



دانشگاه صنعتی شریف

مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)

برآورد تبخیر و تعرق در دشتهای میاندوآب، صائین قلعه و بوکان در سال ۲۰۱۴

مدیر فنی:

پیمان صائمیان

تهیه کنندگان

محسن قلیزاده

فاطمه کردی

نیما کریمی

اردیبهشت ۱۳۹۵



شناسه سند			
عنوان سند		برآورد تبخیر و تعرق در دشت‌های میاندوآب، صائین قلعه و بوکان در سال ۲۰۱۴	
نوع سند		گزارش فنی (TR) ☐	خلاصه مدیریتی (ES) ☐
		یادداشت تحقیقی (RN) ☐	یادداشت فنی (TN) ☒
		مقاله (AR) ☐	خروجی غیر رسمی (RM) ☐
کد سند		TN-۹۵-۴۶	
شماره قرارداد			
تاریخ قرارداد		۱۳۹۵	
کارفرما		ستاد احیای دریاچه ارومیه	
گروه فنی		دکتر حمید طاهری شهرآیینی	
مدیر اجرایی		سهیلا یونس زاده جلیلی	
مدیر فنی طرح		پیمان صائمان	
کارشناسان فنی طرح		فاطمه کردی، نیما کریمی، محسن قلیزاده	
تاریخ انتشار		اردیبهشت ۱۳۹۵	
ویرایش		نهایی	

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

پیش‌گفتار

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

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

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

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

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

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

چکیده

بخش کشاورزی بزرگ‌ترین (۸۵٪) مصرف‌کننده آب شیرین در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بوده و فرآیند تبخیر و تعرق نماینده استفاده مصرفی آب توسط پوشش گیاهی است. در نتیجه، تخمین مقادیر تبخیر و تعرق^۱ برای مدیریت پایدار منابع آبی و همچنین برای نظارت بر پاسخ اکوسیستم به تنش‌های آبی و تغییرات آب و هوا ضروری است. در طول سه دهه گذشته، استفاده از تکنیک سنجش از دور جهت محاسبه ET واقعی مورد توجه قرار گرفته است و الگوریتم‌های متعددی به منظور برآورد هرچه دقیق‌تر آن معرفی شده‌اند. هدف اصلی از این مطالعه برآورد مقادیر تبخیر و تعرق واقعی زیرحوضه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه شامل دشت‌های میان‌دوآب، بوکان و صائین قلعه با استفاده از تصاویر ماهواره Landsat 8 است. در مطالعه حاضر با استفاده از معادله تعادل انرژی؛ الگوریتم توازن انرژی برای سطح زمین (SEBAL اصلاح‌شده) و تصاویر سنجنده Landsat 8 مقادیر تبخیر و تعرق منطقه مورد مطالعه طی هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی (نیمه فروردین تا نیمه آبان ۱۳۹۳) برآورد شده است.

بخش اصلی اراضی کشاورزی منطقه مورد مطالعه در پایاب رودخانه‌های زرينه‌رود و سيمينه‌رود واقع شده و الگوی مکانی تبخیر-تعرق نیز نشان می‌دهد که بدلیل تمرکز اراضی کشاورزی در این منطقه، مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق بیشتر از سایر نواحی است. همچنین در بررسی تغییرات زمانی تبخیر و تعرق در سال ۲۰۱۴ میلادی مشخص شد که مقادیر ارتفاع تبخیر و تعرق از ماه آوریل (۱۸۷ میلی‌متر) تا ماه اوت (۲۳۳ میلی‌متر) معمولاً افزایش یافته و به حداکثر مقدار خود می‌رسد. در منطقه مورد مطالعه، پس از ماه اوت، ماه ژوئیه با ۲۱۱ میلی‌متر بیشترین میزان تبخیر و تعرق و ماه‌های اکتبر و سپتامبر با ۱۰۵ و ۱۴۴ به ترتیب کمترین میزان تبخیر و تعرق را در سال ۲۰۱۴ میلادی دارند. مجموع ارتفاع تبخیر و تعرق در هفت ماه کشت نشان دهنده میزان بالای مصرف برای منطقه مورد مطالعه در این پژوهش است.

کلیدواژه‌ها کشاورزی، تبخیر و تعرق، سبال، میان‌دوآب، بوکان، صائین قلعه، لندست ۸

^۱ ET

فهرست مطالب

۱- مقدمه	۱
۱-۱- بیان مسئله	۲
۲-۱- اهداف مطالعه	۴
۳-۱- سؤالات تحقیق	۴
۲- مروری بر ادبیات فنی	۵
۱-۲- بررسی و مقایسه روش‌های موجود در تخمین تبخیر و تعرق	۵
۲-۲- انواع روشهای سنجش از دور در برآورد تبخیر و تعرق (ET)	۶
۱-۲-۲- روش‌های تجربی	۶
۲-۲-۲- روش‌های تعادل انرژی ساده	۷
۳-۲-۲- مدل بیوفیزیکی تخمین ET	۸
۴-۲-۲- روش شاخص پوشش گیاهی و دمای سطحی	۸
۵-۲-۲- روش بالانس انرژی کامل	۹
۳-۲-۲- مدل‌های سنجش از دور در تخمین تبخیر و تعرق	۱۰
۱-۳-۲- مدل سبال (SEBAL)	۱۰
۴-۲- مطالعات تبخیر و تعرق در حوضه دریاچه ارومیه	۱۲
۳- مشخصات منطقه مطالعاتی	۱۳
۴- روش‌شناسی	۱۹
۱-۴- داده‌های مورد استفاده در الگوریتم بیلان انرژی	۱۹
۱-۱-۴- داده‌های زمینی	۱۹
۲-۱-۴- لایه‌های ورودی	۲۰
۲-۴- بررسی پارامترهای هواشناسی منطقه مورد مطالعه	۲۳
۳-۴- مراحل محاسبات مدل سبال	۲۳
۴-۴- تعیین زاویه ورود خورشید θ	۲۴
۵-۴- پارامترهای الگوریتم سبال	۲۷
۱-۵-۴- گذردهی اتمسفری (τ_{sw})	۲۷
۲-۵-۴- محاسبه آلبدو	۲۸
۳-۵-۴- محاسبه شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI)	۲۹

۲۹	۴-۵-۴- محاسبه شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک (SAVI).....
۳۰	۵-۵-۴- محاسبه شاخص سطح برگ (LAI).....
۳۰	۶-۵-۴- محاسبه گسیلمندی (E).....
۳۱	۶-۴- محاسبه دمای سطح (LST).....
۳۱	۱-۶-۴- دمای روشنایی (BrightnessTemperature).....
۳۳	۲-۶-۴- تصحیح لایه دما با استفاده از نقشه DEM.....
۳۴	۷-۴- محاسبه اجزای بیلان انرژی.....
۳۴	۱-۷-۴- شار تشعشع خالص در سطح زمین (Rn).....
۳۴	۲-۷-۴- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_g \downarrow$).....
۳۴	۳-۷-۴- تابش طول موج بلند خروجی ($R_L \uparrow$).....
۳۵	۴-۷-۴- تابش طول موج بلند ورودی ($R_L \downarrow$).....
۳۶	۵-۷-۴- شار گرمایی زمین (G).....
۳۶	۶-۷-۴- شار حرارتی محسوس (H).....
۳۷	۷-۷-۴- طول زبری مومنتوم.....
۴۰	۸-۷-۴- مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (rah).....
۴۰	۹-۷-۴- پیکسل های سرد و گرم.....
۴۶	۸-۴- تخمین تبخیر و تعرق.....
۴۶	۱-۸-۴- تبخیر و تعرق لحظه ای.....
۴۷	۲-۸-۴- تبخیر و تعرق روزانه (ET24).....
۴۷	۳-۸-۴- تبخیر و تعرق فصلی (ETseasonal).....
۴۸	۹-۴- مقایسه نقشه تبخیر و تعرق محاسبه شده توسط دو سنجنده MODIS و LANDSAT.....
۴۸	۵- نتایج.....
۴۸	۱-۵- نتایج بررسی های هواشناسی منطقه مورد مطالعه.....
۵۲	۲-۵- نقشه های ورودی تهیه شده.....
۵۲	۱-۲-۵- نقشه NDVI (شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده).....
۵۳	۲-۲-۵- نقشه SAVI (شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک).....
۵۳	۳-۲-۵- نقشه LAI (شاخص پوشش برگ).....
۵۳	۴-۲-۵- نقشه LST.....
۵۸	۳-۵- نتایج بر آورد مقادیر تبخیر و تعرق حوضه آبریز.....
۵۸	۱-۳-۵- تبخیر و تعرق روزانه.....

۵۹	۵-۳-۲- تبخیر و تعرق ماهانه.....
۶۲	۵-۴- سهم ترم‌های معادله بیلان انرژی
۶۲	۵-۴-۱- تحلیل تغییرات زمانی-مکانی شارهای انرژی
۶۴	۵-۵- میزان آب آبیاری مصرف شده منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی مورد بررسی
۶۶	۵-۶- مقایسه نتایج با خروجیهای سنجنده مودیس و لندست
۷۳	۶- نتیجه‌گیری و جمع‌بندی.....
۷۰	۷- مرجع
۷۶	۸- پیوست‌ها.....

