ ۳۸
- شکل ۸. لایه‌های استفاده شده برای تهیه لایه ET ماه اکتبر سال ۲۰۱۶ (الف) و نتیجه نهایی (ب) ۴۰
- شکل ۹. موقعیت قرارگیری دشتهای اصلی حوضه دریاچه ارومیه ۴۲
- شکل ۱۰. حجم بارش مؤثر در دشتهای اصلی حوضه دریاچه ارومیه ۴۳
- شکل ۱۱. نحوه پوشش حوضه دریاچه ارومیه توسط تایل‌های ماهواره LANDSAT ۴۷
- شکل ۱۲. نقشه بارش سالانه در حوضه دریاچه ارومیه در سالهای آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ ۴۹
- شکل ۱۳. تغییرات ماهانه بارش در حوضه دریاچه ارومیه در سالهای آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ ۵۰
- شکل ۱۴. سری زمانی بارش سالانه در حوضه دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۵ (ماهواره TRMM) (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۸) ۵۱
- شکل ۱۵. تغییرات ماهانه بارش ماهواره TRMM در حوضه دریاچه ارومیه ۵۲
- شکل ۱۶. مقایسه مقادیر بارش ماهانه مرکز ملی خشکسالی (NDMWC) و ماهواره TRMM ۵۲
- شکل ۱۷. مقایسه بارش ماهانه مرکز ملی خشکسالی (NDMWC) و ماهواره TRMM (سمت راست: سال آبی ۱۷-۲۰۱۶، سمت چپ: سال آبی ۱۶-۲۰۱۵) ۵۳
- شکل ۱۸. نقشه موقعیت ایستگاههای بارانسنجی وزارت نیرو ۵۴
- شکل ۱۹. نقشه درصد خطا بین بارش نقشه مرکز ملی خشکسالی و ایستگاههای بارانسنجی ۵۴

- شکل ۲۰. سری زمانی ET_R در حوضه دریاچه ارومیه ۵۶
- شکل ۲۱. نقشه ET سالانه در حوضه دریاچه ارومیه در سالهای آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ ۵۷
- شکل ۲۲. ارتفاع ET_A در حوضه دریاچه ارومیه در سالهای ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ بر حسب میلی متر ۵۸
- شکل ۲۳. ارتفاع ET دشتهای حوضه دریاچه ارومیه بر حسب میلی متر ۵۸
- شکل ۲۴. ارتفاع ET دشتهای اصلی حوضه دریاچه ارومیه بر حسب میلی متر ۵۹
- شکل ۲۵. ارتفاع تبخیر و تعرق محصولات زراعی و باغی در دشتهای اصلی حوضه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ ۵۹
- شکل ۲۶. ارتفاع تبخیر و تعرق محصولات زراعی و باغی در دشتهای اصلی حوضه در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶ ۶۰
- شکل ۲۷. مقایسه ارتفاع ET ماهانه در این مطالعه با محصول WAPOR ۶۱
- شکل ۲۸. مقایسه ارتفاع ET ماهانه در این مطالعه با محصول WAPOR ۶۱
- شکل ۲۹. ارتفاع تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در سالهای ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ بر حسب میلی متر ۶۲
- شکل ۳۰. سری زمانی تبخیر از دریاچه ارومیه طی سالهای آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ ۶۳
- شکل ۳۱. تغییرات ذخیره آب حوضه در ماههای مختلف سالهای ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ ۶۴
- شکل ۳۲. مؤلفه های مختلف بیان آب حوضه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ ۶۵
- شکل ۳۳. مؤلفه های مختلف بیان آب حوضه در سال ۱۷-۲۰۱۶ ۶۵
- شکل ۳۴. تغییرات ذخیره آب در حوضه دریاچه ارومیه براساس ماهواره GRACE طی سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۷ میلادی ۷۰
- شکل ۳۵. مقایسه تغییرات ذخیره آب حوضه دریاچه ارومیه محاسبه شده با نتایج مدل GLDAS ۷۰
- شکل ۳۶. مقایسه روند تغییرات بارش با حجم آب دریاچه ارومیه ۷۲
- شکل ۳۷. مقایسه روند تغییرات بارش با تراز آب دریاچه ارومیه ۷۲
- شکل ۳۸. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاههای هیدرومتری زیر حوضه غرب دریاچه ارومیه ۷۳
- شکل ۳۹. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاههای هیدرومتری زیر حوضه شمال دریاچه ارومیه ۷۳
- شکل ۴۰. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاههای هیدرومتری زیر حوضه جنوب غربی سهند ۷۴
- شکل ۴۱. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاههای هیدرومتری زیر حوضه گدار و مهاباد ۷۴

- شکل ۴۲. نقشه الگوی کشت دشت ارومیه ۷۷
- شکل ۴۳. نقشه الگوی کشت دشت سلماس ۷۸
- شکل ۴۴. نقشه الگوی کشت دشت میاندوآب ۷۹
- شکل ۴۵. نقشه الگوی کشت دشت مهاباد ۸۰
- شکل ۴۶. نقشه الگوی کشت دشت تبریز ۸۱
- شکل ۴۷. نقشه الگوی کشت حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶ ۸۳
- شکل ۴۸. نقشه الگوی کشت حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۵ ۸۳
- شکل ۴۹. سطح زیر کشت در دشتهای اصلی حوضه ارومیه در سال ۱۳۹۵ ۸۵
- شکل ۵۰. سطح زیر کشت در دشتهای اصلی حوضه ارومیه در سال ۱۳۹۶ ۸۵
- شکل ۵۱. سطح زیر کشت چغندر ۸۶
- شکل ۵۲. سطح زیر کشت گندم ۸۶
- شکل ۵۳. سطح زیر کشت باغات ۸۶
- شکل ۵۴. سطح زیر کشت یونجه ۸۶
- شکل ۵۵. سطح زیر کشت سایر محصولات کشاورزی آبی ۸۶
- شکل ۵۶. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت ارومیه ۹۳
- شکل ۵۷. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت سلماس ۹۳
- شکل ۵۸. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت میاندوآب ۹۴
- شکل ۵۹. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت مهاباد ۹۴
- شکل ۶۰. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت تبریز ۹۵

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱. درصد آبیاری مازاد بر مصرف مصوب در دشتهای اصلی حوزه دریاچه ارومیه ج
- جدول ۲. تاریخ تصاویر استفاده شده در تخمین ET هر ماه ۴۷
- جدول ۳- درصد خطای بین بارش نقشه سازمان خشکسالی و ایستگاههای بارانسنجی ۵۵
- جدول ۴. بیان سالانه حوزه دریاچه ارومیه (برحسب میلیارد متر مکعب) ۶۴
- جدول ۵. بیان آب حوزه دریاچه ارومیه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ ۶۶
- جدول ۶. بیان آب حوزه دریاچه ارومیه در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶ ۶۷
- جدول ۷. بیان سالانه حوزه دریاچه ارومیه در سالهای ۱۴-۲۰۱۳ و ۱۵-۲۰۱۴ طبق مطالعه فائو (برحسب میلیارد متر مکعب) ۶۸
- جدول ۸. سطح برداشت و میزان تولید محصولات زراعی در سال ۹۵-۱۳۹۴ (برساس آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی) ۷۵
- جدول ۹. سطح برداشت و میزان تولید محصولات زراعی در سال ۹۶-۱۳۹۵ (بر اساس آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی) ۷۵
- جدول ۱۰. تولیدات عمده محصولات زراعی استانهای آذربایجان شرقی و غربی برحسب میلیون تن (آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی) ۷۶
- جدول ۱۱. تولیدات عمده محصولات زراعی استانهای آذربایجان شرقی و غربی برحسب میلیون تن (آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی) ۷۶
- جدول ۱۲. سطح زیر کشت محصولات در دشتهای اصلی حوزه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۵ (برحسب هزار هکتار) ۸۴
- جدول ۱۳. سطح زیر کشت محصولات در دشتهای اصلی حوزه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶ (برحسب هزار هکتار) ۸۴
- جدول ۱۴. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت ارومیه (سال ۹۵-۱۳۹۴) ۸۸

- جدول ۱۵. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت ارومیه (سال ۹۶-۱۳۹۵) ۸۸
- جدول ۱۶. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت سلماس (سال ۹۵-۱۳۹۴) ۸۹
- جدول ۱۷. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت سلماس (سال ۹۶-۱۳۹۵) ۸۹
- جدول ۱۸. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت میاندوآب (سال ۹۵-۱۳۹۴) ۹۰
- جدول ۱۹. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت میاندوآب (سال ۹۶-۱۳۹۵) ۹۰
- جدول ۲۰. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت مهاباد (سال ۹۵-۱۳۹۴) ۹۱
- جدول ۲۱. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت مهاباد (سال ۹۶-۱۳۹۵) ۹۱
- جدول ۲۲. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت تبریز (سال ۹۵-۱۳۹۴) ۹۲
- جدول ۲۳. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت تبریز (سال ۹۶-۱۳۹۵) ۹۲

۱- مقدمه

استفاده بهینه و پایدار از آب نیازمند شناخت جامع و همه جانبه از منابع و مصارف آب سطحی و زیرزمینی است که از طریق فراهم بودن آمار و اطلاعات دقیق و مستمر از این منابع تحقق می‌یابد و جهت برنامه ریزی و مدیریت صحیح آب در یک حوضه ضروری می‌باشد. به این منظور، مطالعات گوناگونی در سطح حوضه‌های آبریز انجام می‌شود که مهمترین آن، مطالعات مربوط به بیان منابع آب می‌باشد. طی این مطالعات، شناخت رفتار هیدرولوژیکی سیستم، شامل تغییرات زمانی و مکانی اجزای بیان آب بررسی شده و سپس با برقراری معادله بیان و ارزیابی منابع آب، امکانات و محدودیت‌های توسعه بهره‌برداری در سطح حوضه‌های آبریز برآورد می‌گردد. بنابراین، پایش همزمان منابع و مصارف و تحلیل آنها می‌تواند در اتخاذ تصمیمات مدیریتی در حوضه آبریز کمک شایانی نماید. البته این مطالعات فقط زمانی مؤثر واقع می‌شوند که تغییرات زمانی و مکانی متغیرها به طور دقیق تخمین زده شوند.

در این مطالعه، به منظور تعیین مقدار مؤلفه‌های ورودی و خروجی و میزان مصرف و ذخیره آب در حوضه دریاچه ارومیه، بیان آب شامل پهنه آبی (دریاچه ارومیه) با استفاده از روش‌های مبتنی بر تحلیل تصاویر ماهواره ای و داده‌های زمینی در سال‌های آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ تهیه شده است. در ادامه، نتایج بیان برای برآورد نیاز خالص آبی پوشش گیاهی، برآورد میزان مصرف آب کشاورزی در حوضه و شناسایی مناطق با بیشترین میزان مصرف آب در سال‌های مورد بررسی، مورد استفاده قرار گرفته است. برای این منظور، در ابتدا با محاسبه مؤلفه‌های معادله بیان در مقیاس ماهانه شامل بارش، ET و تبخیر از سطح دریاچه اقدام به محاسبه مؤلفه تغییرات ذخیره آب در حوضه ارومیه شده است. سپس نتایج بدست آمده با داده‌های ماهواره ای^۲ GLDAS متعلق به NASA صحت سنجی شده است. نقشه‌های ET واقعی حوضه در مقیاس ماهانه با استفاده از الگوریتم SEBAL و تصاویر ماهواره لندست با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر تهیه شده است. مدل SEBAL یک مدل پردازش تصویر ماهواره‌ای برای محاسبه ET متناظر با باقیمانده بیان انرژی سطحی است. این مدل به منظور ایجاد امکان برآورد نسبتاً دقیق تر ET در مقایسه با سایر مدل‌های موجود با نظر گرفتن اثرات حرکت افقی توده هوای منطقه‌ای توسعه داده شده است. تبخیر صورت

^۲ Global Land Data Assimilation System

گرفته از دریاچه نیز به دلیل مساحت قابل توجه دریاچه سهم عمده‌ای در معادله بیان آب ایفا می‌کند. تبخیر آب از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از رابطه بیان انرژی (نسبت باون)، Priestley-Taylor، DeBruin-Keijman، Penman و Stephans-Stewart و بهره‌گیری از داده‌های استخراج شده توسط پردازش تصاویر ماهواره‌ای تخمین زده شده است. بر اساس تحقیقات گذشته مرکز تحقیقات سنجش از دور، از بین روش‌های ذکر شده برای تخمین تبخیر، مناسب‌ترین روش، رابطه Debruin-Keijman بوده که در این مطالعه از نتایج این روش در محاسبه بیان استفاده شده است. با استفاده از مساحت ماهانه‌ی دریاچه که از سنجنده MODIS استخراج شده، تبخیر حجمی ماهانه و سالانه نیز محاسبه شده است. در نهایت، مؤلفه تغییرات ذخیره آب در حوضه با استفاده از مقادیر بارش و ET ماهانه محاسبه شده است. در گام بعدی به منظور تخمین میزان مازاد مصرف آب کشاورزی، ابتدا اطلاعات سطح زیر کشت و نوع کشت مهم‌ترین محصولات کشاورزی از مطالعه صورت گرفته در مرکز تحقیقات سنجش از دور استخراج گردید (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۲-۱۳۹۸). سپس مقدار نیاز خالص آبیاری با استفاده از نقشه‌های پوشش گیاهی و نرم افزار NETWAT محاسبه شده و با مقایسه بین آب مصرفی برای کشاورزی و آب موردنیاز، مقدار آب قابل صرفه جویی در دشت‌های حوضه تخمین زده شد. در نهایت، با توجه به مقادیر درصد مازاد بر مصرف مصوب در هر دشت، مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی مشخص گردید.

در بخش دوم این گزارش مروری بر مطالعات گذشته در زمینه محاسبه بیان آب در حوضه دریاچه ارومیه و حوضه‌های مشابه انجام شده است. در بخش سوم گزارش، روش شناسی و نحوه محاسبه هر یک از مؤلفه‌های معادله بیان شرح داده شده است. در بخش چهارم نتایج بدست آمده ارائه شده و با داده‌های زمینی و ماهواره‌ای مقایسه و اعتبار سنجی شده‌اند. همچنین نتایج در این بخش مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در بخش نهایی گزارش نیز نتایج بیان آب حوضه در سال‌های مورد مطالعه جمع‌بندی شده و راهکارها و پیشنهادهایی به منظور استفاده بهینه از ذخایر آب حوضه ارائه شده است.

۲- مروری بر پیشینه مطالعات

۲-۱- مطالعات بیان آب حوضه دریاچه ارومیه و حوضه‌های مشابه آن

مطالعات بیان انجام گرفته در حوضه دریاچه ارومیه را می‌توان به سه گروه بیان آب دریاچه ارومیه، بیان آب یک یا چند زیرحوضه و بیان آب کل حوضه دسته بندی نمود. در سال ۲۰۱۵ مطالعه ای توسط توریان و همکاران تحت عنوان پایش کاهش سطح و تراز دریاچه ارومیه با استفاده از چندین سنجنده ماهواره ای انجام گرفت که در آن مؤلفه‌های اصلی بیان حوضه شامل بارش و ET با استفاده از داده‌های ماهواره ای در ۱۴ سال متوالی محاسبه شد (Tourian et al., ۲۰۱۵). در این تحقیق به منظور تخمین بارش از داده‌های GPCP^۳ با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵ درجه و برای تخمین ET از داده‌های ماهانه ECMWF^۴ با قدرت تفکیک مکانی ۰/۷۵ درجه استفاده شده است. آن‌ها همچنین از داده‌های ایستگاه‌های پیزومتریک مدیریت منابع آب ایران در حوضه دریاچه ارومیه جهت برآورد تراز آب زیرزمینی بهره گرفتند. در این مطالعه از داده‌های ماهواره GRACE^۵ و محصول ماهواره ای GLDAS برای تعیین تغییرات ذخیره آب ماهانه و سالانه بکار گرفته شده است. برای بررسی تغییرات تراز آب دریاچه از ماهواره‌های ENVISAT و CryoSat-۲ استفاده شده است. همچنین برای تخمین مساحت دریاچه نیز از عکس‌های ماهواره ای بهره گرفته شده است. معادله بیان استفاده شده در این تحقیق به صورت رابطه (۱) است:

$$\frac{dM}{dt} = P - ET \quad (1)$$

که در آن، P مقدار بارش [L^3]، ET مقدار ET [L^3] و $\frac{dM}{dt}$ تغییرات ذخیره آب حوضه [L^3] می‌باشد که نهایتاً با خروجی ذخیره آب کل (TWS) از ماهواره GRACE مقایسه شده است. نتایج این تحقیق نشان داد که دریاچه از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ هر ساله 34 ± 1 سانتی متر از تراز آب و 220 ± 6 کیلومتر مربع از سطح آب خود را از دست داده است. نتایج بررسی تصاویر ماهواره ای نیز نشان حاکی از آن است که نرخ کاهش حجم آب دریاچه به طور متوسط

^۳ Global Precipitation Climatology Project

^۴ European Center for Medium-Range Weather Forecasts

^۵ Gravity Recovery and Climate Experiment

برابر $1/03 \pm 0/02$ میلیارد متر مکعب در سال بوده و حدود ۷۰ درصد از سطح دریاچه در طی ۱۴ سال کاسته شده است. طبق نتایج بدست آمده از ماهواره GRACE، تغییرات حجم دریاچه رفتار متفاوتی را نسبت به تغییرات ذخیره آب حوضه نشان می‌دهد. نتایج این مطالعه همچنین نشان می‌دهد که در طی این ۱۴ سال، ذخیره آب حوضه دریاچه ارومیه به طور متوسط $1/4 \pm 0/09$ میلیارد متر مکعب در سال در کل حوضه کاهش یافته که البته روند آن در قبل و بعد از سال ۲۰۰۸ متفاوت است. از طرفی نرخ کاهش حجم دریاچه پس از سال ۲۰۰۸ بیشتر از نرخ کاهش ذخیره آب حوضه می‌باشد. شروع خشکسالی از سال ۲۰۰۷ به همراه افزایش نرخ کاهش سطح آب زیرزمینی یک شرایط تعادلی جدید برای ذخیره آب کل حوضه به وجود آورد. توریان و همکاران دو سناریو را برای این مشاهده محتمل دانسته‌اند. بر اساس سناریو اول، علت این مشاهده، ورود آب از دریاچه به آبخوان‌های حوضه در اثر افت تراز آب زیرزمینی در اراضی کشاورزی اطراف دریاچه بوده و بر اساس سناریو دوم، توسعه طرح‌های کنترل آب در بالادست رودخانه‌ها و تخصیص آب برای مصارف کشاورزی که کاهش ورود آب به دریاچه را به دنبال داشته است می‌تواند علت این امر باشد.

نمونه‌ای از دیگر مطالعات بیان آب انجام شده در حوضه دریاچه ارومیه می‌توان به مطالعه‌ی مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف در سال ۱۳۹۶ اشاره نمود. در این مطالعه، بیان آب حوضه در سال ۱۹۹۵ میلادی به عنوان سال پر آب و سال ۲۰۱۰ میلادی به عنوان سال کم آب برآورد شده است. برای این هدف، ابتدا بیان کلی حوضه شامل بارش، ET و تبخیر از سطح دریاچه با هدف برآورد تغییرات ذخیره آب حوضه و مقایسه آن با خروجی مدل‌های GRACE و $WGHM^1$ بررسی و سپس به محاسبه اجزای تشکیل دهنده ذخایر آب حوضه و محاسبه تغییرات حجم مخزن آبخوان زیرزمینی به عنوان تنها مؤلفه مجهول پرداخته شده است. در این مطالعه به منظور تخمین مؤلفه بارش ماهانه در کل حوضه از داده‌های ایستگاه‌های زمینی (سینوپتیک و وزرات نیرو) و درونیابی با روش IDW^۲ استفاده شده است. محاسبه ET از روش SEBAL با اعمال اثر ارتفاع با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی انجام گرفته است. برای محاسبات سال ۱۹۹۵ از تصاویر لحظه‌ای سنجنده AVHRR و برای

^۱ WaterGap Global Hydrology Model

^۲ Inverse Distance Weighting

محاسبات سال ۲۰۱۰ از محصولات سنجنده MODIS استفاده شده است. برای تخمین تبخیر از سطح دریاچه نیز روش DeBruin-Keijman به عنوان نزدیک ترین روش به روش بیان انرژی در این مطالعه انتخاب شد. مهم ترین داده مورد نیاز برای این روش دمای سطح بوده از سنجنده MODIS بدست آورده شده است. نتایج این تحقیق نشان می دهد مقدار ذخیره آب حوضه در سال ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ به ترتیب معادل ۸۵۵۵ و ۵۲۲۰ میلیون مترمکعب کاهش یافته که در مقایسه با نتایج مطالعات گذشته در سال های مشابه به مراتب بزرگتر می باشد. با توجه به نتایج این تحقیق به نظر می رسد که تغییرات ذخیره آب حوضه در سال ۲۰۱۰ تقریباً بیش از ۷۰ درصد کاهش در مقایسه با سال ۱۹۹۵ داشته که نشان دهنده افزایش سرعت مصرف ذخایر آب حوضه می باشد. در این مطالعه جهت اعتبار سنجی نتایج بدست آمده، با شکستن مؤلفه تغییرات ذخیره آب حوضه به اجزای سازنده آن به محاسبه سهم هر جز و مقایسه آن با مقادیر سایر مطالعات پرداخته شد. این اجزا شامل تغییرات ذخیره برف، تغییرات حجم دریاچه، تغییرات ذخیره سدها، تغییرات رطوبت خاک، تغییرات آب پوشش گیاهی و تغییرات ذخیره آب زیرزمینی هستند. نتایج نشان می دهد به جز دو مؤلفه تغییرات حجم مخزن دریاچه و تغییرات رطوبت خاک ناحیه ریشه سایر اجزا مجموعاً کمتر از ۵۰۰ میلیون متر مکعب در تغییرات ذخیره آب حوضه نقش دارند. با این وجود، بخش اعظم تغییرات ذخیره آب حوضه برای مؤلفه مجهول تغییرات ذخیره آب زیرزمینی که در سال ۱۹۹۵ برابر ۲۲۸۰ میلیون متر مکعب و در سال ۲۰۱۰ برابر ۵۷۷۲- میلیون متر مکعب بوده، باقی مانده است که اختلاف زیادی با نتایج مطالعات گذشته دارد.

سلطانی و همکاران در تحقیقی در سال ۲۰۲۰ به بررسی بیان آب حوضه آبریز مرکزی ایران از سال ۲۰۰۹ تا سال ۲۰۱۶ با استفاده از داده های ماهواره ای و بررسی نتایج آن به کمک یک مدل احتمالاتی پرداختند (Soltani et al., ۲۰۲۰). در این تحقیق با توجه به کمبود داده های زمینی و میدانی با دقت زمانی و مکانی مناسب، به منظور تخمین اجزای معادله بیان از محصولات ماهواره ای بهره گرفته شده است. آن ها برای تخمین بارش از داده های ماهواره TRMM^۸ (با قدرت تفکیک زمانی ماهانه و قدرت تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه)، برای تخمین ET از داده های

^۸ Tropical Rainfall Measuring Mission

WAPOR^۹ (با قدرت تفکیک زمانی ۱۰ روزه و تفکیک مکانی ۲۵۰ متری) و برای تخمین تغییرات حجم آب ذخیره‌ی حوضه از داده‌های ماهواره GRACE^{۱۰} (با قدرت تفکیک زمانی ماهانه و قدرت تفکیک مکانی ۱ درجه) استفاده کردند. در این تحقیق ساده ترین حالت معادله بیان که به صورت $\Delta S = P - ET$ می‌باشد بکار گرفته شده است که در آن ΔS بیانگر تغییرات ذخیره آب حوضه، P بیانگر بارش و ET بیانگر ET می‌باشد. این معادله ساده شده زمانی معتبر است که انتقال آب در جهت افقی از طریق رواناب بسیار ناچیز باشد. تحت این شرایط دو طرف معادله ذکر شده را می‌توان با استفاده از داده‌های زمینی و ماهواره ای تخمین زد. به علت کمبود داده‌های تغییرات ذخیره و ET و همچنین تراکم مکانی ناکافی ایستگاه‌های اندازه گیری بارش در کشور ایران، از داده‌های ماهواره ای در این تحقیق استفاده شده است. نتایج نزدیکی و تطابق بالای بیان آب در مرکز و جنوب شرقی حوضه در دو مقیاس سالانه و فصلی را نشان دادند. به علت عدم قطعیت در بکار گرفتن محصولات ماهواره ای متفاوت و یکسان نبودن دقت زمانی و مکانی این محصولات، آن‌ها اعتبار نتایج این تحقیق را با استفاده از یک روش اعتمادپذیری درجه اول مورد بررسی قرار دادند. این بررسی نشان داد که دقت تخمین ET بیشترین تأثیر را در نتایج بیان آب حوضه نسبت به سایر متغیرها دارد.

۲-۲- روش‌های برآورد مولفه‌های معادله بیان

۲-۲-۱- روش‌های موجود برای برآورد ET

در یک تقسیم‌بندی کلی روش‌های تخمین ET در سه دسته مدل‌سازی فرایند، اندازه‌گیری مستقیم و مدل‌های مبتنی بر سنجش از راه دور گنجانده می‌شوند (Gieske, ۲۰۰۱). شبیه‌سازی فرایند ET در مدل‌های هیدرولوژیکی توزیعی و نیمه توزیعی، امکان تخمین ET را در قدرت‌های تفکیک مکانی و زمانی مختلف به وجود می‌آورد (Kite & Droogers, ۲۰۰۰). روش‌های اندازه‌گیری مستقیم اغلب با چالش‌های زیادی همراه هستند که شامل هزینه‌ی تأمین دستگاه‌های مخصوص و گران‌قیمت است که نیازمند پایش مداوم با دقت زیاد بوده و تنها می‌تواند به‌طور کامل توسط کاربرانی که به‌خوبی آموزش دیده باشند مورد استفاده قرار گیرد (Allen et al, ۱۹۹۸). در این میان، ابزارهای مبتنی

^۹ Water Productivity Open Access Portal

^{۱۰} Gravity Recovery and Climate Experience

بر سنجش از دور به عنوان یکی از بهترین روش‌ها برای این هدف شناخته می‌شوند؛ چرا که به کمک آن‌ها با صرف هزینه و وقت نسبتاً کم، می‌توان محاسبات را به صورت منطقه‌ای یا جهانی و در توالی‌های زمانی پیوسته انجام داد.

روش‌های مبتنی بر سنجش از دور برای برآورد ET عمدتاً به پنج دسته تقسیم می‌شوند: (۱) روش‌های تجربی؛ (۲) روش بیان انرژی ساده؛ (۳) مدل‌های فیزیکی تخمین ET؛ (۴) روش‌های مبتنی بر شاخص‌های پوشش گیاهی و دمای سطح؛ و (۵) روش بیان انرژی کامل. در روش‌های تجربی، روابط تجربی مختلفی بین ET و اطلاعات دریافتی از تصاویر ماهواره‌ای مانند تابش حرارتی خالص (Idso et al, ۱۹۷۵)، دمای سطح (Seguin & Itier, ۱۹۸۳) و سپیدایی^{۱۱} (Menenti, ۱۹۷۹) و شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (Kerr et al, ۱۹۸۹) ارائه شده است. در روش‌های بیان انرژی ساده، محققان مختلف از دمای سطح به دست آمده توسط سنجه‌های هوایی در ترکیب با اندازه‌گیری زمینی داده‌های انرژی خورشیدی، سرعت باد، درجه حرارت هوا و پارامترهای رشد محصول برای محاسبه ET روزانه بر اساس معادله تعادل انرژی استفاده نمودند (Heilman et al, ۱۹۷۶). Jackson و همکاران (۱۹۷۷) با ساده کردن معادله تعادل انرژی، مقدار ET روزانه را به صورت تابعی از اختلاف مقدار لحظه‌ای دمای سطح و دمای هوا به صورت رابطه (۲) بیان نمودند:

$$ET = R_d - G_d - B(T_s - T_a) \quad (2)$$

که در آن، R_d مقدار تشعشع خالص روزانه ($J.m^{-2}$)، G_d مقدار جریان گرمای محسوس ($J.m^{-2}$)، T_s دمای سطح (K)، T_a دمای هوا (K) و B یک مقدار ثابت است که به زبری سطح و سرعت باد بستگی دارد. این رویکرد در تحقیقات بعدی نیز مورد استفاده قرار گرفت (Moran et al, ۱۹۹۴; Seguin and Itier, ۱۹۸۳) که در آنها ET روزانه به صورت رابطه (۳) بازنویسی شد.

$$ET = A - B(dT) \quad (3)$$

در رابطه بالا، A برابر با اختلاف مقدار تشعشع خالص روزانه و مقدار جریان گرمای محسوس است که انرژی در دسترس نیز نامیده می‌شود. پارامترهای A و B را می‌توان به صورت تجربی و با استفاده از داده‌های زمینی برآورد نمود.

^{۱۱} Albedo

مزیت رابطه (۳) در سادگی آن است که نیازمند کمترین تعداد داده از ایستگاه‌های هواشناسی زمینی است (یعنی دما و میزان تشعشع خالص).

در زمینه‌ی مدل‌های بیوفیزیکی تخمین ET می‌توان به مطالعه‌ی Choudhury و همکاران (۱۹۹۴) اشاره نمود که در آن با استفاده از بیان حرارتی و مدل انتقال تابش، به بررسی روابط میان شاخص‌های گیاهی و ضرایب تبخیر یعنی ضریب گیاه (نسبت بین تبخیر کل و تبخیر گیاه مرجع) و ضرایب تعرق (نسبت بین تعرق گیاه بدون تنش و تبخیر گیاه مرجع) پرداخته شد و در نهایت منجر به ارائه‌ی رابطه (۴) به صورت زیر گردید.

$$T_c = ET_r \left[1 - \frac{VI_{max} - VI}{VI_{max} - VI_{min}} \right]^n \quad (4)$$

در این رابطه، T_c برابر با تعرق گیاه، ET_r برابر با ET گیاه مرجع، VI شاخص گیاهی (مانند ND^{12} ، $SAVI^{13}$ و $TSAVI^{14}$)، VI_{max} حداکثر مقدار شاخص گیاهی تحت شرایط پوشش گیاهی مترکم و VI_{min} حداقل مقدار شاخص گیاهی تحت شرایط شاخص سطح برگ صفر است. توان n به نوع محصول و VI تحت مطالعه بستگی دارد.

در روش‌های مبتنی بر شاخص‌های پوشش گیاهی و دمای سطح، هدف یافتن رابطه‌ی بین این متغیرها تحت شرایط مختلف جوی، نوع خاک، نوع پوشش گیاهی و توزیع رطوبت ذخیره شده در خاک است. به عنوان نمونه بر اساس شواهد نظری و تجربی، Moran و همکاران (۱۹۹۴) مدلی را ارائه دادند که دوزنقه شاخص پوشش گیاهی-درجه حرارت نامیده شده و با استفاده از آن می‌توان به محاسبه‌ی شاخص تنش آب زراعی پرداخت. نهایتاً در روش بیان انرژی کامل، تابش ورودی از خورشید ابتدا به تابش با طول موج بلند و تابش با طول موج کوتاه تقسیم می‌شود. سپس شار تابش خالص در سطح زمین (R_n) توسط رابطه (۵) محاسبه می‌شود.

$$R_n = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow} - R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} \quad (5)$$

¹² Normalized Difference

¹³ Soil Adjusted Vegetation Index

¹⁴ Transformed Soil Adjusted Vegetation Index

در این رابطه، $Rs\downarrow$ تابش ورودی با طول موج کوتاه ($W.m^{-2}$)، $Rs\uparrow$ تابش خروجی با طول موج کوتاه ($W.m^{-2}$)، $R_L\downarrow$ تابش ورودی با طول موج بلند ($W.m^{-2}$) و $R_L\uparrow$ تابش خروجی با طول موج بلند ($W.m^{-2}$) از سطح است. همچنین، رابطه‌ی بیلان انرژی در سطح زمین به صورت رابطه (۶) نوشته می‌شود:

$$R_n = G + H + L \quad (6)$$

که در آن، L شار گرمای نهان ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H شار گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) است که هر یک از طریق روابط زیر قابل محاسبه می‌باشند (Parodi, ۲۰۰۰).

$$G = \frac{\rho_s C_s (T_s - T_{soil})}{r_s} \quad (7)$$

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_{ah}} \quad (8)$$

$$L = \lambda \left(\frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v} \right) \quad (9)$$

در این روابط، ρ_s چگالی هوا در سطح خاک (kg/m^3)، C_s گرمای مخصوص هوا در سطح خاک تحت فشار ثابت ($1001 J/kg/K$)، T_{soil} دمای خاک (K)، r_s ضریب مقاومت سطح به ET (s/m)، ρ چگالی هوا (kg/m^3)، C_p گرمای مخصوص هوا در فشار ثابت ($1001 J/kg/K$)، r_{ah} ضریب آئرو دینامیک انتقال حرارت (s/m)، λ ضریب گرمای نهان تبخیر ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)، ρ_{vs} چگالی بخار آب در سطح زمین (kg/m^3)، ρ_{va} چگالی بخار آب در جو (kg/m^3) و r_v ضریب مقاومت آئرو دینامیکی سطح زمین به انتقال بخار آب (s/m) است.

بر اساس چارچوب فیزیکی بالا، تاکنون مدل‌های مختلفی جهت تخمین ET واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های زمینی و روش بیلان انرژی کامل برای مناطق وسیع توسعه داده شده‌اند (Granger, ۱۹۹۷; Vidal and Perrier, ۱۹۸۹). با توجه به اینکه برآورد ET شامل دو مؤلفه‌ی اصلی تبخیر از سطح و تعرق از گیاه است، بسته به اینکه این دو عامل به صورت واحد یا جداگانه در نظر گرفته شوند، مدل‌های سنجش از دور تخمین ET 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 می‌شود و فرض می‌شود تمام سطح تحت تأثیر دما و رطوبت قرار می‌گیرد. حال آنکه

مدل‌های دو منبعی از چندین مقاومت آثرودینامیکی مجزا برای گیاه و خاک استفاده می‌نمایند. از روش‌های دو منبعی مطرح می‌توان به روش بیان انرژی دو منبعی (TSEB^{۱۵}) (Norman et al, ۱۹۹۵; Kustas & Norman ۱۹۹۶) و بیان انرژی دو منبعی ساده شده (STSEB^{۱۶}) (Sánchez et al, ۲۰۰۸) و از روش‌های معروف تک منبعی می‌توان به الگوریتم بیان انرژی در سطح زمین (SEBAL^{۱۷}) (Bastiaanssen et al, ۱۹۹۸; Bastiaanssen, ۲۰۰۰)، METRIC^{۱۸} (Allen et al, ۲۰۰۷)، شاخص تعادل انرژی سطح (S-SEBI) (Roerink et al, ۲۰۰۰) و سیستم تعادل انرژی خاک (SEBS^{۱۹}) (Su, ۲۰۰۲) اشاره کرد که در این پروژه از مدل SEBAL استفاده شده است.

مدل SEBAL یک مدل پردازش تصویر ماهواره‌ای برای محاسبه ET واقعی متناظر با باقیمانده بیان انرژی سطحی است. این مدل به منظور ایجاد امکان برآورد نسبتاً دقیق‌تر ET در مقایسه با سایر مدل‌های موجود با نظر گرفتن اثرات حرکت افقی توده هوای منطقه‌ای توسعه داده شده است. مدل SEBAL برخی مزایای عمده‌ای نسبت به روش‌های قدیمی بیان انرژی ماهواره‌ای دارد. در این مدل نیازی به منحنی ضریب محصول نمی‌باشد، به طوری که به منظور برآورد ET نیازی به اطلاعات مراحل مختلف رشد محصول و همچنین نوع محصول نیست. مزیت دیگر این مدل استفاده از تغییرات دمای نزدیک سطح زمین، که شاخصی برای دمای سطحی رادیومتری است، در مدل‌سازی بیان انرژی می‌باشد. این عملیات نیاز به واسنجی دمای سطحی مطلق را که یک مانع مهم در برآورد ET با استفاده از داده‌های ماهواره است، حذف می‌نماید. در مدل SEBAL واسنجی H با استفاده از تغییرات دما انجام می‌شود که برای آن نیازی به تصحیحات جوی دمای سطح و اندازه‌گیری ضریب سپیدایی با استفاده از مدل‌های انتقال تابشی نیست. همچنین واسنجی داخلی، خطا در برآورد تصحیحات پایداری آثرودینامیک و زبری سطح را کاهش می‌دهد. Bastiaanssen و همکاران (۱۹۹۸) با استفاده از مدل SEBAL به برآورد ET در کشورهای چین، نیجریه و اسپانیا پرداختند. در مطالعه دیگری که برای محاسبه توزیع مکانی کارایی آب در ۸ سیستم آبیاری گندم انجام شد جهت

Two-Source Energy Balance method ^{۱۵}

Simplified Two-Source Energy Balance ^{۱۶}

Surface Energy Balance Algorithm for Land ^{۱۷}

Mapping evapotranspiration with internalized calibration ^{۱۸}

Surface Energy Balance System ^{۱۹}

تعیین تغییرات محصول به دست آمده، ET و کارایی آب با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و الگوریتم SEBAL محاسبه شد. مقادیر ET تخمین زده شده برای مناطق آبیاری شده گندم در دره Yaqui کشور مکزیک اعتبارسنجی شد که دقت بالایی را نشان می‌داد (۸٪ اختلاف برای ۱۰۰۰ روز). آن‌ها همچنین نتیجه گرفتند با بهبود کارایی می‌توان بدون کاهش محصول میزان ET را ۱۴٪ کاهش داد (Zwart & Bastiaanssen, ۲۰۰۷). Farah (۲۰۰۱) مدل‌سازی تبخیر را تحت شرایط آب و هوایی مختلف در حوضه Navaisha در کنیا مورد مطالعه قرارداد. استفاده ترکیبی از تصاویر Landsat و ETM+ NOAA در این مطالعه بکار گرفته شد. Hafeez (۲۰۰۳) برای تخمین تبخیر-تعرق واقعی فصلی با استفاده از الگوریتم SEBAL از تصاویر سنجنده‌های MODIS، ASTER و Landsat در حوضه UPRILIS فیلیپین استفاده نمود.