فهرست علائم

c_p	air specific heat	J/kg/K
d	zero plane displacement	M
d_{e-s}	relative earth-sun distance	-
d_r	inverse squared relative earth-sun distance	-
ET	actual evapotranspiration rate	mm/hr
ET_r	reference evapotranspiration	mm/hr
G	soil heat flux	W/m^2
H	sensible heat flux	W/m^2
k	von Karman's constant	0.41
L	Monin-Obukhov length	M
L_λ	spectral radiance for band λ	$W/m^2/sr/\mu m$
r_{ah}	aerodynamic resistance to heat transport	s/m
R_n	net radiation flux	W/m^2
$\downarrow SR$	incoming shortwave radiation	W/m^2
$\downarrow LR$	incoming longwave radiation	W/m^2
$\uparrow LR$	outgoing longwave radiation	W/m^2
R_c	corrected thermal radiance from the surface	$W/m^2/sr/\mu m$
R_p	path radiance in the 10.4 – 12.5 μm band	$W/m^2/sr/\mu m$
R_{sky}	narrow band downward thermal radiation for a clear sky	$W/m^2/sr/\mu m$
T_a	near surface air temperature	K
T_s	surface temperature	K
u	wind velocity	m/s
u_*	friction velocity	m/s
z	height	M
z_{om}	momentum roughness length	M
α	surface albedo	-
$\alpha_{path-radiance}$	albedo path radiance	-
α_{toa}	albedo at top of atmosphere	-
β	solar elevation angle	degrees
γ	aspect angle of the pixel	radians
δ	declination of the earth	radians
ϵ_0	broad band surface emissivity	-
ϵ_{NB}	narrow band surface emissivity	-
ϵ_a	atmospheric emissivity	-
θ	solar incidence angle	degrees
λ	latent heat of vaporization	J/kg
λET	latent heat flux	W/m^2
ρ	air density	kg/m^3
ρ_λ	reflectivity for band λ	-

σ	Stefan-Boltzmann constant	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
τ_{sw}	shortwave transmissivity of air	-
τ_{NB}	narrow band transmissivity of air	-
ϕ	latitude of the pixel	radians
ψ_{h}	stability correction for heat transport	-
ψ_{m}	stability correction for momentum transport	-
ω	mountain wind speed weighting coefficient	-
ω_{λ}	weighting coefficient for band λ	-

۱- مقدمه

آب یک منبع طبیعی غیرقابل جایگزین است که از پایه‌های اصلی توسعه به حساب می‌آید. محدودیت منابع آب از یک سو و رشد جمعیت و توسعه نیازها از سوی دیگر مشکلات بزرگی بر سر حفظ یکپارچگی زیست‌محیطی ایجاد کرده‌اند. این امر به ویژه با افزایش تقاضا و رقابت بر سر آب تازه بین کاربران مختلف پیچیده‌تر شده است. امروزه نظارت بر مصرف آب یکی از مهم‌ترین مسائل در مدیریت منابع آب به حساب می‌آید. این موضوع در کشور ایران با پراکنش نامناسب مکانی و زمانی بارندگی و شرایط خشک و نیمه‌خشک آب و هوایی آن، جدی‌تر است.

یکی از بزرگ‌ترین منابع مصرف‌کننده آب در حوضه‌های آبخیز، بخش کشاورزی است. در همین راستا حجم قابل توجهی از منابع هر حوضه صرف نیاز آبی محصولات زراعی، باغی و رشد گیاهان می‌شود. برآورد دقیق تبخیر و تعرق^۱ (ET) که ناشی از میزان آب مصرفی گیاهان است، باعث شناخت بهتر وضعیت بهره‌برداری از آب می‌شود. تبخیر و تعرق از عمده‌ترین اجزای چرخه هیدرولوژیکی است. در یک دوره زمانی طولانی، تفاوت بین مقادیر بارش و تبخیر و تعرق واقعی بیانگر مقدار آب استفاده شده تحت عنوان آبیاری است و استفاده کارآمد از آب در بخش تولید مواد غذایی مستلزم شناخت مناسب تبخیر و تعرق برای رشد گیاه است.

تبخیر و تعرق یک اصطلاح جامع از تمامی مراحل است که به موجب آن آب از سطح خاک و یا توسط گیاهان در طول فرآیند رشد آن تبخیر می‌شود. هر دو فرآیند تبخیر و تعرق به طور هم‌زمان رخ می‌دهد و به آسانی قابل تفکیک نیستند (Dingman, 2002). تبخیر و تعرق واقعی شاخصی مناسب از مصرف آب در بخش کشاورزی است. عوامل موثر در میزان تبخیر و تعرق عبارت‌اند از: آب در دسترس، پارامترهای هواشناسی مانند تابش خورشیدی، دمای هوا، رطوبت و سرعت باد. علاوه بر این، نوع و تراکم پوشش گیاهی، عمق ریشه و ویژگی‌های سطح زمین نیز عوامل مهمی است که باید در نظر گرفته شود.

تبخیر و تعرق سهم عمده‌ای از بودجه آب است. در سطح زمین، به طور متوسط حدود ۶۰ درصد از بارش از طریق ET به اتمسفر بازگشت پیدا می‌کند (Brutsaert, 1982). بنابراین، کمیت ET در بودجه هیدرولوژیکی در هنگام برنامه‌ریزی برای توسعه منابع آب یک منطقه، برآورد پتانسیل تأمین آب، و درک اثرات زیست‌محیطی توسعه ضروری است.

^۱ Evaporation and transpiration

در ایران، بخش کشاورزی بزرگ‌ترین مصرف‌کننده منابع آب شیرین است. در حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۷۷۴۸ میلیون مترمکعب از ۸۲۶۲ میلیون مترمکعب نیاز آبی حوضه به نیاز کشاورزی اختصاص دارد که بیش از ۹۳ درصد از کل نیاز آبی دریاچه ارومیه را شامل می‌شود (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۹۲). در این مورد، ET زمین‌های کشاورزی به عنوان عمده بخش مصرف‌کننده آب یک عامل مهم در مدیریت منابع آب است.

دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه با سطح زیرپوشش ۱۳۵۸۷۲ هکتار به عنوان یکی از مهمترین قطب‌های کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه محسوب می‌شوند. با این حال، به دلیل ضعف مدیریت منابع آب، بهره‌وری مصرف آب در این منطقه به ترتیب برای دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه در حدود ۴۰، ۳۸ و ۳۶ درصد است. (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۹۲).

با توجه به ابعاد حوضه، کاربری‌های مختلف، کمبود منابع اطلاعاتی و ایستگاه‌های زمینی و تغییرات زیاد آب و هوا، توصیه می‌شود از ابزارها و تکنیک‌های مدرن به همراه اطلاعات و داده‌های زمینی به منظور بررسی مدیریت منابع استفاده گردد. سنجش از دور (RS)، سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و مدل‌های هیدرولوژیکی روش‌های مناسبی برای یافتن راه‌حل مشکلات مدیریت منابع آب است.

۱-۱- بیان مسئله

کشور ایران در بین مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان واقع شده است و کمبود منابع آب شیرین در برخی از حوضه‌های آن به یک بحران تبدیل شده است. از حوضه‌های مهم کشور که در حال حاضر درگیر با مشکلات جدی در مسائل زیست‌محیطی است می‌توان به حوضه آبریز دریاچه ارومیه اشاره کرد. خشک‌سالی‌های مکرر، شیوه مدیریتی ضعیف منابع آبی در گذشته و استفاده بیش از حد از منابع آبی منجر به افت شدید تراز آب دریاچه ارومیه شده است.

منطقه مورد مطالعه در گزارش حاضر با حضور دو رودخانه زرينه‌رود و سيمينه‌رود، بزرگ‌ترین تأمین‌کننده آب دریاچه ارومیه است. این منطقه علاوه بر تأمین بخشی از نیاز شرب شهرهای بزرگ حوضه از جمله تبریز، به دلیل وضعیت اقلیمی مناسب سهم عمده‌ای در تولیدات کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارد. بازده پایین مصرف آب و مدیریت نامناسب در این منطقه موجب کاهش بهره‌وری و عدم تأمین سهم بخشی از نیاز آبی دریاچه ارومیه گردیده است. نبود اطلاعات پایه کشاورزی و نواقص داده‌های اقلیمی، فقدان

چشم‌انداز در جنبه‌های مدیریت آب و تقاضا برای کشاورزی و عدم شناخت کامل از وضعیت گذشته حوضه برای مقایسه با شرایط فعلی از سایر مشکلات موجود در این منطقه می‌باشد.

طرح‌های متنوعی برای حل مشکلات و افزایش راندمان سیستم در این منطقه در حال انجام بوده و وجود یک سیستم کارآمد جهت پایش و بررسی عملکرد طرح‌های انجام شده در حوضه ضروری است. با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه و نیاز پایش لحظه‌ای و مستمر، باید از روش‌های جدید برای برآورد پارامتر تبخیر و تعرق به عنوان مهم‌ترین پارامتر نشان‌دهنده افزایش راندمان سیستم استفاده شود. برای این منظور مقادیر ET با تکیه بر ابزارهای مدرن و تکنیک‌های سنجش از دور (RS) و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و همچنین تفسیر خروجی‌های مدل‌های منابع آب برآورد شده است.

در میان مدل‌های متکی به سنجش از دور، الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین^۳ (SEBAL) برای محاسبه بخش‌بندی انرژی در مقیاس منطقه با حداقل اطلاعات زمینی طراحی شده است (Bastiaanssen 1995) و کارایی آن در بسیاری از کشورها از جمله اسپانیا، ایتالیا، ترکیه، پاکستان، هند، سریلانکا، مصر، نیجر و چین تأیید شده است (Bastiaanssen et al. 1998a; Bastiaanssen and Bos 1999; Bastiaanssen et al. 1998b). الگوریتم سبال اغلب در کشورهای در حال توسعه استفاده می‌شود، چرا که نیاز به مقدار حداقلی از داده‌های اندازه‌گیری زمین از جمله اطلاعات هواشناسی دارد.

در مطالعه حاضر نیز به منظور پایش طرح‌های انجام شده در مدیریت منابع آب حوضه میاندوآب، بوکان و صائین قلعه از روش سبال استفاده شده است.

اهمیت این مطالعه به شرح زیر بیان می‌شود:

- (۱) بهره‌گیری از ابزارهای RS و GIS در ارائه راه‌حل‌های مهندسی برای مشکلات مدیریت یکپارچه منابع آب از طریق برآورد تبخیر و تعرق و آب محصول مورد نیاز در منطقه مطالعه،
- (۲) معرفی تکنیک‌ها و ابزارهای مدرن در مدیریت به‌هم‌پیوسته منابع آب،
- (۳) ارائه اطلاعات جامع تبخیر و تعرق واقعی به عنوان یکی از ارکان اصلی معادله بیلان آب،
- (۴) کم هزینه بودن مطالعات.

^۳ Surface Energy Balance Algorithms for Land

۲-۱- اهداف مطالعه

هدف اصلی از این مطالعه توسعه یک مدل بهینه برای برآورد مقادیر ET در منطقه مطالعاتی است. هدف مذکور از طریق تکمیل فعالیت‌های زیر حاصل می‌شود:

- ۱- بررسی قابلیت مدل SEBAL برای محاسبه تبخیر و تعرق در مناطق خشک و کوهستانی.
- ۲- توسعه پارامترهای مورد نیاز SEBAL برای محاسبه تبخیر و تعرق در مناطق خشک و کوهستانی.
- ۳- بررسی قابلیت اطمینان از تفکیک فضایی داده‌های تصویر سنجش از راه دور برای محاسبه تبخیر و تعرق با استفاده از سبال.
- ۴- توصیف مسائل اجرایی SEBAL با تصاویر سنجش از دور برای تولید داده‌های ET، با سطوح مختلف پردازش و استفاده از داده‌های سنجنده Landsat 8.
- ۵- مقایسه و اعتبارسنجی تبخیر و تعرق اندازه‌گیری شده به روش SEBAL با سنجنده‌های MODIS و Landsat 8.

۳-۱- سؤالات تحقیق

با توجه به سهم بالای مصرف کشاورزی از کل آب در دسترس در حوضه دریاچه ارومیه، اهمیت رودخانه زرينه‌رود و سیمینه‌رود در تأمین نیاز زیستی دریاچه ارومیه، افت تراز دریاچه و وجود آمارهای متفاوت در میزان مصرف بخش کشاورزی، گزارش حاضر به دنبال دستیابی به پاسخ پرسش‌های زیر هست:

۱. آیا امکان استفاده از الگوریتم SEBAL برای تخمین تبخیر و تعرق منطقه مورد مطالعه در سال ۲۰۱۴ با استفاده از داده‌های زمینی و ماهواره لندست ۸ است وجود دارد؟
۲. آیا دقت الگوریتم سبال برای منطقه مورد مطالعه مناسب است؟
۳. تغییرات زمانی و توزیع مکانی مقادیر تبخیر و تعرق در بخشی از مهم‌ترین مناطق کشاورزی دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۴ چگونه است؟
۴. مقدار حجم مصرف آب بخش کشاورزی در منطقه مورد مطالعه به چه میزان می‌باشد؟

در ادامه به مرور ادبیات فنی مربوط به تبخیر و تعرق، سنجش از دور و مدل‌های تخمین تبخیر و تعرق پرداخته می‌شود. سپس منطقه مورد مطالعه، اطلاعات و نقشه‌های پایه مورد استفاده در مدل‌سازی تشریح می‌شوند. بخش بعدی مروری بر روش و ساختار فرمول‌بندی مورد استفاده در توسعه سبال بوده و در نهایت نتایج برآوردها ارائه و تحلیل شده است.

۲- مروری بر ادبیات فنی

ادبیات فنی مطالعات تبخیر و تعرق با استفاده از تکنیک سنجش از دور شامل سه زیر بخش اصلی: (۱) تبخیر و تعرق، (۲) روش‌های سنجش از راه دور در تعیین تبخیر و تعرق و (۳) مدل‌های سنجش از دور در برآورد تبخیر و تعرق است. بررسی ادبیات پیشین با مفاهیم کلیدی و روش‌های سنتی محاسبه ET آغاز می‌شود. در کنار بررسی تئوری سنجش از دور تکنیک‌های پردازش تصویر مورد مطالعه قرار می‌گیرد. علاوه بر این، پارامترهای اصلی مورد بررسی در سنجش از دور شامل شاخص پوشش گیاهی و درجه حرارت سطح می‌باشد.

۲-۱- بررسی و مقایسه روش‌های موجود در تخمین تبخیر و تعرق

امروزه نیاز به اندازه‌گیری ET در نواحی وسیع به یک نگرانی روبه‌شد تبدیل شده و تلاش برای استفاده از مدل‌های زیست‌محیطی در مقیاس جهانی تشدید شده است (Doran 1994). الگوهای ET در مقیاس منطقه‌ای متأثر از عواملی مانند تغییر کاربری اراضی، توزیع بارندگی و جنگل‌زدایی است. نیاز به کنترل ET در مقیاس منطقه‌ای در حال تبدیل شدن به یک موضوع مهم در مطالعات مربوط به تغییر جهانی است (Curran and Foody 1994).

محققینی نظیر Gieske (2001) برخی از روش‌ها و مدل‌هایی که در حال حاضر برای کنترل تبخیر و تعرق در مقیاس جهانی، منطقه‌ای و محلی استفاده می‌شود را ذکر کرده‌اند. Gieske (2001) روش مدل‌های مورد استفاده در برآورد تبخیر و تعرق واقعی و مرجع و وابستگی این مدل‌ها به نوع برنامه‌ها و داده‌های آن‌ها را بررسی کرده است. در یک تقسیم‌بندی کلی روش‌های محاسبه تبخیر و تعرق در سه دسته مدل‌سازی هیدرولوژیکی، اندازه‌گیری مستقیم و سنجش از راه دور گنجانده می‌شوند.

مدل‌های هیدرولوژیکی توانایی تخمین ET فضایی و زمانی را دارند (Kite and Droogers 2000). روش اندازه‌گیری مستقیم دشواری زیادی دارد؛ که شامل دستگاه‌های خاص، گران‌قیمت و نیازمند صرف دقت زیاد است و تنها می‌تواند به طور کامل توسط پرسنل تحقیقاتی که به خوبی آموزش دیده باشند مورد استفاده قرار گیرد (Allen et al. 1998). با توجه به مشکلات اندازه‌گیری مستقیم ET، مقدار آن معمولاً با استفاده از روش‌های غیرمستقیم برآورد می‌شود.

در میان روش‌های مختلف برآورد ET، فناوری سنجش از دور به عنوان یکی از بهترین روش‌ها معرفی شده است؛ زیرا علاوه بر مؤثر و اقتصادی بودن می‌تواند محاسبات را به صورت منطقه‌ای و جهانی پوشش

دهد (Kustas and Norman 1996). (Kustas and Norman 1996) اظهار کردند که سنجش از راه دور تنها روش مؤثر و اقتصادی برآورد ET از یک منطقه وسیع با تنوع مکانی است. سنجش از راه دور با استفاده از پوشش وسیع باید قادر به ارائه اطلاعات کافی و مناسب برای تعیین ET منطقه باشد. ماهواره‌های سنجش از راه دور مجهز به سنسور مناسبی هستند که داده‌های مناسب برای برآورد ET را فراهم می‌کند.

فناوری سنجش از دور در تخمین تبخیر و تعرق تا حدود زیادی محدودیت‌های مکانی و زمانی روش‌های زمینی را مرتفع کرده است (Gowda et al. 2008). روش‌های مورد استفاده در این زمینه به دسته ۱- استفاده از بخش مرئی و مادون قرمز امواج الکترومغناطیسی (Simonneaux et al. 2008) و ۲- استفاده از امواج الکترومغناطیس بخش امواج مادون قرمز حرارتی (Sarwar and Bill 2007).

وقتی پوشش گیاهی پیر می‌شود، بازتاب مادون قرمز به طور قابل توجهی کاهش نمی‌یابد (Wooley, 1973; Sinclair et al. 1971). با این حال، از کارافتادگی رنگ‌دانه‌های گیاهی باعث افزایش در بازتاب آبی و قرمز می‌شود. این نتایج یک رابطه مثبت بین تمام طول موج و مقدار پوشش گیاهی است. اگر پوشش گیاهی بیمار شود، ساختار دیواره سلولی آسیب می‌بیند و کران بالای آلبدو بین ۰/۷ و ۱/۳ میکرومتر کاهش می‌یابد. تغییر ناگهانی در بازتاب از پوشش گیاهی در حدود ۰/۷ میکرومتر اساس تعدادی از تکنیک‌های برای ارزیابی میزان وجود پوشش گیاهی در یک تصویر از راه دور است (Hobler et al., 1983).

منحنی انعکاس طیفی از پوشش گیاهی نیز می‌تواند برای تشخیص سریع استرس استفاده شود. هنگامی که یک گیاه سالم دچار برخی از انواع استرس می‌شود تغییراتی در منحنی طیفی آن رخ می‌دهد. این استرس‌ها شامل کمبود رطوبت، آب گرفتگی طولانی ناشی از سیلاب، کمبود مواد مغذی، بیماری‌های گیاهی و غلظت نمک خاک است (Murtha, 1978).

۲-۲- انواع روش‌های سنجش از دور در برآورد تبخیر و تعرق (ET)

فناوری سنجش از دور به دنبال منبعی از داده‌ها برای بررسی اجمالی ویژگی‌های سطح زمین است. مطالعات سنجش از دور و برآورد ET می‌توان به چهار دسته عمده تقسیم می‌شوند: (۱) روش‌های تجربی؛ (۲) روش‌های تعادل انرژی ساده؛ (۳) مدل فیزیکی تخمین ET؛ (۴) روش شاخص پوشش گیاهی و دما؛ (۵) روش بالانس انرژی کامل.

۲-۲-۱- روش‌های تجربی

روابط تجربی مختلفی بین مقداری که می‌توان از ماهواره اندازه‌گیری کرد و تبخیر و تعرق ارائه شده است. (Idso et al. 1975) یک رابطه خطی بین تبخیر و تابش حرارتی خالص پیدا کرد. Menenti (1979) تبخیر و تعرق را به عنوان یک تابع از دو متغیر درجه حرارت برآورد شده از راه دور و آلبدو بدست آوردند. (SEGUIN and ITIER 1983) نشان داده‌اند که، در یک مکان خاص، ارتباط خوبی بین دمای سطح و تبخیر و تعرق روزانه وجود دارد. (Kerr et al. 1989) یک رابطه نزدیک بین شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) و تبخیر و تعرق پیدا کرد.

۲-۲-۲- روش‌های تعادل انرژی ساده

محققان مختلف از دمای سطح بدست آمده توسط ماهواره در یک معادله بالانس انرژی ساده‌شده برای تخمین ET استفاده کرده‌اند. (Heilman et al. 1976) از سنسورهای هوایی برای بدست آوردن دمای سطح در ترکیب با اندازه‌گیری زمینی انرژی خورشیدی، سرعت باد، درجه حرارت هوا، و پارامترهای رشد محصول برای محاسبه ET روزانه بر اساس معادله تعادل انرژی استفاده کرد. Jackson و همکاران (1977) با ساده کردن معادله تعادل انرژی که در آن مقدار تبخیر و تعرق روزانه به عنوان یک تابع از اختلاف مقدار لحظه‌ای بین دمای سطح و اندازه‌گیری دمای هوا ($T_s - T_a$) داده شده استفاده کردند. معادله ارائه شده به صورت معادله (۱) بیان شده است:

$$ET = R_d - G_d - B(T_s - T_a) \quad (1)$$

که در آن، R_d مقدار تشعشع خالص روزانه، G_d مقدار جریان گرمای محسوس و B یک مقدار ثابت است که به زبری سطح و سرعت باد بستگی دارد.

این رویکرد در تحقیقات بعدی نیز استفاده شد (Moran et al. 1994; SEGUIN and ITIER 1983) به عنوان اولین تخمین، معادله (۱) به شکل زیر بازنویسی شد.

$$Et = A - B(dT) \quad (2)$$

که در آن، $A = R_d - G_d$ ، که اغلب اوقات "انرژی در دسترس" نامیده می‌شود. پارامترهای A و B می‌تواند به شکل تجربی با استفاده از داده‌های زمین تعیین شود.