با توجه به مطالعات صورت گرفته با استفاده از الگوریتم SEBAL در مناطق مختلف زمین می‌توان بیان داشت که در مناطق با پوشش گیاهی یکنواخت و وسعت کم و تفکیک زمانی روزانه میزان خطای الگوریتم در برآورد مقادیر ارتفاع ET تا ۱۵٪ گزارش شده است که این میزان خطا در مقیاس ماهانه و فصلی به ۵٪ کاهش می‌یابد. دفتر مطالعات آب و محیط‌زیست دانشگاه صنعتی شریف نیز با بومی کردن این الگوریتم (شامل توسعه ۲۵ زیر نرم‌افزار مختلف) و با توجه به نوع داده‌های زمینی که در اختیار هست، در دو کار تحقیقاتی نسبت به تخمین آب مصرفی در دشت سنجابی و دشت ورامین و کارایی آب در حوضه قره‌سو با این الگوریتم اقدام نمود (عمادزاده، ۱۳۸۶؛ خاکبازان فرد، ۱۳۸۸). در تحقیقی که در دشت سنجابی انجام شد، میزان تبخیر-تعرق، نرخ رشد محصول و کارایی آب با استفاده از این الگوریتم تخمین زده شد. تحقیق انجام شده در دشت ورامین، از نتایج تبخیر-تعرق به عنوان ورودی مدل MODFLOW جهت به دست آوردن تخمینی از بیان آب زیرزمینی استفاده شد. همچنین مطالعات دیگری پیرامون تخمین سطح زیر کشت آبی و آب مصرفی توسط بخش کشاورزی در کشور عراق در پایاب سد دربندی خان و سد حمیرین و در محدوده حوضه رودخانه سیروان در ایران (منطقه گرمسیری) انجام گرفته است. این مطالعات باهدف تخمین حق آبه ایران و عراق از رودخانه مرزی سیروان انجام شده است (دفتر مطالعات آب و محیط زیست، ۱۳۹۰).

علی‌رغم موفقیت بالایی که در محاسبه ET با استفاده از الگوریتم SEBAL بدست آمده است، اجرا و پیاده سازی این الگوریتم به دلیل پیچیدگی مدل و انتخاب پیکسل‌های گرم و سرد در آن، بسیار زمان‌بر و دشوار می‌باشد. به همین دلیل برای کاهش زمان محاسبه ET و اجرای آسان آن، تمامی مراحل اجرای این الگوریتم در چندین زبان

مختلف برنامه نویسی پیاده سازی شده است. در همین راستا گروه حسابداری آب دانشگاه Delft هلند به سرپرستی پروفیسور Bastiaanssen به توسعه مدل SEBAL در زبان برنامه نویسی Python پرداخته است. نتیجه این تلاش مدل PySEBAL شده است که از لینک <https://github.com/wateraccounting/SEBAL> قابل دانلود می باشد. انتخاب پیکسل های سرد و گرم در مدل PySEBAL به صورت خودکار انجام می پذیرد که این امر باعث کاهش زمان تخمین لایه ET نسبت به حالتی که کاربر این دو پیکسل را به صورت دستی انتخاب کند، شده است.

۲-۲-۲- مطالعات ET در حوضه دریاچه ارومیه

در مطالعه ای توسط باقری هارونی (۱۳۹۰) به بررسی مؤلفه های مختلف بیان آب شامل تغییرات حجم آبخوان، تبخیر از پیکره های آبی، ET واقعی و تغییرات رطوبت خاک پرداخته شد. در این مطالعه از تصاویر سنجنده مودیس و داده های ۱۷۴ ایستگاه باران سنجی و ۱۵ ایستگاه هیدرومتری استفاده شد. سپس با پنج روش شار انرژی شامل روش های تک منبعی SEBAL و METRIC و مدل های دو منبعی TSEB و STSEB به همراه مدل ترکیبی SEBAL-TSEB در سال های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۷ شمسی، ET در حوضه دریاچه ارومیه تخمین زده شد. همچنین نتایج این تحقیق با مقادیر لایسمتری واقع در یک مزرعه در حوضه مطالعاتی به صورت نمونه مقایسه شد که از بین سایر مدل ها نتایج روش SEBAL با درصد خطای متوسط ۱۹٪ در مقیاس روزانه، بیشترین همخوانی را با مقادیر اندازه گیری شده نشان داد. مقادیر میانگین ET واقعی در سطح حوضه در مقیاس سالانه در این مطالعه طی سال های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ از ۲۱۵ تا ۳۴۹ میلی متر متغیر بود که بیشترین میزان مربوط به سال ۲۰۰۶ و کمترین میزان متعلق به سال ۲۰۰۸ مشاهده گردید. به علاوه میزان تبخیر از پهنه های آبی تغییراتی بین ۹۵۰ میلی متر و ۱۲۵۰ میلی متر را به ترتیب برای سال های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۲ شمسی نشان داد (باقری هارونی، ۱۳۹۰). در مطالعه دیگری که به ارزیابی الگوریتم سنجنش از دور SEBAL در برآورد ET واقعی در کاربری های مختلف حوضه دریاچه ارومیه پرداخته شده بود، الگوریتم های SEBAL، TSEB و METRIC باهم مقایسه شد و مدلی مناسب برای به کارگیری در سطح مزرعه های کوچک و در سطح مقیاس های بزرگ تر گزارش شد. در مطالعه صورت گرفته مدل SEBAL در سطح حوضه دریاچه ارومیه و در کاربری های مختلف این حوضه مورد ارزیابی واقع شد (باقری هارونی، ۱۳۹۴).

در پژوهش دیگری با به کارگیری الگوریتم SEBAL در حوضه دریاچه ارومیه (دشت تبریز)، میزان عملکرد الگوریتم مذکور ارزیابی و مقادیر ET واقعی با به کارگیری فناوری سنجنش از دور برآورد گردید که نتایج حاصل از آن با نیاز

خالص آبیاری مقایسه گردید (بابا جعفری، ۱۳۹۴). در سال ۱۳۹۳، ET و مصرف آب در حوضه دریاچه ارومیه برای سال ۱۳۷۴ شمسی با استفاده از تصاویر MODIS برآورد گردید (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۳). بر اساس تحلیل مکانی نقشه‌های تولید شده، بالاترین میزان ET و مصرف در اراضی باغی و کشاورزی موجود در غرب دریاچه ارومیه، حاشیه‌های رودخانه سیمینه‌رود و زرینه‌رود و اراضی موجود در منطقه سراب شناسایی شد. مقایسه نتایج مطالعه مذکور با مطالعه انجام شده توسط ITC برای سال ۱۹۹۴ نشان داد که میانگین ارتفاع ET در سطح حوضه (به‌استثنای پهنه‌های آبی) در این دو سال (۱۹۹۴ و ۱۹۹۵)، علیرغم شرایط هیدرولوژیک متفاوت از نظر بارش، تغییر محسوسی نداشته است. هرچند به دلیل بارش‌های صورت گرفته در سال ۱۹۹۴ (سال تر) و افزایش وسعت و کاهش شوری دریاچه، ارتفاع تبخیر از سطح دریاچه در سال ۱۹۹۵ دارای مقداری افزایش نسبت به سال قبل آن بوده است. همچنین نتایج مطالعات تغییرات ET حوضه دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۴ و ۱۳۸۹ با استفاده از تصاویر MODIS حاکی از آن بود که ET_r در سال ۱۳۸۹ نسبت به سال ۱۳۷۴ افزایش یافته است و به دنبال آن مقادیر ET واقعی طی همین مدت افزایش قابل ملاحظه‌ای داشته است که این افزایش ناشی از مجموعه‌ای از عوامل اقلیمی (مانند افزایش دمای هوا) و عوامل انسانی (شامل الگوی کشت، نوع محصولات) بوده است (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۳). همچنین در مطالعه دیگری، ET واقعی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۳ با استفاده از تصاویر MODIS برآورد گردید (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۴). نتایج این مطالعه نشان داد که بر اساس الگوی مکانی ET در سال ۱۳۹۳ شمسی، اراضی کشاورزی آبی ارومیه و شهرهای اطراف آن (نقده و اشنویه)، دشت میاندوآب و اراضی زراعی سراب در شرق دریاچه بیشترین ET را دارا بوده‌اند. مقایسه‌ی نتایج ET در دو سال ۱۳۸۹ و ۱۳۹۳ نشان داد که ET در سال ۱۳۹۳ نسبت به سال ۱۳۸۹ به میزان ۱۰ درصد در کل حوضه افزایش یافته است. همچنین در سال ۱۳۹۴، امکان سنجی تخمین ET اراضی پایاب سد نوروزلو با استفاده از الگوریتم اصلاح شده‌ی SEBAL و تصاویر ماهواره‌ی لندست ۸ و MODIS انجام شد (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۴). نتیجه‌ی این مطالعه حاکی از آن بود که الگوی مکانی ET نشانگر آن است که هم در تصاویر ET واقعی بدست آمده از ماهواره Landsat-8 و هم سنجنده‌ی MODIS، اراضی کشاورزی واقع در پایاب رودخانه‌های سیمینه‌رود و زرینه‌رود و قسمت‌های شرقی حوضه چون سراب بیشترین مقادیر ارتفاع ET واقعی را نسبت به سایر نقاط حوضه دریاچه ارومیه دارا بوده‌اند. همچنین بررسی تغییرات زمانی ET نشان می‌دهد که مقادیر ارتفاع ET واقعی از ماه فروردین تا ماه مرداد افزایش داشته و پس از رسیدن به حداکثر مقدار خود در ماه مرداد

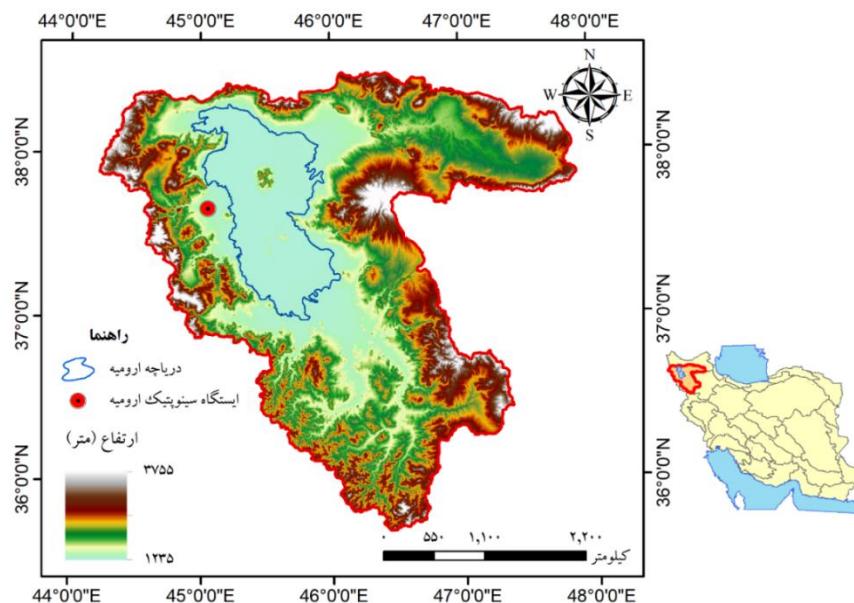
با شیب ملایم تا پایان ماه آبان کاهش می‌یابد. در مطالعه‌ی دیگری در سال ۱۳۹۵، ET واقعی در دشت‌های میاندوآب، صائین قلعه و بوکان برای سال ۱۳۹۳ گردیدند (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۵). نتیجه این مطالعه نشان داد که بخش اصلی اراضی کشاورزی منطقه مورد مطالعه در پایاب رودخانه‌های زرينه‌رود و سیمینه-رود واقع شده و الگوی مکانی ET نیز نشان داد که به دلیل تمرکز اراضی کشاورزی، مقادیر ارتفاع ET در این منطقه بیشتر از سایر نواحی است. علاوه بر این در سال ۱۳۹۵، ET واقعی ماهانه اراضی پایاب سد حسنلو نیز با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای برای سال‌های ۱۳۹۴ و ۱۳۹۵ با استفاده از الگوریتم اصلاح شده SEBAL برآورد شدند و نتایج آن با محصول WaPOR مقایسه و ارزیابی گردید (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۵). نتیجه این مطالعه نشان داد که میزان ET واقعی برآورد شده از الگوریتم SEBAL، اختلاف قابل توجهی با مقادیر تخصیص داده‌شده به سامانه WaPOR دارد؛ به طوری که تقریباً در تمام ماه‌های دو سال مذکور، مقادیر برآورد شده بسیار بیشتر از مقادیر آمار زمینی و سامانه WaPOR است.

در مطالعه‌ی دیگری در سال ۱۳۹۶، دقت محصولات ET جهانی با نتایج حاصل از الگوریتم SEBAL در حوضه آبریز ارومیه مقایسه گردید (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف، ۱۳۹۶). ET ماهانه در محدوده‌ی حوضه‌ی دریاچه ارومیه در سال ۱۳۸۹ و ۱۳۷۴ با استفاده از داده‌های ECMWF، MOD16، GLEAM و WaPOR استخراج و با نتایج الگوریتم SEBAL مقایسه شدند. نتایج این مقایسه برای سال ۱۳۸۹ نشان داد که در ماه‌های فروردین و اردیبهشت مقادیر تبخیر حاصل از ECMWF اندکی بیشتر از نتایج ET الگوریتم SEBAL است که در ماه‌های گرم، این روند برعکس شده و نتایج SEBAL مقادیر بیشتری را نسبت به ECMWF نشان می‌دهند. مقایسه نتایج ET MOD16 و الگوریتم SEBAL نیز نشان می‌دهد محصول MOD16 در اکثر ماه‌ها و بیشتر نقاط، مقادیر ET را خیلی کمتر از الگوریتم SEBAL برآورد می‌کند. مقایسه نتایج ET GLEAM با الگوریتم SEBAL در سال ۱۳۸۹ نیز نشان داد که در اکثر ماه‌ها اختلاف زیادی بین این دو لایه دیده می‌شود و فقط در مجموع ET سالانه نزدیکی خوبی با یکدیگر دارند. مقایسه نتایج ET پایگاه داده WaPOR با الگوریتم SEBAL نیز نشان داد که نقاط بیشینه در نقشه‌های اختلاف ET الگوریتم SEBAL و سامانه WaPOR مناطقی می‌باشند که در نقشه کاربری اراضی حوضه دریاچه ارومیه، به عنوان مراتع معرفی گردیده‌اند. مقایسه نتایج چهار محصول جهانی مذکور و الگوریتم SEBAL با داده‌های

زمینی لایسیمتر ایستگاه تبریز نیز نشان داد که نتایج الگوریتم SEBAL کاملاً به مقادیر زمینی نزدیک است اما نتایج چهار محصول جهانی بررسی شده اختلاف زیادی با مقادیر زمینی دارند.

۳- مشخصات منطقه مورد مطالعه

حوضه دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران، با متوسط بارندگی ۳۵۰ میلی‌متر در سال و اقلیم سرد و خشک، بین مختصات جغرافیایی ۳۵/۶۷ تا ۳۸/۵۰ درجه‌ی عرض شمالی و ۴۴/۱۲ تا ۴۷/۸۸ درجه‌ی طول شرقی واقع شده است. این حوضه بخشی از استان‌های آذربایجان شرقی و غربی و همچنین کردستان را در بر گرفته است. شکل ۱ نمایی از این حوضه را نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل دیده می‌شود ارتفاع حوضه بین ۱۲۳۵ تا ۳۷۵۵ متر از سطح دریاها آزاد متغیر است. حوضه دریاچه ارومیه یک حوضه بسته با مساحت ۵۱۸۷۶ کیلومترمربع است که توسط ۱۷ رودخانه دائمی و ۱۲ رودخانه فصلی تغذیه می‌شود. این حوضه با در برداشتن دشتهایی مانند دشت تبریز، ارومیه، مراغه، مهاباد، میاندوآب، نقده، سلماس، پیرانشهر، آذر شهر و اشنویه، یکی از کانون‌های مهم فعالیت کشاورزی و دامداری در ایران به شمار می‌رود.



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و شمای کلی حوضه دریاچه ارومیه

حوضه دریاچه ارومیه از دریاچه ارومیه، دشت‌ها و مناطق کوهستانی تشکیل شده که هر کدام به ترتیب ۳/۹ درصد، ۳۱/۱ درصد و ۶۵ درصد از مساحت آن را شامل می‌شوند (Danseh-Yazdi & Ataie-Ashtiani, ۲۰۱۹). دریاچه ارومیه به‌عنوان بزرگ‌ترین دریاچه داخلی ایران و دومین دریاچه آب‌شور دنیا از اهمیت زیادی برای پایداری زیست محیطی منطقه برخوردار است. این دریاچه شاهد کاهش شدیدی در سطح و تراز خود بوده که این کاهش به‌صورت تدریجی و از اواسط دهه ۱۳۷۰ شمسی آغاز شد. بررسی‌های مختلف نشان می‌دهند که این کاهش توسط مجموعه‌ای از عوامل اقلیمی و انسانی رخ داده که نقش عوامل انسانی به مراتب بیشتر تأثیرگذارتر بوده است (Danseh-Yazdi & Ataie-Ashtiani, ۲۰۱۹). از دلایل اصلی خشک شدن دریاچه ارومیه می‌توان به افزایش برداشت از آب‌های زیرزمینی به منظور استفاده در مصارف آبیاری و کشاورزی در حوضه، کاهش بارندگی در حوضه، ساخت میانگذر روی دریاچه، ساخت سد و تغییر اقلیم اشاره کرد (Tourian et al., ۲۰۱۵). به علت عدم وجود سیستم آبیاری مکانیزه در حوضه، بیش از ۸۹ درصد برداشت آب شیرین حوضه در بخش کشاورزی مصرف می‌شود در حالیکه مقدار میانگین جهانی آن ۷۰ درصد می‌باشد. این در حالیست که درصد جهانی مشارکت در تولید غذا از مصرف انرژی حدود ۳۰ درصد بوده اما این رقم در حوضه دریاچه ارومیه تنها ۴ درصد می‌باشد (Zare et al., ۲۰۲۰). طبق نتایج مطالعه مرکز تحقیقات سنجش از دور در سال ۱۳۹۹، سطح زیر کشت کل محصولات کشاورزی آبی در حوضه دریاچه ارومیه، از ۵۶۲ هزار هکتار در سال ۱۳۹۲، با افزایش ۱۱ درصدی به مقدار ۶۲۵ هزار هکتار در سال ۱۳۹۷ رسیده است (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۹).

۴- روش شناسی

در این بخش ابتدا معادله بکار رفته برای بیان حوضه دریاچه ارومیه ارائه و سپس روش مورد استفاده برای محاسبه هر یک از مؤلفه‌های این معادله شرح داده می‌شود. تغییرات حجم ذخیره آب در حوضه با استفاده از مقادیر این مؤلفه‌ها محاسبه می‌شود. به منظور صحت سنجی نتایج، نحوه محاسبه تغییرات ذخیره آب با استفاده از داده‌های ماهواره ای GLDAS و GRACE بیان شده و در نهایت با نتایج بدست آمده از معادله بیان مقایسه می‌شود. سپس با استفاده از مقادیر بارش و ET و همچنین با استفاده از نرم افزار NETWAT که مقادیر ET گیاهی (پتانسیل) را به دست می‌دهد، نیاز آبی خالص و مقادیر درصد آب مازاد بر مصرف مصوب برای آبیاری محصولات کشت شده در

دشت‌های مهم حوضه محاسبه خواهد شد. نتایج این بخش به منظور شناسایی مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی در حوضه بکار گرفته می‌شود.

۴-۱- معادله بیان آب

بیان آب نوعی معادله بقای جرم بوده که اجزای آن با توجه به مرز سیستم مشخص می‌شوند. در این معادله تعدادی از اجزا به سیستم وارد شده و تعدادی از مرز سیستم خارج می‌شوند و اختلاف این دو مقدار آبی می‌باشد که در سیستم ذخیره شده است. با توجه به وجود آب زیرزمینی در ترم خروجی ET به دلیل آبیاری بخشی از زمین‌های کشاورزی از آب چاه‌ها، نوشتن بیان آب سطحی به تنهایی و بدون در نظر گرفتن سهم آب زیرزمینی مقذور نخواهد بود؛ چرا که در مؤلفه‌های خروجی، آب زیرزمینی در نظر گرفته شده در حالی که ورودی آب زیرزمینی به سطح دیده نمی‌شود. از طرف دیگر با توجه به پیچیدگی‌ها و عدم قطعیت‌های موجود در برآورد میزان سهم آب زیرزمینی، در این مطالعه بیان آب بدون در نظر گرفتن مؤلفه آب زیرزمینی بسته خواهد شد. حوضه دریاچه ارومیه یک حوضه بسته است به این معنی که از حوضه‌های دیگر آبی به آن وارد نمی‌شود و تنها ورودی به آن بارش بر سطح حوضه می‌باشد. بنابراین تنها مؤلفه ورودی بارش و مؤلفه‌های خروجی اصلی تبخیر و تعرق و تبخیر از سطح دریاچه می‌باشند. در این مطالعه، مقایسه زمانی به صورت ماهانه و بیان روی کل حوضه در نظر گرفته می‌شود. اختلاف ورودی و خروجی برابر آبی می‌باشد که در سیستم ذخیره شده یا از ذخایر سال گذشته سیستم برداشت شده است. با این توضیحات معادله بیان حوضه به صورت رابطه (۱۰) خواهد بود.

$$\Delta S = P - E - ET \quad (10)$$

در معادله فوق، P مقدار بارش در سطح حوضه $[L^3]$ ، E مقدار تبخیر از سطح دریاچه $[L^3]$ ، ET مقدار ET از سطح حوضه $[L^3]$ و ΔS تغییرات حجم ذخیره آب حوضه $[L^3]$ می‌باشد.

۴-۲- بارش

از آنجا که حوضه دریاچه ارومیه یک حوضه بسته می‌باشد، تنها ورودی آب حوضه از طریق بارش تأمین می‌شود. از این رو، تخمین هرچه دقیق‌تر تغییرات زمانی و مکانی بارش در سطح حوضه امکان بررسی دقیقتر بیان آب حوضه

را فراهم می‌نماید. در این مطالعه برای بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش در سطح حوضه از نقشه‌های بارش تهیه شده توسط مرکز ملی خشکسالی (NDMWC) در حوضه دریاچه ارومیه استفاده شده است. جهت تهیه این نقشه‌ها، درونبایی برای تعیین مقدار بارش با استفاده از داده‌های بارش زمینی در نقاط تعیین شده (محل و تراکم مکانی مشابه داده‌های ماهواره ای) و با استفاده از یک روش آنالیز هدف مناسب (الگوریتم $GIDS^{20}$) و با در نظر گرفتن اثرات اروگرافی (تأثیر مناطق مرتفع و کوهستانی) انجام شده است. در این مطالعه، این نقشه‌ها با داده‌های ثبت شده توسط ایستگاه‌های بارانسنجی متعلق به وزارت نیرو و صحت سنجی شده است.

۴-۳- تبخیر و تعرق (ET)

ET به مجموع آبی که به وسیله تبخیر از سطوح خاک و تعرق از گیاهان به اتمسفر منتقل گشته اطلاق می‌شود. ET یکی از اصلی‌ترین فرایندهای تشکیل دهنده‌ی چرخه هیدرولوژیکی در یک حوضه آبریز است که حاوی اطلاعات لازم به منظور برآورد میزان مصارف آب نیز می‌باشد. این متغیر معیار خوبی جهت بررسی میزان مؤثر بودن آبیاری و کل مصرف آب توسط پوشش گیاهی می‌باشد. با توجه به کاهش چشمگیر حجم آب دریاچه ارومیه در فاصله‌ی سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۶ به واسطه عوامل متعددی چون مصرف بیش از حد آب در بخش کشاورزی و عدم تأمین نیاز زیست محیطی دریاچه، برآورد ET و تحلیل تغییرات آن در حوضه دریاچه ارومیه از اهمیت زیادی به منظور شناسایی مناطق با بیشترین مصرف آب برخوردار است. همچنین، در صورت برآورد دقیق ET می‌توان از آن به عنوان ورودی یک مدل هیدرولوژیکی و یا صحت سنجی نتایج یک مدل استفاده نمود. در این مطالعه با استفاده از الگوریتم SEBAL و تصاویر ماهواره Landsat با قدرت تفکیک ۳۰ متر، مقادیر ET واقعی ماهانه برای حوضه دریاچه ارومیه برای سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ برآورد شده است.

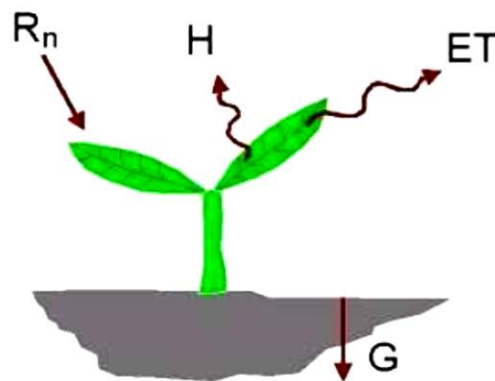
²⁰ Gradient Inverse Distance Squared

SEBAL مدل ۱-۳-۴

در مدل SEBAL، شار لحظه‌ای ET برای زمان تصویر با به کارگیری تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی با استفاده از بیان انرژی در سطح زمین (شکل ۲) محاسبه می‌شود. شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل از تصویر، به عنوان باقیمانده رابطه بیان انرژی سطح زمین طبق رابطه‌ی زیر تخمین زده می‌شود.

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (11)$$

در رابطه بالا، λET شار گرمای نهان ET ($W.m^{-2}$) است.



شکل ۲. شماتیک بیان انرژی در سطح زمین (Allen et al. ۲۰۰۲)

۲-۳-۴- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

گام نخست در روند محاسباتی الگوریتم SEBAL، محاسبه شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n) با استفاده از رابطه زیر است:

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (12)$$

که در آن α سپیدایی (بدون واحد)، $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی طول موج کوتاه لحظه‌ای ($W.m^{-2}$)، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی طول موج بلند ($W.m^{-2}$) و $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند ($W.m^{-2}$) و ϵ_0 گسیلمندی سطح (بدون واحد) می‌باشند. مقدار $R_{s\downarrow}$ به عنوان داده هواشناسی وارد مدل می‌شود.

۴-۳-۳- سپیدایی

سپیدایی یک سطح برابر با نسبت میزان انرژی بازتاب شده از سطح به انرژی دریافت شده توسط سطح است. مقادیر این کمیت می‌تواند از صفر (تاریک مطلق) تا یک (روشن مطلق) تغییر پیدا کند. سپیدایی را گاه با درصد و گاه با یک عدد اعشاری کوچک‌تر از یک نشان می‌دهند. به منظور تولید محصول لحظه‌ای سپیدایی، سپیدایی سطحی باند گسترده^{۲۱} از رابطه (۱۳) استفاده می‌شود (Bastiaanssen, ۲۰۰۰):

$$\alpha = \frac{0.254 \times \rho_b + 0.149 \times \rho_g + 0.147 \times \rho_r + 0.311 \times \rho_n + 0.103 \times \rho_{sw1} + 0.036 \times \rho_{sw2} - Prad}{A \tau_{sv}^2} \quad (13)$$

که در آن، ρ_b ، ρ_g ، ρ_r ، ρ_n ، ρ_{sw1} و ρ_{sw2} به ترتیب مقادیر بازتابش باند آبی، سبز، قرمز، مادون قرمز نزدیک^{۲۲}، مادون قرمز طول موج کوتاه ۱ و مادون قرمز طول موج کوتاه ۲ میباشند. $Prad$ ^{۲۳} تابش در طول مسیر (مقدار ثابت ۰٫۰۳) و $A \tau_{sw}$ گذردهی ظاهری اتمسفر^{۲۴} (۰٫۸۹) می‌باشد (Bastiaanssen, ۲۰۰۰).

۴-۳-۴- تابش طول موج بلند خروجی ($R_{L\uparrow}$)

$R_{L\uparrow}$ شار تابشی حرارتی است که از سطح زمین به اتمسفر منتشر می‌شود ($W.m^{-2}$). این متغیر در الگوریتم SEBAL با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن محاسبه می‌شود:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (14)$$

که در آن، ε_0 گسیلمندی سطح باند گسترده (بدون بعد)، σ ثابت استفان-بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$) و T_s دمای سطح زمین (K) است. T_s با استفاده از داده‌های حرارتی ماهواره Landsat محاسبه می‌شود.

^{۲۱} Broad-band

^{۲۲} Near infrared

^{۲۳} Path radiance

^{۲۴} Apparent atmospheric transmissivity

ε_0 راندمان انتشار طول موج بلند توسط سطح می‌باشد. تعریف دیگر ε_0 ، نسبت تابش حرارتی از یک سطح به تابش از یک سطح سیاه ایده‌آل در همان درجه حرارت است. این پارامتر به وسیله رابطه توسعه داده شده توسط Owe و Van de Griend به صورت زیر محاسبه می‌شود (Van de Griend & Owe, ۱۹۹۳):

$$\varepsilon_0 = 1.0094 + 0.047 \times \ln(NDVI) \quad (15)$$

NDVI شاخص نرمال شده اختلاف پوشش گیاهی است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می‌شود. مقدار این شاخص با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود.

$$NDVI = \frac{\rho_n - \rho_r}{\rho_n + \rho_r} \quad (16)$$

در این رابطه، ρ_n و ρ_r به ترتیب بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ (که در این محدوده نرمال شده‌اند) می‌باشند.

۴-۳-۵- تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$)

$R_{L\downarrow}$ شار تابشی حرارتی رو به پایین از اتمسفر می‌باشد ($W.m^{-2}$). این متغیر نیز با استفاده از رابطه استفان-بولتزمن به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (17)$$

که در آن ε_a گسیلمندی اتمسفر (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$)، و T_a دمای هوا (K) هستند. لایه T_a به عنوان داده هواشناسی وارد مدل می‌شود.

مقدار گسیلمندی اتمسفر با استفاده از رابطه (۱۸) محاسبه می‌شود (Schuermans et al., ۲۰۰۳):

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (18)$$

در این رابطه، τ_{sw} گذردهی اتمسفری می‌باشد و توسط رابطه (۱۹) محاسبه می‌شود.

$$\tau_{sw} = \frac{R_{s\downarrow}}{R_a} \quad (19)$$

در این رابطه، R_a تابش خورشیدی خارج از زمین^{۲۵} ($W.m^{-2}$) می باشد و از رابطه زیر محاسبه می شود (Allen et al, 2005):

$$R_a = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \quad (20)$$

که در رابطه فوق، G_{sc} ثابت خورشیدی (برابر با $1367 W.m^{-2}$)، $\cos \theta$ کسینوس زاویه برخورد اشعه خورشید به زمین و d_r مربع معکوس فاصله نسبی زمین می باشد. در ادامه، نحوه محاسبه هر یک از پارامترهای رابطه (۲۰) مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

زاویه اشعه ورودی خورشیدی^{۲۶} (θ)، زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. در مدل مسطح SEBAL فرض می گردد که سطح زمین افقی است و محاسبه $\cos \theta$ بسیار ساده و در سطح منطقه مورد نظر مقدار ثابت دارد. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos \theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و جهت شیب سطح زمین بستگی دارد. مدل SEBAL از رابطه زیر برای محاسبه $\cos \theta$ بهره می گیرد (Duffie & Beckman, 1980):

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (21)$$

در این رابطه، φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه، s شیب، ω زاویه ساعتی^{۲۷}، δ زاویه میل خورشید^{۲۸} و γ زاویه شیب سطحی می باشد (واحد تمام متغیرها بر حسب رادیان است). نقشه های شیب و جهت شیب با استفاده از مدل رقوم ارتفاعی تولید می گردند. این نقشه ها به ترتیب بیان کننده وضعیت پستی-بلندی سطح زمین و جهت آن هستند که تأثیر مهمی بر امواج بازتاب شده و محاسبات آن دارند. در نظر نگرفتن شیب در مناطق کوهستانی سبب وجود ET بالا و

^{۲۵} Extra-terrestrial solar radiation

^{۲۶} Solar incidence angle

^{۲۷} Hour angle

^{۲۸} Solar declination

غیر منطقی در منطقه کوهستانی می‌شود؛ چراکه الگوریتم به اشتباه دمای پایین سطح را به عنوان مناطق مرطوب در نظر می‌گیرد، در حالی که در این شرایط دمای پایین لزوماً به علت مرطوب بودن آن منطقه نیست بلکه ناشی از ارتفاع بالا و تابش خورشیدی دریافتی کمتر به علت جهت شیب است (Allen et al, ۲۰۰۲).

زاویه میل خورشید از رابطه ارائه شده توسط Cooper به شرح زیر محاسبه می‌گردد (Cooper, ۱۹۶۹):

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi \cdot JD}{365} - 1.39\right) \quad (22)$$

در این رابطه، JD روز ژولینی مورد بررسی می‌باشد.

زاویه ساعتی نیز تابعی از زمان استاندارد محلی (t) است و به صورت زیر تعریف می‌شود (Allen et al, ۲۰۰۲):

$$\omega = \frac{\pi}{12} \{t + 0.06667L_m + S_c\} - 12 \quad (23)$$

که در آن t زمان گذر ماهواره به وقت گرینویچ بر حسب ساعت (برای مثال برای ساعت ۷:۳۰، ۷:۵ لحاظ می‌شود)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب درجه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^{۲۹} می‌باشد که به صورت زیر اعمال می‌گردد (Allen et al, ۲۰۰۲):

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (24)$$

$$b = 2\pi (JD - 81) / 364 \quad (25)$$

d_r مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Duffle & Beckman, ۱۹۸۰):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\text{JD} \frac{2\pi}{365}\right) \quad (26)$$

^{۲۹} Solar time

۴-۳-۶- شار گرمایی زمین (G)

G نرخ ذخیره حرارت در خاک و گیاه در اثر انتقال است ($W.m^{-2}$). این شار که در اثر تابش خورشید در طول روز ایجاد می‌شود به اعماق نیمرخ خاک، تغییرات درجه حرارت، ظرفیت گرمایی خاک و ضریب هدایت گرمایی خاک بستگی دارد. الگوریتم SEBAL نسبت $\frac{G}{R_n}$ را با استفاده از رابطه تجربی (۲۷) تخمین می‌زند (Bastiaanssen, ۲۰۰۰):

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (27)$$

۴-۳-۷- شار حرارتی محسوس (H)

H میزان گرمای انتقال یافته از طریق هوا به صورت همرفت و بر اثر اختلاف دما می‌باشد ($W.m^{-2}$). تفاوت اصلی الگوریتم‌های سنجش از دور در برآورد ET، محاسبه این متغیر است. محاسبه H مبتنی بر تئوری انتقال توده‌ای گرما و اندازه حرکت بین سطح و محیط نزدیک سطح و به دست آوردن مقاومت آئروودینامیکی است که طبق رابطه زیر نوشته می‌شود (Allen et al, ۲۰۰۲):

$$H = \rho \times C_p \times \frac{dT}{r_{ah}} \quad (28)$$

در این رابطه، ρ چگالی هوا ($kg.m^{-3}$)، C_p گرمای ویژه هوا در فشار معین ($1.004 J.kg^{-1}.^{\circ}K^{-1}$)، dT اختلاف دمای هوای بین دو ارتفاع مشخص (که در این مطالعه طبق پیشنهاد Allen و همکاران (۲۰۰۲) برابر با ۰/۱ متر و ۲ متر در نظر گرفته می‌شوند) (K) و r_{ah} مقاومت آئروودینامیکی در برابر انتقال حرارت ($s.m^{-1}$) است.