مزیت معادله (۲) سادگی آن است که نیازمند کمترین مقدار داده از ایستگاه‌های هواشناسی زمینی است (دما و تشعشع خالص).

۲-۲-۳- مدل بیوفیزیکی تخمین ET

Choudhury و همکاران ۱۹۹۴ با استفاده از تعادل گرمایی و مدل انتقال تابش روی روابط میان ضرایب تعرق (T_c) و VIS مطالعه کردند. آن‌ها به طور نظری برای برآورد تعرق از گیاه بدون تنش از داده‌های VIS و T_c استفاده کرده و بر اساس رابطه بین ET و شاخص سطح برگ و رابطه بین شاخص سطح برگ و VI، آن‌ها معادله (۳) را توسعه دادند:

$$ET_c = ET_0 \left[1 - \frac{VI_{max} - VI}{VI_{max} - VI_{min}} \right]^n \quad (3)$$

ترم $\left[1 - \frac{VI_{max} - VI}{VI_{max} - VI_{min}} \right]$ مقدار Vis را به شاخصی بین ۰ تا ۱ تبدیل می‌کند که از منحنی کاهش نور از سایبان گیاه مشتق شده که توسط Vis برآورد می‌شود. VI_{max} حداکثر مقدار شاخص پوشش گیاهی و VI_{min} حداقل مقدار شاخص پوشش گیاهی است. توان n بستگی به محصول و VI دارد. اثرات تبخیر از خاک و تنش محصول به پراکندگی و عدم قطعیت برآورد ET اضافه می‌شود.

۲-۲-۴- روش شاخص پوشش گیاهی و دمای سطحی

بسیاری از مطالعات بر روی دمای سطحی بر مشاهدات گسترده روی همبستگی منفی بین دمای سطح و اندازه‌گیری‌های سنجش از دوری مانند NDVI تمرکز دارد (Hope and McDowell 1992; Moran et al. 1994; Nemani and Running 1989; Shuttleworth and Wallace 1985). معادله پنمن-مانیتث را برای محاسبه پارتیشن‌بندی انرژی بین محصول و خاک به روز کردند.

Gilles و همکاران (۱۹۹۵) از رابطه بین NDVI و درجه حرارت سطح حاصل از اندازه‌گیری‌های چند طیفی هوایی برای تعریف شار سطح استفاده کرده و برای یک منطقه بزرگ، یک نمودار NDVI در مقابل درجه حرارت سطح، با توزیع مثلی با توجه به توزیع رطوبت خاک و پوشش گیاهی تشکیل دادند. (Schmugge and Becker 1991) یک رابطه بین NDVI و دمای سطح با تبخیر تعرق توسعه داد. Humes و همکاران (۱۹۹۴) نشان داد که دو شاخص NDVI و درجه حرارت سطح همبستگی با رطوبت بالای خاک دارند.

Carlson و همکاران (۱۹۹۰) دریافتند که تغییرات مکانی در دمای سطحی مربوط به تغییر در تغییرات عمودی محتوای آب خاک مدوله شده توسط کسری از پوشش گیاهی است. بر اساس شواهد نظری و تجربی، Moran و همکاران (۱۹۹۴) مدلی را ارائه دادند دوزنقه شاخص پوشش گیاهی / درجه حرارت نامیده

شده و با استفاده از آن شاخص استرس آب زراعی (CWSI) بدون نیاز به درجه حرارت شاخ و برگ محاسبه می‌شود.

Menenti (2000) نتیجه گرفت که در صورت دقت بالا و انطباق متغیرهای کلیدی با اصول فیزیکی، مدل نسبتاً ساده انتقال حرارت در ارتباط با جو زمین می‌تواند به اندازه کافی دقیق باشد.

۲-۲-۵- روش بالانس انرژی کامل

تابش ورودی از خورشید را می‌توان به موج بلند و موج کوتاه تقسیم کرد. تابش موج بلند، عوارض زمینی را گرم می‌کند که در نهایت پس از زمان مشخصی منتشر خواهد شد. تابش موج کوتاه بلافاصله که با عوارض زمین برخورد می‌کند با توجه به آلودگی جسم منعکس می‌شود. R_n شار تشعشع خالص در سطح زمین است که توسط رابطه (۴) محاسبه می‌شود.

$$R_n = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow} - R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} \quad (4)$$

که در آن $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_{s\uparrow}$ تابش خروجی طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند می‌باشند.

نمودار تقسیم‌بندی اجزای تعادل انرژی خلاصه شده در لحظه زمان t (در زمان تصویربرداری ماهواره) توسط معادله زیر حاصل می‌شود:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (5)$$

که در آن، λE شار گرمای نهان تبخیر و تعرق ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H جریان گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) می‌باشند.

$$G = \frac{\rho_s C_s (T_0 - T_s)}{r_s} \quad (6)$$

جریان گرمای ورودی به خاک، G ، توسط یک گرادیان حرارتی بالاتر از خاک سطحی نتیجه می‌شود (Parodi, 2000). شار حرارت محسوس (H) یک شار انتقال گرما از طریق لایه‌های جو است.

$$H = \frac{\rho_{air} C_p (T_0 - T_a)}{r_{ah}} \quad (7)$$

انرژی لازم برای تبخیر آب در شرایط جوی تحت تأثیر پایداری پارامتر تبخیر (r_v) است.

$$\lambda E = \lambda \left(\frac{\rho_{vs} - \rho_{va}}{r_v} \right) \quad (8)$$

۲-۳- مدل‌های سنجش از دور در تخمین تبخیر و تعرق

مدل‌های مختلفی جهت تخمین تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی برای مناطق وسیع توسعه داده شده است (Granger 1997; Vidal and Perrier 1989). در برآورد میزان تبخیر و تعرق دو عنصر اصلی تبخیر از سطح و تعرق از گیاه وجود دارد. با توجه به در نظر گرفتن این دو فاکتور به صورت مجموعه واحد و یا جداگانه مدل‌های تخمین تبخیر و تعرق به دو دسته کلی تک منبعی^۴ و دو منبعی^۵ تقسیم‌بندی می‌شوند. در مدل‌های تک منبعی، تنها از یک مقاومت آنرو دینامیک در فرآیند انتقال آب-گرما استفاده می‌شود و فرض می‌شود تمامی سطح، تحت تأثیر دما و رطوبت قرار می‌گیرد (Nishida et al., 1999; Huntingford et al., 2003; al.). حال آنکه در مدل‌های دو منبعی از چندین مقاومت مجزا برای گیاه و خاک استفاده می‌نمایند. از روش‌های دو منبعی مطرح می‌توان به Two-Source Energy Balance (TSEB) method (Kustas and Norman 1996; Norman et al. 1995) و Simplified Two-Source Energy Balance (STSEB) (Sánchez et al. 2008) و از روش‌های معروف تک منبعی می‌توان به Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) (Bastiaanssen et al. 2000; Bastiaanssen 2000) و Surface Energy Balance System (SEBS) (Su 2002) (Allen et al. 2007) METRIC، اشاره کرد. در میان روش‌های مختلف، الگوریتم بیان انرژی در سطح زمین (SEBAL) (Bastiaanssen et al. 1998a) الگوریتم دو منبعی تعادل انرژی (TSEB) (Norman et al. 1995)، شاخص تعادل انرژی سطح (S-SEBI) (Roerink et al. 2000)، سیستم تعادل انرژی خاک (SEBS) (Su 2002) شایع‌تر هستند. در میان مدل‌های سنجش از راه دور فعلی، سبال برای محاسبه بخش‌بندی و انرژی در مقیاس منطقه‌ای با حداقل داده زمین طراحی شده است (Bastiaanssen et al. 1998a).

۲-۳-۱- مدل سبال (SEBAL)

یکی از روش‌های تخمین ET، الگوریتم بیان انرژی در سطح زمین (SEBAL) است که توسط (Bastiaanssen 1995) ارائه شده است. SEBAL یک مدل بر مبنای روابط تجربی و فیزیکی است که ابتدا در مصر و اسپانیا با تصاویر Landsat برای برآورد تبخیر و تعرق مناطق کشاورزی، تعیین یکنواختی محصول، تنش آبی و مدیریت شبکه‌های آبیاری بکار گرفته شد (Bastiaanssen et al. 1998a) و پس از آن به

^۴ Single-Source

^۵ Two-Source

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

از این روش در بررسی میزان مصرف آب در شبکه‌های آبیاری در پاکستان با استفاده از سنجنده AVHRR استفاده شده است (Bastiaanssen and Bos 1999). مقایسه بین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی توسط سنجنده‌های مختلف در مطالعات گوناگونی ارزیابی می‌شود در مطالعه‌ای از سنجنده‌های AVHRR و MODIS استفاده شد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که همبستگی نتایج ET به دست آمده از تصاویر MODIS با داده‌های زمینی بسیار خوب بوده و ضریب همبستگی بالائی (۰/۹۶) را نشان داد، این در حالی است که نتایج ET به دست آمده از تصاویر AVHRR همبستگی کمتری (R^2 برابر ۰/۷۷) از خود نشان داده است (Batra et al. 2006).

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

در مطالعه‌ای دیگر استفاده از فن‌آوری سنجش از راه دور به تخمین تأثیر تغییر پوشش گیاهی و تشدید کشاورزی آبی در شمال شرق برزیل در مصرف آب پرداخته شده و از تصاویر لندست برای دوره ۲۰۰۱-۲۰۰۷ استفاده شد. نتایج این مطالعات افزایش میزان تبخیر-تعرق را نشان داد (Teixeira et al. 2009).

تبخیر-تعرق واقعی و آب مصرفی یک شبکه آبیاری در سال ۲۰۰۴ میلادی با استفاده از تلفیق اطلاعات ماهواره‌ای لندست ۷، سیستم اطلاعات جغرافیایی و به کارگیری الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین تعیین

شد. نتایج مذکور نشان داد که در آبیاری اول حدود ۷۰ درصد از آب تحویلی به شبکه، توسط تبخیر-تعرق تخلیه نشده و به صورت نفوذ عمقی یا ذخیره در لایه‌های خاک باقی مانده است (Chemin et al. 2004). نتایج محاسبات تبخیر و تعرق با استفاده از الگوریتم SEBAL، یک بار با تصاویر MODIS و بار دوم با استفاده از تصاویر Landsat برای یک منطقه مشابه (Middle Rio Grande Basin) بررسی شد و نتایج حاکی از آن بود که اختلاف در نتایج نهایی محاسبات تبخیر و تعرق بسیار ناچیز است (Hong et al. 2009).

۲-۴- مطالعات تبخیر و تعرق در حوضه دریاچه ارومیه

در مطالعه‌ای که توسط مؤسسه تحقیقات آب وزارت نیرو انجام شده، تغییر شرایط محیطی و کاربری اراضی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه مورد بررسی قرار گرفته است. در این مطالعه برای تخمین مقادیر تبخیر و تعرق واقعی از مدل SEBAL از تصاویر ماهواره‌ای Landsat-TM در دو تاریخ ششم مرداد ۱۳۶۳ و دهم مرداد ۱۳۸۸ استفاده گردید. تبخیر و تعرق به دست آمده برای سال ۱۳۶۳ نشان داد که حداکثر میزان تبخیر و تعرق در نواحی زراعی-باغی واقع در غرب دریاچه مشاهده گردیده که میزان آن در بیشتر نقاط بالاتر از تبخیر از سطح دریاچه (۷-۹ میلی متر در روز) بوده و در سال ۱۳۸۸ این اختلاف افزایش یافته و در بخش وسیعی از اراضی زراعی-باغی غرب دریاچه تبخیر و تعرق روزانه مقادیری بین ۹ الی ۱۲ میلی متر در روز را نشان می‌دهد؛ در حالی که تبخیر از سطح دریاچه بین ۷ الی ۹ میلی متر محاسبه شده است. در این مطالعه همچنین نشان داده شد که تغییرات بیشتری در سطح زیر کشت در محدوده استان آذربایجان غربی مشاهده شده و استان کردستان کمترین تغییر را داشته است. بیشترین تغییر نیز در کل حوضه مربوط به افزایش تراکم و تغییر الگوی کشت به صورت کاهش ۵۰ درصدی اراضی باغی و در مقابل افزایش حدود ۱۲۰ درصدی زراعت دیم در کردستان در کنار افزایش حدود ۱۵۰ درصدی اراضی باغی و ۷۰ درصدی اراضی دیم در آذربایجان غربی ارزیابی شده است (مؤسسه تحقیقات آب، ۱۳۹۲).

در مطالعه‌ای دیگر، به بررسی مؤلفه‌های مختلف بیلان آب شامل تغییرات حجم آبخوان، تبخیر از پیکره‌های آبی، تبخیر و تعرق واقعی و تغییرات رطوبت خاک با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS (۸۴) تصویر برای دوره زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ میلادی) و داده‌های ۷۴ ایستگاه باران‌سنجی و ۱۵ ایستگاه هیدرومتری با پنج روش شار انرژی شامل روش‌های تک منبعی SEBAL و METRIC و مدل‌های دو منبعی TSEB و STSEB به همراه مدل ترکیبی SEBAL-TSEB در سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ میلادی پرداخته شده و تبخیر و تعرق در حوضه دریاچه ارومیه تخمین زده شده است. همچنین نتایج این تحقیق با مقادیر لایسیمتری واقع در

یک مزرعه در حوضه مطالعاتی به صورت نمونه مقایسه شد که از بین سایر مدل‌ها نتایج روش SEBAL، با درصد خطای متوسط ۱۹٪ در مقیاس روزانه، بیشترین همخوانی را با مقادیر اندازه‌گیری شده نشان داد. مقادیر میانگین تبخیر و تعرق واقعی در سطح حوضه در مقیاس سالانه در این مطالعه طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ از ۲۱۵ تا ۳۴۹ میلی‌متر متغیر بود که بیشترین میزان مربوط به سال ۲۰۰۶ و کمترین میزان متعلق به سال ۲۰۰۸ مشاهده گردید. به علاوه میزان تبخیر از پهنه‌های آبی تغییراتی بین ۹۵۰ میلی‌متر و ۱۲۵۰ میلی‌متر را به ترتیب برای سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ میلادی نشان می‌دهد. (باقری هارونی، ۱۳۹۰).

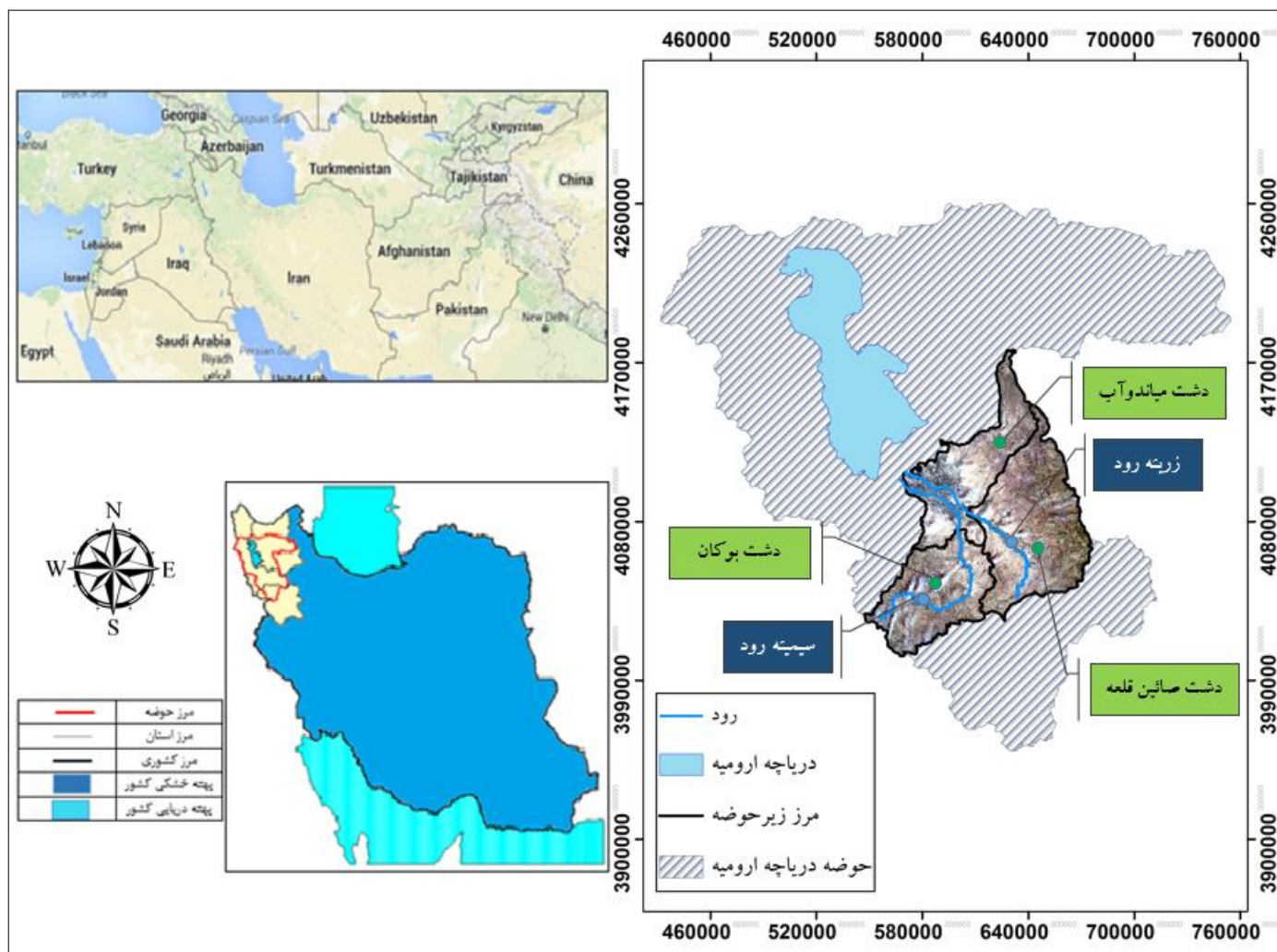
۳- مشخصات منطقه مطالعاتی

مطالعه حاضر بر دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه با مساحتی بالغ بر ۱۰۴۱۱ کیلومترمربع تمرکز دارد، و محصور در طول جغرافیای $32^{\circ} 45'$ و $58^{\circ} 46'$ و عرض جغرافیایی $37^{\circ} 43'$ و $36^{\circ} 11'$ است که شامل بخشی از استان‌های آذربایجان غربی و کردستان می‌شود (شکل ۱).

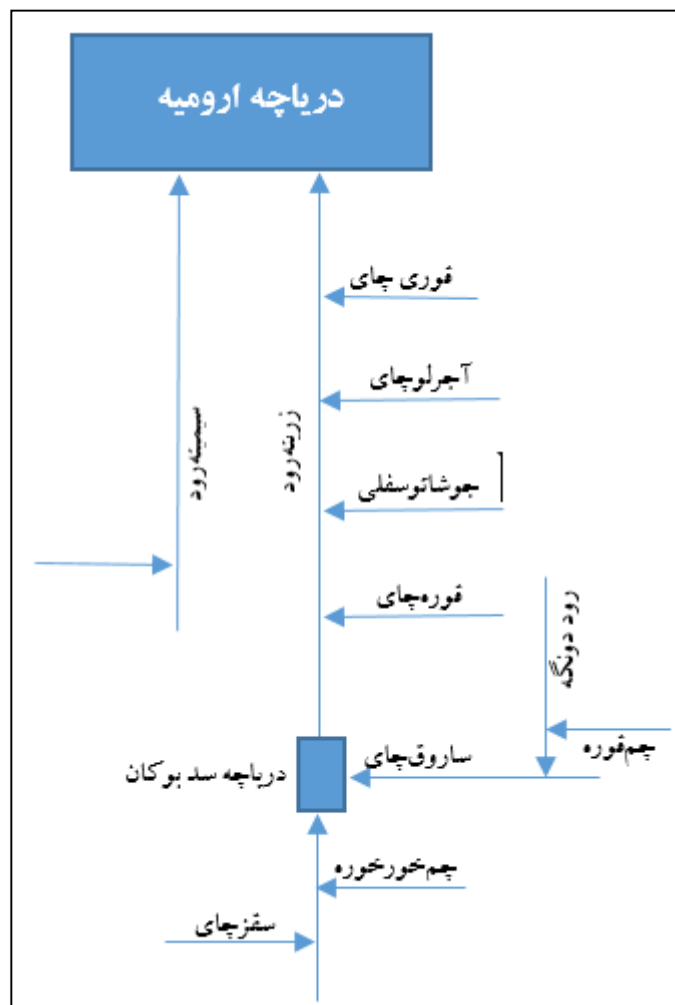
دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه با در اختیار داشتن بیش از ۲۶ درصد از اراضی کشت آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه از مهم‌ترین قطب‌های کشاورزی آن بوده و دارای نیاز آبی ناخالص در حدود ۱۶۹۴ میلیون مترمکعب هستند. راندمان آبیاری دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه به ترتیب در حدود ۰/۴، ۰/۳۸ و ۰/۳۶ بوده و از سهم تولید بالایی در بخش کشاورزی حوضه دریاچه ارومیه برخوردار هستند (شرکت مهندسی مشاور مه‌آب قدس (مطالعات مصارف کشاورزی)، ۱۳۹۲).