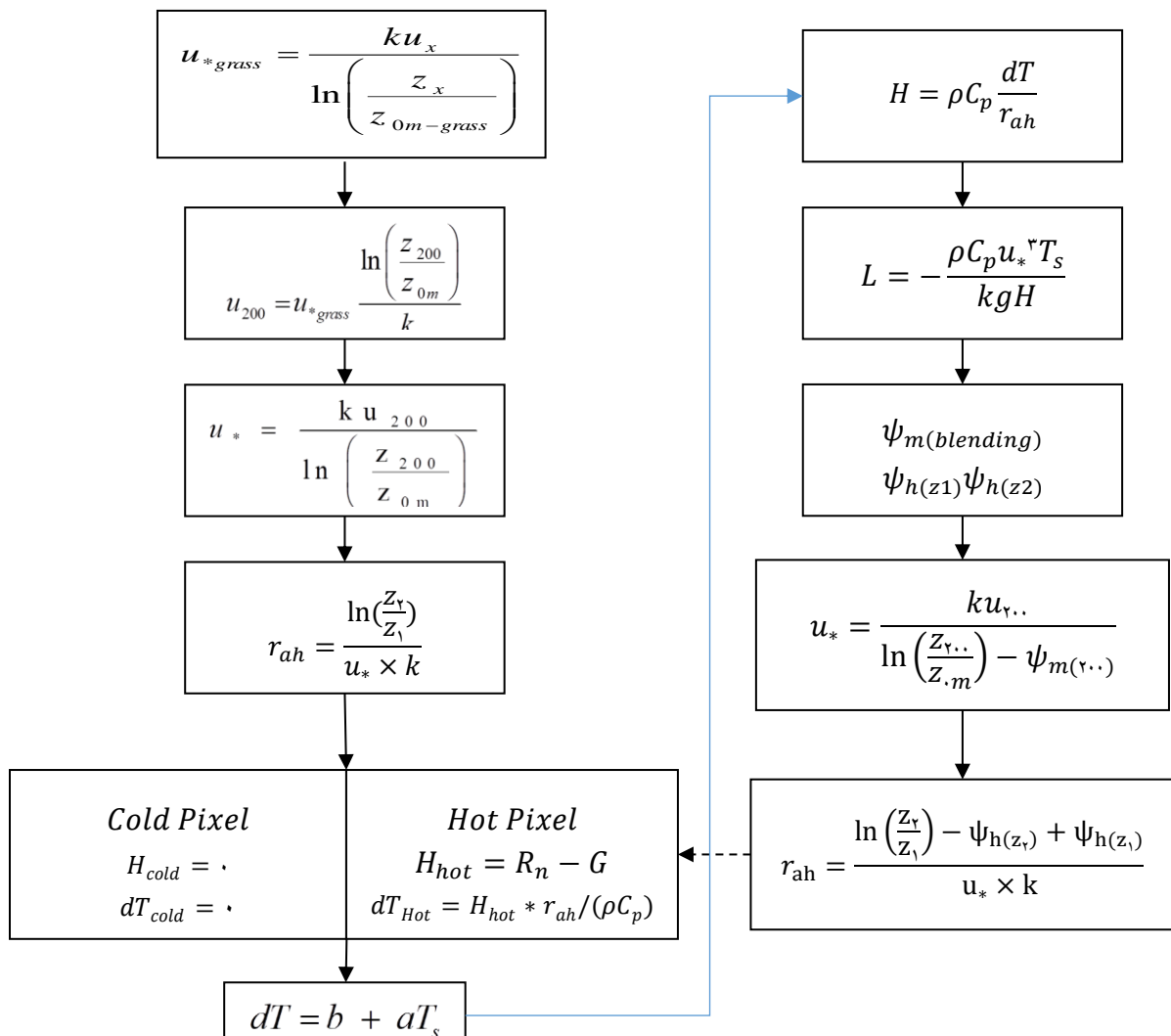
برای محاسبه ρ از رابطه زیر استفاده می‌شود (Allen et al, ۱۹۹۸).

$$\rho = \frac{1000 \times P_{air}}{1.01 \times T_s \times 287} \quad (29)$$

در این رابطه، P_{air} فشار هوا [kPa] می‌باشد و با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود (ASCE-EWRI, ۲۰۰۵).

$$P_{air} = 101.3 \left(\frac{293 - L_r \times DEM}{293} \right)^{5.26} \quad (30)$$

در این رابطه، L_T نرخ تغییر دما نسبت به ارتفاع ($0,085 \text{ K.m}^{-1}$) و DEM ارتفاع از سطح دریا (m) می باشد. حل مستقیم رابطه (۲۸) به جهت وجود دو متغیر مجهول r_{ah} و dT ممکن نمی باشد. به همین دلیل، برای حل آن 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 می شود که این فرایند در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳. مراحل محاسبه شار حرارتی محسوس (Allen et al, ۲۰۰۲)

برای در نظر گرفتن تأثیر پایداری اتمسفر بر روی r_{ah} و H ، مقدار این دو متغیر در یک فرآیند تکراری محاسبه می‌شوند؛ به این صورت که در گام اول با فرض شرایط پایداری، مقدار اولیه r_{ah} برای هر پیکسل محاسبه می‌گردد. در گام دوم با محاسبه شاخص شرایط پایداری (L) به بررسی فرض مرحله قبل (پایداری اتمسفر) پرداخته می‌شود؛ به این صورت که شرایط اتمسفر برای $L < 0$ ناپایدار، برای $L > 0$ پایدار و برای $L = 0$ خنثی می‌باشد. در صورتی که شرایط خنثی نباشد با اضافه شدن مقادیر اصلاح پایداری برای مونتوم ($\psi_{m(blending)}$) و انتقال حرارت ($\psi_h(z_2)$ و $\psi_h(z_1)$) محاسبات تکرار می‌شود تا r_{ah} پایداری و dT در پیکسل گرم همگرا شود. z_1 ارتفاع نزدیک به صفحه تغییر مکان صفر^{۳۰} برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2 ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین‌تر از لایه مرزی سطح^{۳۱} می‌باشد. بر اساس تحلیل‌های تجربی، مقدار z_1 برابر ۰/۱ و مقدار z_2 برابر ۲ متر در نظر گرفته می‌شود (Allen et al, ۲۰۰۲). در ادامه هر یک از مراحل شکل ۳ به تفصیل توضیح داده می‌شود.

۴-۳-۸- سرعت اصطکاکی برای گیاه مرجع (u_{*grass}) در شرایط اتمسفری خنثی

u_{*grass} برای شرایط اتمسفری خنثی با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$u_{*grass} = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m-grass}}\right)} \quad (31)$$

که در آن، u_x سرعت باد ($m.s^{-1}$)، k ثابت بدون بعد و ن کارمن (۰/۴۱)، z_x ارتفاع اندازه‌گیری سرعت باد (m) و $z_{0m-grass}$ طول زبری مونتوم گیاه مرجع ($0.147m$) می‌باشند.

۴-۳-۹- سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری

سرعت باد در ارتفاعی که z_{0m} هیچ‌گونه تأثیری بر آن ندارد (۲۰۰ متر) با استفاده از رابطه (۳۲) محاسبه می‌گردد (Allen et al, ۲۰۰۲).

$$u_{200} = u_{*grass} \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m-grass}}\right)}{k} \quad (32)$$

^{۳۰} Zero plane displacement

^{۳۱} Surface boundary layer

۴-۳-۱۰- سرعت اصطکاکی (u_*) در شرایط اتمسفری خنثی

مقدار u_* با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{om}}\right)} \quad (33)$$

z_{om} با استفاده از روابط تجربی الگوریتم SEBAL و با استفاده از نقشه NDVI و سیدایی طبق رابطه (۳۴) محاسبه می گردد (Bastiaanssen, ۲۰۰۰).

$$z_{om} = \exp\left(1.096 \times \frac{NDVI}{\alpha} - 5.307\right) \quad (34)$$

مقدار z_{om} برای پهنه‌های آبی ۰,۰۰۱ در نظر گرفته می شود.

۴-۳-۱۱- مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) در شرایط اتمسفری خنثی

مقدار مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت توسط رابطه (۳۵) محاسبه می شود:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* * k} \quad (35)$$

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

۴-۳-۱۲- محاسبه شار حرارتی محسوس در شرایط اتمسفری خنثی برای هر پیکسل

جهت محاسبه H با استفاده از رابطه (۲۸) لازم است dT برای هر پیکسل تعیین گردد. از آنجا که اندازه گیری دما در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می گردد که رابطه‌ای خطی بین dT و T_s برقرار است (Allen et al, ۲۰۰۲).

$$dT = b + aT_s \quad (36)$$

در این رابطه، a و b ضرایب همبستگی می‌باشند. الگوریتم SEBAL از دو پیکسل گرم و سرد (که در آن‌ها می‌توان H را پیش‌بینی نمود و dT را تخمین زد) برای محاسبه a و b استفاده می‌کند. بعد از مشخص شدن این ضرایب، با داشتن T_s هر پیکسل، می‌توان dT را برای آن پیکسل محاسبه نمود. در پیکسل سرد فرض می‌شود که H صفر است؛ بنابراین dT_{cold} نیز صفر در نظر گرفته می‌شود. در پیکسل گرم فرض می‌شود که مقدار ET صفر است. بنابراین مقدار dT_{hot} نیز با استفاده از روابط (۱۱) و (۲۸) بدست می‌آید.

در مناطق کوهستانی، جهت به دست آوردن تخمین مناسب‌تر از dT لازم است که دمای سطح بکار رفته در این رابطه بر اساس ارتفاع اصلاح شود. بنابراین یک نقشه دمای سطح مصنوعی باهدف محاسبه dT با استفاده از معادله زیر تولید می‌شود.

$$T_{corr} = T_s + 0.0085 \times DEM \quad (37)$$

که در آن DEM ارتفاع از سطح دریا (m) و T_{corr} نقشه دما اصلاح شده (K) می‌باشد. همچنین لازم است که اصلاحات مربوط به زاویه اشعه ورودی خورشیدی نیز با استفاده از معادله زیر اعمال گردد.

$$T_{sdem} = T_{corr} + \frac{G_{sc} \times d_r \times T_r \times \cos \theta - G_{sc} \times d_r \times T_r \times \cos \theta_z}{\rho \times 1004 \times 0.05} \quad (38)$$

در این رابطه، θ_z زاویه زینت^{۳۲} می‌باشد (رادیان).

۴-۳-۱۳- اعمال تأثیرات شناوری

جهت وارد نمودن تأثیرات شناوری که از گرم شدن سطح ناشی می‌شود، الگوریتم SEBAL از تئوری Monin-Obukhov در یک روند تکراری استفاده می‌کند تا مقدار Γ_{ah} پایدار شود. شرایط پایداری اتمسفر، بخصوص در شرایط خشک، تأثیر زیادی بر Γ_{ah} داشته و لازم است در محاسبه H در نظر گرفته شود. طول Monin-Obukhov (L) جهت تعیین شرایط پایداری اتمسفر در این روند تکراری طبق رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (39)$$

^{۳۲} Solar zenith angle

که در آن، g ثابت جاذبه (9.81 m/s^2) است. مقادیر L شرایط پایداری اتمسفر را تعریف می کند. $L < 0$ معادل اتمسفر غیر پایدار، $L > 0$ معادل اتمسفر پایدار و $L = 0$ معادل شرایط اتمسفر خنثی است. با توجه به شرایط اتمسفری، مقادیر اصلاح پایداری برای مومنتوم و انتقال حرارت (ψ_h و ψ_m) با استفاده از روابط زیر محاسبه می شوند (Webb et al, ۱۹۷۱). چنانچه $L < 0$ باشد:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \operatorname{Ln} \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \operatorname{Ln} \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 \operatorname{ARCTan} (x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (40)$$

$$\Psi_{h(z)} = 2 \operatorname{Ln} \left(\frac{1+x(z)^2}{2} \right) \quad (41)$$

که در آن،

$$x_{(z)} = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{0.25} \quad (42)$$

و چنانچه $L > 0$ باشد:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (43)$$

$$\Psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (44)$$

نهایتاً چنانچه $L = 0$ باشد، شرایط اتمسفر خنثی است و مقدار ψ_h و ψ_m صفر می باشند.

در این مرحله مقدار اصلاح شده u_* با توجه به شرایط اتمسفر به صورت زیر محاسبه می گردد.

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\operatorname{Ln} \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(200)}} \quad (45)$$

با اصلاح u_* می توان مقدار اصلاح شده r_{ah} را در هر مرحله تکرار بدین ترتیب به دست آورد.

$$r_{ah} = \frac{\operatorname{Ln} \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (46)$$

این روند تکراری آن قدر ادامه پیدا می کند تا dT_{hot} و r_{ah} در پیکسل "گرم" به مقداری پایدار میل پیدا کند. در نهایت مقدار نهایی H در هر پیکسل قابل محاسبه می باشد.

$$ET_{a,24} - ۱۴ - ۳ - ۴ \text{ ET واقعی روزانه } (Et_{a,24})$$

ET_{a,24} با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$ET_{a,24} = EF \times AF \times \frac{R_{n-24}}{\lambda \times \rho_w} \times 86400000 \quad (47)$$

که در آن، EF کسر تبخیر^{۳۳} (بدون بعد)، AF ضریب همرفت^{۳۴} (بدون بعد)، R_{n-24} شار تشعشع خالص روزانه (W.m⁻²)، λ گرمای نهان تبخیر (J.kg⁻¹) و ρ_w چگالی آب (معادل ۱۰۰۰ Kg.m⁻³) می باشد.

مقدار EF با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود.

$$EF = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (48)$$

مقدار AF با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود.

$$AF = 1 + 0.985 \times [\exp((e_{s-24} - e_{a-24}) \times 0.08) - 1.0] \times EF \quad (49)$$

که در آن، e_{s-24} فشار بخار اشباع روزانه (kPa) و e_{a-24} فشار بخار واقعی روزانه (kPa) می باشد. برای محاسبه e_{s-24} از معادله زیر استفاده می شود.

$$e_{s-24} = 0.6108 \times \exp\left[\frac{17.27 \times T_{24}}{T_{24} + 273}\right] \quad (50)$$

که در آن، T₂₄ دمای روزانه بر حسب درجه سانتی گراد می باشد.

مقدار e_{a-24} با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود.

^{۳۳} Evaporative fraction

^{۳۴} Advection factor

$$e_{a-24} = \frac{RH_{24}}{100} \times e_{s-24} \quad (51)$$

که در آن، RH_{24} رطوبت نسبی روزانه می باشد (%).

مقدار R_{n-24} با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود.

$$R_{n-24} = R_{ns-24} - R_{nl-24} \quad (52)$$

در رابطه فوق، R_{ns-24} شار تشعشع خالص طول موج کوتاه روزانه ($W.m^{-2}$) و R_{nl-24} شار تشعشع خالص طول موج بلند روزانه ($W.m^{-2}$) می باشد.

R_{ns-24} با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود.

$$R_{ns-24} = R_{s-24} \times (1 - \alpha) \quad (53)$$

که در آن R_{s-24} تابش ورودی طول موج کوتاه روزانه ($W.m^{-2}$) می باشد که به عنوان داده هواشناسی به مدل داده می شود.

برای محاسبه R_{nl-24} از معادله زیر استفاده می شود.

$$R_{nl-24} = \sigma \times T_{a-24}^4 \times (0.34 - 0.14 \times e_{s-24}^{0.5}) \times 1.35 \times \frac{\tau_{sw-24}}{0.45} \quad (54)$$

که در آن، T_{a-24} دمای هوای روزانه (K) و τ_{sw-24} گذردهی روزانه اتمسفری (بدون بعد) می باشد.

۴-۳-۱۵- محاسبه ET مرجع (ET_r)

برای محاسبه ET_r از شکل استاندارد شده رابطه ASCE Penman-Monteith استفاده می شود (ASCE-EWRI, ۲۰۰۵).

رابطه زیر شکل استاندارد شده رابطه ET گیاه مرجع ASCE برای گام‌های زمانی روزانه را بر حسب

میلی متر نشان می دهد.

$$ET_r = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T_{mean} + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (55)$$

که در آن، R_n تشعشع خالص در سطح پوشش گیاهی ($MJ.m^{-2}.day^{-1}$)، G شار گرمایی خاک ($MJ.m^{-2}.day^{-1}$)، T_{mean} میانگین روزانه دمای هوا در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری ($^{\circ}C$)، U_2 میانگین روزانه سرعت باد در ارتفاع ۲ متری ($m.s^{-1}$)، e_s میانگین فشار بخار اشباع در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری (kPa)، e_a میانگین فشار بخار واقعی در ارتفاع ۱/۵ تا ۲/۵ متری (kPa)، Δ شیب منحنی دما-فشار بخار ($kPa.C^{-1}$) و γ ثابت سایکرومتریکی ($kPa.C^{-1}$) می باشد. مقادیر ثابت C_n و C_d برای گام زمانی روزانه به ترتیب ۱۶۰۰ و ۰٫۳۸ می باشد.

به منظور محاسبه ثابت سایکرومتریکی از رابطه زیر استفاده می شود.

$$\gamma = \frac{C_p}{\epsilon \lambda} = 0.665 * 10^{(-3)} P \quad (56)$$

در این رابطه، P فشار اتمسفر (kPa)، λ گرمای نهان تبخیر (برابر $2,45 MJ.kg^{-1}.C^{-1}$)، C_p گرمای ویژه در فشار ثابت (برابر $1,013 \times 10^{-3} MJ.kg^{-1}.C^{-1}$) و ϵ نسبت وزن مولکولی بخار آب به هوای خشک (معادل $0/622$) می باشد. دمای میانگین روزانه عبارت است از:

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (57)$$

که در آن T_{max} حداکثر دمای هوا در روز ($^{\circ}C$) و T_{min} حداقل دمای هوا در روز ($^{\circ}C$) می باشد. فشار بخار اشباع برابر است با:

$$e^0(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T}{T + 273}\right] \quad (58)$$

که در آن $e^0(T)$ فشار بخار اشباع در دمای هوای T درجه سانتی گراد (kPa) می باشد. برای محاسبه e_s در لحظه عبور ماهواره، از دمای لحظه عبور ماهواره و رابطه (۵۸) استفاده می شود؛ اما برای محاسبه e_s روزانه از رابطه زیر استفاده می شود.

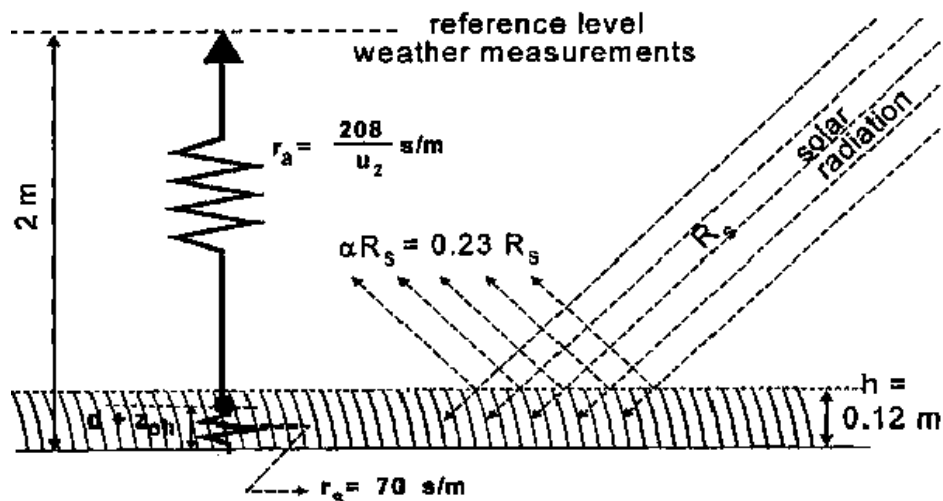
$$e_s = \left[\frac{e^0(T_{\max}) + e^0(T_{\min})}{2} \right] \quad (59)$$

$$\Delta = \frac{2504 \times \exp\left(\frac{17.27T_{\text{mean}}}{T_{\text{mean}} + 237.3}\right)}{(T_{\text{mean}} + 237.3)^2} \quad (60)$$

$$e_a = \frac{RH}{100} e^0(T_{\text{mean}}) \quad (61)$$

که در آن RH رطوبت نسبی (%) می باشد.

به منظور ساده سازی تخمین ET_r با استفاده از این روش، روند محاسبات در نرم افزار Excel و به صورت خودکار صورت گرفته است. مشخصات گیاه مرجع نیز به صورت شماتیک در شکل ۴ نمایش داده شده است.



شکل ۴. مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI, ۲۰۰۵)

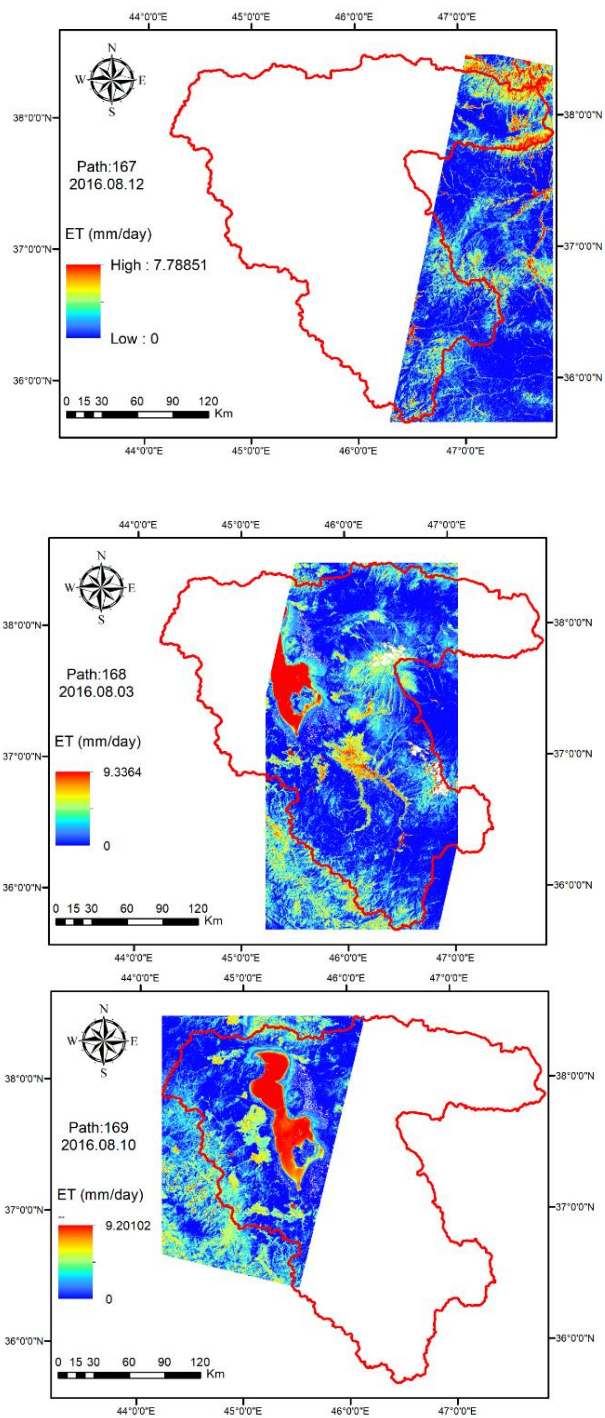
۴-۳-۱۶- پیش پردازش تصاویر Landsat

پیش پردازش تصاویر Landsat شامل دو بخش موزاییک کردن^{۳۵} تصاویر هم مسیر و حذف پیکسل های ابر و سایه می باشد که در زیر به بررسی هر کدام می پردازیم.

^{۳۵} Mosaicing

۴-۳-۱۷- موزاییک کردن تصاویر هم مسیر

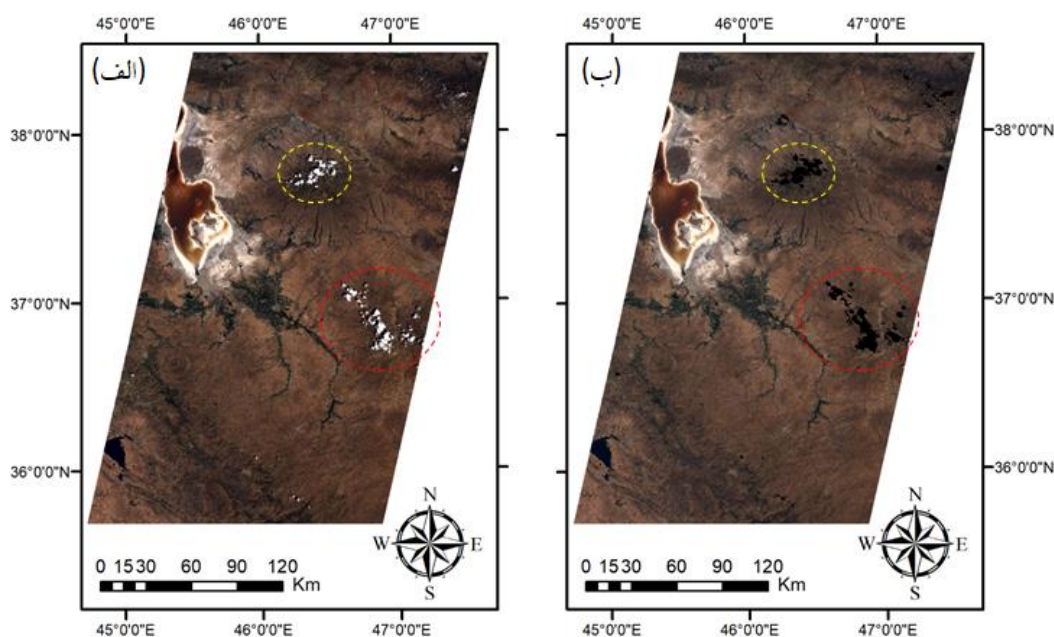
اختلاف زمان تصویر برداری دو تایل مجاور که در یک مسیر قرار دارند کمتر از یک دقیقه می‌باشد. بنابراین برای کاهش تعداد محاسبات ET، می‌توان تایل‌هایی که در یک مسیر قرار دارند را موزاییک کرد و ET آن‌ها را با هم محاسبه نمود. به عبارتی به جای آنکه ۷ بار مدل اجرا شود، ۳ بار اجرا می‌شود. برای این کار لازم است که تمامی باندهای دریافتی با هم موزاییک شوند. همچنین برای کاهش حجم محاسبات، بعد از موزاییک کردن تایل‌های هم مسیر، آن‌ها با شیپ‌فایل مرز حوضه دریاچه ارومیه کلیپ می‌شوند. شکل ۵ لایه ET محاسبه شده برای هر مسیر را نشان می‌دهد.



شکل ۵. لایه ET محاسبه شده برای هر مسیر در ماه آگوست ۲۰۱۶

۴-۳-۱۸- حذف پیکسل‌های ابر و سایه

داده‌های ثبت شده در پیکسل‌هایی که توسط ابر یا سایه ابر پوشیده شده‌اند غیر قابل اعتماد هستند و نمایانگر ویژگی‌های واقعی سطح زمین نیستند. به همین دلیل نیاز است که در ادامه محاسبات این پیکسل‌ها شناسایی و حذف گردند. برای شناسایی پیکسل‌های ابر و سایه از باند کیفیت^{۳۶} تصاویر Landsat استفاده شده است. شکل ۶ مقایسه تصویر Landsat را قبل و بعد از حذف پیکسل‌های ابر و سایه نشان می‌دهد.



شکل ۶. مقایسه تصویر Landsat قبل (الف) و بعد (ب) از حذف پیکسل‌های ابر و سایه

۴-۳-۱۹- اجرای مدل SEBAL در پایتون (PySEBAL)

اجرای مدل PySEBAL دارای دو حالت و اسنجی و اجرای نهایی میباشد. اجرای و اسنجی با هدف تعیین پیکسل گرم و سرد انجام می‌گیرد. در مدل PySEBAL پیکسل سرد بر اساس توزیع دمای سطح زمین و پیکسل گرم بر اساس توزیع مقدار NDVI بدست می‌آید. بنابراین با اجرای مدل PySEBAL در حالت و اسنجی، محدوده دمای سطح در پیکسل‌های سرد و محدوده مقدار NDVI در پیکسل‌های گرم تعیین می‌گردد. بعد از بررسی نتایج اجرای مدل در

^{۳۶} Quality band

حالت واسنجی برای ماه‌های مختلف سال و مقایسه محدوده‌های بدست آمده برای دمای سطح در پیکسل‌های سرد و NDVI در پیکسل‌های گرم مشاهده شد که محدوده‌های بدست آمده مشابه محدوده‌های استفاده شده در مطالعه (۲۰۱۹) FAO برای سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ می‌باشد. بنابراین در این مطالعه نیز از همان محدوده‌های استفاده شده در مطالعه فائو استفاده شده است. در ماه‌های گرم (آوریل تا سپتامبر) از محدوده ۳۰۸ تا ۳۱۵ کلوین برای دمای سطح در پیکسل‌های سرد و محدوده ۰,۲۰ تا ۰,۲۰۳ برای مقدار NDVI در پیکسل‌های گرم استفاده شده است. در ماه‌های سرد (اکتبر تا مارچ) از محدوده ۲۸۵ تا ۳۰۵ کلوین برای دمای سطح در پیکسل‌های سرد و محدوده ۰,۰۳ تا ۰,۱۲ برای مقدار NDVI در پیکسل‌های گرم استفاده شده است. پس از تعیین محدوده‌های پیکسل گرم و سرد، مدل PySEBAL برای استخراج نتایج نهایی اجرا می‌شود و لایه‌های ET روزانه تخمین زده می‌شوند.

۴-۳-۲۰- تبدیل لایه ET روزانه به لایه ET ماهانه

برای تبدیل هر یک از لایه‌های $ET_{a,24}$ تخمین زده شده به ET واقعی ماهانه ($ET_{a,monthly}$) از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$ET_{a,monthly} = ET_r F \times ET_{a,24} \quad (62)$$

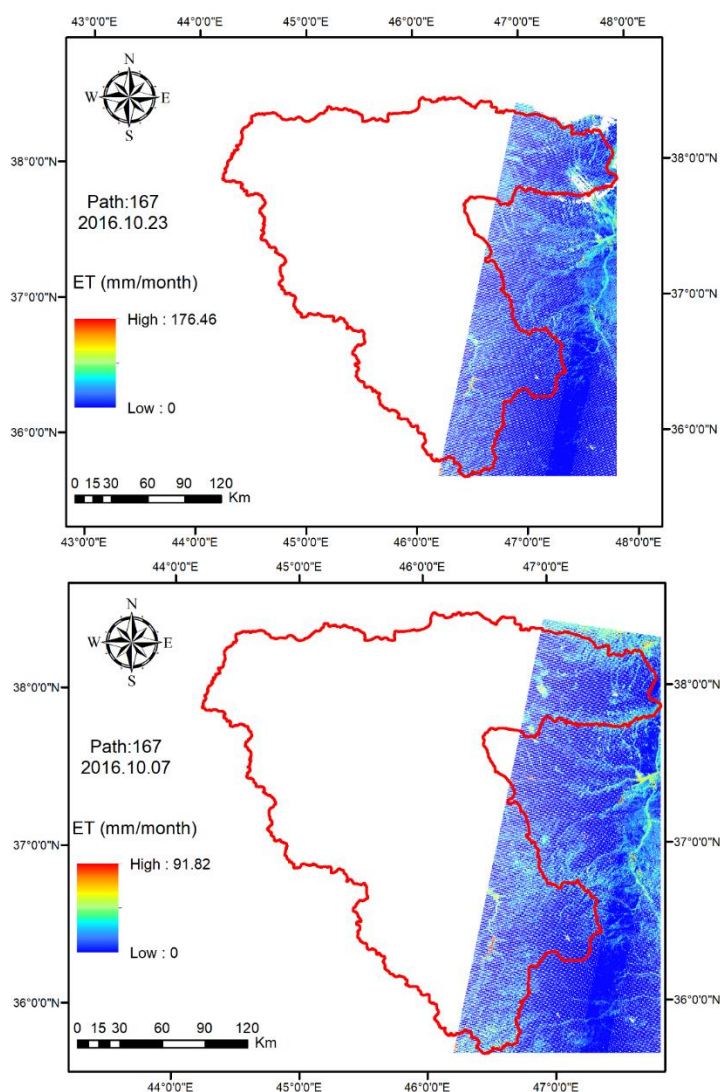
که در آن $ET_r F$ نسبت ET مرجع در روز عبور ماهواره به ET مرجع در ماه عبور ماهواره می‌باشد. ET مرجع ماهانه حاصل جمع ET مرجع روزانه روزهای هر ماه می‌باشد.

۴-۳-۲۱- پر کردن پیکسل‌های بدون داده (Gap-filling)

با وجود تلاش‌های زیاد برای انتخاب تصاویر بدون ابر، در برخی از ماه‌ها به‌ناچار از تصاویری که ابر و سایه در آنها وجود داشته است، استفاده گردیده است. در این مطالعه سعی شده است تا پیکسل‌های بدون داده در سه مرحله پر شوند. این مراحل به ترتیب عبارتند از: تخمین ET برای دو یا چند تصویر در ماه به جای یک تصویر و استفاده از الگوریتم‌های Gap-filling زمانی و مکانی.

۴-۳-۲۱-۱- استفاده از چند تصویر برای تخمین ET در یک ماه

در مرحله اول در ماههایی که تصویر بدون ابر وجود نداشته است سعی شده است در صورت امکان از دو تصویر ابری یا بیشتر برای تخمین ET استفاده شود و لایه ET واقعی ماهانه از میانگین گیری این لایه‌ها بدست آید. به طور مثال در ماه اکتبر سال ۲۰۱۶، ماهواره ۸ Landsat تصویر مناسبی از مسیر ۱۶۷ ارائه نکرده است، بنابراین مطابق شکل ۷ از دو تصویر Landsat ۷ استفاده شده است و لایه نهایی از میانگین گیری این لایه‌ها بدست آمده است.



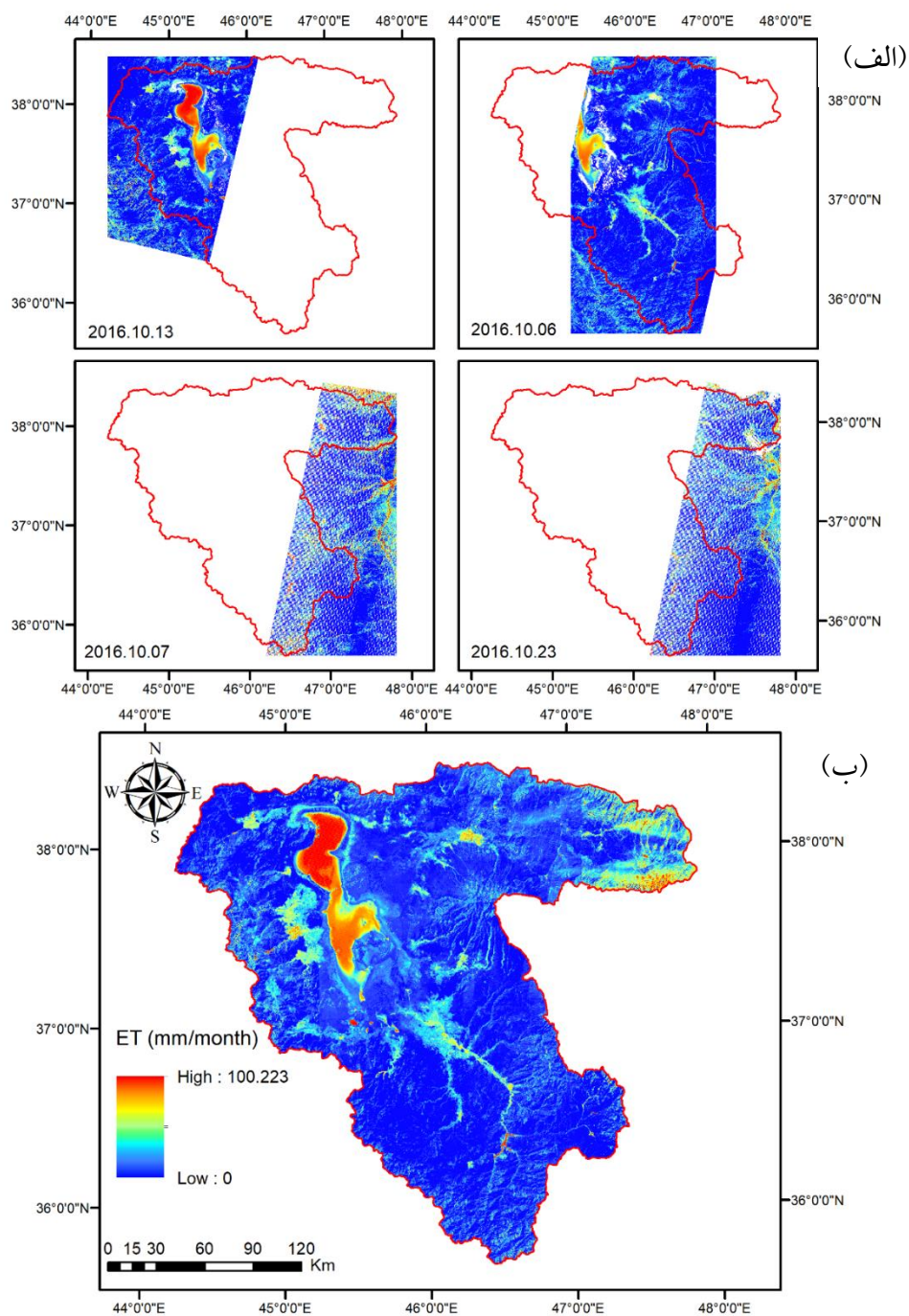
شکل ۷. لایه‌های ET مجزا برای مسیر ۱۶۷ در ماه اکتبر سال ۲۰۱۶

۴-۳-۲۱-۲- Gap-filling زمانی

برای انجام Gap-filling زمانی از روش رگرسیون وزن دار محلی استفاده شده است. در این روش در هر پیکسل، یک چند جمله‌ای به سری زمانی داده‌های همسایه (در بعد زمان) آن برازش داده می‌شود. سپس از این چند جمله برای تخمین مقدار آن پیکسل استفاده می‌شود. تابع استفاده شده برای وزن دهی به هر داده برای تعیین پارامترهای چند جمله‌ای، تابع وزن دهی Tricube می‌باشد. این تابع باعث می‌شود داده‌هایی که از نظر زمانی فاصله کمتری با زمان پیکسل مورد نظر دارند، وزن بیش تری در تعیین پارامترهای چند جمله‌ای داشته باشند. در این مطالعه در هر پیکسل یک چند جمله‌ای درجه ۲ به شش داده موجود در همسایگی آن برازش داده شده است. در صورتی که تعداد پیکسل‌های بدون داده در همسایگی پیکسل مورد نظر بیش تر از سه پیکسل شود، برای آن پیکسل چند جمله‌ای برازش داده نمی‌شود. Gap-filling زمانی بر روی همه پیکسل‌ها انجام می‌گیرد که باعث اصلاح داده‌های پرت و هموارتر شدن سری زمانی داده‌ها می‌شود.

۴-۳-۲۱-۳- Gap-filling مکانی

پیکسل‌هایی که بعد از Gap-filling زمانی همچنان بدون داده باشند، با استفاده از Gap-filling مکانی پر خواهند شد. Gap-filling مکانی تنها در پیکسل‌های بدون داده انجام می‌شود و مقادیر پیکسل‌های دارای داده را تغییر نمی‌دهد. در این مطالعه از روش درونیایی bicubic spline استفاده می‌شود. این روش نسخه دو بعدی روش cubic spline می‌باشد و از ۱۶ پیکسل مجاور برای درونیایی استفاده می‌کند. در روش cubic spline به چهار پیکسل مجاور یک چند جمله‌ای درجه ۳ برازش داده می‌شود و با استفاده از آن یک مقدار برای پیکسل بدون داده تخمین زده می‌شود. شکل ۸ لایه‌های استفاده شده برای تهیه لایه ET ماه اکتبر سال ۲۰۱۶ و نتیجه نهایی بعد از میانگین گیری و انجام Gap-filling را نشان می‌دهد.



شکل ۸. لایه‌های استفاده شده برای تهیه لایه ET ماه اکتبر سال ۲۰۱۶ (الف) و نتیجه نهایی (ب)

۴-۴- تبخیر از سطح دریاچه

تبخیر یکی از مؤلفه‌های اصلی بیان آب دریاچه‌ها، مخازن سدها و سایر پهنه‌های آبی می‌باشد که مقدار آب از دست رفته به وسیله آن برای مدیریت منابع آبی از اهمیت خاصی برخوردار است. در مطالعه حاضر، از نتایج تبخیر محاسبه شده در گزارش "برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از سنجنده مودیس در سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی" که توسط مرکز تحقیقات سنجش از دور در سال ۱۳۹۸ انجام گرفته، استفاده شده است (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۸). در این تحقیق به طور کلی از چهار روش کلی برای تخمین تبخیر از سطح آب و صحت سنجی آن استفاده شده است. نتایج این روش‌ها با تبخیر از تشتک شور در ایستگاه گل‌مانخانه مقایسه شده است. این روش‌ها عبارت‌اند از روش بیان انرژی، روش‌های ترکیبی، روش‌های تجربی و استفاده از تشتک تبخیر. در نهایت مقایسه مقادیر تبخیر به دست آمده از هر روش با تشتک آب شور، بر اساس شاخص‌های MAE، RMSE، CV-RMSE و Correlation نشان داد که روش DeBruin-Keijman که جزو روش‌های ترکیبی است، بهترین روش برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه می‌باشد. طبق نتایج تحلیل حساسیت که بر مبنای روش DeBruin-Keijman انجام گردید، برآورد تبخیر بیشترین حساسیت را به دمای هوا و دمای سطح آب، و کمترین حساسیت را به فشار هوا و دمای نقطه شبنم نشان می‌دهد. شرح تفصیلی این روش در گزارش نام برده موجود می‌باشد.

۴-۵- تهیه نقشه پوشش گیاهی و نیاز آبی خالص و شناسایی مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی

با توجه به اهمیت استفاده بهینه از منابع آبی حوضه و در راستای طرح احیای دریاچه ارومیه، بررسی وضعیت مصارف کشاورزی در دشت‌های مهم حوضه ارومیه در این مطالعه انجام گرفته است. جهت نیل به این هدف، دسترسی به داده‌های قابل اعتماد در مورد میزان آب در دسترس و همچنین میزان مصارف آب حوضه ضروری است که نقشه‌های ET تولید شده در این مطالعه با پوشش زمانی و مکانی مناسب می‌تواند برای استخراج این اطلاعات مورد استفاده قرار گیرد. این مطالعه در سطح دشت‌های مهم حوضه که شامل دشت‌های ارومیه، سلماس، میان‌دوآب، مهاباد و تبریز هستند انجام گرفته است که مساحت این دشت‌ها به ترتیب ۹۱/۸، ۶۰/۱۷، ۱۳۴/۷۴، ۲۴/۹۳ و ۸۵/۹۲ هزار هکتار می‌باشد. موقعیت مکانی این دشت‌ها در شکل ۹ نمایش داده شده است. اولین گام در این بخش، تهیه نقشه پوشش گیاهی حوضه می‌باشد. در مطالعه حاضر از نقشه الگوی کشت حوضه که توسط مرکز تحقیقات

سنجش از دور در مطالعه ای با عنوان "برآورد تغییرات الگوی کشت محصولات کشاورزی غالب در حوزه دریاچه ارومیه طی سال‌های ۱۳۹۲ تا ۱۳۹۸" بدست آمده، استفاده شده است (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۹). سپس نیاز خالص و ناخالص آبیاری محصولات تحت کشت در حوزه به تفکیک هر دشت محاسبه شده است. برای تعیین میزان نیاز خالص آبی هر محصول، لازم است که مقادیر تبخیر تعرق پتانسیل (ET_p) و بارش مؤثر محاسبه شود. برای تخمین ET_p از نرم افزار NETWAT استفاده شده است. بارش مؤثر به صورت ۷۰ درصد بارش کل محاسبه شده است.

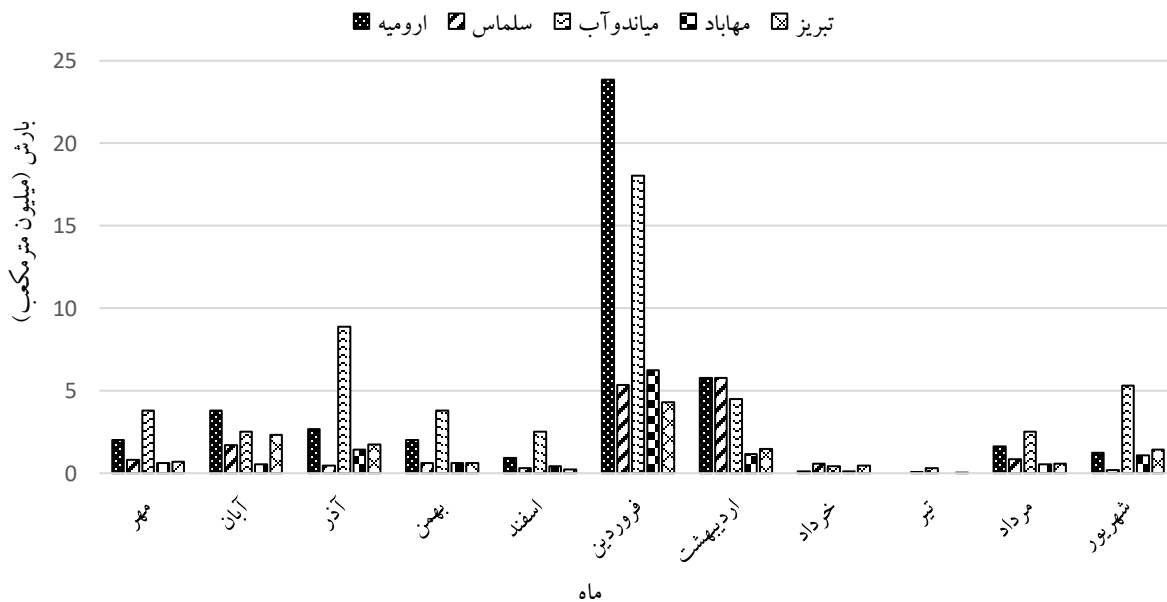


شکل ۹. موقعیت قرارگیری دشت‌های اصلی حوزه دریاچه ارومیه

۴-۵-۱- بارش مؤثر

برای محاسبه نیاز خالص آبی محصولات مختلف، مقدار بارش مؤثر با بهره گیری از مقادیر بارش ماهانه حوزه بدست می آید. بارش مؤثر برابر است با بخشی از بارش کل که بطور مفید مورد استفاده گیاه قرار می گیرد. برای محاسبه

مقدار بارش مؤثر روش‌های مختلفی وجود دارد. یکی از روش‌های ساده و پرکاربرد در نظر گرفتن ۷۰ درصد میزان بارش به عنوان بارش مؤثر می‌باشد که در این مطالعه از آن استفاده شده است. در شکل ۱۰ حجم بارش مؤثر در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های زراعی ۱۳۹۴-۹۵ و ۱۳۹۵-۹۶ نمایش داده شده است.



شکل ۱۰. حجم بارش مؤثر در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه

۴-۵-۲- تبخیر و تعرق پتانسیل (ET_p)

تبخیر و تعرق پتانسیل نشانگر میزان ET گیاه در صورت در دسترس بودن آب به حد کافی می‌باشد. در این مطالعه، مقدار ET_p هر محصول در هر دشت حوضه از نرم افزار NETWAT استخراج شده است. در این نرم افزار مقادیر ET_p ، بارش مؤثر و نیاز خالص آبی در مقیاس ماهانه به تفکیک هر محصول در ۶۲۰ دشت در کشور ارائه شده است. روش محاسباتی این نرم افزار براساس روش پنمن مانیتث فائو می‌باشد به طوریکه ET_p از حاصلضرب تبخیر و تعرق مرجع (ET_0) در ضریب گیاهی (Crop Coefficient) بدست می‌آید. تبخیر و تعرق مرجع میزان تبخیر و تعرق گیاه مرجع را با توجه به دمای هوا، سرعت باد، مقدار تشعشع و سایر متغیرهای هواشناسی مشخص می‌کند. این گیاه معمولاً چمن یا یونجه در نظر گرفته می‌شود. برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع از روش پنمن - مانیتث استفاده می‌شود که در بخش تبخیر و تعرق مرجع این گزارش به آن پرداخته شده است. ضریب گیاهی که با K_c نمایش داده می‌شود، به

صورت یک منحنی است که برای هر گیاه منحصر به فرد بوده و با توجه به دوره رشد گیاه محاسبه می‌شود. این ضریب در واقع نشان می‌دهد یک گیاه مشخص با توجه به خصوصیات و دوره رشد خود چه مقدار از تبخیر تعرق مرجع را به خود اختصاص می‌دهد.

۴-۵-۳- نیاز خالص آبیاری و میزان مصرف مازاد بر نیاز

هر محصول کشاورزی در طول دوره رشد خود به مقدار معینی آب نیاز دارد که به روش‌های مختلف تأمین می‌شود. بخشی از این آب از طریق بارش، بخشی از طریق آب جذب شده توسط ریشه گیاهان و باقیمانده آب که نیاز خالص آبی گیاه نامیده می‌شود، از طریق آبیاری تأمین می‌شود. به میزانی از بارش که به طور مفید مورد استفاده گیاه قرار می‌گیرد، بارش مؤثر گفته می‌شود. از اختلاف ET_p و بارش مؤثر، میزان نیاز خالص آبی گیاه بدست می‌آید. به علت مناسب نبودن شیوه آبیاری ممکن است تمام این میزان آبیاری مؤثر واقع نشده و مقداری از آن اتلاف گردد. از حاصل تقسیم نیاز خالص آبی و راندمان آبیاری، نیاز ناخالص آبیاری بدست می‌آید. در واقع این میزان آبی است که باید برای آبیاری مصرف شود که مقداری از آن نیز تلف خواهد شد. از طرفی، از اختلاف تبخیر تعرق واقعی و بارش مؤثر مقدار آبی که از طریق آبیاری تأمین شده است، به دست می‌آید. نهایتاً از تفاضل آب تأمین شده از طریق آبیاری و نیاز ناخالص آبیاری، مقدار مازاد آبیاری مشخص می‌شود. در صورتی که این عدد بزرگتر از صفر بوده نشانگر آبیاری مازاد بر نیاز و در صورتی که کوچکتر از صفر باشد نشانگر کم آبیاری می‌باشد. مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی مناطقی هستند که در آن‌ها آب بیش از نیاز واقعی مصرف شده باشد.

۵- داده‌های استفاده شده

۵-۱- داده‌های هواشناسی

مدل PySEBAL داده‌های هواشناسی را به صورت لحظه‌ای (لحظه عبور ماهواره) و روزانه (روز عبور ماهواره) دریافت می‌کند. این داده‌ها عبارتند از تابش ورودی طول موج کوتاه (وات بر متر مربع)، سرعت باد (متر بر ثانیه)، دمای هوا (درجه سانتی‌گراد)، فشار هوا (میلی‌بار) و رطوبت نسبی (%). در این مطالعه از داده‌های نسخه ۲,۱ پایگاه

داده‌ای GLDAS^{۳۷}، با توان تفکیک مکانی ۰٫۲۵ درجه و توان تفکیک زمانی سه ساعته، موجود در آدرس https://hydro1.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data/GLDAS/GLDAS_NOAH0253H.2.1/ استفاده شده است. از آنجایی که زمان عبور ماهواره تقریباً ساعت ۷ و ۳۰ دقیقه به وقت گرینویچ می‌باشد، برای تخمین داده‌های هواشناسی لحظه عبور ماهواره از داده‌های ساعت ۶ و ۹ روز عبور ماهواره میانگین گرفته شده است. همچنین برای تخمین داده‌های هواشناسی روز عبور ماهواره از میانگین داده‌های سه ساعته استفاده شده است. دمای هوای GLDAS از کلون به سانتی‌گراد و فشار هوای GLDAS از پاسکال به میلی‌بار تبدیل شده است. داده رطوبت نسبی (RH) در پایگاه داده‌ای GLDAS وجود ندارد، اما داده رطوبت ویژه را می‌توان از این پایگاه داده‌ای دریافت کرد. بنابراین برای تبدیل رطوبت ویژه GLDAS به RH از رابطه‌های زیر استفاده شده است.

$$RH = \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (63)$$

که در آن، e فشار بخار (میلی‌بار) و e_s فشار بخار اشباع (میلی‌بار) می‌باشد. برای محاسبه e و e_s از روابط زیر استفاده می‌شود.

$$e_s = 6.112 \times \exp((17.67 \times T_{air}) / (T_{air} + 243.5)) \quad (64)$$

که در آن T_{air} دمای هوا (سانتی‌گراد) است که از پایگاه داده‌ای GLDAS قابل دریافت است.

$$e = Q_{air} \times \frac{P}{0.378 \times Q_{air} + 0.622} \quad (65)$$

که در آن، P فشار هوا (میلی‌بار) و Q_{air} رطوبت ویژه (کیلوگرم بر کیلوگرم) می‌باشد. هر دو داده P و Q_{air} از پایگاه داده‌ای GLDAS قابل دریافت هستند.

برای تبدیل نقشه‌های ET روزانه تولید شده توسط مدل PySEBAL به نقشه ET ماهانه، از ET مرجع محاسبه شده با استفاده از داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه استفاده شده است. داده‌هایی که از اطلاعات این ایستگاه

^{۳۷} Global Land Data Assimilation System

سینوپتیک استخراج شده عبارت‌اند از: دمای روزانه کمینه (درجه سانتی‌گراد)، دمای روزانه بیشینه (درجه سانتی‌گراد)، متوسط دمای روزانه هوا (درجه سانتی‌گراد)، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (متر بر ساعت) که در محاسبات به ارتفاع ۲ متری تبدیل گردید، رطوبت نسبی (درصد) و تعداد ساعات آفتابی (ساعت).

۲-۵- داده‌های خاک

داده‌های خاک مورد نیاز در PySEBAL عبارتند از رطوبت خاک اشباع، رطوبت خاک باقیمانده^{۳۸}، ظرفیت نگهداری^{۳۹}، نقطه پژمردگی^{۴۰}. در این مطالعه از داده‌های پایگاه داده‌ای HiHydroSoil با توان تفکیک مکانی یک کیلومتر استفاده شده است.

۳-۵- داده‌های ماهواره ای

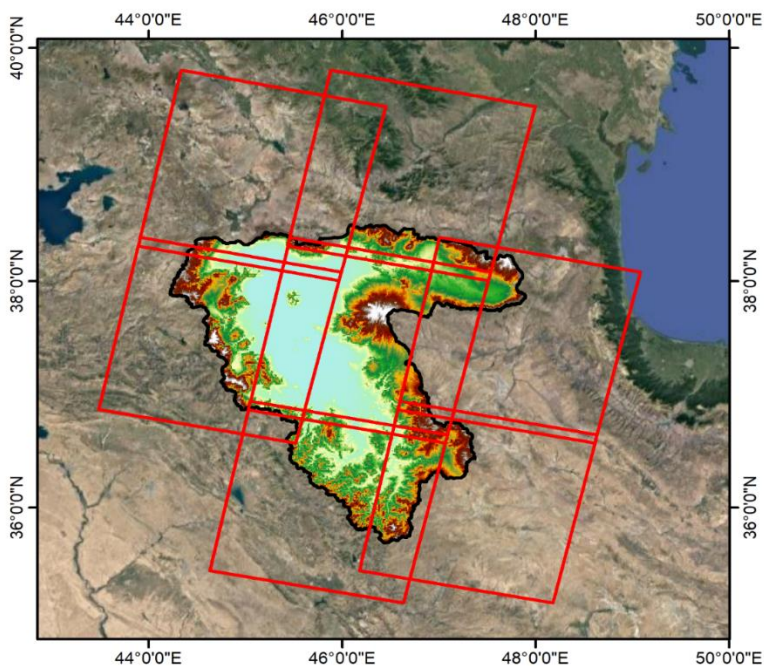
در این مطالعه برای تخمین هر یک از مؤلفه‌های بیان انرژی از تصاویر ۸ landsat استفاده شده است. در ماه‌هایی که به دلیل ابری بودن آسمان، تصویر مناسبی از ۸ Inadsat در دسترس نبوده است، از تصاویر Landsat ۷ استفاده شده است. شکل ۱۱ نحوه قرار گرفتن تایل‌های سنجنده landsat بر روی حوضه دریاچه ارومیه را نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل مشخص است برای پوشش کامل حوضه دریاچه ارومیه به ۷ تایل که در سه مسیر^{۴۱} متفاوت قرار دارند نیاز است. مسیرهای ۱۶۷ و ۱۶۹ دارای دو تایل و مسیر ۱۶۸ دارای سه تایل می‌باشد. در این مطالعه به طور کلی از ۲۲۰ تصویر لندست استفاده شده است. جدول ۲ تاریخ تصاویر مورد استفاده برای تخمین ET در هر ماه را نشان می‌دهد.

^{۳۸} Residual soil moisture

^{۳۹} Field capacity

^{۴۰} Wilting point

^{۴۱} Path



شکل ۱۱. نحوه پوشش حوضه دریاچه ارومیه توسط تایل های ماهواره Landsat

جدول ۲. تاریخ تصاویر استفاده شده در تخمین ET هر ماه

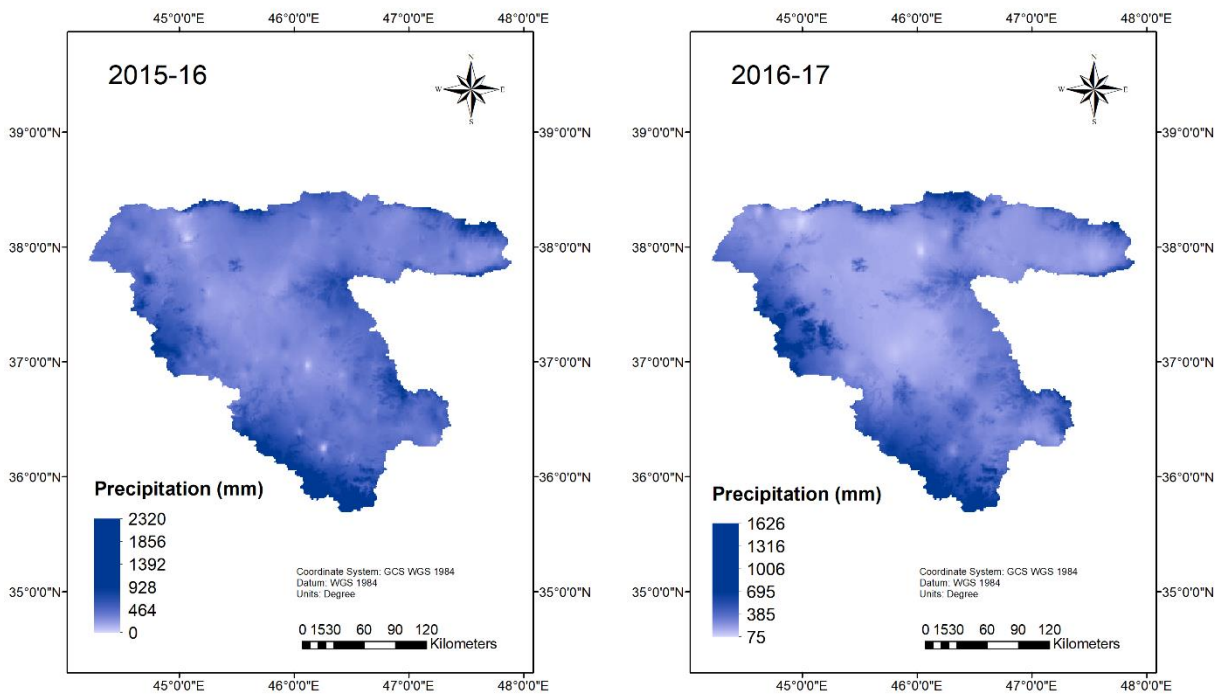
| | L _s Path ۱۶۷ | L _s Path ۱۶۸ | L _s Path ۱۶۹ | L _v Path ۱۶۷ | L _v Path ۱۶۸ | L _v Path ۱۶۹ |
|--------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| ژانویه ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۱۷/۱ | | ۲۰۱۶/۳۱/۱ | | ۲۰۱۶/۱۶/۱ | |
| فوریه ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۱۸/۲ | ۲۰۱۶/۲۵/۲ | ۲۰۱۶/۱۶/۲ | | | |
| مارس ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۵/۳ | ۲۰۱۶/۱۲/۳ | ۲۰۱۶/۱۹/۳ | ۲۰۱۶/۱۳/۳ | | |
| آوریل ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۶/۴ | | ۲۰۱۶/۲۰/۴ | | ۲۰۱۶/۵/۴ | ۲۰۱۶/۲۱/۴ |
| مه ۲۰۱۶ | | ۲۰۱۶/۳۱/۵ | ۲۰۱۶/۲۲/۵ | ۲۰۱۶/۱۶/۵ | ۲۰۱۶/۲۳/۵ | |
| ژوئن ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۹/۶ | | ۲۰۱۶/۲۳/۶ | | ۲۰۱۶/۸/۶ | ۲۰۱۶/۲۴/۶ |
| ژوئیه ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۱۱/۷ | ۲۰۱۶/۱۸/۷ | ۲۰۱۶/۲۵/۷ | | | |
| اوت ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۱۲/۸ | ۲۰۱۶/۳/۸ | ۲۰۱۶/۱۰/۸ | | | |
| سپتامبر ۲۰۱۶ | ۲۰۱۶/۱۳/۹ | ۲۰۱۶/۴/۹ | ۲۰۱۶/۱۱/۹ | | | |
| اکتبر ۲۰۱۶ | | ۲۰۱۶/۶/۱۰ | ۲۰۱۶/۱۳/۱۰ | ۲۰۱۶/۷/۱۰ | | |

| | L۸ Path ۱۶۷ | L۸ Path ۱۶۸ | L۸ Path ۱۶۹ | L۷ Path ۱۶۷ | L۷ Path ۱۶۸ | L۷ Path ۱۶۹ |
|--------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------------|-------------|--------------------------|
| | | | | ۲۰۱۶/۲۳/۱۰ | | |
| نوامبر ۲۰۱۶ | | ۲۰۱۶/۲۳/۱۱ | ۲۰۱۶/۱۴/۱۱ | ۲۰۱۶/۲۴/۱۱ ۲۰۱۶/۸/۱۱ | | ۲۰۱۶/۲۲/۱۱ |
| دسامبر ۲۰۱۶ | | ۲۰۱۶/۹/۱۲ | ۲۰۱۶/۱۶/۱۲ | ۲۰۱۶/۱۰/۱۲ ۲۰۱۶/۲۶/۱۲ | | |
| ژانویه ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۳/۱ ۲۰۱۷/۱۹/۱ | ۲۰۱۷/۱۰/۱ | | | | |
| فوریه ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۴/۲ ۲۰۱۷/۲۰/۲ | ۲۰۱۷/۲۷/۲ | ۲۰۱۷/۱۸/۲ | | | |
| مارس ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۸/۳ | | | | ۲۰۱۷/۷/۳ | ۲۰۱۷/۱۴/۳ ۲۰۱۷/۳۰/۳ |
| آوریل ۲۰۱۷ | | ۲۰۱۷/۱۶/۴ | | ۲۰۱۷/۱۷/۴ | | ۲۰۱۷/۱۵/۴ |
| مه ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۱۱/۵ ۲۰۱۷/۲۷/۵ | ۲۰۱۷/۱۸/۵ | ۲۰۱۷/۲۵/۵ | | | |
| ژوئن ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۱۲/۶ ۲۰۱۷/۲۸/۶ | ۲۰۱۷/۳/۶ ۲۰۱۷/۱۹/۶ | ۲۰۱۷/۱۰/۶ ۲۰۱۷/۲۶/۶ | | | |
| ژوئیه ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۱۴/۷ ۲۰۱۷/۳۰/۷ | ۲۰۱۷/۵/۷ ۲۰۱۷/۲۱/۷ | ۲۰۱۷/۱۲/۷ ۲۰۱۷/۲۸/۷ | | | |
| اوت ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۱۵/۸ ۲۰۱۷/۳۱/۸ | ۲۰۱۷/۶/۸ ۲۰۱۷/۲۲/۸ | ۲۰۱۷/۱۳/۸ ۲۰۱۷/۲۹/۸ | | | |
| سپتامبر ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۱۶/۹ | ۲۰۱۷/۲۳/۹ | ۲۰۱۷/۱۴/۹ | | | |
| اکتبر ۲۰۱۷ | ۲۰۱۷/۲/۱۰ ۲۰۱۷/۱۸/۱۰ | ۲۰۱۷/۹/۱۰ ۲۰۱۷/۲۵/۱۰ | ۲۰۱۷/۱۶/۱۰ | | | ۲۰۱۷/۸/۱۰ |
| نوامبر ۲۰۱۷ | | | ۲۰۱۷/۱۷/۱۱ | ۲۰۱۷/۲۷/۱۱ | ۲۰۱۷/۱۸/۱۱ | |
| دسامبر ۲۰۱۷ | | ۲۰۱۷/۱۲/۱۲ | ۲۰۱۷/۳/۱۲ | ۲۰۱۷/۱۳/۱۲ | | ۲۰۱۷/۱۱/۱۲ ۲۰۱۷/۲۷/۱۲ |

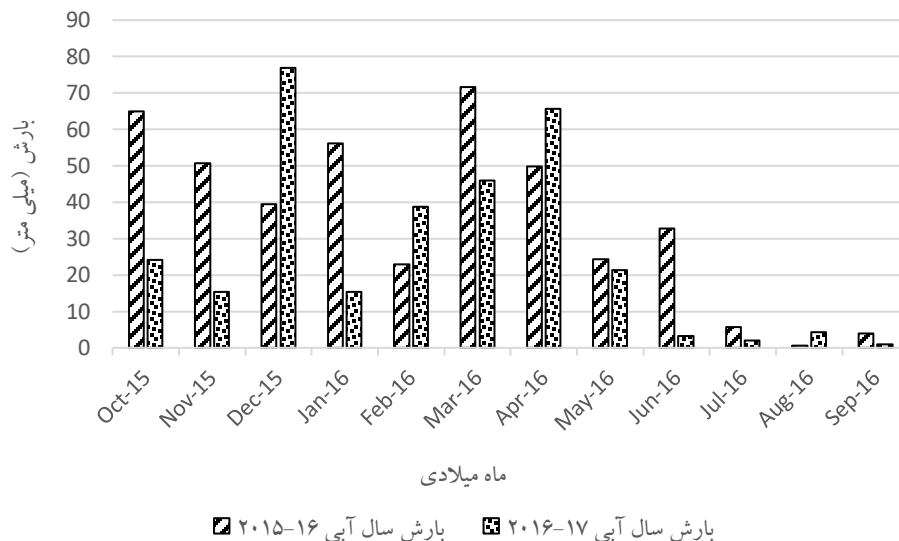
۶- نتایج

۶-۱- بارش

نقشه میزان بارندگی در حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ در شکل ۱۲ ارائه شده است. سری زمانی تغییرات ماهانه بارندگی در این دو سال نیز در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود. متوسط میزان بارندگی در سال ۲۰۱۵-۱۶ برابر ۴۲۳ میلی‌متر و در سال ۲۰۱۶-۱۷ برابر ۳۱۴ میلی‌متر می‌باشد که به ترتیب بیشتر و کمتر از میانگین بارش بلند مدت حوضه (۳۷۸ میلی‌متر) است. حجم کل بارندگی حوضه در این دو سال به ترتیب ۲۱/۹ و ۱۶/۲ میلیارد متر مکعب در سال می‌باشد. میانگین بارش در سال آبی ۲۰۱۶-۱۷، ۵/۷ میلیارد متر مکعب کمتر از سال آبی ۲۰۱۵-۱۶ می‌باشد.



شکل ۱۲. نقشه بارش سالانه در حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷



شکل ۱۳. تغییرات ماهانه بارش در حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷

۶-۱-۱- مقایسه مقادیر بارش ماهانه از محصولات TRMM و NDMWC

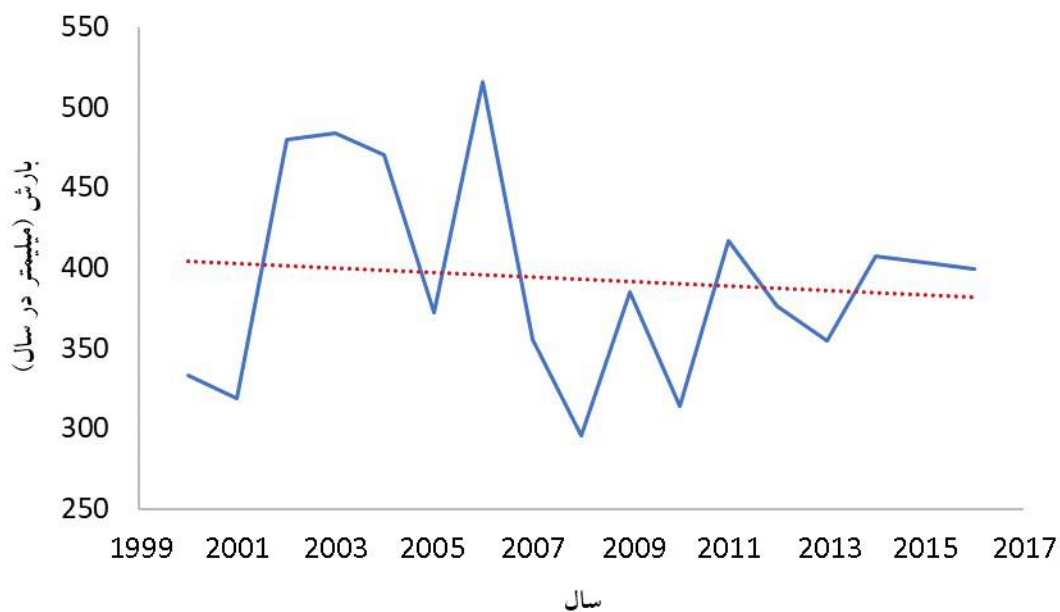
به منظور تخمین بارش از سنجش از دور، محصولات ماهواره ای متنوعی موجود هستند. منابع در دسترس برای برآورد بارش شامل محصولات بارش شبکه بندی جهانی یا GPCC^{۴۲} و CAMS^{۴۳} که توسط NOAA^{۴۴} تهیه شده است، می‌باشند. این دو منبع مجزا برای تولید محصول TRMM-TMPA ۳B۴۳ با یکدیگر ادغام شده اند (Huffman et al., ۱۹۹۷، ۲۰۰۷). در این مطالعه از داده‌های ماهانه TRMM ۳B۴۳-۷۷ برای صحت سنجی مقادیر بارش ماهانه استفاده شده است. شکل ۱۴ سری زمانی بارش سالانه به دست آمده از ماهواره TRMM در حوضه دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۵ را نمایش می‌دهد (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۸). روند کاهشی این سری زمانی گواه بر کاهش میزان بارش در این منطقه می‌باشد که بر اساس آزمون من کندال، این روند غیرمعنادار است. همچنین، سری زمانی تغییرات بارش این محصول در مقیاس ماهانه در بازه زمانی سال ۲۰۰۰ تا

^{۴۲} Global Precipitation Climatology Center

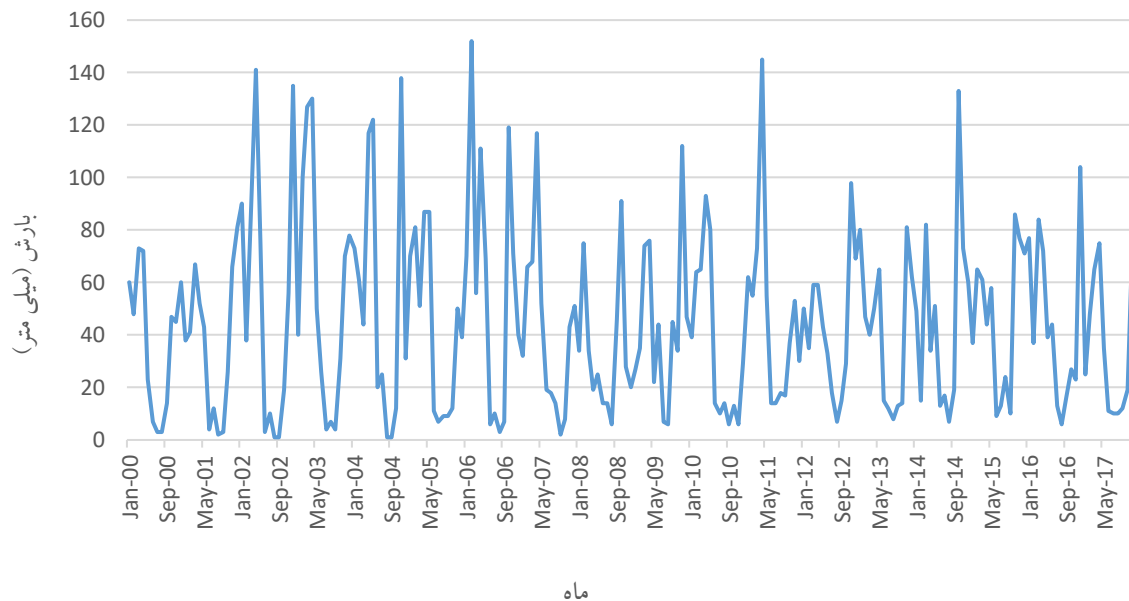
^{۴۳} Climate Anomaly Monitoring System

^{۴۴} National Oceanic and Atmospheric Administration

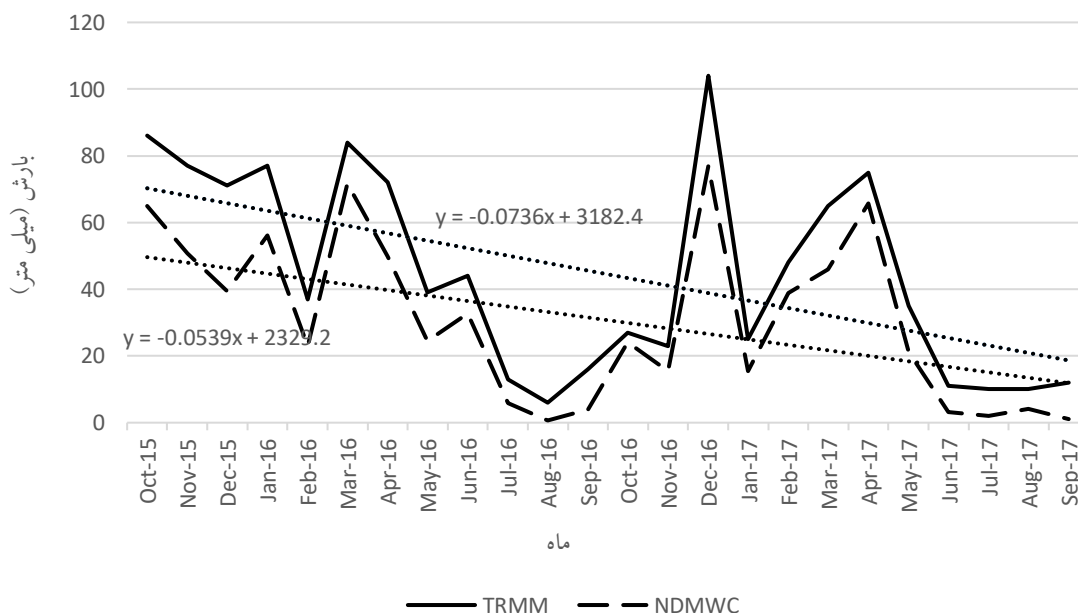
۲۰۱۷ در حوضه دریاچه ارومیه در شکل ۱۵ ارائه است. در شکل ۱۶ مقادیر بارندگی ماهانه استفاده شده در این مطالعه با مقادیر ماهواره TRMM مقایسه شده است. طبق این نمودار مقدار بارندگی در حوضه دریاچه ارومیه طی این دو سال روند نزولی داشته است. از جهت مقدار بارندگی سالانه بنظر می‌رسد مقادیر ماهواره TRMM به صورت دست بالا گزارش شده اما دارای روند مشابه با بارش استفاده شده در این مطالعه می‌باشد. شکل ۱۷ میزان همبستگی بالای بارش ماهواره TRMM با مقادیر بارش این مطالعه را نشان می‌دهد.