دو رودخانه زرينه‌رود و سيمينه‌رود از رودخانه‌های مهم در منطقه مورد مطالعه بوده و به ترتیب ۴۱ درصد و ۱۱ درصد از حجم آب ورودی به دریاچه را تأمین می‌کنند. شاخه‌های رودخانه سيمينه‌رود شامل رودخانه البلاغ و سونياس است و شاخه‌های اصلی رودخانه زرينه‌رود چم‌جغاتو، خورخوره، سقز و ساروق است. در شکل ۲ نمایی از شبکه رودخانه زرينه‌رود و سيمينه‌رود ترسیم شده است.

زیرحوضه زرينه‌رود و سيمينه‌رود بیشترین درصد تأمین آب دریاچه ارومیه را عهده دارند که البته طی دو دهه اخیر به دلیل طیفی از مسائل اقلیمی و انسانی آورد این رودخانه‌ها به شدت کاهش یافته است. در "برنامه مدیریت جامع دریاچه ارومیه" در سال ۱۳۸۷، حقابه زیستی دریاچه ارومیه ۳۱۰۰ میلیون مترمکعب در سال تعیین شده است. در این برنامه سهم تأمین آب دریاچه به طور استانی مشخص شده و به واسطه آن کردستان ۹۵۹/۱ و آذربایجان غربی ۱۸۷۰/۵ میلیون مترمکعب آن را عهده‌دار شده‌اند. شایان ذکر است که سهم عمده‌ای از این حقابه توسط زیرحوضه‌های سيمينه‌رود و زرينه‌رود تأمین می‌گردد.

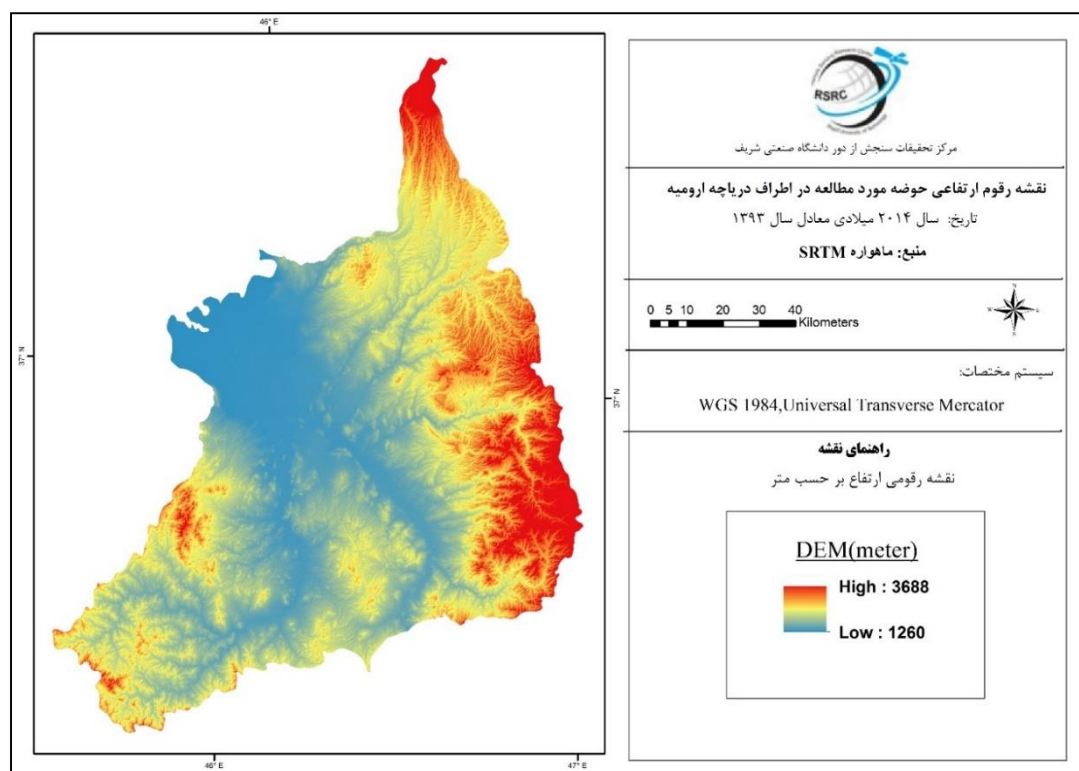


شکل ۱- محدوده منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- شبکه رودخانه منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه، ارتفاعات اصلی در بخش‌های جنوبی و شرقی واقع شده است و با حرکت به سمت دریاچه ارومیه به وسعت دشت‌ها افزوده می‌شود. حداقل ارتفاع منطقه مطالعاتی ۱۲۶۰ متر و حداکثر آن ۳۶۰۱ متر است. ارتفاع نقاط مختلف از ۱۲۷۸ متر تا ۲۰۰۰ متری به صورت دشت گسترده شده که ۸۳/۶۸ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه را دربر گرفته است. با توجه به ویژگی‌های ارتفاعی، تغییرات ارتفاع زیاد قابل توجه رخ نمی‌دهد و مناطق مرتفع چندانی در این محدوده مشاهده نمی‌شود (شکل ۳).



شکل ۳- مدل رقومی ارتفاعی سطح زمین (تولید شده توسط اطلاعات شاتل راداری SRTM)

پتانسیل آب و خاک منطقه شرایط مطلوبی را فراهم ساخته تا به منظور بهره‌برداری هرچه بیشتر از منابع موجود، طرح‌های مطالعاتی فراوانی در این منطقه مورد مطالعه قرار گیرد. در جدول ۱ خلاصه مشخصات اراضی و نیاز کشاورزی در دشت‌های مختلف ارائه شده است.

جدول ۱- خلاصه مشخصات دشت‌های مورد مطالعه (شرکت مهندسین مشاور مهتاب قدس (مصارف کشاورزی)، ۱۳۹۲).

نام طرح	جمع اراضی آبی (هکتار)	نیاز آبی ناخالص (هزار مترمکعب)	حجم آب مصرفی (هزار مترمکعب)
میاندوآب	۷۷۶۲۸	۹۶۲۳۶۱	۵۷۳۱۴۵
بوکان	۲۴۸۱۴	۲۷۰۵۷۶	۲۱۲۹۱۹
صائین قلعه	۳۳۴۳۰	۴۶۰۵۰۱	۲۵۹۹۹۵

با توجه به جدول ۱ سطح زیرکشت محصولات آبی ۱۳۵۸۷۲ هکتار می‌باشد. بر اساس تقسیمات به عمل آمده از مجموع زراعت آبی دشت میاندوآب با ۵۷/۱۳ درصد بیشترین و پس از آن صائین قلعه و بوکان به ترتیب ۲۴/۶ و ۱۸/۲۶ درصد را به خود اختصاص داده‌اند. کل نیاز آبی ناخالص محدوده ۱۶۹۳ میلیون مترمکعب است که در حدود ۲۵/۵ درصد از نیاز ناخالص آبی حوضه دریاچه ارومیه است.

۴- روش‌شناسی

در این بخش به منظور برآورد میزان تبخیر-تعرق واقعی، الگوریتم سبال اصلاح‌شده (فرمت کوهستان) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست نگارش و فرمول‌بندی شده است. سبال یک مدل پردازش تصویر است که تبخیر-تعرق و دیگر تبدلات انرژی را با استفاده از داده‌های رقومی تصاویر ماهواره‌ای که تشعشعات مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی را اندازه می‌گیرند، محاسبه می‌کند. پایه اصلی برای مدل سبال، معادله بیلان انرژی سطحی است (Bastiaanssen et al. 1998a).

۴-۱- داده‌های مورد استفاده در الگوریتم بیلان انرژی

جهت به کارگیری الگوریتم SEBAL اصلاح شده با اثر شیب، به‌طور کلی از دو نوع داده استفاده شده است که شامل نوع اول داده‌های زمینی و نوع دوم داده‌های ماهواره‌ای می‌باشند (جدول ۲). در ادامه هر یک از این نوع داده‌ها به تفکیک مورد بررسی و توضیح بیشتر قرار گرفته‌اند.

جدول ۲- داده‌ها و لایه‌های مورد استفاده در الگوریتم سبال

نوع ایستگاه	گام زمانی	طول بازه	منبع دریافت اطلاعات
دما	روزانه	۲۰۱۴	سینوپتیک
رطوبت نسبی	روزانه	۲۰۱۴	سینوپتیک
سرعت باد	روزانه	۲۰۱۴	سینوپتیک
ساعت آفتابی	روزانه	۲۰۱۴	سینوپتیک
لایه سرعت باد	لحظه‌ای	۲۰۱۴	-----
نقشه کاربری اراضی	-----	۲۰۱۴	-----
تصاویر ماهواره‌ای	لحظه‌ای	۲۰۱۴	سنجنده Landsat

۴-۱-۱- داده‌های زمینی

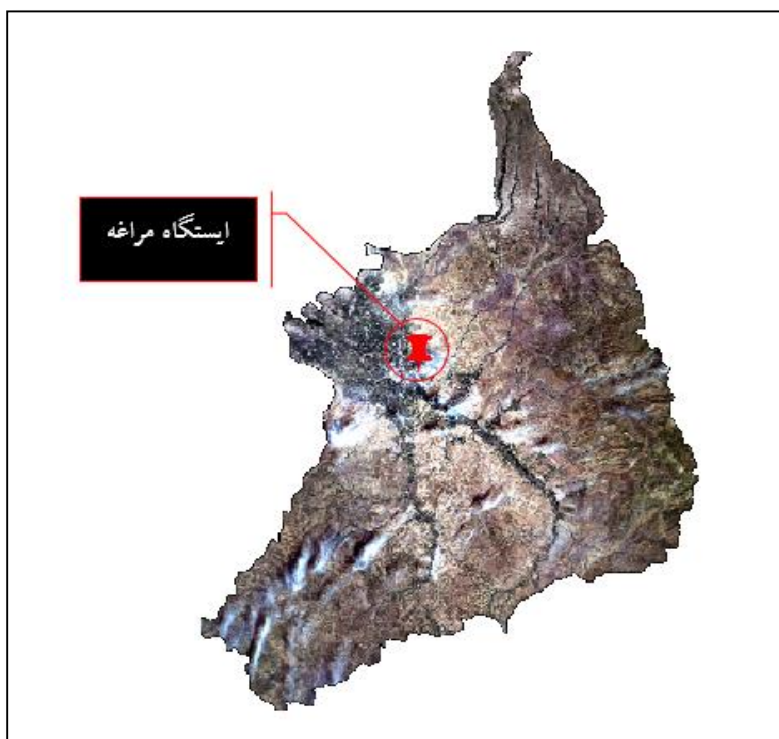
استفاده از داده‌های ماهواره‌ای همواره مستلزم وجود داده‌های زمینی است. گاهی این داده‌ها خود خلأ داده‌های ماهواره‌ای در الگوریتم‌ها را پر می‌کنند و گاهی نیز جهت اعتبار سنجی داده‌ها و نتایج به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای از آن‌ها استفاده می‌شود. داده‌های زمینی مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های هواشناسی و ایستگاه‌های سینوپتیک^۶ می‌باشند. داده‌هایی که از اطلاعات ایستگاه‌های سینوپتیک استخراج

^۶ Synoptic

شده عبارت‌اند از: دمای هوا (برحسب درجه سانتی‌گراد) به‌صورت دمای کمینه و بیشینه و دمای متوسط روزانه، سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری (برحسب متر بر ثانیه) که در محاسبات به ارتفاع ۲ متری تبدیل می‌گردد، ساعت آفتابی (برحسب ساعت) و رطوبت نسبی (برحسب درصد).