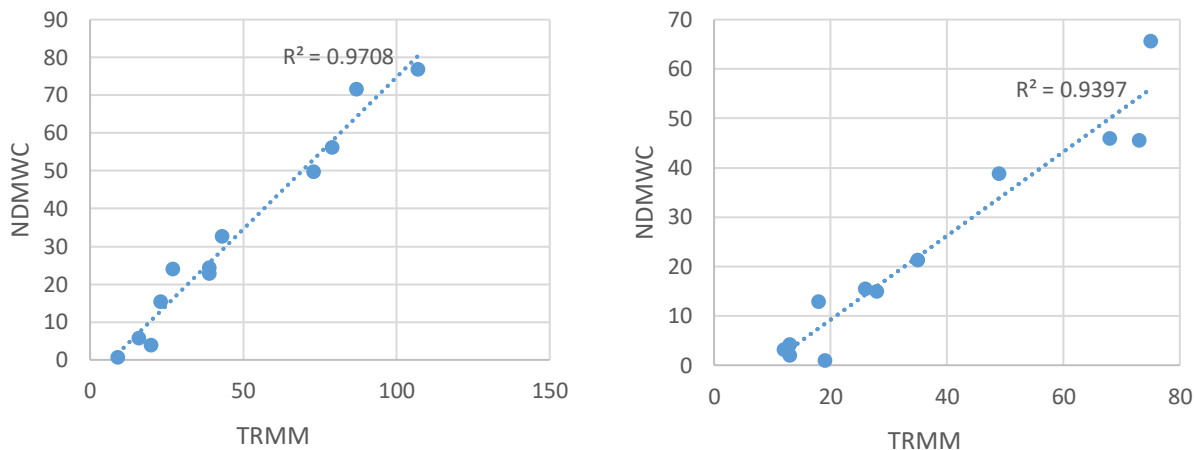
شکل ۱۴. سری زمانی بارش سالانه در حوضه دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۵ (ماهواره TRMM) (مرکز تحقیقات سنجش از دور، ۱۳۹۸)



شکل ۱۵. تغییرات ماهانه بارش ماهواره TRMM در حوضه دریاچه ارومیه



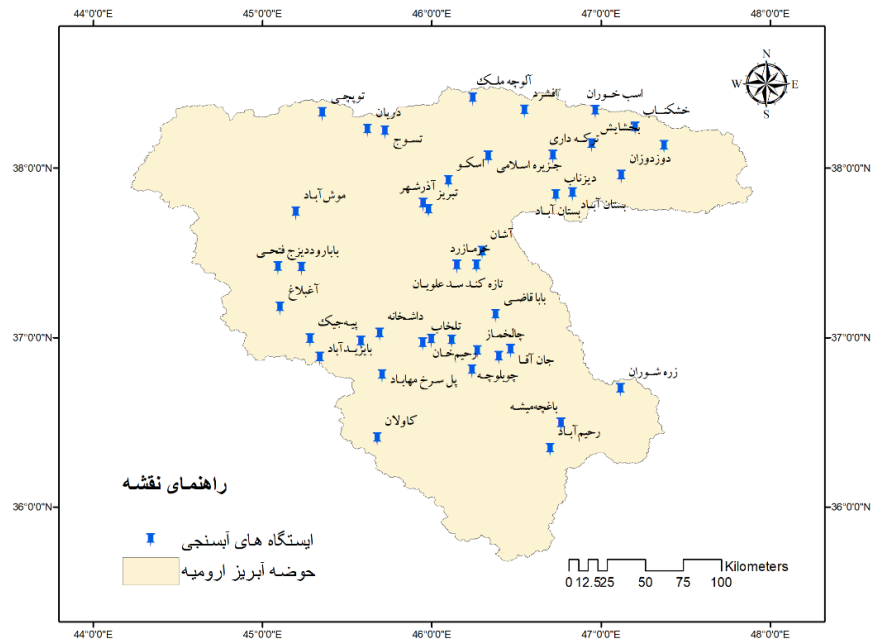
شکل ۱۶. مقایسه مقادیر بارش ماهانه مرکز ملی خشکسالی (NDMWC) و ماهواره TRMM



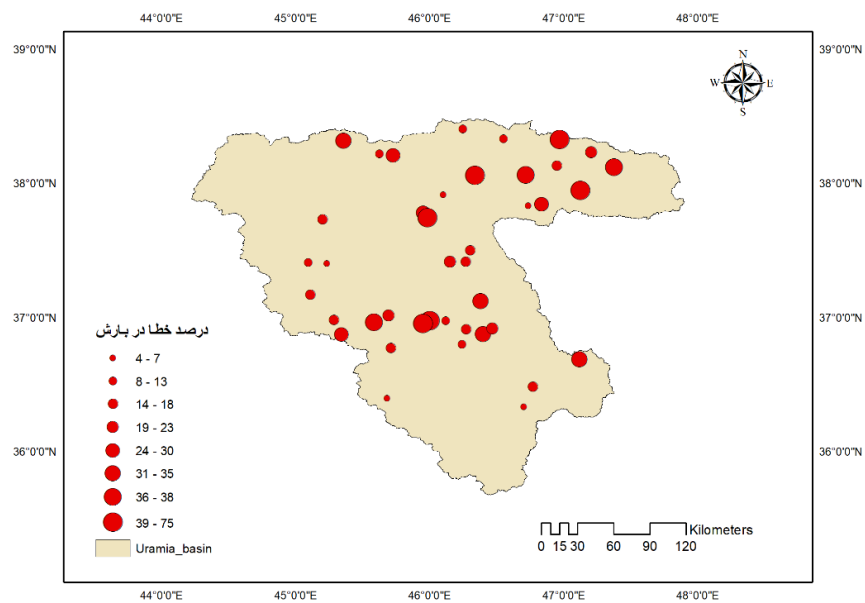
شکل ۱۷. مقایسه بارش ماهانه مرکز ملی خشکسالی (NDMWC) و ماهواره TRMM (سمت راست: سال آبی ۱۷-۲۰۱۶، سمت چپ: سال آبی ۱۶-۲۰۱۵)

۶-۱-۲- صحت سنجی نقشه‌های بارش مرکز ملی خشکسالی

به منظور صحت سنجی مقادیر بارش نقشه‌های سازمان ملی خشکسالی، از داده‌های بارش ایستگاه‌های بارانسنجی متعلق به وزارت نیرو استفاده شده است. تعداد ۴۲ ایستگاه بارانسنجی واقع در حوضه دریاچه ارومیه که دارای داده در سال‌های ۱۳۹۵ و ۱۳۹۶ هستند برای این منظور شناسایی و انتخاب شدند. نقشه موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل ۱۸ مشاهده می‌شود. مقدار بارش ماهانه در این ایستگاه‌ها با مقدار بارش ماهانه در سلول متناظر از نقشه بارش مرکز ملی خشکسالی استخراج شده و مورد مقایسه قرار گرفت. نقشه میزان درصد خطا در هر ایستگاه در شکل ۱۹ قابل مشاهده است. مطابق جدول ۳، میانگین درصد خطا در کلیه ایستگاه‌ها ۲۶ درصد بدست آمده است. با توجه به این مقادیر، می‌توان نتیجه گرفت که این نقشه‌ها از دقت نسبتاً قابل قبولی برخوردار می‌باشند.



شکل ۱۸. نقشه موقعیت ایستگاه‌های بارانسنجی وزارت نیرو



شکل ۱۹. نقشه درصد خطا بین بارش نقشه مرکز ملی خشکسالی و ایستگاه‌های بارانسنجی

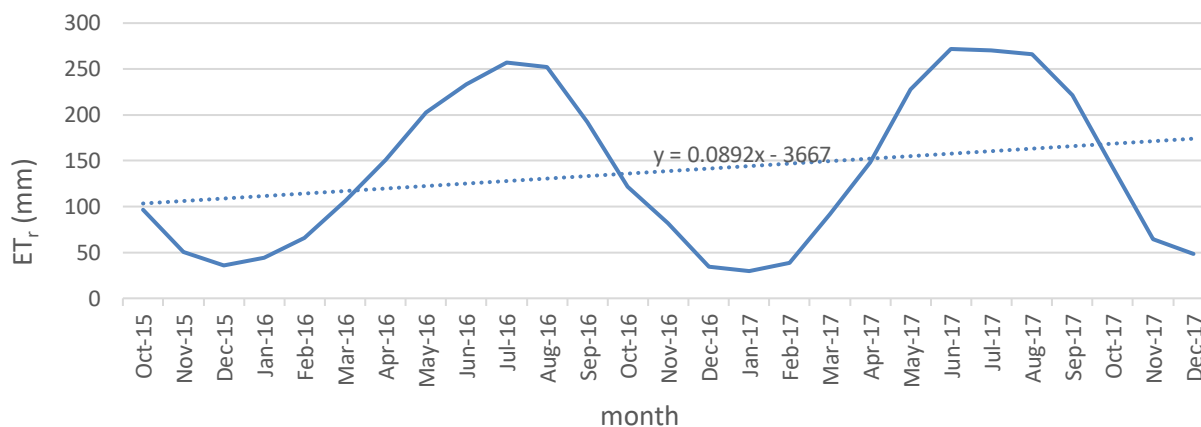
جدول ۳ - درصد خطای بین بارش نقشه سازمان خشکسالی و ایستگاه‌های بارانسنجی

| سال | ماه | درصد خطا در مقدار بارش ماهانه |
|-----|-------------|-------------------------------|
| ۹۴ | اسفند | ۱۹,۹۲ |
| ۹۵ | فروردین | ۱۳,۳۳ |
| ۹۵ | اردیبهشت | ۱۹,۱۴ |
| ۹۵ | خرداد | ۳۱,۳۵ |
| ۹۵ | تیر | ۲۵,۴۲ |
| ۹۵ | شهریور | ۱۰,۷۰ |
| ۹۵ | آبان | ۲۸,۸۸ |
| ۹۵ | آذر | ۲۱,۳۸ |
| ۹۵ | دی | ۳۹,۳۵ |
| ۹۵ | بهمن | ۳۳,۵۵ |
| ۹۵ | اسفند | ۴۲,۸۵ |
| ۹۶ | فروردین | ۲۵,۷۵ |
| ۹۶ | اردیبهشت | ۳۵,۵۸ |
| | میانگین خطا | ۲۶,۷۱ |

۶-۲- تبخیر و تعرق

۶-۲-۱- تبخیر تعرق مرجع

سری زمانی ET_r در مقیاس ماهانه در حوضه دریاچه ارومیه مربوط به سال‌های آبی ۱۶-۲۰۱۵ و ۱۷-۲۰۱۶ در شکل ۲۰ ارائه شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌گردد روند افزایشی در این سری زمانی می‌تواند منجر به افزایش نیاز به آبیاری شده باشد که این موضوع در بخش ۶-۵ بطور دقیق مورد بررسی قرار گرفته است.

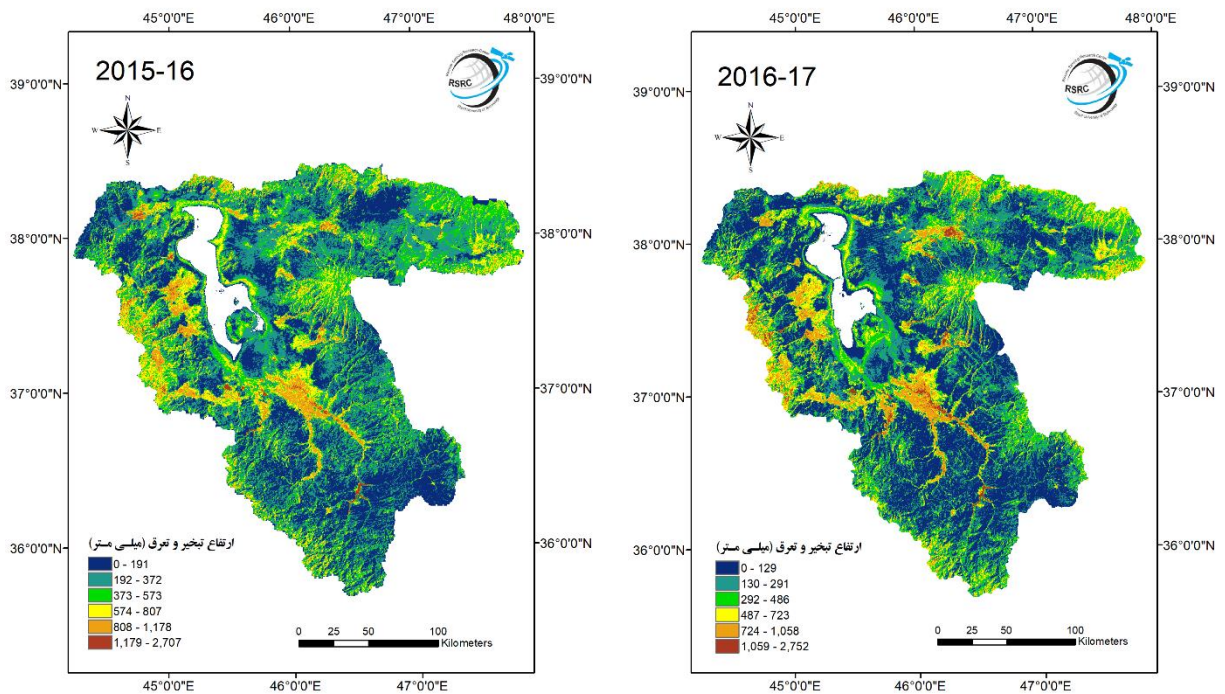


شکل ۲۰. سری زمانی ET_r در حوضه دریاچه ارومیه

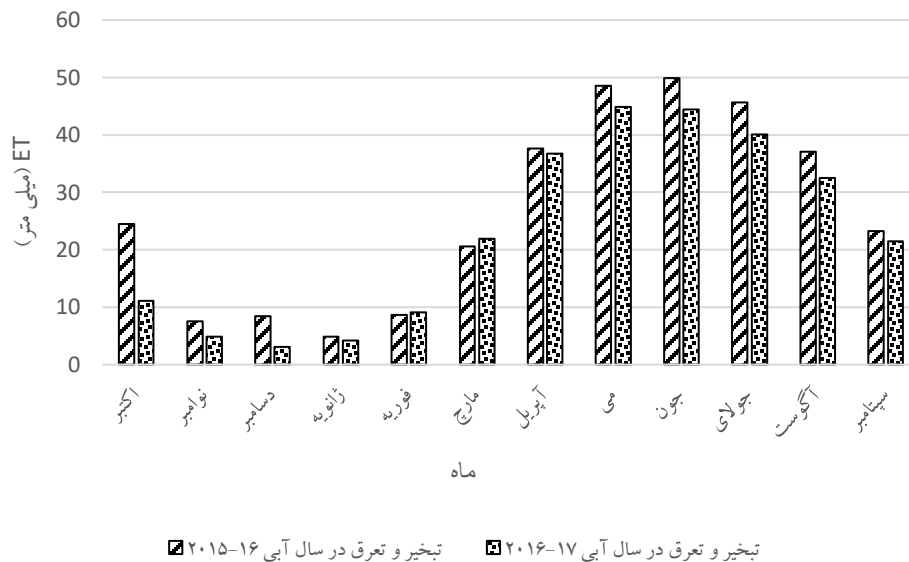
۶-۲-۲- تبخیر تعرق واقعی (ET_a)

نقشه ET_a در حوضه دریاچه ارومیه (بدون در نظر گرفتن دریاچه ارومیه) در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ در شکل ۲۱ ارائه شده است. تغییرات ماهانه ET_a در این دو سال نیز در شکل ۲۲ مشاهده می‌شود. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، ارتفاع ET_a در تمامی ماه‌ها بجز ماه فوریه و مارچ در سال ۲۰۱۵-۱۶ بیشتر از سال ۲۰۱۶-۱۷ می‌باشد. در هر دو سال حداکثر ET_a در ماه جولای رخ داده است که از ۵۰ میلی‌متر در سال ۲۰۱۵-۱۶ به ۴۴ میلی‌متر در سال ۲۰۱۶-۱۷ کاهش یافته است. متوسط ارتفاع سالانه ET_a در سال ۲۰۱۵-۱۶ برابر ۳۵۷ میلی‌متر و در سال ۲۰۱۶-۱۷ برابر ۲۷۴ میلی‌متر می‌باشد که این کاهش معادل ۲۳ درصد می‌باشد. حجم ET_a حوضه در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ به ترتیب ۱۷/۶ و ۱۳/۵ میلیارد متر مکعب در سال بدست آمده است که به ترتیب ۸۰ و ۸۳ درصد بارش سالانه می‌باشند. با استفاده از نقشه‌های ET_a حوضه، میزان ET_a در سال‌های مورد مطالعه در دشت‌های حوضه محاسبه شده است. این مقادیر در شکل ۲۳ ارائه شده است. مقادیر ET_a در دشت‌های اصلی حوضه شامل ارومیه، سلماس، میاندوآب، مهاباد و تبریز نیز در شکل ۲۴ ارائه شده است. ارتفاع ET_a به تفکیک محصولات کشاورزی در این دشت‌ها نیز در شکل ۲۵ و شکل ۲۶ نمایش داده شده است. همانطور که در شکل ۲۵ دیده می‌شود در سال ۲۰۱۵-۱۶ محصولات کشاورزی دشت میاندوآب بیشترین میزان ET_a را به خود اختصاص داده‌اند. طبق شکل ۲۶، در سال ۲۰۱۶-۱۷ در دسته‌های باغ، چغندر و سایر محصولات کشاورزی آبی دشت مهاباد بیشترین ارتفاع

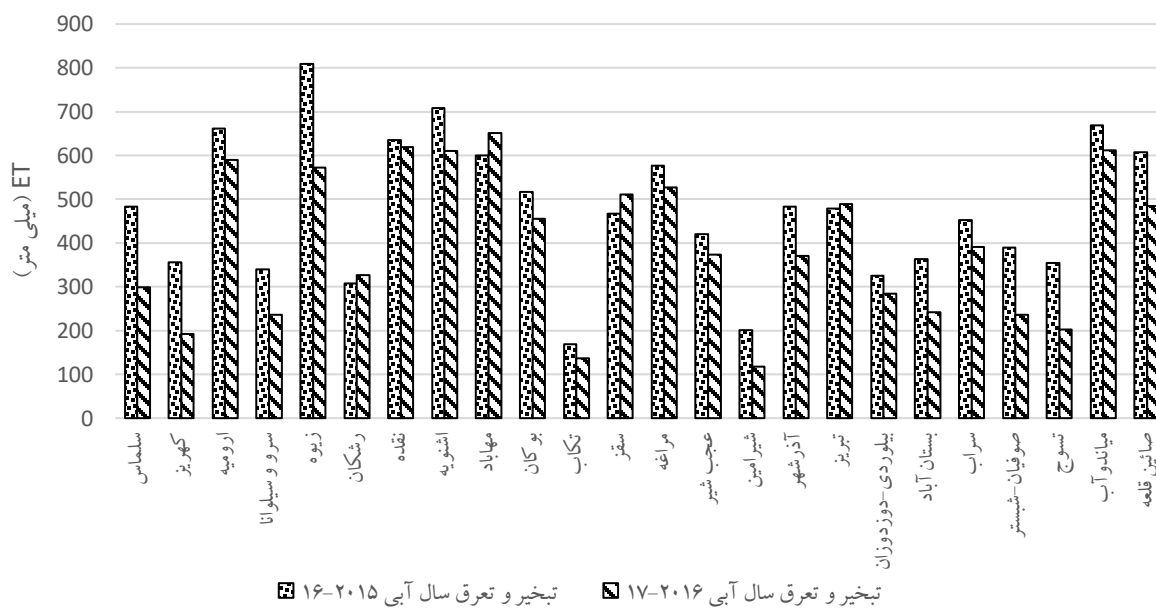
ET_a را داراست و در دسته یونجه ارتفاع ET_a دشت میاندوآب نسبت به مهاباد بیشتر می باشد. در دسته گندم و جو نیز ارتفاع ET_a در دو دشت یکسان می باشد. این مشاهده می تواند به علت روش آبیاری نادرست و مصرف بیشتر آب در دشتهای میاندوآب و مهاباد نسبت به سایر دشت ها و یا کاشت محصولات با نیاز آبی بالاتر در این دو دشت باشد.



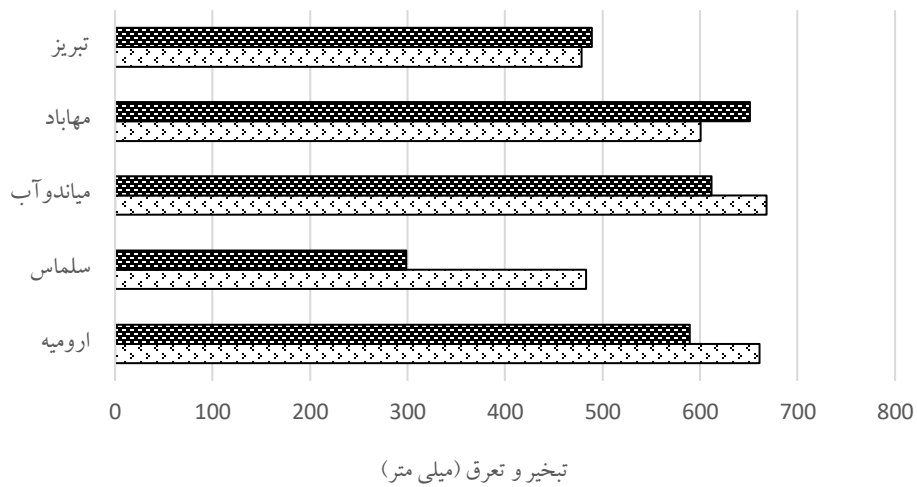
شکل ۲۱. نقشه ET سالانه در حوضه دریاچه ارومیه در سالهای آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷



شکل ۲۲. ارتفاع ET_a در حوزه دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۶-۱۷ و ۲۰۱۵-۱۶ بر حسب میلی متر

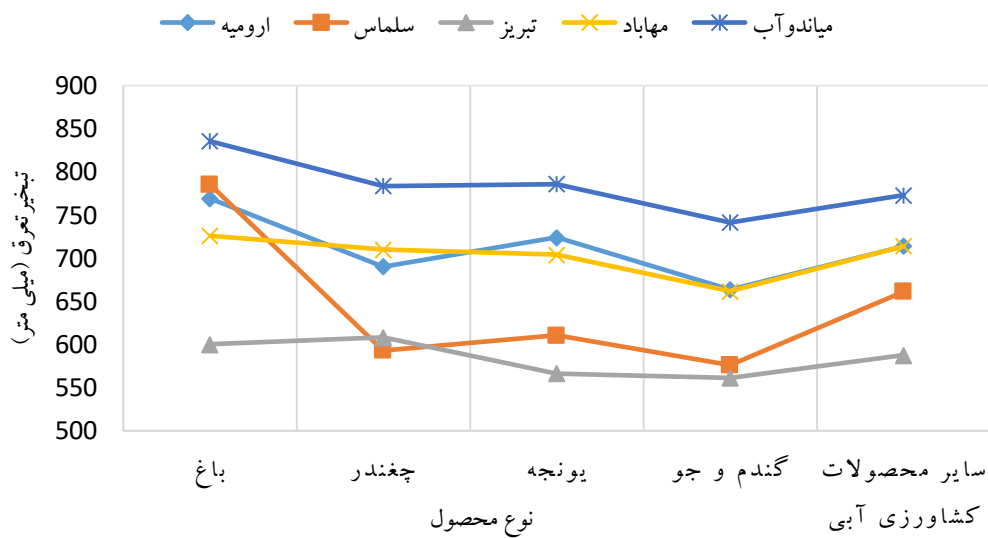


شکل ۲۳. ارتفاع ET دشت‌های حوزه دریاچه ارومیه بر حسب میلی متر

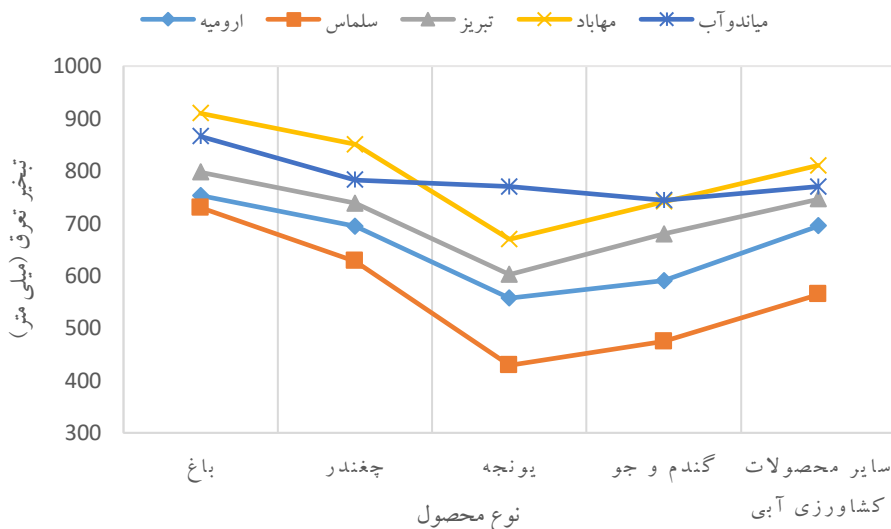


تبخیر و تعرق در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ تبخیر و تعرق در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶

شکل ۲۴. ارتفاع ET دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه برحسب میلی متر



شکل ۲۵. ارتفاع تبخیر و تعرق محصولات زراعی و باغی در دشت‌های اصلی حوضه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵

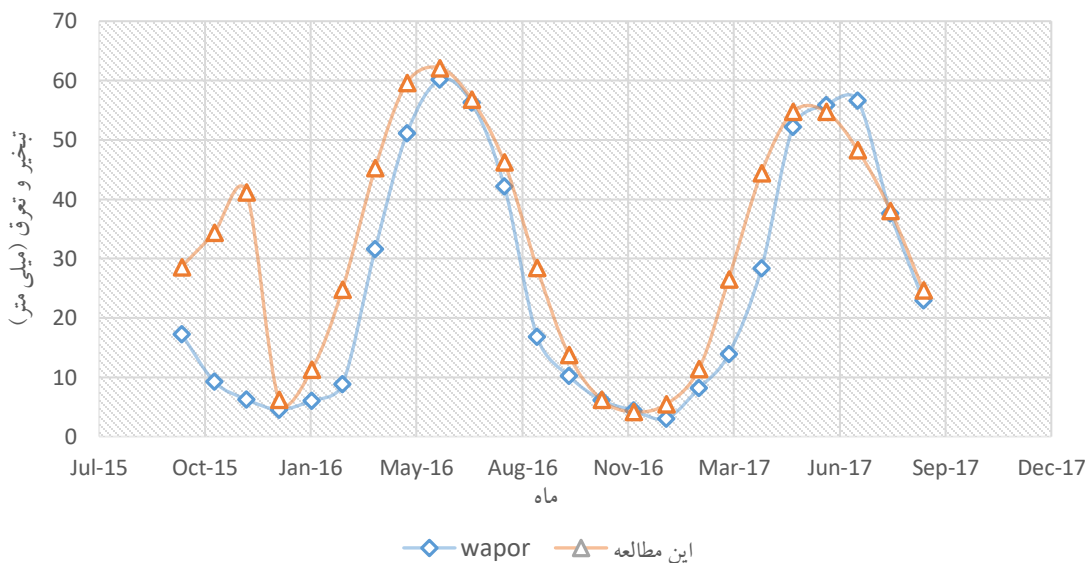


شکل ۲۶. ارتفاع تبخیر و تعرق محصولات زراعی و باغی در دشت‌های اصلی حوضه در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶

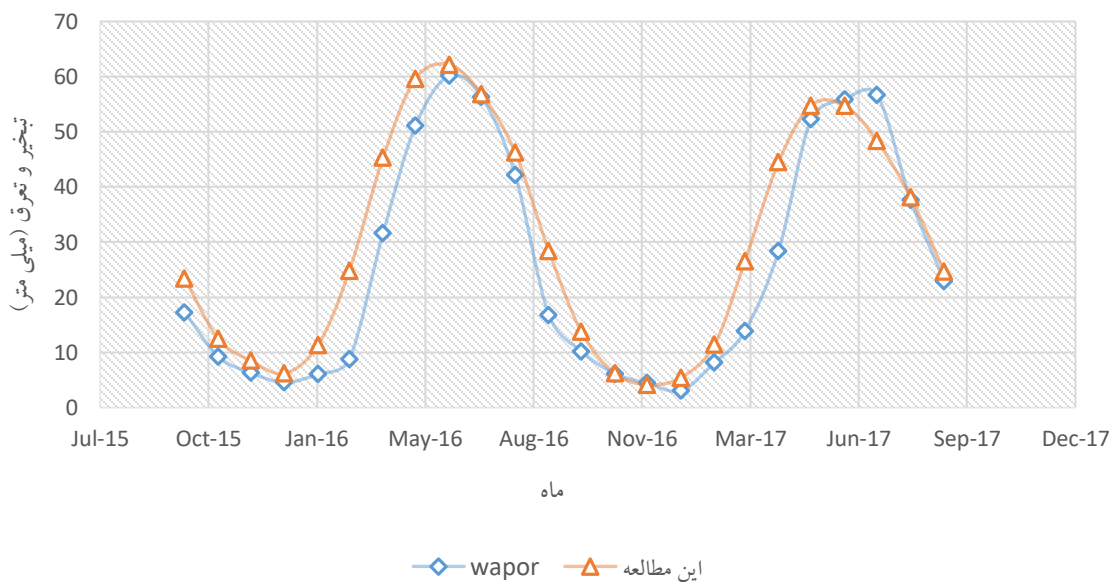
۳-۲-۶- صحت سنجی تبخیر و تعرق

به منظور صحت سنجی مقادیر ET_a ماهانه محاسبه شده در این مطالعه از داده‌های WAPOR که متعلق به سازمان غذا و کشاورزی ملل متحد (FAO) بوده استفاده شده است. دقت مکانی این داده‌ها یک کیلومتر می‌باشد. محصولات WAPOR تمامی داده‌های مربوط به آب کشاورزی در شرق نزدیک و آفریقا را جمع آوری کرده و در برخی از کشورها از جمله ایران اعتبار سنجی نموده است (Rahimpour et al., ۲۰۱۸). نتیجه مقایسه مقادیر ET_a در این مطالعه با مقادیر ET_a مربوط به WAPOR در شکل ۲۷ نمایش داده شده است. با این حال، در سه ماه ابتدایی (اکتبر، نوامبر و دسامبر ۲۰۱۵) مقادیر ET_a محاسبه شده با مقادیر WAPOR اختلاف قابل توجهی دارد. علت این مساله می‌تواند استفاده از تصاویر ماهواره MODIS در محاسبه ET_a در این ماه‌ها باشد که نتایج آن به صورت دست بالا می‌باشد. به همین علت، از مقادیر WAPOR ضربدر میانگین درصد اختلاف آن‌ها با مقادیر ET_a محاسبه شده در ماه‌های دیگر، برای این سه ماه به عنوان جایگزین استفاده می‌شود. در شکل ۲۸ مقادیر جایگزین شده نمایش داده شده است. شایان ذکر است که مزیت ET_a محاسبه شده در این مطالعه نسبت به داده‌های WAPOR در دقت مکانی بهتر (۳۰ متر) است که امکان شناسایی زمین‌های کشاورزی با مصرف آب زیاد را فراهم می‌آورد. در این مطالعه همچنین صحت سنجی داده‌های WAPOR با روش مورد استفاده در این مطالعه (الگوریتم pySEBAL) انجام

شده و در نتیجه می توان در مطالعاتی که دقت مکانی داده های WAPOR برای آن ها کافی است، از این داده ها استفاده نمود.



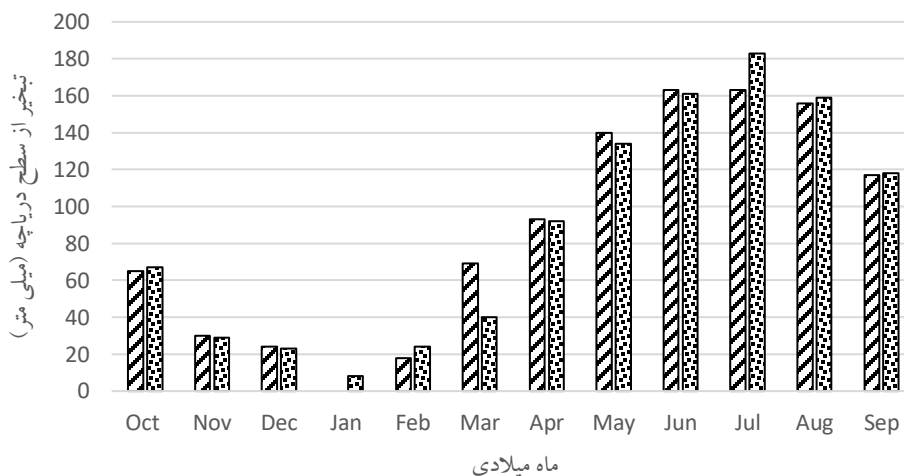
شکل ۲۷. مقایسه ارتفاع ET ماهانه در این مطالعه با محصول WAPOR



شکل ۲۸. مقایسه ارتفاع ET ماهانه در این مطالعه با محصول WAPOR

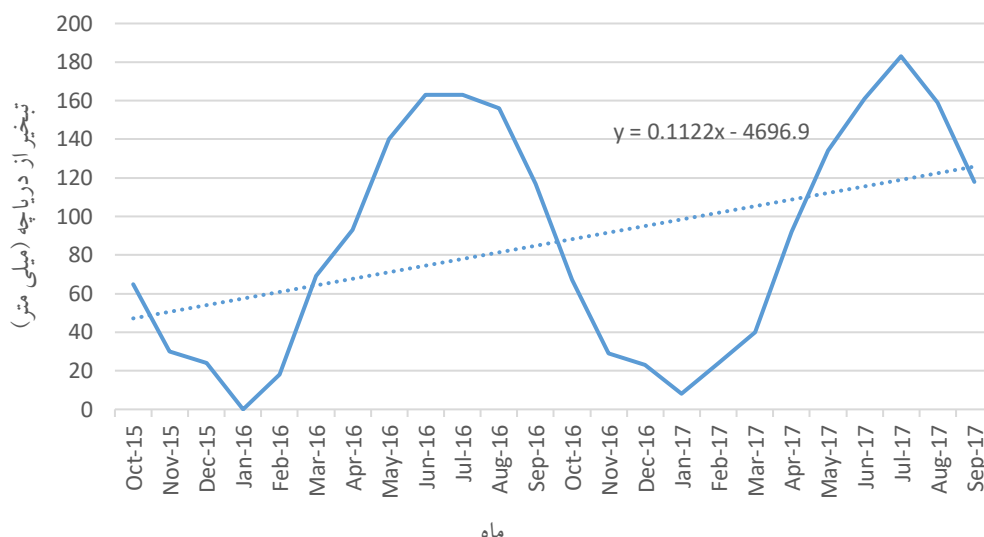
۶-۳- تبخیر از سطح دریاچه

تغییرات ماهانه تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ در شکل ۲۹ مشاهده می‌شود. مقدار تبخیر ماه‌های مختلف در این دو سال بهم نزدیک بوده اما در برخی ماه‌ها مانند جولای و مارچ، اختلاف بیشتری مشاهده می‌شود. میانگین تبخیر از سطح دریاچه در هر دو سال آبی مورد مطالعه برابر ۸۶/۵ میلی‌متر می‌باشد. همچنین حجم کل تبخیر از دریاچه در سال‌های ۲۰۱۶ و ۲۰۱۷ به ترتیب ۲/۵۶ و ۲/۴ میلیارد مترمکعب در سال بدست آمده است. سری زمانی تغییرات ماهانه تبخیر از دریاچه در سال‌های مورد مطالعه در شکل ۳۰ ارائه شده است. همانطور که در شکل دیده می‌شود در طی این دو سال، تبخیر از دریاچه روند افزایشی داشته است.



تبخیر از سطح دریاچه در سال آبی ۲۰۱۶-۱۷ تبخیر از سطح دریاچه در سال آبی ۲۰۱۵-۱۶

شکل ۲۹. ارتفاع تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ بر حسب میلی‌متر



شکل ۳۰. سری زمانی تبخیر از دریاچه ارومیه طی سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷

۶-۴- تغییرات حجم آب ذخیره شده

۶-۴-۱- تغییرات حجم آب ذخیره شده با استفاده از معادله بیلان

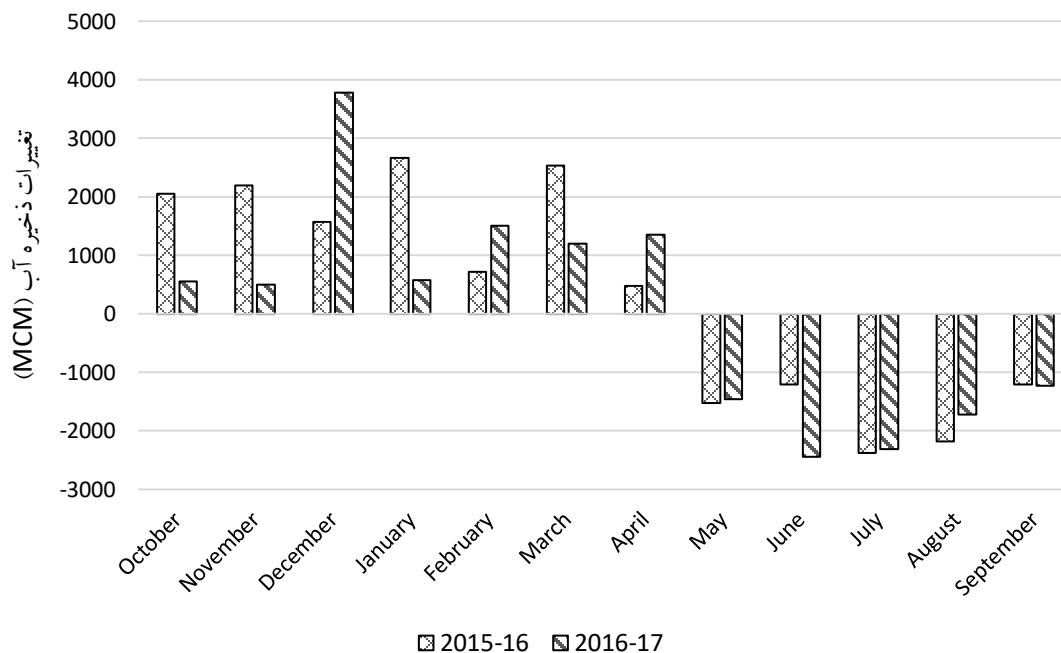
تغییرات حجم آب ذخیره شده در حوضه دریاچه ارومیه با استفاده از مقادیر بارش، ET و تبخیر از سطح دریاچه قابل محاسبه است. نتایج تغییرات حجم آب ذخیره شده بدست آمده در مقیاس ماهانه در سال‌های ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ و جدول ۵ و جدول ۶ ارائه شده است. همچنین در جدول ۴، خلاصه نتایج بیلان سالانه در حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ آورده شده است. طبق این نتایج تغییرات ذخیره آب حوضه در سال آبی ۲۰۱۵-۱۶ برابر ۳/۷۲ میلیارد متر مکعب و در سال ۲۰۱۶-۱۷ برابر ۰/۳ میلیارد متر مکعب بوده و در هر دو سال مثبت می‌باشد. این مقادیر کاهش تقریباً ده برابری ذخیره آب حوضه را از سال ۲۰۱۵-۱۶ به سال ۲۰۱۶-۱۷ نشان می‌دهند که با توجه به میانگین بارش بالا در سال اول (۴۲۳ میلی متر) نسبت به سال دوم (۳۱۴ میلی متر) قابل توجیه می‌باشد.