• ایستگاه سینوپتیک

آمار مربوط به ایستگاه سینوپتیک مراغه واقع در استان آذربایجان غربی مورد استفاده قرار گرفت. شکل ۴ موقعیت ایستگاه مراغه را نشان می‌دهد.



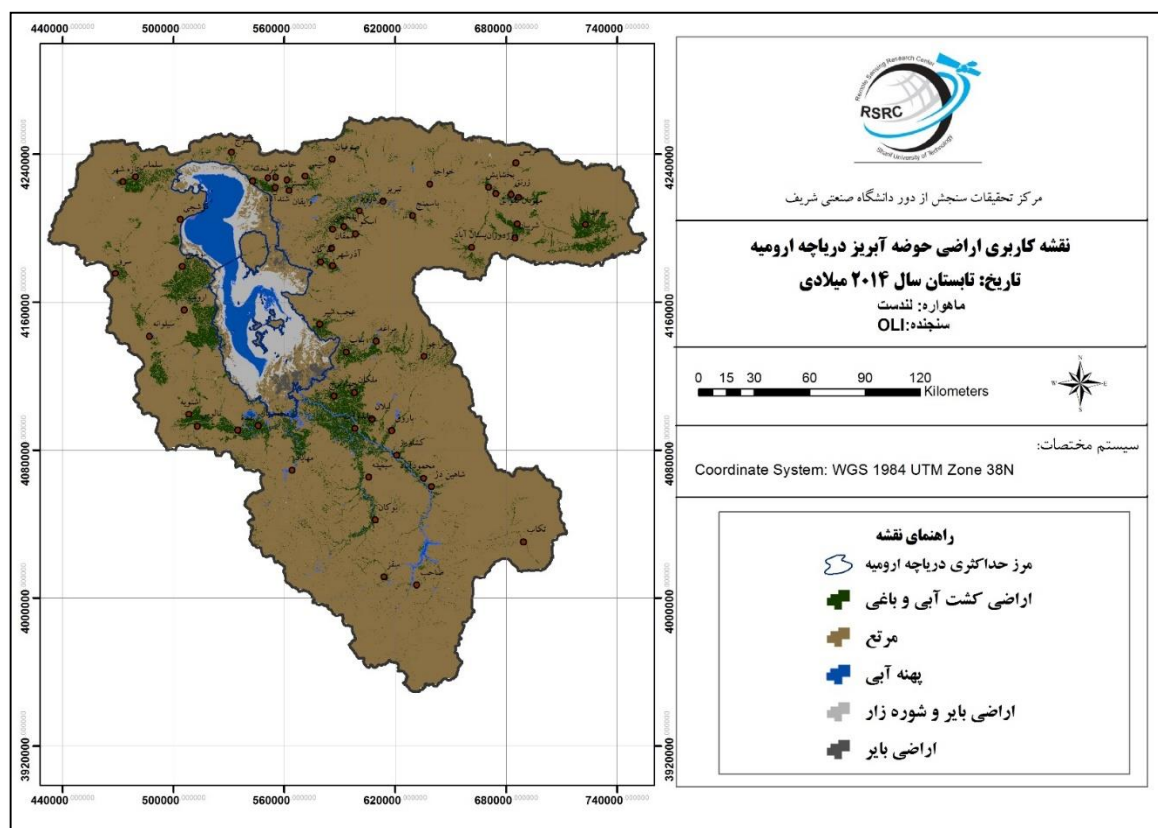
شکل ۴- موقعیت ایستگاه سینوپتیک مراغه در اراضی کشت آبی واقع در دشت میاندوآب

۴-۱-۲- لایه‌های ورودی

• لایه کاربری اراضی

لایه کاربری اراضی جهت مشخص کردن مناطق زراعی لازم می‌باشد. نقشه کاربری اراضی حاضر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست تهیه شده و در شکل ۵ کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است.

الگوی مکانی شکل ۵، تمرکز اصلی کشاورزی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه را در اطراف و بخصوص در پایاب رودخانه‌ها زرينه‌رود و سيمينه‌رود و قسمتی از غرب دریاچه نشان می‌دهد و این اراضی در دشت‌های وسیع حوضه با منابع آبی قابل توجه که اکثراً در دشت‌های منتهی به دریاچه هستند واقع شده‌اند.



شکل ۵- نقشه کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه

• لایه سرعت باد

علاوه بر لایه‌های اشاره شده جهت برخی محاسبات نقشه سرعت باد ضروری می‌باشد. این نقشه با توجه به اطلاعات ۱۲ ایستگاه سینوپتیک (جدول ۳) با استفاده از روش IDW برای تمام روزهای محاسبه تبخیر و تعرق واقعی و به صورت لحظه‌ای تهیه شده است.

جدول ۳- نام و موقعیت ایستگاه‌های سینوپتیک مورد استفاده در تهیه نقشه سرعت باد

ردیف	نام ایستگاه	مختصات	
		طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	اشنویه	۴۵/۰۸	۳۷/۰۳
۲	نقده	۴۵/۲۵	۳۶/۵۷
۳	مهاباد	۴۵/۴۳	۳۶/۴۵
۴	بوکان	۴۵/۱۴	۳۶/۳۲
۵	پیراشهر	۴۵/۰۹	۳۶/۴۲
۶	سردشت	۴۵/۲۹	۳۶/۰۹
۷	تکاب	۴۵/۰۶	۳۶/۲۴
۸	میاندوآب	۴۵/۰۹	۳۶/۵۸
۹	صائین‌دژ	۴۶/۳۱	۳۶/۳۷
۱۰	مراغه	۴۶/۱۶	۳۷/۰۱
۱۱	سهند	۴۶/۱۱	۳۷/۹۳
۱۲	بناب	۴۶/۰۷	۳۷/۳۳
۱۳	بستان آباد	۴۶/۸۵	۳۷/۸۵
۱۴	ملکان	۴۶/۰۸	۳۷/۱۵

۴-۲- بررسی پارامترهای هواشناسی منطقه مورد مطالعه

اطلاعات هواشناسی منطقه مورد مطالعه توسط ایستگاه‌های سینوپتیک و باران سنجی موجود در ایستگاه‌های ملکان و مراغه، ایستگاه میاندوآب و ایستگاه صائین قلعه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.

۴-۳- مراحل محاسبات مدل سبال

محاسبات الگوریتم سبال اصلاح شده مطابق با جدول ۴ انجام شده است. هفت مرحله اصلی برای استفاده از سبال در مناطق دشت و کوهستانی وجود دارد که در نهایت به محاسبه شار گرمای نهان، تبخیر لحظه‌ای و بسط آن به تبخیر لحظه‌ای، روزانه و ماهانه می‌انجامد.

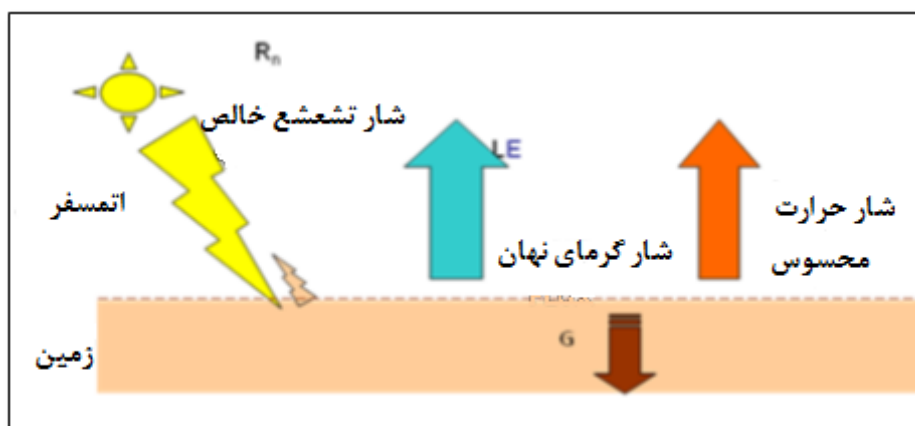
جدول ۴- مراحل محاسبه تبخیر تعرق لحظه‌ای

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

از آنجا که تصویر ماهواره‌ای تنها برای لحظه گذر ماهواره تأمین داده می‌کند، SEBAL یک شار لحظه‌ای ET برای زمان تصویر محاسبه می‌کند. شار گرمای تبخیر برای هر پیکسل تصویر به عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی سطح همانند رابطه (۹) تخمین زده می‌شود:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (9)$$

که در آن، λET شار گرمای نهان تبخیر و تعرق ($W.m^{-2}$)، R_n شار تشعشع خالص در سطح زمین ($W.m^{-2}$)، G شار گرمایی زمین ($W.m^{-2}$) و H جریان گرمای محسوس به سمت جو ($W.m^{-2}$) می‌باشند (شکل ۶).