نمودار تغییرات ذخیره آب حوضه نیز در ماه‌های مختلف سال‌های مورد مطالعه در شکل ۳۱ آورده شده است. همانطور که در شکل مشخص است تغییرات ذخیره آب حوضه در ماه‌های اکتبر تا آپریل که مصادف با بارش زیاد و ET کم

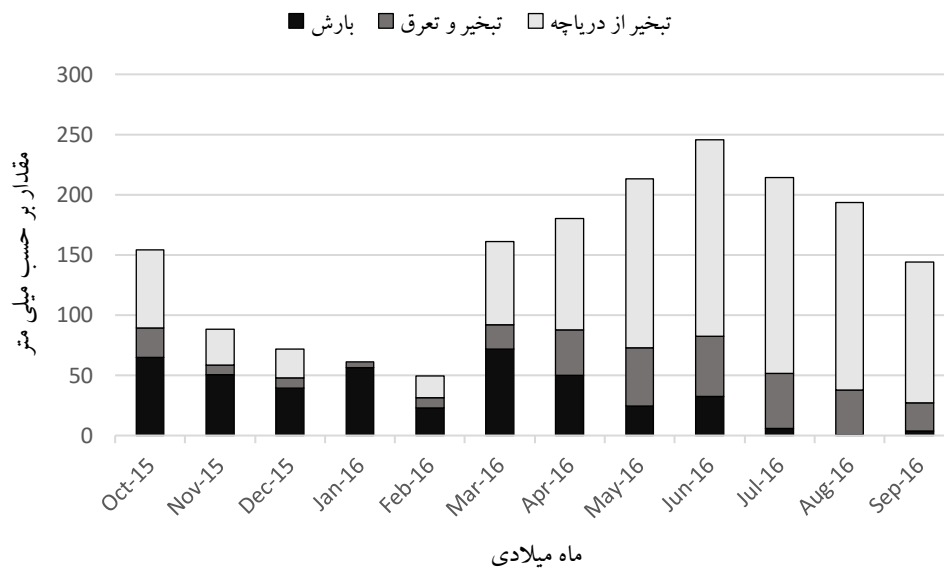
می‌باشد، مثبت و از ماه می تا سپتامبر که به علت افزایش دما بارش کم و ET زیاد است، منفی می‌باشد. مؤلفه‌های مختلف معادله بیان نیز در سال ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ به ترتیب در شکل ۳۲ و شکل ۳۳ قابل مشاهده است. این شکل‌ها سهم هر یک از مؤلفه‌های بارش، تبخیر و تعرق و تبخیر از سطح دریاچه در بیان آب حوضه در ماه‌های مختلف سال را نشان می‌دهند. همانطور که مشاهده می‌شود در هر دو سال در ماه‌های آوریل تا سپتامبر، تبخیر از سطح دریاچه سهم قابل ملاحظه‌ای در میزان خروج آب از حوضه دارد.

جدول ۴. بیان سالانه حوضه دریاچه ارومیه (برحسب میلیارد متر مکعب)

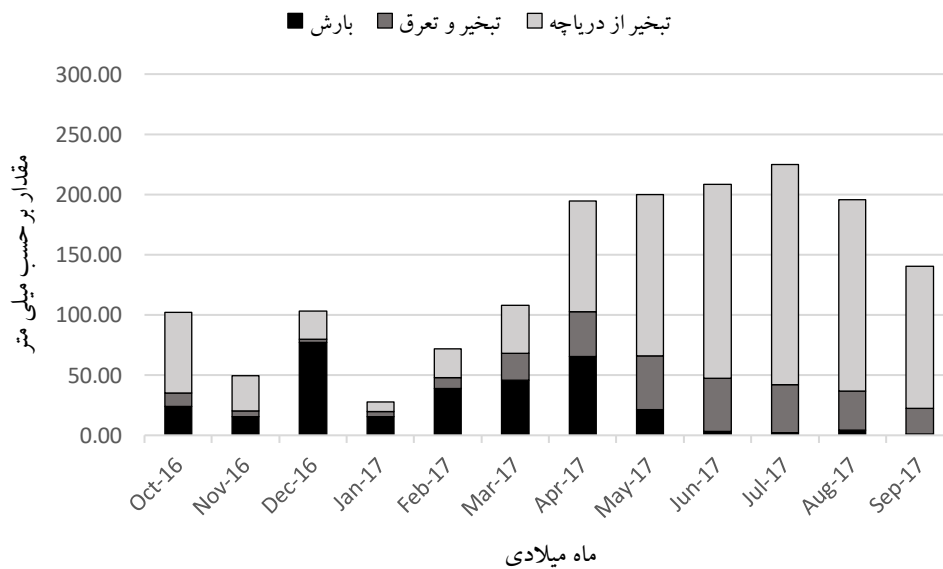
| سال | تبخیر از دریاچه | بارش | تبخیر و تعرق | تغییرات ذخیره آب |
|-------------|-----------------|----------|--------------|------------------|
| سال ۲۰۱۵-۱۶ | ۲.۵۶۰۵۰ | ۲۱.۸۹۸۹۱ | ۱۵.۶۱۷۵۳ | ۳.۷۲۰۸۸ |
| سال ۲۰۱۶-۱۷ | ۲.۴۰۴۶۸ | ۱۶.۲۵۴۳۲ | ۱۳.۵۴۹۷۵ | ۰.۲۹۹۸۸ |



شکل ۳۱. تغییرات ذخیره آب حوضه در ماه‌های مختلف سال‌های ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷



شکل ۳۲. مؤلفه های مختلف بیان آب حوضه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵



شکل ۳۳. مؤلفه های مختلف بیان آب حوضه در سال ۱۷-۲۰۱۶

جدول ۵. بیان آب حوضه دریاچه ارومیه در سال آبی ۱۶-۲۰۱۵

| بیان سال آبی ۱۶-۲۰۱۵ | | | | | | | | | | |
|----------------------|-------------------|--|---------------------------|---------------|----------------------------------|---------------------|-----------------|------------------------------------|----------------------|------------|
| تغییرات ذخیره | تبخیر و تعرق حوضه | | | بارش | | | تبخیر از دریاچه | | | ماه میلادی |
| | ET (MCM) | مساحت حوضه بدون دریاچه (km ^۲) | ارتفاع تبخیر تعرق (mm) | بارش (MCM) | مساحت حوضه (km ^۲) | ارتفاع بارش (mm) | تبخیر (MCM) | مساحت دریاچه (km ^۲) | ارتفاع تبخیر (mm) | |
| ۲۰۵۳,۴۳ | ۱۲۴۱,۶۸ | ۵۰۷۷۳,۶۷ | ۲۴,۴۶ | ۳۳۵۹,۳۵ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۶۴,۹۰ | ۶۴,۲۳ | ۹۸۸,۲۳ | ۶۵,۰۰ | اکتبر |
| ۲۱۹۱,۷۹ | ۳۷۹,۵۰ | ۵۰۰۲۸,۵۰ | ۷,۵۹ | ۲۶۲۳,۲۹ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۵۰,۶۸ | ۵۲,۰۰ | ۱۷۳۳,۴۰ | ۳۰,۰۰ | نوامبر |
| ۱۵۶۹,۰۱ | ۴۲۰,۳۲ | ۴۹۶۹۶,۶۶ | ۸,۴۶ | ۲۰۳۸,۹۰ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۳۹,۳۹ | ۴۹,۵۷ | ۲۰۶۵,۲۴ | ۲۴,۰۰ | دسامبر |
| ۲۶۶۵,۵۶ | ۲۴۱,۹۰ | ۴۹۹۶۸,۹۶ | ۴,۸۴ | ۲۹۰۷,۴۷ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۵۶,۱۷ | ۰,۰۰ | ۱۷۹۲,۹۴ | ۰,۰۰ | ژانویه |
| ۷۱۹,۲۸ | ۴۳۰,۰۸ | ۴۹۵۹۰,۳۹ | ۸,۶۷ | ۱۱۸۸,۴۵ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۲۲,۹۶ | ۳۹,۰۹ | ۲۱۷۱,۵۱ | ۱۸,۰۰ | فوریه |
| ۲۵۳۲,۲۲ | ۱۰۱۶,۴۳ | ۴۹۴۹۴,۲۴ | ۲۰,۵۴ | ۳۷۰۵,۱۲ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۷۱,۵۸ | ۱۵۶,۴۷ | ۲۲۶۷,۶۶ | ۶۹,۰۰ | مارچ |
| ۴۸۰,۲۴ | ۱۸۴۶,۵۲ | ۴۹۰۳۵,۳۴ | ۳۷,۶۶ | ۲۵۸۰,۳۳ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۴۹,۸۵ | ۲۵۳,۵۷ | ۲۷۲۶,۵۶ | ۹۳,۰۰ | آوریل |
| -۱۵۲۱,۰۹ | ۲۳۷۳,۴۵ | ۴۸۸۲۵,۱۴ | ۴۸,۶۱ | ۱۲۶۳,۵۱ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۲۴,۴۱ | ۴۱۱,۱۵ | ۲۹۳۶,۷۶ | ۱۴۰,۰۰ | می |
| -۱۲۰۷,۸۲ | ۲۴۴۳,۹۴ | ۴۸۹۵۴,۹۶ | ۴۹,۹۲ | ۱۶۹۳,۶۵ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۳۲,۷۲ | ۴۵۷,۵۳ | ۲۸۰۶,۹۴ | ۱۶۳,۰۰ | جون |
| -۲۳۸۰,۲۶ | ۲۲۴۰,۸۶ | ۴۹۰۷۴,۴۰ | ۴۵,۶۶ | ۲۹۸,۶۷ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۵,۷۷ | ۴۳۸,۰۶ | ۲۶۸۷,۵۰ | ۱۶۳,۰۰ | جولای |
| -۲۱۷۸,۶۹ | ۱۸۳۰,۹۴ | ۴۹۳۱۳,۷۴ | ۳۷,۱۳ | ۳۴,۱۶ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۰,۶۶ | ۳۸۱,۹۱ | ۲۴۴۸,۱۶ | ۱۵۶,۰۰ | آگوست |
| -۱۲۰۲,۸۰ | ۱۱۵۱,۹۰ | ۴۹۵۶۶,۰۵ | ۲۳,۲۴ | ۲۰۶,۰۱ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۳,۹۸ | ۲۵۶,۹۱ | ۲۱۹۵,۸۵ | ۱۱۷,۰۰ | سپتامبر |
| ۳۷۲۰,۸۸ | ۱۵۶۱۷,۵۳ | | ۳۱۶,۷۷ | ۲۱۸۹۸,۹۱ | | ۴۲۳,۰۷ | ۲۵۶۰,۵۰ | | ۱۰۳۸,۰۰ | مجموع |



جدول ۶. بیان آب حوضه دریاچه ارومیه در سال آبی ۱۷-۲۰۱۶

| بیان سال آبی ۱۷-۲۰۱۶ | | | | | | | | | | |
|----------------------|-------------------|-------------|---|------------------------|------------|-------------------------------|------------------|-------------|---------------------------------|------------|
| تغییرات ذخیره | تبخیر و تعرق حوضه | | | بارش | | | تبخیر از دریاچه | | | ماه میلادی |
| | (P-ET-E) (MCM) | ET (MCM) | مساحت حوضه بدون دریاچه (km ^۲) | ارتفاع تبخیر تعرق (mm) | بارش (MCM) | مساحت حوضه (km ^۲) | ارتفاع بارش (mm) | تبخیر (MCM) | مساحت دریاچه (km ^۲) | |
| ۵۵۵,۲۶ | ۵۴۸,۹۲ | ۴۹۶۴۲,۰۸ | ۱۱,۰۶ | ۱۲۴۶,۲۱ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۲۴,۰۸ | ۱۴۲,۰۳ | ۲۱۱۹,۸۲ | ۶۷,۰۰ | اکتبر |
| ۴۹۷,۹۳ | ۲۴۲,۶۱ | ۴۹۸۲۳,۴۸ | ۴,۸۷ | ۷۹۶,۷۶ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۱۵,۳۹ | ۵۶,۲۱ | ۱۹۳۸,۴۲ | ۲۹,۰۰ | نوامبر |
| ۳۷۷۸,۳۴ | ۱۵۲,۹۶ | ۴۹۵۵۸,۵۶ | ۳,۰۹ | ۳۹۸۱,۹۷ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۷۶,۹۳ | ۵۰,۶۸ | ۲۲۰۳,۳۴ | ۲۳,۰۰ | دسامبر |
| ۵۷۶,۳۴ | ۲۰۵,۶۴ | ۴۹۵۳۱,۴۰ | ۴,۱۵ | ۷۹۹,۸۳ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۱۵,۴۵ | ۱۷,۸۴ | ۲۲۳۰,۵۰ | ۸,۰۰ | ژانویه |
| ۱۵۰۱,۳۳ | ۴۵۲,۳۶ | ۴۹۴۸۸,۷۴ | ۹,۱۴ | ۲۰۰۸,۲۵ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۳۸,۸۰ | ۵۴,۵۶ | ۲۲۷۳,۱۶ | ۲۴,۰۰ | فوریه |
| ۱۲۰۰,۱۴ | ۱۰۸۳,۰۶ | ۴۹۳۸۸,۲۱ | ۲۱,۹۳ | ۲۳۷۸,۱۵ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۴۵,۹۴ | ۹۴,۹۵ | ۲۳۷۳,۶۹ | ۴۰,۰۰ | مارچ |
| ۱۳۵۵,۷۴ | ۱۸۰۴,۴۷ | ۴۹۱۴۶,۰۳ | ۳۶,۷۲ | ۳۴۰۰,۸۷ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۶۵,۷۰ | ۲۴۰,۶۶ | ۲۶۱۵,۸۷ | ۹۲,۰۰ | آوریل |
| -۱۴۵۵,۲۶ | ۲۲۰۴,۳۸ | ۴۹۱۲۵,۱۹ | ۴۴,۸۷ | ۱۱۰۲,۴۴ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۲۱,۳۰ | ۳۵۳,۳۲ | ۲۶۳۶,۷۱ | ۱۳۴,۰۰ | می |
| -۲۴۴۲,۹۷ | ۲۱۷۹,۴۳ | ۴۹۰۹۰,۸۳ | ۴۴,۴۰ | ۱۶۶,۵۰ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۳,۲۲ | ۴۳۰,۰۴ | ۲۶۷۱,۰۷ | ۱۶۱,۰۰ | جون |
| -۲۳۱۲,۰۴ | ۱۹۸۲,۲۹ | ۴۹۳۹۶,۸۲ | ۴۰,۱۳ | ۱۰۳,۰۶ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۱,۹۹ | ۴۳۲,۸۱ | ۲۳۶۵,۰۸ | ۱۸۳,۰۰ | جولای |
| -۱۷۲۵,۶۴ | ۱۶۱۷,۸۴ | ۴۹۷۱۲,۰۰ | ۳۲,۵۴ | ۲۱۸,۱۴ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۴,۲۱ | ۳۲۵,۹۳ | ۲۰۴۹,۹۰ | ۱۵۹,۰۰ | آگوست |
| -۱۲۲۹,۳۰ | ۱۰۷۵,۷۹ | ۵۰۰۱۹,۰۸ | ۲۱,۵۱ | ۵۲,۱۴ | ۵۱۷۶۱,۹۰ | ۱,۰۱ | ۲۰۵,۶۵ | ۱۷۴۲,۸۲ | ۱۱۸,۰۰ | سپتامبر |
| ۲۹۹,۸۸ | ۱۳۵۴۹,۷۵ | | ۲۷۴,۴۰ | ۱۶۲۵۴,۳۲ | | ۳۱۴,۰۲ | ۲۴۰۴,۶۸ | | ۱۰۳۸,۰۰ | مجموع |

نتایج مؤلفه‌های بارش، ET و تغییرات ذخیره بیلان در سال‌های آبی ۲۰۱۳-۱۴ و ۲۰۱۴-۱۵ که توسط سازمان فائو در گزارشی با عنوان "ارزیابی بیلان آب در حوضه آبریز دریاچه ارومیه" محاسبه شده است در جدول ۷ ارائه شده است (Karimi & Pareeth, ۲۰۱۹). طبق این مقادیر مقدار ذخیره آب حوضه در سال ۲۰۱۳-۱۴ به مقدار ۰/۳۹ و در سال ۲۰۱۴-۱۵ به مقدار ۰/۰۱ میلیارد مترمکعب کاهش داشته است. با مقایسه این مقادیر و نتایج بدست آمده در مطالعه حاضر مشاهده می‌شود که مقدار تغییرات ذخیره آب حوضه از سال ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۷ روند صعودی داشته است. این روند صعودی می‌تواند ناشی از افزایش بارش حوضه و یا کاهش مصارف در حوضه باشد. با توجه به شکل ۱۳، مقدار بارش سالانه حوضه به طور کلی روند نزولی و در طی سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۷ روند صعودی داشته است. از طرفی طبق نتایج بخش ۶-۶، میزان آبیاری مازاد بر مصرف مصوب در اغلب دشت‌های اصلی حوضه کاهش داشته است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که هر دو عامل افزایش بارش و کاهش مصارف بخش کشاورزی علت افزایش تغییرات حجم آب ذخیره شده حوضه در این ۴ سال بوده است. البته شایان ذکر است که تغییرات حجم آب ذخیره در سال ۲۰۱۵-۲۰۱۶ نسبت به سایر سال‌ها به مراتب بیشتر می‌باشد که در بخش بعدی علت/صحت این مشاهده با جزئیات بیشتری بررسی می‌گردد.

جدول ۷. بیلان سالانه حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های ۲۰۱۳-۱۴ و ۲۰۱۴-۱۵ طبق مطالعه فائو (برحسب میلیارد متر مکعب)

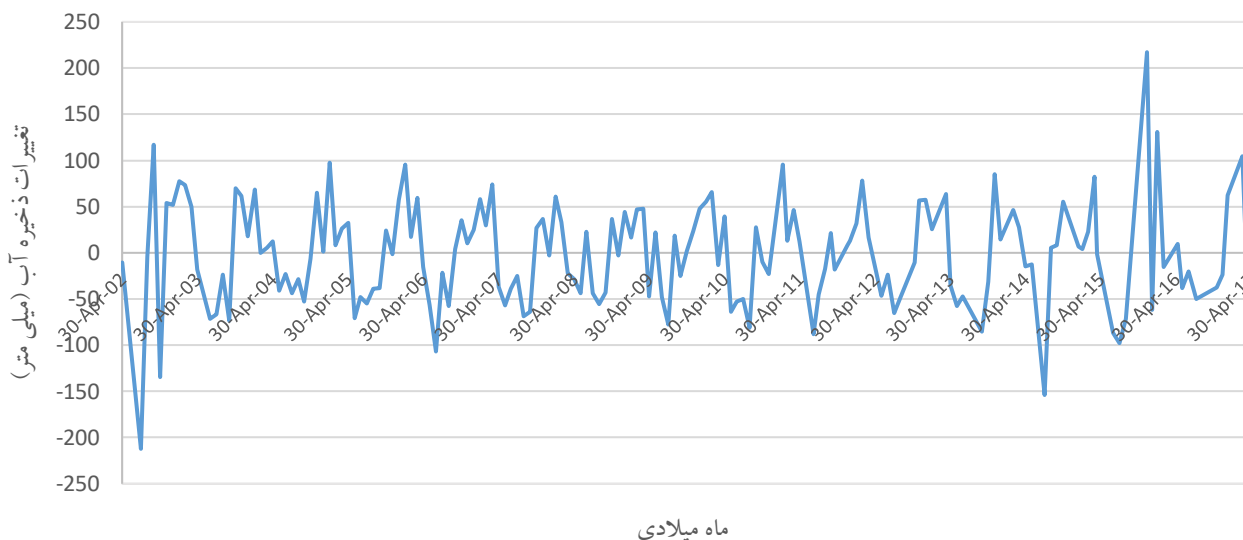
| سال | بارش | تبخیر و تعرق | آب سطحی | تغییرات ذخیره آب |
|-------------|-------|--------------|---------|------------------|
| سال ۲۰۱۳-۱۴ | ۱۳.۴۹ | ۱۳,۱۹ | ۰,۶۹ | -۰,۳۹ |
| سال ۲۰۱۴-۱۵ | ۱۶,۰۸ | ۱۵,۱۱ | ۰,۹۸ | -۰,۰۱ |

۶-۴-۲- صحت سنجی تغییرات ذخیره با استفاده از داده های ماهواره ای

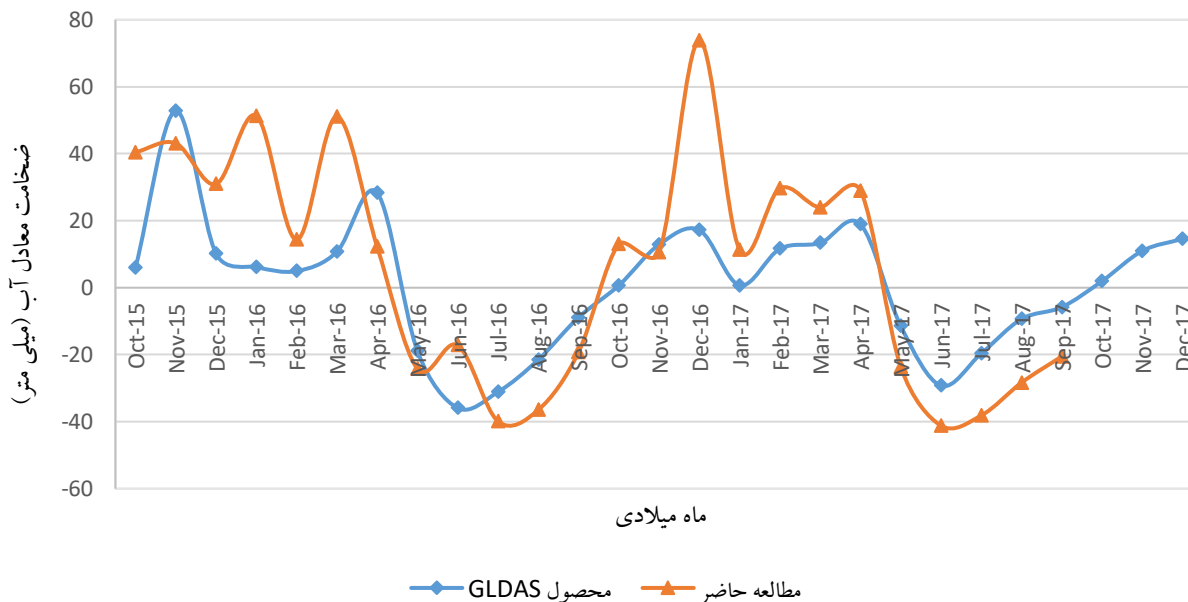
استفاده از اطلاعات جاذبه ای ماهواره GRACE امکان تعیین تغییرات ذخیره آب در یک منطقه و دستیابی به بیلان آب را در مقایسه ماهانه یا سالانه فراهم می‌کند. این داده‌ها دارای قدرت تفکیک مکانی ۱ درجه (معادل ۱۱۱

کیلومتر) هستند. همچنین محصولات مدل GLDAS^{۴۵} نیز مقدار TWS (Terrestrial Water Storage) را که شامل آب موجود در خاک، آب معادل برف، آب موجود در گیاهان و آب زیرزمینی است را در یک منطقه ارائه می‌دهد. در این مطالعه، به منظور صحت سنجی نتایج تغییرات ذخیره آب حوضه که از معادله بیان بدست آمده است، از داده‌های ماهواره GRACE و مدل GLDAS استفاده می‌شود. در این پژوهش از داده‌های ماهانه ۰/۵ درجه (معادل ۵۵/۵ کیلومتر) GRACE Monthly Mass Grids-Global Mascon (CRI Filtered), JPL-RL۰۰M استفاده شده است. برای استخراج داده‌های GLDAS نیز از ورژن ۲-۲ مدل GLDAS_CLSM۰۲۵_DA۱_D_۲,۲ استفاده شده است. این پایگاه داده دارای قدرت تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه (معادل ۲۷/۷۵ کیلومتر) و قدرت تفکیک زمانی روزانه می‌باشد. سری زمانی تغییرات ذخیره آب حوضه دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۲ تا سال ۲۰۱۷ براساس داده‌های ماهواره GRACE در شکل ۳۴ ارائه شده است. با توجه به اینکه ماموریت این ماهواره در ماه می سال ۲۰۱۷ به اتمام رسیده است، برای صحت سنجی تغییرات ذخیره حوضه در این مطالعه از داده‌های TWS مدل GLDAS استفاده شده است که نتایج آن در شکل ۳۵ قابل مشاهده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود روند تغییرات هر دو سری زمانی مشابه بوده و تنها در چهار ماه سرد سال مقادیر تفاوت قابل ملاحظه دارند. مطابق این شکل در ماه‌های اکتبر سال ۲۰۱۵، ژانویه، مارچ و دسامبر سال ۲۰۱۶ اختلاف مقادیر بدست آمده برای تغییرات ذخیره حوضه با نتایج GLDAS قابل ملاحظه بوده و در سایر ماه‌ها بین این مقادیر تطابق قابل قبولی مشاهده می‌شود. این اختلاف می‌باید به خطا در یکی از مؤلفه‌های بارش یا ET_a مربوط باشد. با توجه به اینکه مقادیر ET_a محاسبه شده در این مطالعه در بخش ۶-۲-۳ با نتایج ET_a سالانه Wapor مقایسه گردید و انطباق خوبی بین آن‌ها وجود داشت، داده‌های بارش استفاده شده در این مطالعه را در بخش بعدی با دقت بیشتری مورد بررسی قرار می‌دهیم.

^{۴۵} Global Land Data Assimilation System



شکل ۳۴. تغییرات ذخیره آب در حوضه دریاچه ارومیه براساس ماهواره GRACE طی سالهای ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۷ میلادی

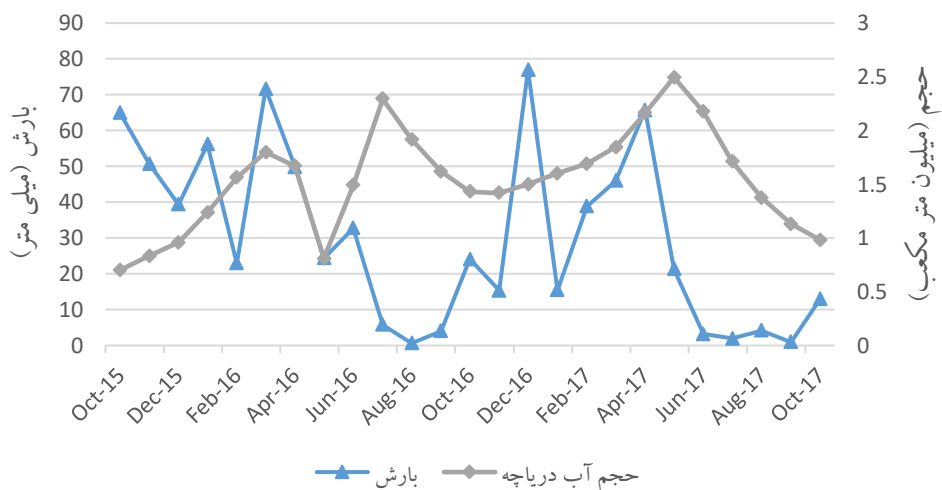


شکل ۳۵. مقایسه تغییرات ذخیره آب حوضه دریاچه ارومیه محاسبه شده با نتایج مدل GLDAS

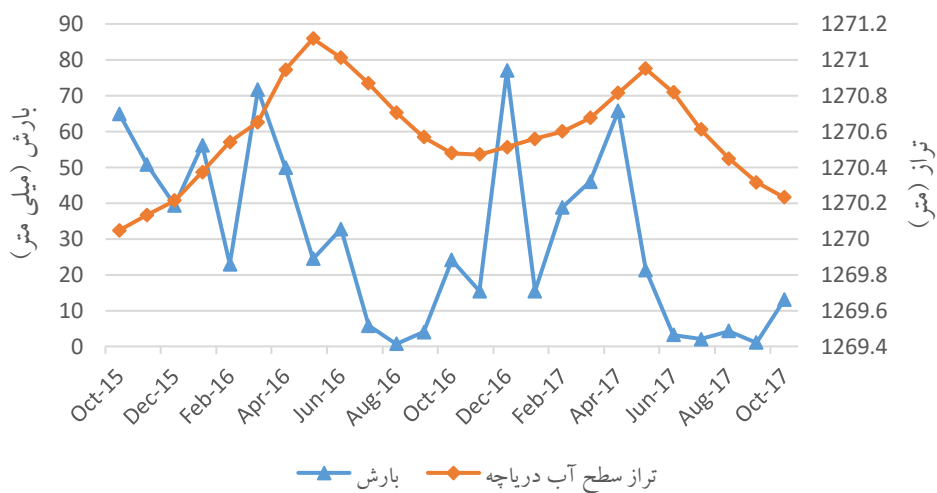
۶-۴-۳- بررسی دقیق تر کیفیت داده بارش

همانطور که در بخش ۶-۴-۲ اشاره شد، مقدار تغییرات ذخیره آب حوضه محاسبه شده در ماه‌های اکتبر سال ۲۰۱۵، ژانویه، مارچ و دسامبر سال ۲۰۱۶ با داده‌های GLDAS اختلاف زیادی را نشان می‌دهد. به جهت تحلیل علت این اختلاف، صحت مقادیر بارش مورد بررسی بیشتری قرار می‌گیرد. البته گفتنی است که پیشتر در بخش، داده‌های بارش استفاده شده با داده‌های TRMM مقایسه گردیدند که در هیچ یک از ماه‌های سال، اختلاف قابل توجهی بین این دو داده مشاهده نگردید. اما از آنجا که محصول TRMM خود نیز نتیجه‌ی یک الگوریتم واسنجی شده با داده‌های مشاهداتی زمینی است، هر گونه خطا در داده‌های ثبت شده توسط ایستگاه‌های زمینی طبعاً منجر به ایجاد خطا در نتایج محصول TRMM نیز شده است. بنابراین در این بخش، با بررسی میزان تغییرات حجم آب دریاچه ارومیه و همچنین بررسی سری زمانی نزدیکترین ایستگاه‌های هیدرومتری به دریاچه، به طور غیر مستقیم به صحت سنجی مقادیر بارش ثبت شده توسط ایستگاه‌های زمینی می‌پردازیم.

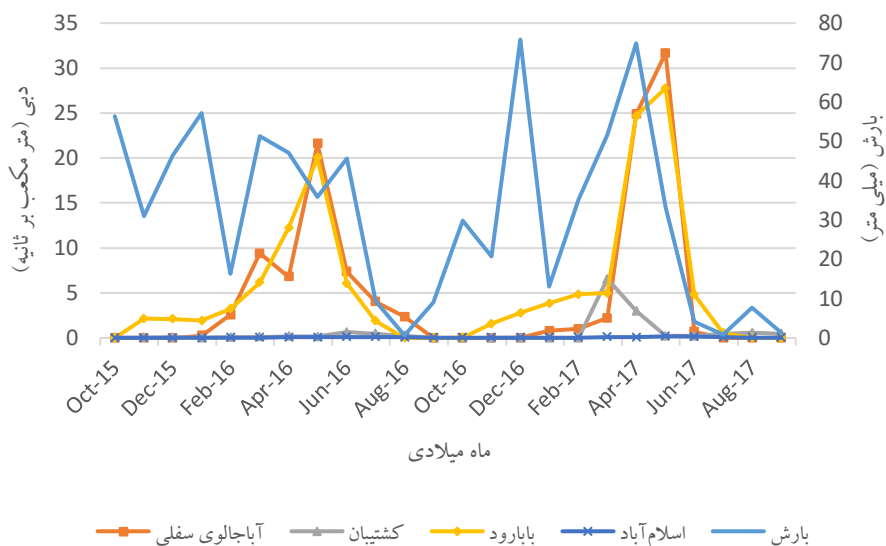
شکل ۳۶ و شکل ۳۷ به ترتیب مقایسه روند تغییرات بارش حوضه در سال‌های مورد مطالعه را با تغییرات حجم و تراز آب دریاچه نشان می‌دهد. شکل‌های ۳۸ تا ۴۱ نیز روند تغییرات بارش در زیر حوضه‌های اطراف دریاچه ارومیه با مقادیر دبی ایستگاه‌های هیدرومتری منتهی به دریاچه ارومیه در این زیر حوضه‌ها را نشان می‌دهند. با توجه به روند‌های موجود در این نمودارها و هماهنگ نبودن روند بارش با حجم و تراز دریاچه و دبی ایستگاه‌های هیدرومتری در چهار ماه ذکر شده، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً در ماه‌های ذکر شده مقادیر بارش گزارش شده در ایستگاه‌های زمینی دارای خطا بوده است که منجر به خطا در مقدار تغییر ذخیره آب حوضه در این ماه‌ها می‌شود. دست بالا بودن مقادیر بارش نسبت به واقعیت عامل بیشتر بودن تغییرات ذخیره حوضه در ماه‌های مورد نظر در شکل ۳۵ می‌باشد.



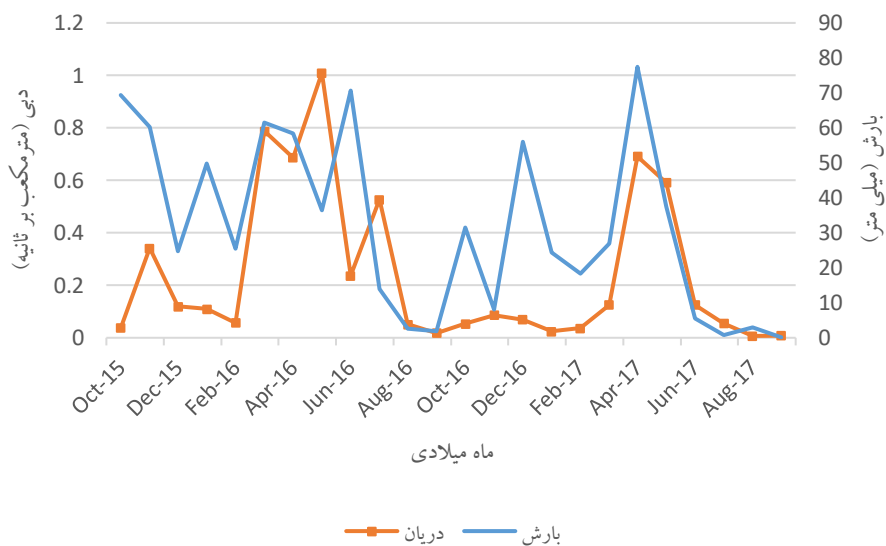
شکل ۳۶. مقایسه روند تغییرات بارش با حجم آب دریاچه ارومیه



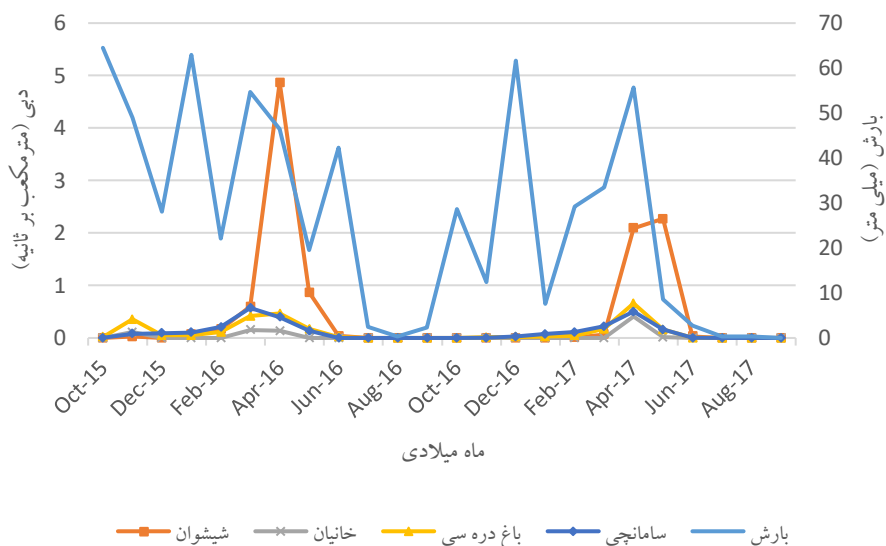
شکل ۳۷. مقایسه روند تغییرات بارش با تراز آب دریاچه ارومیه



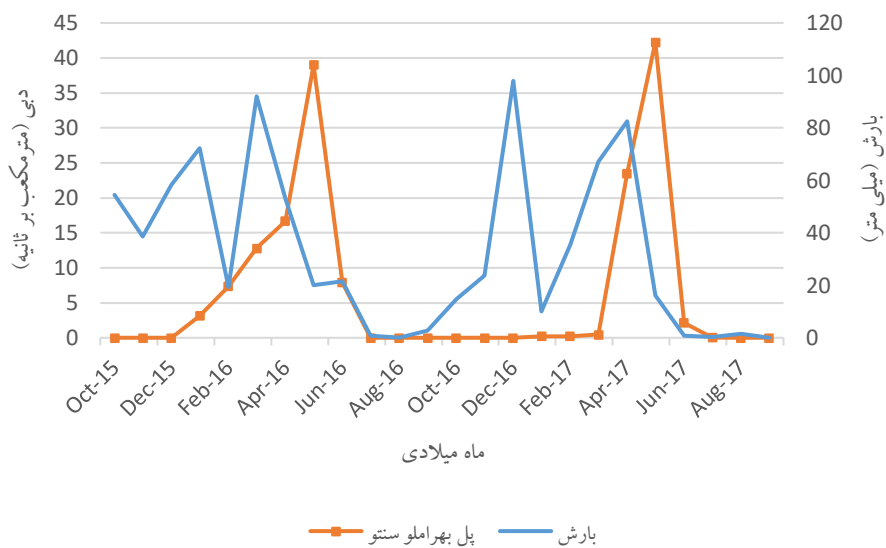
شکل ۳۸. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاه‌های هیدرومتری زیر حوضه غرب دریاچه ارومیه



شکل ۳۹. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاه‌های هیدرومتری زیر حوضه شمال دریاچه ارومیه



شکل ۴۰. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاه‌های هیدرومتری زیرحوضه جنوب غربی سهند



شکل ۴۱. مقایسه روند تغییرات بارش با دبی ایستگاه‌های هیدرومتری زیرحوضه گذار و مهاباد

۶-۵- نقشه پوشش گیاهی و نیاز خالص آبی با استفاده از نرم افزار NETWAT

۶-۵-۱- سیمای کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه

استان‌های آذربایجان شرقی و غربی به ترتیب در رتبه‌های سوم و هفتم در میزان سطح برداشت محصولات زراعی در سطح کشور در سال زراعی ۹۵-۱۳۹۴ و در رتبه‌های چهارم و پنجم در سال زراعی ۹۶-۱۳۹۵ قرار داشته‌اند. این دو استان از نظر میزان تولید محصولات زراعی (آبی و دیم) نیز در سال ۹۵-۱۳۹۴ در رتبه‌های دوازدهم و چهارم و در سال ۹۶-۱۳۹۵ در رتبه‌های پانزدهم و چهارم قرار داشته‌اند. از نظر عملکرد در هکتار برای محصول گندم استان‌های آذربایجان شرقی و غربی در سال ۹۵-۱۳۹۴ به ترتیب رتبه‌های بیستم و بیست و سوم و در سال ۹۶-۱۳۹۵ به ترتیب رتبه‌های سی ام و بیست و پنجم را دارند که نشان می‌دهد آب در حوضه دریاچه ارومیه بطور بهینه مورد استفاده قرار نگرفته و به ارزش مصرف آب، تولید صورت نمی‌گیرد. مقادیر سطح برداشت و میزان تولید محصولات زراعی در این دو استان برای سال‌های ۹۵-۱۳۹۴ و ۹۶-۱۳۹۵ به ترتیب در جدول ۸ و جدول ۹ ارائه شده است.

جدول ۸. سطح برداشت و میزان تولید محصولات زراعی در سال ۹۵-۱۳۹۴ (بر اساس آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی)

| نام استان | سطح برداشت محصولات زراعی (هزار هکتار) | میزان تولید محصولات زراعی (میلیون تن) |
|----------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| آذربایجان شرقی | ۷۴۰/۵ | ۲/۸۷ |
| آذربایجان غربی | ۶۹۴/۱ | ۴/۲ |

جدول ۹. سطح برداشت و میزان تولید محصولات زراعی در سال ۹۶-۱۳۹۵ (بر اساس آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی)

| نام استان | سطح برداشت محصولات زراعی (هزار هکتار) | میزان تولید محصولات زراعی (میلیون تن) |
|----------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| آذربایجان شرقی | ۶۹۲/۷ | ۲/۲۴ |
| آذربایجان غربی | ۶۸۹/۷ | ۴/۵۷ |

تولیدات عمده محصولات زراعی و باغی در استان‌های آذربایجان شرقی و غربی در سال‌های زراعی ۹۵-۱۳۹۴ و ۹۶-۱۳۹۵ به ترتیب در جدول ۱۰ و جدول ۱۱ ارائه شده است.

جدول ۱۰. تولیدات عمده محصولات زراعی استان‌های آذربایجان شرقی و غربی برحسب میلیون تن (آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی)

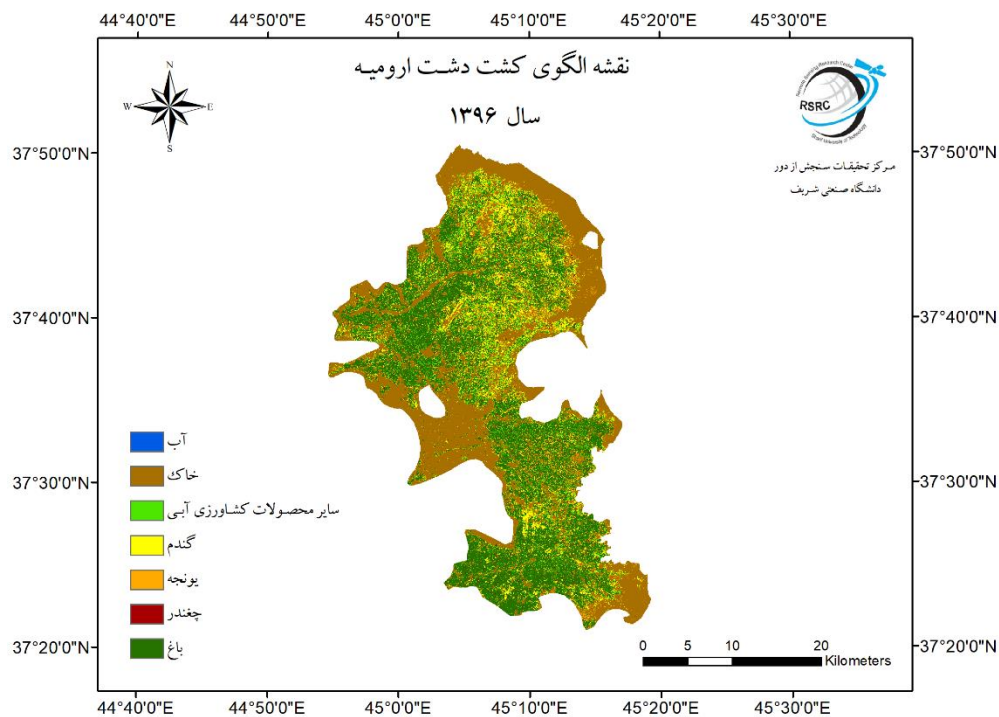
| سال ۱۳۹۵-۹۶ | | سال ۱۳۹۴-۹۵ | | محصول |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------------------------|
| آذربایجان غربی | آذربایجان شرقی | آذربایجان غربی | آذربایجان شرقی | |
| ۲/۴۵۱ | ۰/۰۱۶ | ۱/۸۹۳ | ۰/۰۱ | چغندر قند |
| ۰/۵۵۵ | ۰/۴۱۹ | ۰/۷۳۸ | ۰/۸۶۳ | گندم |
| ۰/۰۱۲ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰۲ | ذرت دانه ای |
| ۰/۰۷ | ۰/۰۸۸ | ۰/۱۰۵ | ۰/۱۳۸ | جو |
| ۰/۹۱۷ | ۰/۸۸۴ | ۰/۸۰۹ | ۰/۹۴۹ | نباتات علوفه ای |
| ۴/۰۰۵ | ۱/۴۰۹ | ۳/۵۸۶ | ۱/۹۶۳ | مجموع تولیدات محصولات عمده زراعی |

جدول ۱۱. تولیدات عمده محصولات زراعی استان‌های آذربایجان شرقی و غربی برحسب میلیون تن (آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی)

| سال ۱۳۹۶ | | سال ۱۳۹۵ | | محصول |
|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------------------------|
| آذربایجان غربی | آذربایجان شرقی | آذربایجان غربی | آذربایجان شرقی | |
| ۰/۹۷۱ | ۰/۵۱۵ | ۰/۷۴۳ | ۰/۴۸۱ | سیب |
| ۰/۰۴ | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۱۴ | گلابی |
| ۰/۱۷۶ | ۰/۱۹۷ | ۰/۲۴۹ | ۰/۳۳۷ | انگور |
| ۰/۱۵۵ | ۰/۱۵۶ | ۰/۱۵۲ | ۰/۱۴۳ | هسته دار |
| ۱/۳۰۶ | ۰/۸۸۲ | ۱/۱۴۸ | ۰/۹۷۵ | مجموع تولیدات محصولات عمده باغی |

۶-۱-۵-۱- سیمای کشاورزی دشت ارومیه

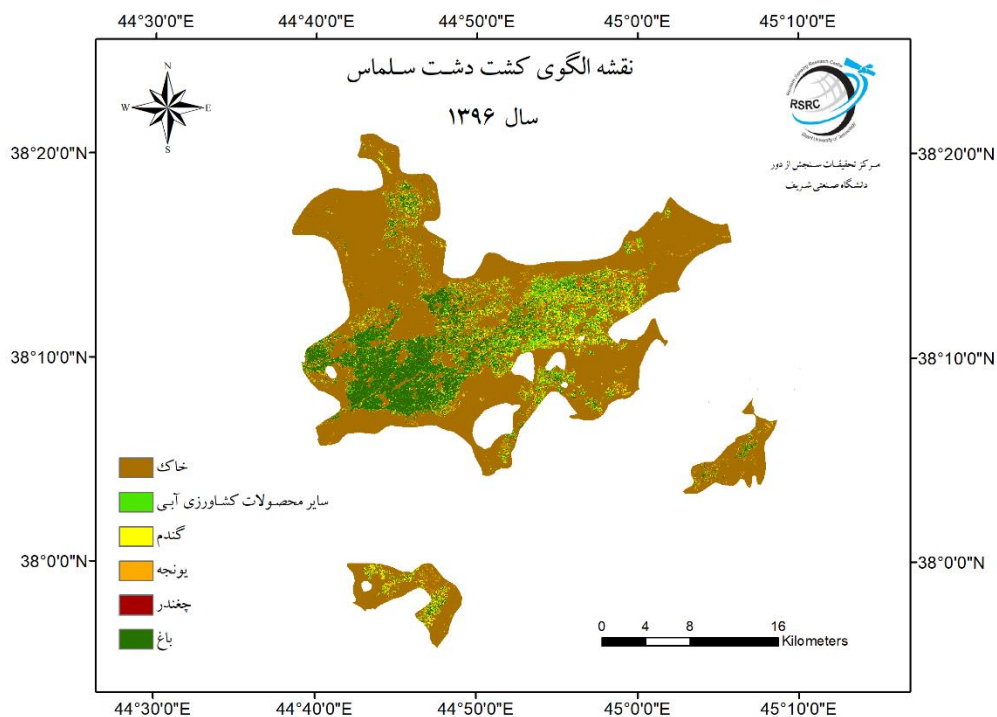
با توجه به جدول ۱۲ و جدول ۱۳ مجموع سطح زیر کشت باغی و زراعی دشت ارومیه در سال ۱۳۹۵، ۵۱۴۳۶ هکتار و در سال ۱۳۹۶، ۵۶۰۷۶ هکتار می باشد. نقشه الگوی کشت دشت ارومیه در سال ۱۳۹۶ در شکل ۴۲ نمایش داده شده است. بیشترین سطح زیر کشت در دشت ارومیه به ترتیب متعلق به محصول باغ، گندم، سایر محصولات کشاورزی آبی، یونجه و چغندر می باشد.



شکل ۴۲. نقشه الگوی کشت دشت ارومیه

۶-۱-۵-۲- سیمای کشاورزی دشت سلماس

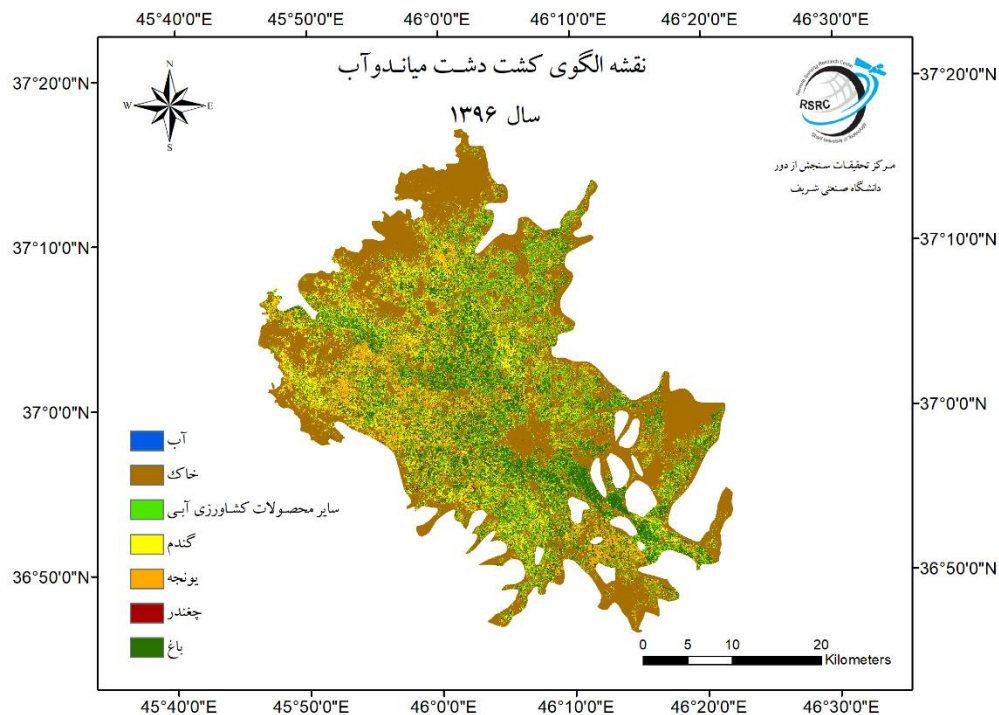
با توجه به جدول ۱۲ و جدول ۱۳ مجموع سطح زیر کشت باغی و زراعی دشت سلماس در سال ۱۳۹۵، ۱۹۶۵۱ هکتار و در سال ۱۳۹۶، ۲۱۷۲۱ هکتار می باشد. نقشه الگوی کشت دشت سلماس در سال ۱۳۹۶ در شکل ۴۳ نمایش داده شده است. بیشترین سطح زیر کشت در دشت سلماس به ترتیب متعلق به محصول باغ، سایر محصولات کشاورزی آبی، یونجه، گندم و چغندر می باشد.



شکل ۴۳. نقشه الگوی کشت دشت سلماس

۳-۱-۵-۶- سیمای کشاورزی دشت میاندوآب

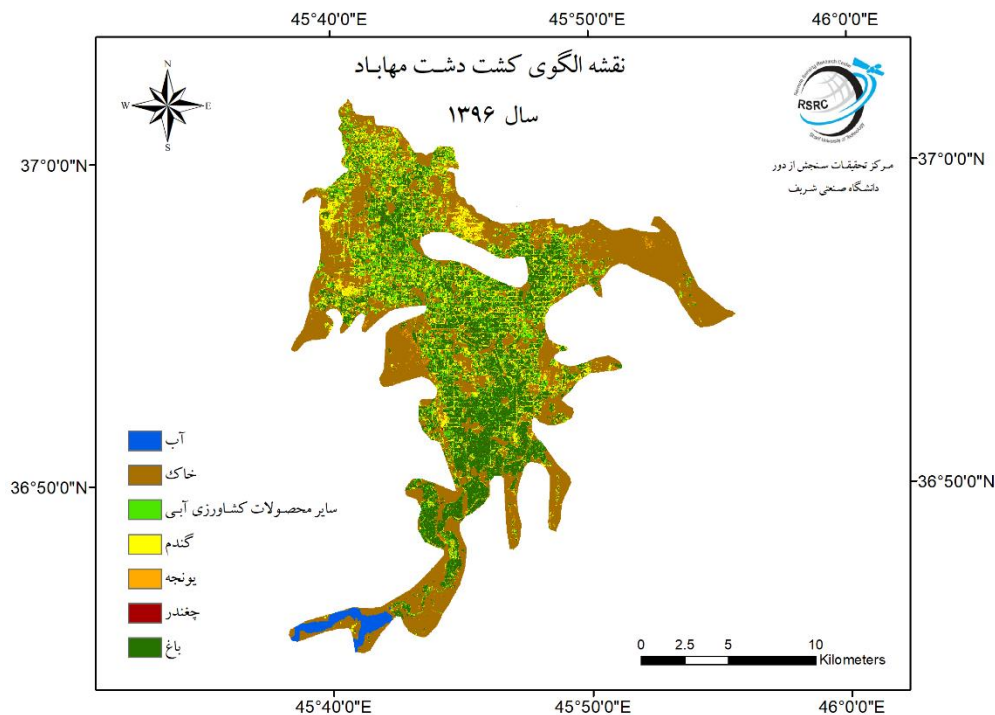
با توجه به جدول ۱۲ و جدول ۱۳ مجموع سطح زیر کشت باغی و زراعی دشت میاندوآب در سال ۱۳۹۵، ۵۷۱۹۶ هکتار و در سال ۱۳۹۶، ۵۹۷۱۶ هکتار می باشد. نقشه الگوی کشت دشت میاندوآب در سال ۱۳۹۶ در شکل ۴۴ نمایش داده شده است. بیشترین سطح زیر کشت در دشت میاندوآب به ترتیب متعلق به محصول گندم، باغ، سایر محصولات کشاورزی آبی، یونجه و چغندر می باشد.



شکل ۴۴. نقشه الگوی کشت دشت میاندوآب

۶-۵-۱-۴- سیمای کشاورزی دشت مهاباد

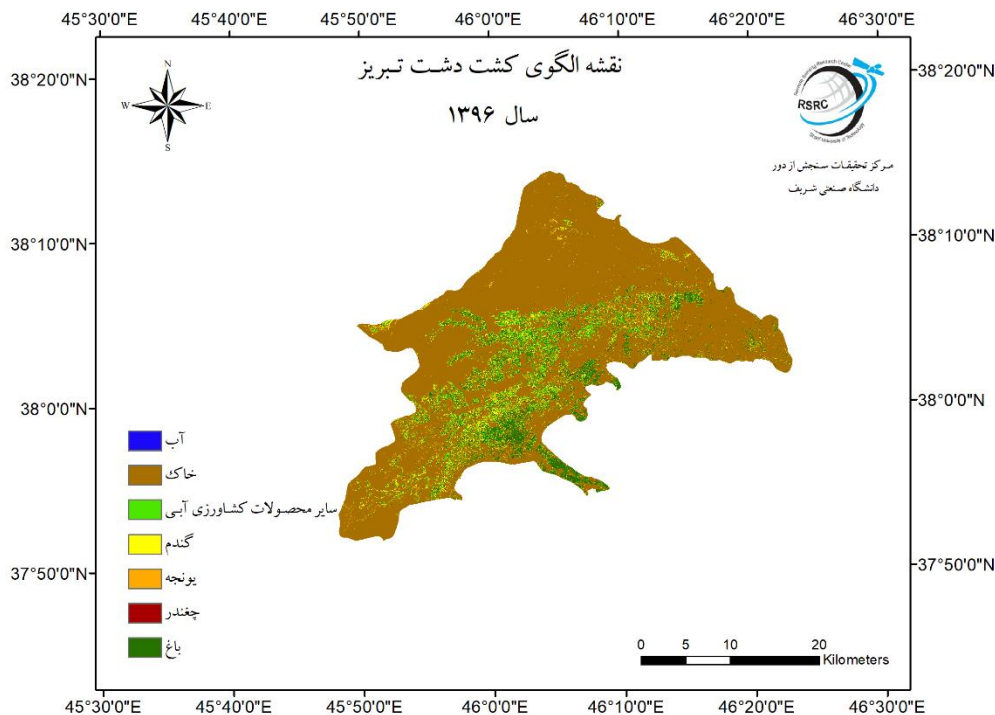
با توجه به جدول ۱۲ و جدول ۱۳ مجموع سطح زیر کشت باغی و زراعی دشت مهاباد در سال ۱۳۹۵، ۱۶۹۰۸ هکتار و در سال ۱۳۹۶، ۱۷۵۸۳ هکتار می باشد. نقشه الگوی کشت دشت مهاباد در سال ۱۳۹۶ در شکل ۴۵ نمایش داده شده است. بیشترین سطح زیر کشت در دشت مهاباد به ترتیب متعلق به محصول باغ، یونجه، گندم، چغندر، سایر محصولات کشاورزی آبی می باشد.



شکل ۴۵. نقشه الگوی کشت دشت مهاباد

۶-۵-۱-۵-سیمای کشاورزی دشت تبریز

با توجه به جدول ۱۲ و جدول ۱۳ مجموع سطح زیر کشت باغی و زراعی دشت تبریز در سال ۱۳۹۵، ۱۴۲۱۶ هکتار و در سال ۱۳۹۶، ۱۵۳۰۱ هکتار می‌باشد. نقشه الگوی کشت دشت تبریز در سال ۱۳۹۶ در شکل ۴۶ نمایش داده شده است. بیشترین سطح زیر کشت در دشت تبریز به ترتیب متعلق به محصول گندم، سایر محصولات کشاورزی آبی، باغ، یونجه و چغندر می‌باشد.

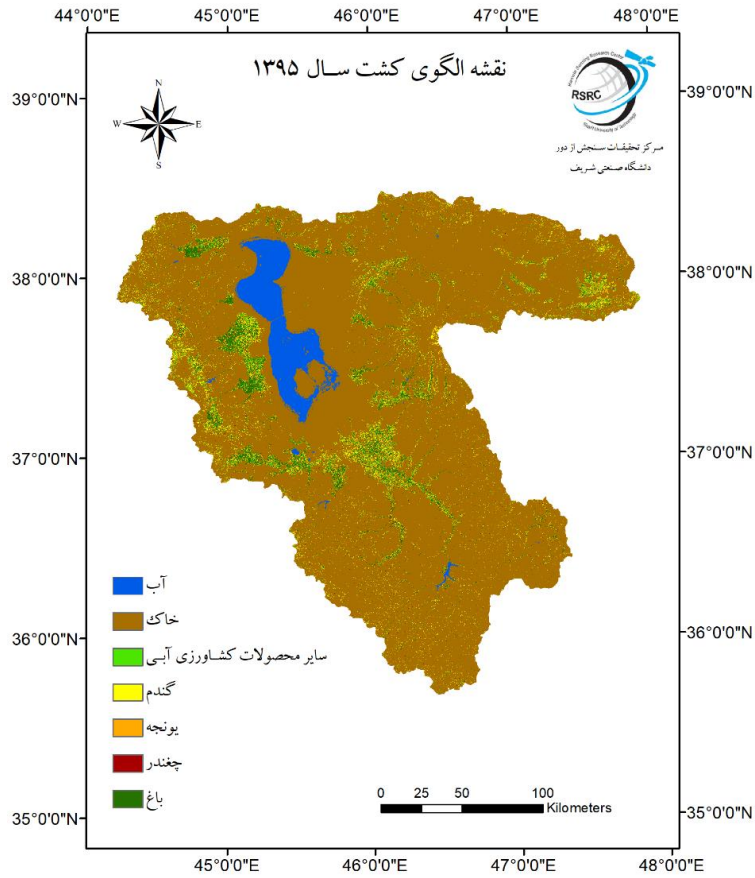


شکل ۴۶. نقشه الگوی کشت دشت تبریز

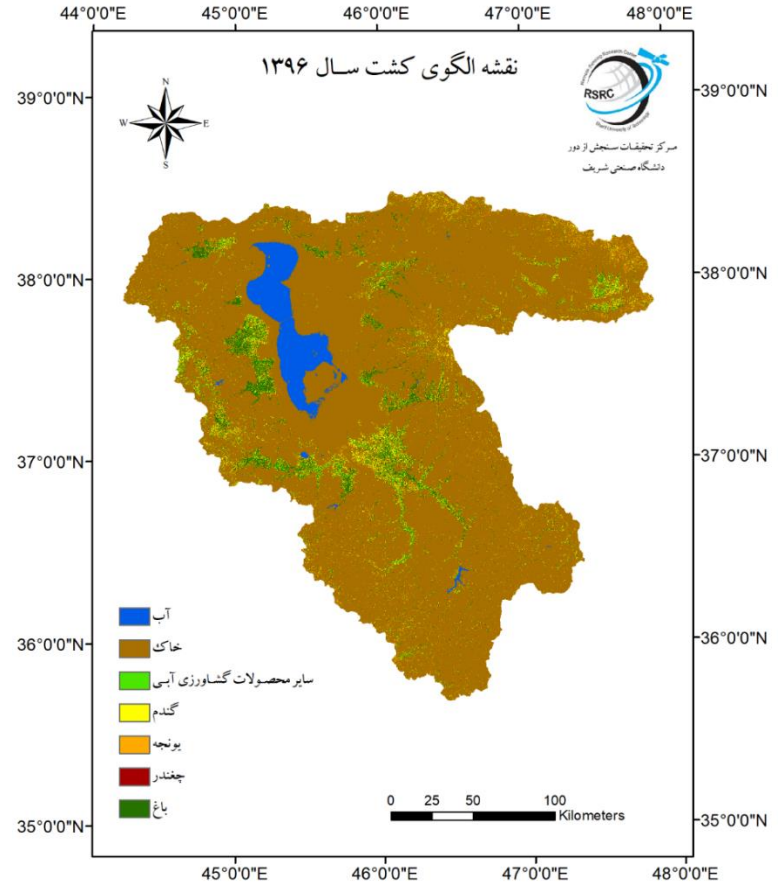
۶-۵-۲- نقشه الگوی کشت در حوضه دریاچه ارومیه

شکل ۴۷ و شکل ۴۸ نقشه پوشش گیاهی (الگوی کشت) در حوضه دریاچه ارومیه را به ترتیب در سال‌های ۱۳۹۶ و ۱۳۹۵ نشان می‌دهند. مقادیر سطح زیر کشت هر محصول در دشت‌های اصلی حوضه برای سال‌های ۱۳۹۵ و ۱۳۹۶ به ترتیب در جدول ۱۲ و جدول ۱۳ ارائه شده است. بیشترین سطح زیر کشت به ترتیب متعلق به دشت میاندوآب، ارومیه، سلماس، مهاباد و تبریز می‌باشد. بیشترین سطح زیر کشت متعلق به دشت میاندوآب با ۵۷۱۹۶ هکتار در سال ۱۳۹۵ و ۵۹۷۱۶ هکتار در سال ۱۳۹۶ بوده که حدود ۳۵ درصد از سطح زیر کشت در این دشت‌ها را شامل می‌شود. مجموع سطح زیر کشت در این ۵ دشت در سال ۱۳۹۵ برابر ۱۵۹۴۰۷ هکتار و در سال ۱۳۹۶ برابر ۱۷۰۳۹۷ هکتار بوده که حدود ۷ درصد افزایش داشته است. در شکل ۴۹ و شکل ۵۰ سطح زیر کشت هر یک از محصولات شامل گندم و جو، چغندر، یونجه، باغ و سایر محصولات کشاورزی آبی در دشت‌های ذکر شده برای به ترتیب سال‌های ۱۳۹۵ و

۱۳۹۶ نمایش داده شده است. همانطور که در این شکل‌ها مشخص است، بیشترین مساحت زیر کشت متعلق به دسته-های باغات و گندم و جو می‌باشد. با توجه به شکل‌های ۵۱ تا ۵۵ در تمام محصولات بجز گندم در دشت میاندوآب، مقدار سطح زیر کشت در سال ۱۳۹۶ نسبت به سال ۱۳۹۵ افزایش داشته است.



شکل ۴۸. نقشه الگوی کشت حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۵



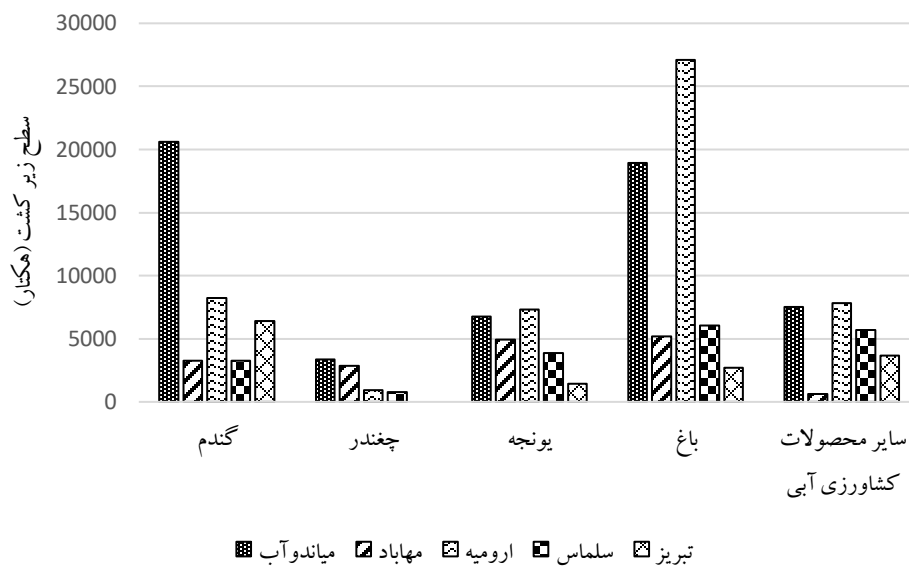
شکل ۴۷. نقشه الگوی کشت حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶

جدول ۱۲. سطح زیر کشت محصولات در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۵ (برحسب هزار هکتار)

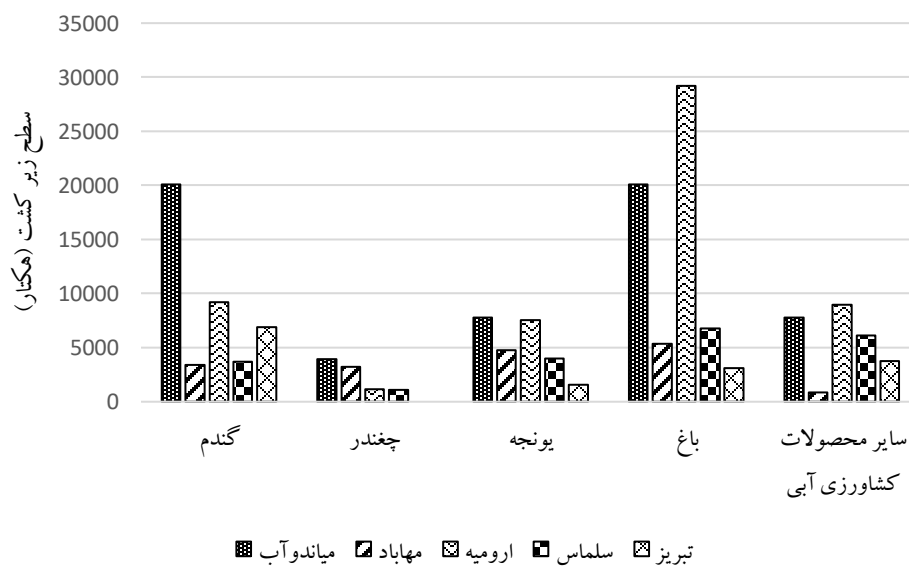
| نام محصول | گندم | چغندر | یونجه | باغ | سایر محصولات کشاورزی آبی | مجموع |
|-----------|--------|-------|-------|--------|--------------------------|--------|
| میاندوآب | ۲۰.۶۰۹ | ۳.۳۵۱ | ۶.۷۷۹ | ۱۸.۹۴۵ | ۷.۵۱۲ | ۵۷.۱۹۶ |
| مهاباد | ۳.۲۸۶ | ۲.۸۶۳ | ۴.۹۲۳ | ۵.۱۹۱ | ۰.۶۴۶ | ۱۶.۹۰۸ |
| ارومیه | ۸.۲۵۳ | ۰.۹۴۴ | ۷.۳۱۴ | ۲۷.۱۰۲ | ۷.۸۲۳ | ۵۱.۴۳۶ |
| سلماس | ۳.۲۵۵ | ۰.۷۸۷ | ۳.۸۶۲ | ۶.۰۴۰ | ۵.۷۰۶ | ۱۹.۶۵۱ |
| تبریز | ۶.۳۹۳ | ۰ | ۱.۴۵۰ | ۲.۷۰۰ | ۳.۶۷۳ | ۱۴.۲۱۶ |

جدول ۱۳. سطح زیر کشت محصولات در دشت‌های اصلی حوضه دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶ (برحسب هزار هکتار)

| نام محصول | گندم | چغندر | یونجه | باغ | سایر محصولات کشاورزی آبی | مجموع |
|-----------|--------|-------|-------|--------|--------------------------|--------|
| میاندوآب | ۲۰.۱۰۳ | ۳.۹۲۴ | ۷.۷۶۹ | ۲۰.۱۱۵ | ۷.۸۰۵ | ۵۹.۷۱۶ |
| مهاباد | ۳.۴۲۰ | ۳.۱۹۶ | ۴.۷۷۲ | ۵.۳۵۲ | ۰.۸۴۳ | ۱۷.۵۸۳ |
| ارومیه | ۹.۲۱۶ | ۱.۱۳۹ | ۷.۵۶۳ | ۲۹.۱۹۶ | ۸.۹۶۲ | ۵۶.۰۷۶ |
| سلماس | ۳.۷۲۱ | ۱.۰۸۱ | ۴.۰۰۳ | ۶.۷۷۳ | ۶.۱۴۳ | ۲۱.۷۲۱ |
| تبریز | ۶.۹۰۱ | ۰ | ۱.۵۵۴ | ۳.۰۸۳ | ۳.۷۶۳ | ۱۵.۳۰۱ |



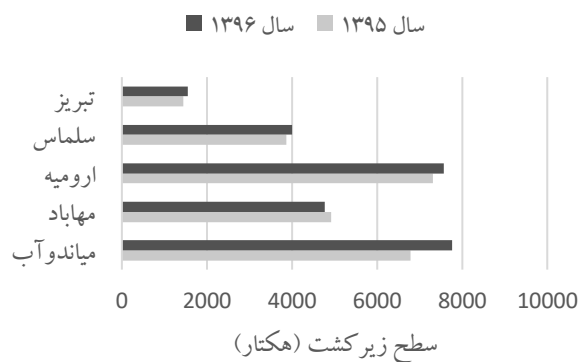
شکل ۴۹. سطح زیر کشت در دشت‌های اصلی حوضه ارومیه در سال ۱۳۹۵



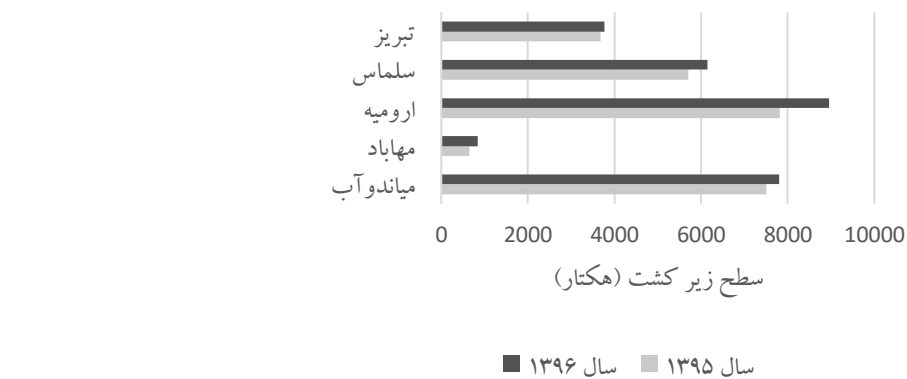
شکل ۵۰. سطح زیر کشت در دشت‌های اصلی حوضه ارومیه در سال ۱۳۹۶



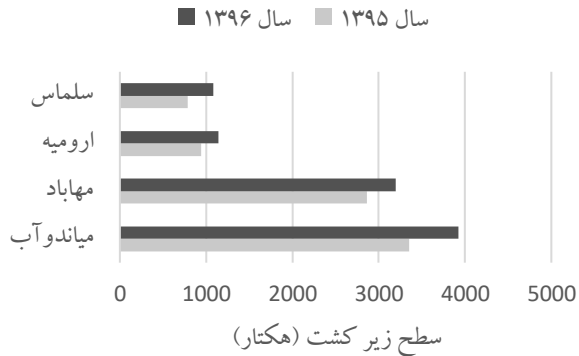
شکل ۵۲. سطح زیر کشت گندم



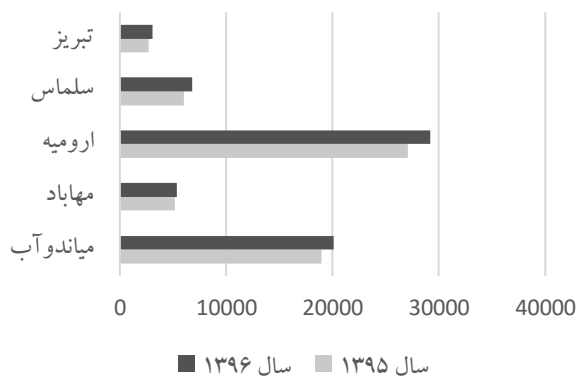
شکل ۵۴. سطح زیر کشت یونجه



شکل ۵۵. سطح زیر کشت سایر محصولات کشاورزی آبی



شکل ۵۱. سطح زیر کشت چغندر



شکل ۵۳. سطح زیر کشت باغات

۶-۶- محاسبه آب قابل صرفه جویی و شناسایی مناطق با اولویت اصلاح کشاورزی

مقادیر ET_a ، بارش مؤثر، نیاز خالص آبی و درصد مازاد بر مصرف مصوب (معادل ۸۰ درصد تبخیر-تعرق پتانسیل) در سال‌های زراعی ۱۳۹۴-۹۵ و ۱۳۹۵-۹۶ برای هر یک از دشت‌های اصلی حوضه در جداول ۱۴ تا ۲۳ بر حسب میلیون متر مکعب ارائه شده است. شایان ذکر است که در این جداول ارقام مربوط به ماه‌های اردیبهشت تا شهریور که عمده‌ی مصارف سال در آن صورت می‌پذیرد، آورده شده است. نمودار تغییرات ماهانه نیاز خالص آبی در هر یک از دشت‌ها نیز در شکل‌های ۵۶ تا ۶۰ نمایش داده شده است. با توجه به این شکل‌ها مشاهده می‌شود که بیشترین نیاز خالص آبی محصولات مربوط به ماه‌های خرداد و تیر مصادف با حداکثر ET و حداقل بارش می‌باشد. در دشت‌های میاندوآب و مهاباد نیاز خالص آبیاری محصولات در طی دو سال زراعی مورد بررسی تغییر قابل توجهی نداشته است. در دشت‌های ارومیه و تبریز نیاز خالص آبیاری در سال ۱۳۹۴-۹۵ بیشتر از سال ۱۳۹۵-۹۶ بوده و در دشت سلماس در سال ۱۳۹۵-۹۶ بیشتر از سال ۱۳۹۴-۹۵ می‌باشد. بیشتر بودن نیاز خالص آبیاری در یک سال نسبت به سال دیگر می‌تواند ناشی از کاهش بارش مؤثر، افزایش سطح زیر کشت و یا توسعه‌ی کشت محصولاتی با نیاز آبی بالاتر باشد. با توجه به نتایج بخش ۶-۵-۱، بیشتر بودن نیاز خالص آبی محصولات در دشت‌های ارومیه و تبریز می‌تواند ناشی از افزایش سطح زیر کشت محصولات با نیاز آبی بالاتر رخ داده باشد.

نحوه تغییرات میزان مازاد مصرف آب کشاورزی در سال‌های زراعی ۱۳۹۴-۱۳۹۵ و ۱۳۹۵-۱۳۹۶ در دشت‌های مختلف حوضه متفاوت می‌باشد. در دشت ارومیه علی‌رغم اینکه در سال ۱۳۹۴-۱۳۹۵ شاهد کم آبیاری بوده‌ایم، این شرایط در سال ۱۳۹۵-۱۳۹۶ کاملاً متفاوت بوده و در ماه‌های اردیبهشت تا شهریور میزان مصرف آب کشاورزی به طور متوسط حدود ۱۰ درصد بیشتر از حجم آب لازم جهت تأمین توسط آبیاری بوده است. برعکس در دشت سلماس، میزان مصرف آب کشاورزی از سال‌های ۱۳۹۴-۱۳۹۵ به ۱۳۹۵-۱۳۹۶ کاهش قابل توجهی را نشان می‌دهد، به طوری که این دشت در سال ۱۳۹۵-۱۳۹۶ شرایط کم آبیاری را تجربه کرده است. میزان مصرف آب کشاورزی در دشت میاندوآب در هر دو سال زراعی ۱۳۹۴-۱۳۹۵ و ۱۳۹۵-۱۳۹۶ به ترتیب به مقدار ۴۲ و ۳۴ درصد بیش از حد نیاز بوده است. در دشت مهاباد همانند دشت سلماس، میزان مصرف آب کشاورزی از سال‌های ۱۳۹۴-۱۳۹۵ به ۱۳۹۵-۱۳۹۶ روند نزولی و شرایط کم آبیاری را در سال ۱۳۹۵-۱۳۹۶ نشان می‌دهد. نهایتاً دشت تبریز در هر دو سال زراعی

مطالعه شده حاکی از شرایط کم آبیاری می‌باشد. با توجه به این نتایج، دشت‌های میاندوآب و ارومیه می‌باید در اولویت برنامه‌ریزی جهت انجام اقدامات لازم برای کاهش مصرف آب کشاورزی قرار گیرند.

جدول ۱۴. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت ارومیه (سال ۹۵-۱۳۹۴)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (م.م.م) | بارش مؤثر (م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|--------------------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|--------------------------------------|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۴-۱۳۹۵ | اردیبهشت | ۵۹,۲ | ۴۵,۵ | ۱۴,۶ | ۴۴,۶ | ۳۰,۹ | ۳۲,۸ | ۰,۹ | -۵,۶ |
| | خرداد | ۷۳,۹ | ۵۹,۶ | ۹,۳ | ۶۴,۶ | ۵۰,۳ | ۴۹,۸ | ۱,۰ | ۱,۰ |
| | تیر | ۱۰۳,۰ | ۷۱,۶ | ۲,۲ | ۱۰۰,۸ | ۶۹,۴ | ۸۰,۲ | ۰,۹ | -۱۳,۵ |
| | مرداد | ۱۰۰,۷ | ۶۰,۱ | ۱,۴ | ۹۹,۴ | ۵۸,۷ | ۷۹,۲ | ۰,۷ | -۲۵,۹ |
| | شهریور | ۶۳,۰ | ۴۲,۴ | ۳,۰ | ۶۰,۰ | ۳۹,۵ | ۴۷,۴ | ۰,۸ | -۱۶,۷ |

جدول ۱۵. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت ارومیه (سال ۹۶-۱۳۹۵)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (م.م.م) | بارش مؤثر (م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|--------------------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|--------------------------------------|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۵-۱۳۹۶ | اردیبهشت | ۴۳,۴۷ | ۴۱,۵۲ | ۵,۷۶ | ۳۷,۷۰ | ۳۵,۷۶ | ۲۹,۰ | ۱,۲ | ۲۳,۳ |
| | خرداد | ۶۳,۲۹ | ۵۳,۳۷ | ۰,۱۲ | ۶۳,۱۷ | ۵۳,۲۵ | ۵۰,۵ | ۱,۱ | ۵,۴ |
| | تیر | ۶۴,۹۵ | ۵۸,۵۶ | ۰,۰۰ | ۶۴,۹۵ | ۵۸,۵۶ | ۵۲,۰ | ۱,۱ | ۱۲,۷ |
| | مرداد | ۵۷,۵۷ | ۴۷,۱۹ | ۱,۶۳ | ۵۵,۹۴ | ۴۵,۵۶ | ۴۴,۴ | ۱,۰ | ۲,۶ |
| | شهریور | ۴۰,۸۳ | ۳۴,۲۴ | ۱,۲۲ | ۳۹,۶۱ | ۳۳,۰۲ | ۳۱,۴ | ۱,۱ | ۵,۰ |

جدول ۱۶. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت سلماس (سال ۹۵-۱۳۹۴)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|---------------------------------|--|--|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۴-۱۳۹۵ | اردیبهشت | ۱۰,۸ | ۱۹,۶ | ۳,۹ | ۶,۹ | ۱۵,۷ | ۴,۷ | ۳,۳ | ۲۳۱,۴ |
| | خرداد | ۱۵,۴ | ۲۳,۲ | ۲,۷ | ۱۲,۶ | ۲۰,۴ | ۹,۵ | ۲,۱ | ۱۱۴,۲ |
| | تیر | ۱۶,۳ | ۲۲,۶ | ۱,۵ | ۱۴,۸ | ۲۱,۱ | ۱۱,۵ | ۱,۸ | ۸۳,۲ |
| | مرداد | ۱۵,۱ | ۱۶,۵ | ۰,۵ | ۱۴,۶ | ۱۶,۰ | ۱۱,۶ | ۱,۴ | ۳۷,۸ |
| | شهریور | ۱۰,۷ | ۱۱,۳ | ۰,۷ | ۱۰,۰ | ۱۰,۷ | ۷,۹ | ۱,۴ | ۳۵,۰ |

جدول ۱۷. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت سلماس (سال ۹۶-۱۳۹۵)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|--|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۵-۱۳۹۶ | اردیبهشت | ۱۲,۰۳ | ۳,۵۷ | ۵,۷۹ | ۶,۲۳ | -۲,۲۳ | ۳,۸ | -۰,۶ | -۱۵۸,۱ |
| | خرداد | ۱۸,۸۰ | ۴,۱۱ | ۰,۵۸ | ۱۸,۲۳ | ۳,۵۳ | ۱۴,۵ | ۰,۲ | -۷۵,۶ |
| | تیر | ۲۲,۷۵ | ۳,۸۷ | ۰,۰۹ | ۲۲,۶۶ | ۳,۷۸ | ۱۸,۱ | ۰,۲ | -۷۹,۱ |
| | مرداد | ۲۱,۳۶ | ۳,۰۶ | ۰,۸۴ | ۲۰,۵۲ | ۲,۲۱ | ۱۶,۲ | ۰,۱ | -۸۶,۴ |
| | شهریور | ۱۱,۸۸ | ۲,۳۰ | ۰,۲۱ | ۱۱,۶۷ | ۲,۱۰ | ۹,۳ | ۰,۲ | -۷۷,۵ |

جدول ۱۸. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت میاندوآب (سال ۹۵-۱۳۹۴)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|---------------------------------|--|--|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۴-۱۳۹۵ | اردیبهشت | ۵۳,۳ | ۶۸,۸ | ۷,۱ | ۴۶,۲ | ۶۱,۷ | ۳۵,۶ | ۱,۷ | ۷۳,۵ |
| | خرداد | ۶۸,۹ | ۸۰,۹ | ۲,۹ | ۶۶,۰ | ۷۸,۰ | ۵۲,۲ | ۱,۵ | ۴۹,۵ |
| | تیر | ۵۹,۰ | ۸۲,۵ | ۳,۴ | ۵۵,۷ | ۷۹,۱ | ۴۳,۸ | ۱,۸ | ۸۰,۵ |
| | مرداد | ۵۵,۴ | ۴۹,۴ | ۱,۳ | ۵۴,۱ | ۴۸,۱ | ۴۳,۰ | ۱,۱ | ۱۱,۹ |
| | شهریور | ۳۷,۷ | ۲۹,۳ | ۹,۵ | ۲۸,۲ | ۱۹,۸ | ۲۰,۶ | ۱,۰ | -۴,۰ |

جدول ۱۹. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت میاندوآب (سال ۹۶-۱۳۹۵)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|--|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۵-۱۳۹۶ | اردیبهشت | ۵۱,۷۲ | ۵۹,۰۶ | ۴,۵۰ | ۴۷,۲۲ | ۵۴,۵۶ | ۳۶,۹ | ۱,۵ | ۴۸,۰ |
| | خرداد | ۶۵,۰۴ | ۷۲,۰۷ | ۰,۴۴ | ۶۴,۶۰ | ۷۱,۶۴ | ۵۱,۶ | ۱,۴ | ۳۸,۸ |
| | تیر | ۵۳,۹۵ | ۷۴,۲۵ | ۰,۲۹ | ۵۳,۶۶ | ۷۳,۹۷ | ۴۲,۹ | ۱,۷ | ۷۲,۵ |
| | مرداد | ۵۰,۷۹ | ۴۵,۳۹ | ۲,۵۴ | ۴۸,۲۵ | ۴۲,۸۵ | ۳۸,۱ | ۱,۱ | ۱۲,۵ |
| | شهریور | ۳۶,۴۷ | ۲۹,۱۴ | ۵,۳۳ | ۳۱,۱۵ | ۲۳,۸۲ | ۲۳,۹ | ۱,۰ | -۰,۱ |

جدول ۲۰. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت مهاباد (سال ۹۵-۱۳۹۴)

| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|---------------------------------|--|--|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۴-۱۳۹۵ | اردیبهشت | ۱۴,۶ | ۲۱,۱ | ۲,۵ | ۱۲,۱ | ۱۸,۶ | ۹,۲ | ۲,۰ | ۱۰۲,۹ |
| | خرداد | ۲۱,۱ | ۲۴,۳ | ۱,۱ | ۲۰,۰ | ۲۳,۳ | ۱۵,۸ | ۱,۵ | ۴۷,۶ |
| | تیر | ۲۰,۲ | ۲۳,۰ | ۰,۴ | ۱۹,۸ | ۲۲,۵ | ۱۵,۸ | ۱,۴ | ۴۳,۰ |
| | مرداد | ۱۸,۸ | ۱۶,۲ | ۰,۲ | ۱۸,۶ | ۱۶,۰ | ۱۴,۸ | ۱,۱ | ۷,۵ |
| | شهریور | ۱۴,۵ | ۱۰,۲ | ۱,۴ | ۱۳,۰ | ۸,۸ | ۱۰,۲ | ۰,۹ | -۱۳,۴ |

جدول ۲۱. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت مهاباد (۹۶-۱۳۹۵)

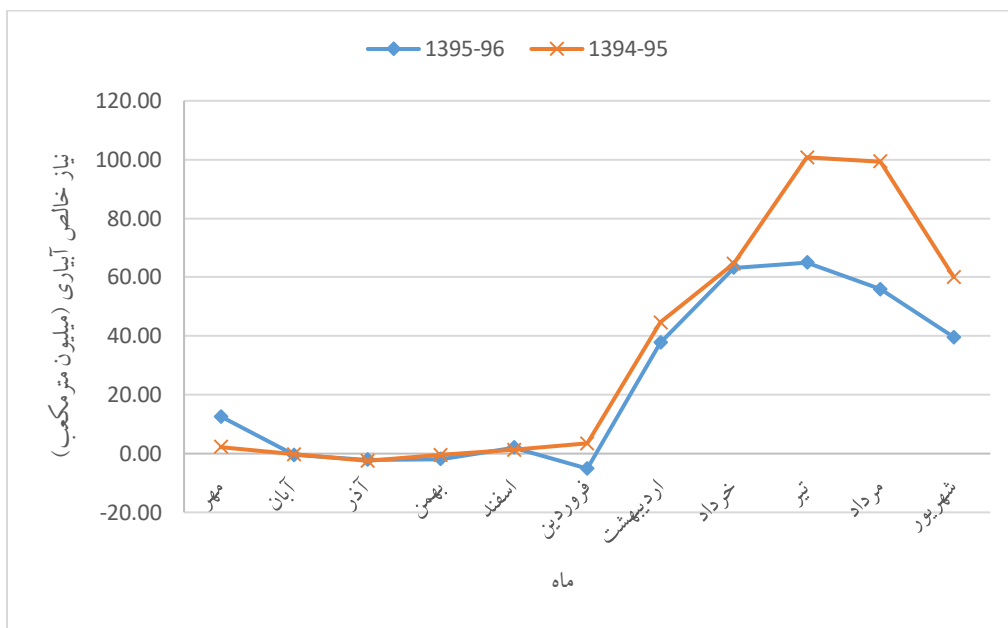
| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (.م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (.م.م.م) | بارش مؤثر (.م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (.م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (.م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (.م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|---------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|--|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۵-۱۳۹۶ | اردیبهشت | ۱۴,۵۰ | ۹,۳۴ | ۱,۱۶ | ۱۳,۳۵ | ۸,۱۸ | ۱۰,۴ | ۰,۸ | -۲۱,۷ |
| | خرداد | ۲۰,۸۴ | ۱۱,۴۹ | ۰,۱۲ | ۲۰,۷۲ | ۱۱,۳۷ | ۱۶,۶ | ۰,۷ | -۳۱,۳ |
| | تیر | ۲۰,۱۰ | ۱۲,۱۰ | ۰,۰۰ | ۲۰,۱۰ | ۱۲,۱۰ | ۱۶,۱ | ۰,۸ | -۲۴,۷ |
| | مرداد | ۱۸,۸۰ | ۹,۵۷ | ۰,۵۴ | ۱۸,۲۶ | ۹,۰۳ | ۱۴,۵ | ۰,۶ | -۳۷,۷ |
| | شهریور | ۱۴,۴۵ | ۷,۰۵ | ۱,۰۹ | ۱۳,۳۵ | ۵,۹۶ | ۱۰,۵ | ۰,۶ | -۴۳,۱ |

جدول ۲۲. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت تبریز (سال ۹۵-۱۳۹۴)

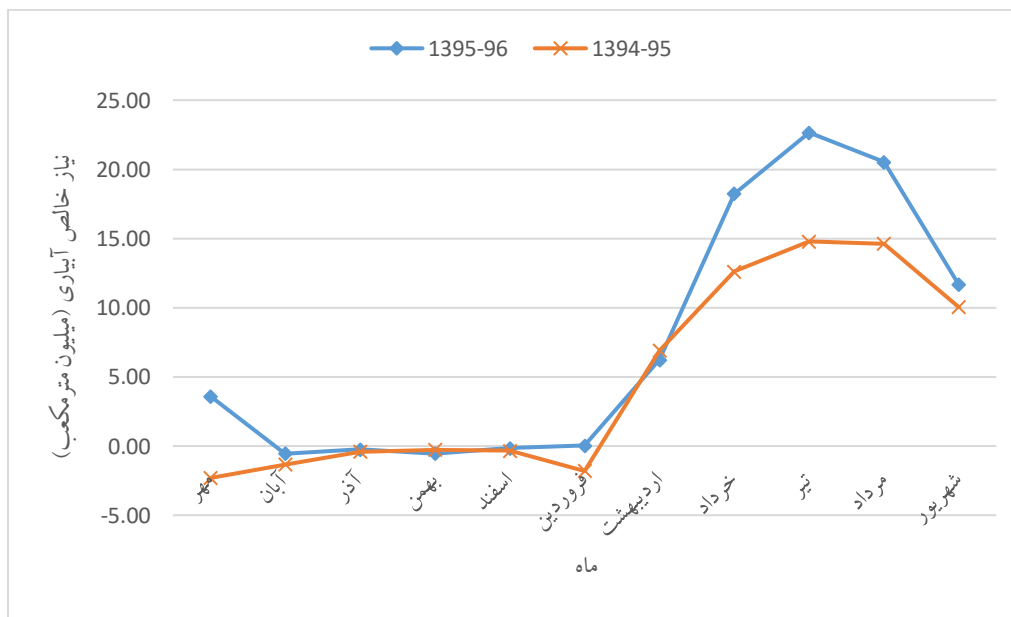
| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (م.م.م) | بارش مؤثر (م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|--------------------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|---|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۴-۱۳۹۵ | اردیبهشت | ۱۸,۳ | ۱۵,۱ | ۴,۴ | ۱۳,۸ | ۱۰,۷ | ۱۰,۲ | ۱,۱ | ۵,۰ |
| | خرداد | ۲۴,۹ | ۱۵,۸ | ۲,۷ | ۲۲,۱ | ۱۳,۰ | ۱۷,۱ | ۰,۸ | -۲۴,۰ |
| | تیر | ۲۴,۴ | ۱۳,۲ | ۰,۹ | ۲۳,۵ | ۱۲,۳ | ۱۸,۶ | ۰,۷ | -۳۴,۰ |
| | مرداد | ۱۸,۵ | ۶,۵ | ۱,۳ | ۱۷,۲ | ۵,۲ | ۱۳,۵ | ۰,۴ | -۶۱,۴ |
| | شهریور | ۱۰,۵ | ۴,۱ | ۱,۹ | ۸,۶ | ۲,۳ | ۶,۵ | ۰,۳ | -۶۵,۵ |

جدول ۲۳. نیاز خالص آبیاری و درصد مازاد بر مصرف مصوب در دشت تبریز (سال ۹۶-۱۳۹۵)

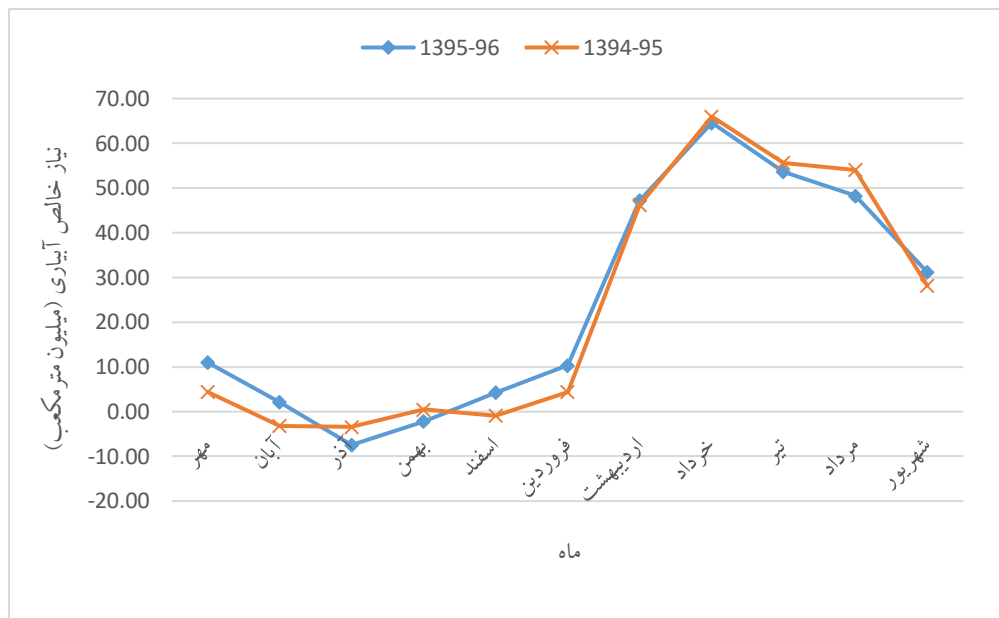
| سال | ماه | تبخیر- تعرق پتانسیل (م.م.م) | تبخیر- تعرق واقعی (م.م.م) | بارش مؤثر (م.م.م) | نیاز خالص آبیاری (م.م.م) | آب تأمین شده از آبیاری (م.م.م) | حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه (م.م.م) | حجم آب تأمین شده از آبیاری/حجم آب مجاز به آبیاری طبق مصوبه | درصد مازاد مصرف بر مصوب |
|-----------|----------|--------------------------------------|------------------------------------|----------------------|--------------------------------|---|---|---|----------------------------------|
| ۱۳۹۵-۱۳۹۶ | اردیبهشت | ۱۵,۹۷ | ۱۱,۸۴ | ۱,۴۵ | ۱۴,۵۲ | ۱۰,۳۹ | ۱۱,۳ | ۰,۹ | -۸,۳ |
| | خرداد | ۱۸,۶۴ | ۱۱,۷۳ | ۰,۴۶ | ۱۸,۱۸ | ۱۱,۲۷ | ۱۴,۴ | ۰,۸ | -۲۲,۰ |
| | تیر | ۱۶,۳۴ | ۹,۳۲ | ۰,۰۵ | ۱۶,۲۹ | ۹,۲۷ | ۱۳,۰ | ۰,۷ | -۲۸,۸ |
| | مرداد | ۱۳,۴۵ | ۴,۵۶ | ۰,۵۶ | ۱۲,۸۹ | ۴,۰۰ | ۱۰,۲ | ۰,۴ | -۶۰,۸ |
| | شهریور | ۹,۱۶ | ۳,۰۶ | ۱,۴۴ | ۷,۷۲ | ۱,۶۲ | ۵,۹ | ۰,۳ | -۷۲,۵ |



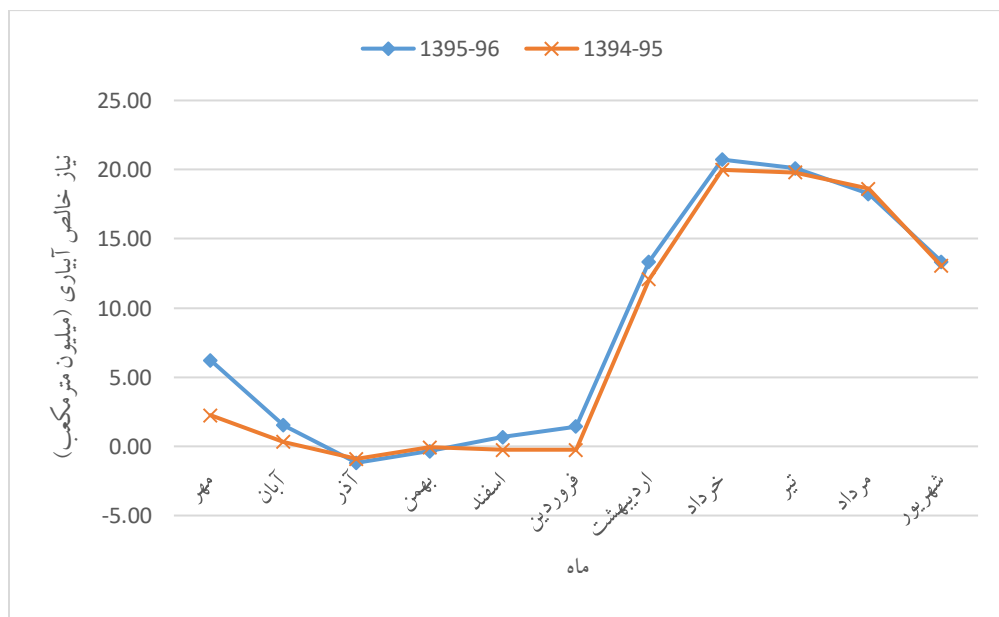
شکل ۵۶. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت ارومیه



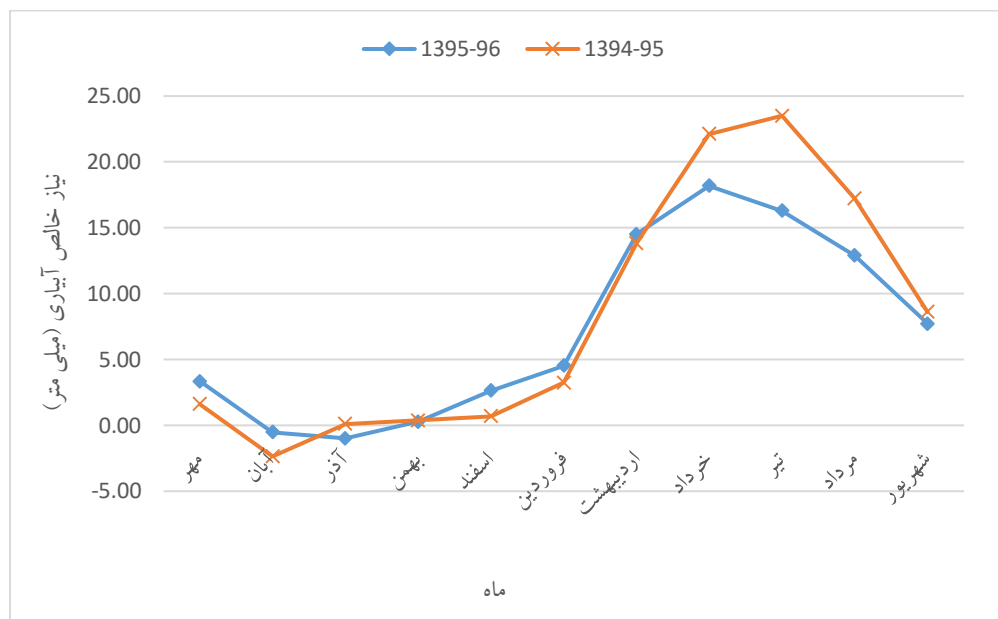
شکل ۵۷. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت سلماس



شکل ۵۸. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت میاندوآب



شکل ۵۹. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت مهاباد



شکل ۶۰. نیاز خالص آبیاری ماهانه در دشت تبریز

۷- جمع بندی

در این مطالعه به بررسی بیلان آب حوضه دریاچه ارومیه (شامل پهنه آبی) با استفاده از روش‌های مبتنی بر تحلیل تصاویر ماهواره ای و داده‌های زمینی در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷ میلادی پرداخته شد. مطالعه حاضر در ادامه مطالعه انجام گرفته توسط فائو در حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های آبی ۲۰۱۳-۱۴ و ۲۰۱۴-۱۵ انجام گرفته است. میزان تغییرات ذخیره آب حوضه با استفاده از معادله بیلان محاسبه گردید که اختلاف مؤلفه بارش با مؤلفه‌های تبخیر و تعرق واقعی حوضه و تبخیر از سطح دریاچه، مقدار تغییر ذخیره آب حوضه را بدست داد. طبق نتایج بدست آمده، متوسط میزان بارندگی در سال ۲۰۱۵-۱۶ برابر ۴۲۳ میلی متر و در سال ۲۰۱۶-۱۷ برابر ۳۱۴ میلی متر بوده است که معادل حجم کل بارندگی به میزان به ترتیب ۲۱/۹ و ۱۶/۲ میلیارد مترمکعب در سال می‌باشد. در خصوص ET، با توجه به انطباق بالای نتایج این مطالعه با داده‌های ماهواره ای WaPOR می‌توان اطمینان داشت که نتایج از دقت بالایی برخوردار هستند. متوسط ارتفاع سالانه ET در سال اول برابر ۳۵۷ میلی متر و در سال دوم برابر ۲۷۴ میلی متر بوده است که این کاهش معادل ۲۳ درصد می‌باشد. حجم ET حوضه در سال‌های آبی ۲۰۱۵-۱۶ و ۲۰۱۶-۱۷

به ترتیب ۱۷/۶ و ۱۳/۵ میلیارد مترمکعب در سال بدست آمده است. نتایج نشان می‌دهند که ET تقریباً ۸۰ درصد از کل بارش حوضه را شامل می‌شود. میانگین تبخیر از سطح دریاچه در هر دو سال آبی مورد مطالعه برابر ۸۶/۵ میلی متر می‌باشد. همچنین حجم کل تبخیر از دریاچه در سال‌های ۲۰۱۶ و ۲۰۱۷ به ترتیب ۲/۵۶ و ۲/۴ میلیارد مترمکعب در سال بدست آمده است. نهایتاً تغییرات ذخیره آب حوضه در سال ۲۰۱۵-۱۶ و سال ۲۰۱۶-۱۷ به ترتیب ۳/۷۲ و ۰/۳ میلیارد متر مکعب به دست آمد که مقدار قابل توجه تغییرات ذخیره آب حوضه در سال اول با توجه به میانگین بارش بالا در این سال قابل توجه می‌باشد. با این وجود، بخشی از این مشاهده از برآورد دست بالای بارش نشأت گرفته است که علی‌رغم بررسی مراجع مختلف، امکان تصحیح یا تعدیل این مقادیر وجود نداشت.

در ادامه پروژه، نتایج بیان حوضه برای برآورد نیاز خالص آبی گیاهان، برآورد میزان مصرف آب کشاورزی در حوضه و شناسایی مناطق با بیشترین میزان مصرف آب مورد استفاده قرار گرفت. این مطالعه در سطح دشت‌های مهم حوضه که شامل دشت‌های ارومیه، سلماس، میاندوآب، مهاباد و تبریز هستند انجام پذیرفت. طبق نقشه پوشش گیاهی (الگوی کشت) در حوضه دریاچه ارومیه، مساحت تحت کشت محصولات کشاورزی در سال ۱۳۹۶ نسبت به سال ۱۳۹۵ در تمام دشت‌های حوضه افزایش داشته است. مجموع سطح زیر کشت در این پنج دشت در سال ۱۳۹۵ برابر ۱۵۹۴۰۷ هکتار و در سال ۱۳۹۶ برابر ۱۷۰۳۹۷ هکتار بوده که حدود ۷ درصد افزایش داشته است. از منظر میزان مصرف آب کشاورزی، دشت میاندوآب در هر سال مطالعه مقادیر مثبت مازاد مصرف بر نیاز را نشان می‌دهد. بعد از آن، دشت ارومیه در سال ۱۳۹۶ میزان مصرف آب کشاورزی به مراتب بیشتری را نسبت به سال ۱۳۹۵ نشان می‌دهد. دشت‌های مهم دیگر حوضه شامل دشت‌های مهاباد، سلماس و تبریز در سال ۱۳۹۶ شرایط کم آبیاری را تجربه کرده‌اند. بنابراین، دشت‌های میاندوآب و ارومیه می‌باید در اولویت برنامه‌ریزی جهت انجام اقدامات لازم برای کاهش مصرف آب کشاورزی قرار گیرند.

۸- مراجع

بابا جعفری حبیب، پایمزد شهلا، مقدسی مهنوش، ارزیابی الگوریتم SEBE در برآورد ET واقعی بر اساس تصاویر سنجنده AVHRR ماهواره NOAA (مطالعه موردی: دشت تبریز)، نشریه پژوهش‌های کاربردی علوم آب، جلد ۲، ص ۱-۱۰

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

باقری هارونی، م. ح.، مرید سعید، ارشد صالح (۱۳۹۴). ارزیابی الگوریتم سنجش از دور SEBAL در برآورد ET واقعی در کاربری‌های مختلف (مطالعه موردی حوضه دریاچه ارومیه). مجله پژوهش آب ایران جلد ۹، ص ۱۰۲

خاکبازان فرد، ف. (۱۳۸۸). به کارگیری مدل شبیه سازی هیدرولوژیکی و بیلان انرژی در تخمین تغییرات سطح آب زیرزمینی.

دفتر مطالعات آب و محیط زیست. (۱۳۹۰). پروژه تخمین میزان آب مصرفی و بهره‌وری آب در حوضه سیروان (عراق) از تصاویر ماهواره‌ای و بیلان انرژی.

شرکت مدیریت منابع آب ایران. (۱۳۹۹). <http://wrbs.wrm.ir/>.

عبدلی، م. جوادیان، م. تجریشی، م. (۱۳۹۶). برآورد میانگین ماهانه سطح دریاچه ارومیه در فاصله سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از سنجنده MODIS. یازدهمین کنگره بین‌المللی عمران. دانشگاه تهران.

عمادزاده، م. (۱۳۸۶). کاربرد سنجش از دور در تخمین کارایی آب در مقیاس حوضه ای (مطالعه موردی: زیرحوضه قره سو).

کارگروه مدیریت پایدار منابع آب و کشاورزی، برنامه مدیریت ریسک خشکسالی در حوضه آبخیز دریاچه ارومیه (۱۳۹۱). گزارش کشاورزی و تخصیص آب کشاورزی در شرایط خشکسالی.

مرکز تحقیقات سنجش از دور (۱۳۹۶). بیلان آب حوضه دریاچه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۵ و ۲۰۱۰ میلادی.

مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۶). برآورد تبخیر سطحی از دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های میدانی.

مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۶). مقایسه ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه با ایستگاه سینوپتیک ارومیه.

مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۹). برآورد تغییرات الگوی کشت محصولات کشاورزی غالب در حوضه دریاچه ارومیه طی سال‌های ۱۳۹۲ تا ۱۳۹۸.

مرکز تحقیقات سنجش از دور. (۱۳۹۹). محاسبه ET واقعی با استفاده از الگوریتم METRIC برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۶ میلادی در حوضه دریاچه ارومیه به کمک تصاویر ماهواره مودیس.

Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (۲۰۰۲). Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)—Advanced training and Users Manual. *Kimberly: Idaho Implementation*

Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (۲۰۰۷). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of irrigation and drainage engineering*, ۱۳۳, ۳۸۰-۳۹۴

Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J. L., Bastiaanssen, W., ... & Robison, C. W. (۲۰۰۷). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Applications. *Journal of irrigation and drainage engineering*, ۱۳۳(۴), ۳۹۵-۴۰۶.

ASCE-EWRI (۲۰۰۵). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. In: ASCE Reston

Bastiaanssen, W. (۲۰۰۰). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*, ۲۲۹, ۸۷-۱۰۰

Bastiaanssen, W., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J., Roerink, G., & Van der Wal, T. (۱۹۹۸). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part ۲: Validation. *Journal of hydrology*, ۲۱۲, ۲۱۳-۲۲۹

Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J., & Daughtry, C. S. (۱۹۹۴). Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote sensing of environment*, ۵۰(۱), ۱-۱۷.

Danesh-Yazdi, M., & Ataie-Ashtiani, B. (۲۰۱۹). Lake Urmia crisis and restoration plan: Planning without appropriate data and model is gambling. *Journal of Hydrology*, ۵۷۶, ۶۳۹-۶۵۱.

FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). (۲۰۱۹). Rapid Assessment of the Water Accounts in Urmia Lake Basin

Farah, H. O. (۲۰۰۱). Estimation of regional evaporation under different weather conditions from satellite and meteorological data: A case study in the Naivasha basin, Kenya.

Granger, R. (۱۹۹۷). Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In, *Proceedings of ۳rd International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology* (pp. ۷۱-۸۱)

Hafeez, M. M. (۲۰۰۳). Water accounting and productivity at different spatial scales in a rice irrigation system: a remote sensing approach. Cuvillier.

Heilman, J., Kanemasu, E., Rosenberg, N., & Blad, B. (۱۹۷۶). Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, ۶, ۱۳۷-۱۴۵

Huffman, G.J., et al., (۱۹۹۷). The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* ۷۸ (۱), ۵-۲۰.

Huffman, G.J., et al., (۲۰۰۷). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.* ۸ (۱), ۳۸-۵۵.

Idso, S.B., Jackson, R.D., & Reginato, R.J. (۱۹۷۵). Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing. *Science*, ۱۸۹, ۹۹۱-۹۹۲

Jackson RD, Reginato RJ, Idso SB (۱۳۷۷) Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research* ۱۹(۹):۶۱۱- ۶۱۶

Javanmard, S., Yatagai, A., Nodzu, M., BodaghJamali, J., Kawamoto, H., (۲۰۱۰). Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall estimates of TRMM_۳B۴۲ over Iran. *Adv. Geosci.* ۲۵, ۱۱۹-۱۲۵.

Karimi, P., Pareeth, S. (۲۰۱۹). Rapid assessment of the water accounts in Urmia Lake basin. Project report, IHE Delft, The Netherland.

Katirai-Boroujerdy, P.-S., Nasrollahi, N., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., (۲۰۱۳). Evaluation of satellite-based precipitation estimation over Iran. *J. Arid Environ.* ۹۷, ۲۰۵-۲۱۹.

Kerr, Y.H., Imbernon, J., Dedieu, G., Hautecoeur, O., Lagouarde, J., & Seguin, B. (۱۹۸۹). NOAA AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, ۱۰, ۸۴۷-۸۵۴

Kite, G.W., & Droogers, P. (۲۰۰۰). Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology*, ۲۲۹, ۳-۱۸

Kustas, W., & Norman, J. (۱۹۹۶). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, ۴۱, ۴۹۵-۵۱۶

Menenti, M. (۲۰۰۰). Evaporation. *Remote sensing in hydrology and water management* (pp. ۱۵۷-۱۹۶). Springer, Berlin, Heidelberg.

Moran, M., Clarke, T., Inoue, Y., & Vidal, A. (۱۹۹۴). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, ۴۹, ۲۴۶-۲۶۳

Moradi, M., Asadi, S., Shahbaz, H., ۲۰۱۷. A brief report of Urmia Lake Restoration Program.

Norman, J.M., Kustas, W.P., & Humes, K.S. (1990). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44, 263-293

Parodi, G. (2000). AVHRR Hydrological Analysis System – Algorithms and theory – Version 1.0. WRES, ITC, *The Netherlands*.

Rahimpour, M., Karimi, N., Rouzbahani, R., Eftekhari, M., (2018). Validation and calibration of fao's wapor product (actual evapotranspiration) in iran using in-situ measurements.

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, 147-157

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

Schuermans, J. M., Troch, P. A., Veldhuizen, A. A., Bastiaanssen, W. G. M., & Bierkens, M. F. P. (2003). Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources*, 26(2), 101-109.

Seguin, B., & Itier, B. (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4, 371-383

Sima, S., Ahmadalipour, A., & Tajrishy, M. (2013). Mapping surface temperature in a hypersaline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. *Remote Sensing of Environment*, 136, 374-380.

Soltani, S. S., Ataie-Ashtiani, B., Danesh-Yazdi, M., & Simmons, C. T. (2020). A probabilistic framework for water budget estimation in low runoff regions: A case study of the central Basin of Iran. *Journal of Hydrology*, 584, 124898.

Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7, 80-100

Tourian, M. J., Elmi, O., Chen, Q., Devaraju, B., Roohi, S., & Sneeuw, N. (2010). A spaceborne multisensor approach to monitor the desiccation of Lake Urmia in Iran. *Remote Sensing of Environment*, 107, 349-360.

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

Zare, M., Mohammadi-Ivatloo, B., Abapour, M., Asadi, S., & Mohammadi, G. (۲۰۲۰). The Necessity of a Food–Energy–Water Nexus Approach for Lake Urmia Basin Under the Risks of Climate Change and Environment Degradation. In *Food-Energy-Water Nexus Resilience and Sustainable Development* (pp. ۲۰۱-۲۲۷). Springer, Cham.

Zwart, S. J., & Bastiaanssen, W. G. (۲۰۰۷). SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. *Agricultural water management*, ۸۹(۳), ۲۸۷-۲۹۶.



Sharif University of Technology
Remote Sensing Research Center

Estimation of Lake Urmia Water Balance using Satellite Imagery in ۲۰۱۶ and ۲۰۱۷

Project Manager

Mohammad Danesh-Yazdi

Author

Mariam Saghafian

Javad Rahmani

Document ID

TR-۹۹-۰۲

January ۲۰۲۱