شکل ۶- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین

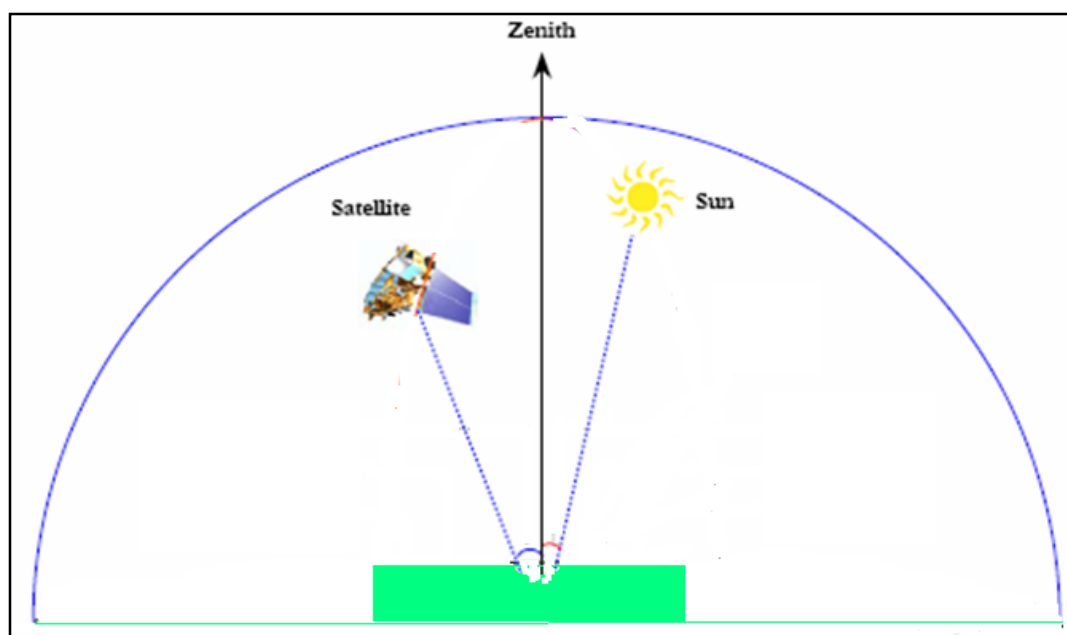
الگوریتم SEBAL توانایی قابل قبولی در تخمین مقدار ET برای مناطق زراعی مسطح دارد (Allen et al. 2002) ضمن اینکه مدل با ارائه تصحیحانی (اصلاحات مربوط به ارتفاع، شیب و Aspect) می‌تواند برای مناطق کوهستانی نیز به کار گرفته شود که در محاسبه هر پارامتر به روش اصلاح آن نیز اشاره شده است.

۴-۴- پارامترهای الگوریتم سبال

۴-۴-۱- تعیین زاویه ورود خورشید θ

زاویه ورود خورشیدی θ^γ ، همان‌طور که در شکل ۷ نشان داده شده است، زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. با فرض افقی بودن سطح زمین در مدل مسطح SEBAL، محاسبه θ بسیار ساده و در سطح منطقه موردنظر ثابت است. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos\theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و Aspect سطح زمین بستگی دارد. رابطه (۱۰) برای محاسبه $\cos\theta$ پیشنهاد شده است (Duffie, 1969):

$$\begin{aligned} \cos\theta = & \sin(\delta)\sin(\varphi)\cos(s) - \sin(\delta)\cos(\varphi)\sin(s)\cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(s)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\sin(\varphi)\sin(s)\cos(\gamma)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\sin(\varphi)\sin(s)\sin(\omega) \end{aligned} \quad (10)$$



شکل ۷- زاویه ورود خورشیدی (θ)

در رابطه فوق، φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه، s شیب، ω زاویه ساعتی^۸، δ زاویه میل خورشید^۹ و γ زاویه Aspect سطحی می‌باشد (تمامی موارد فوق برحسب رادیان می‌باشند). نقشه‌های شیب و Aspect با

^۷ solar incidence angle

^۸ hour angle

^۹ solar declination

استفاده از لایه DEM تولید می‌گردند. محاسبه زاویه میل خورشید از رابطه (۱۱) استفاده می‌شود (Cooper, 1969).

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

که در اینجا JD روز ژولینی مورد بررسی می‌باشد.

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

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

که در اینجا t زمان گذر ماهواره بر حسب ساعت محلی (برای مثال برای ساعت ۱۰:۳۰، ۱۰/۵ نوشته می‌شود)، L_z طول جغرافیایی مرکز منطقه زمانی^{۱۱} موجود در تصویر بر حسب دقیقه (که در این مطالعه منطقه زمانی مورد استفاده، تهران می‌باشد که طول جغرافیایی آن ۵۱/۴۲ درجه می‌باشد)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب دقیقه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^{۱۲} می‌باشد که به صورت زیر اعمال می‌گردد:

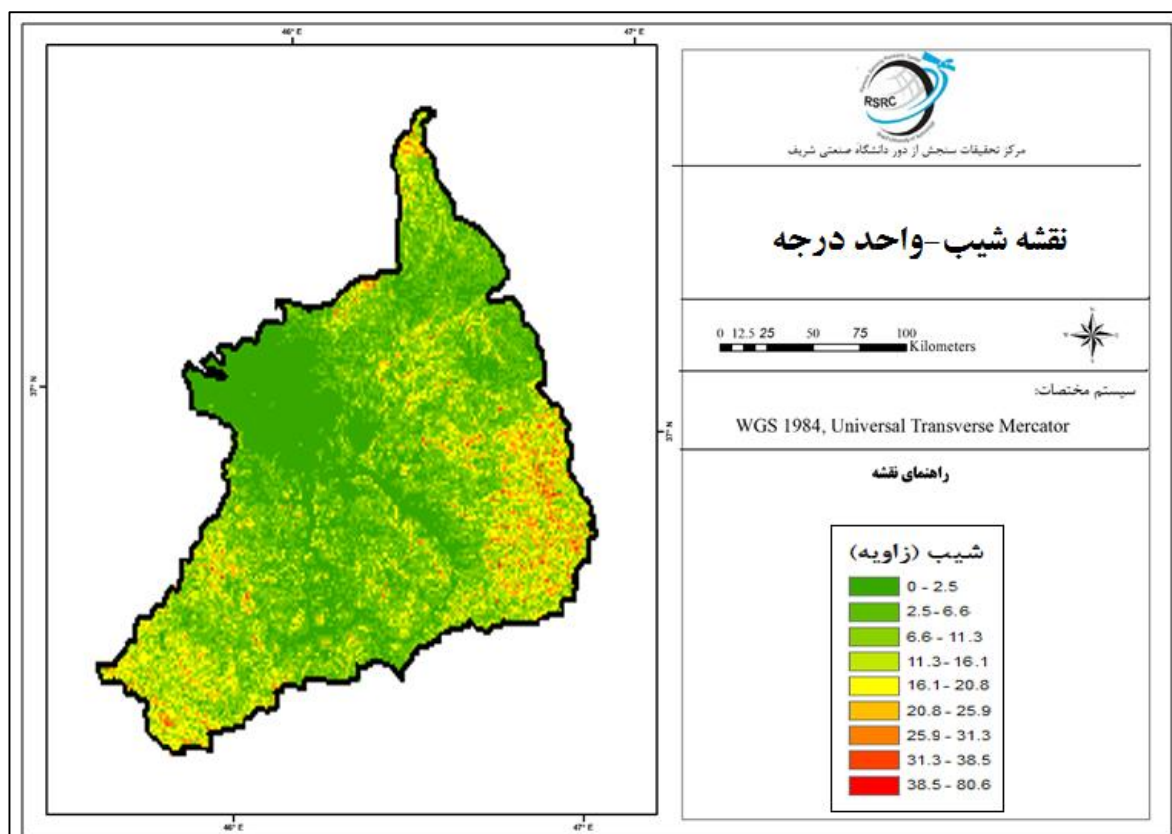
$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (13)$$

$$b = 2p(JD - 81) / 364 \quad (14)$$

نقشه شیب از مشتقات نقشه DEM حوضه و بیان کننده وضعیت پستی بلندی سطح زمین است که تأثیر مهمی بر امواج بازتاب شده و محاسبات آن دارد. نقشه شیب در شکل ۸ نمایش داده شده است. شیب در مناطق مرتفع تغییرات بیشتری دارد و بخصوص در بخشی از مناطق غربی و جنوبی که ارتفاع زیاد است شیب‌های تندتر وجود دارد. با فاصله گرفتن از مرزهای منطقه مورد مطالعه شیب کم می‌شود و در حالت کلی با حرکت به سمت دریاچه دشت‌ها با شیب کم گسترده شده است تا جایی که در پایاب رودخانه‌های زرينه‌رود و سیمینه‌رود منطقه کاملاً مسطح می‌شود.

^{۱۱}local time zone

^{۱۲}Solar time



شکل ۸- نقشه شیب

۴-۲- گذردهی اتمسفری (τ_{sw})

گذردهی اتمسفری (τ_{sw}) نیز با فرض شرایط اتمسفری بدون ابر و نسبتاً خشک، با استفاده از رابطه توصیه شده توسط FAO-56 از طریق رابطه (۱۵) محاسبه شده است (Allen et al. 1998):

$$t_{sw} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (15)$$

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

۴-۳- محاسبه آلبدو

آلبدو بر طبق معادله (۱۶) محاسبه می‌شود (Bastiaanssen et al. 1998a):

$$\alpha = \frac{(\alpha_{toa} - \alpha_{atm})}{\tau_{\infty}^2} \quad (16)$$

که در آن:

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

α_{atm} : آلبدو جوی

τ_{sw} : گذردهی اتمسفری، که با استفاده از رابطه (۱۵) محاسبه می‌شود.

مقدار آلبدو اتمسفری می‌تواند از طریق مدل انتقال تابشی به دست آید و به طور کلی بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴۰ واقع شده است (Allen et al. 2002). مقدار ۰/۰۳ با توجه به توصیه Allen در این مطالعه لحاظ شده است.

با توجه به معادله (۱۷) میزان آلبدو بدون اصلاح اتمسفر (α_{toa}) از طریق ترکیب خطی از بازتاب تک رنگ (RB) از باندهای بازتابی ۲ تا ۷ از OLI-Landsat 8 محاسبه می‌شود (Bernardo et al. 2016):

$$\alpha_{toa} = \rho_2 * r_2 + \rho_3 * r_3 + \rho_4 * r_4 + \rho_5 * r_5 + \rho_6 * r_6 + \rho_7 * r_7 \quad (17)$$

که در آن بازتاب از هر یک از باندهای ۲ تا ۷ توسط رابطه (۱۸) بدست می‌آید (Chander and Markham 2003):

$$r_b = \frac{(Add_{ref,b} + Mult_{ref,b} * ND_b)}{\cos \theta * d_r} \quad (18)$$

که در آن:

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

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

d_r : مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید می‌باشد که به وسیله رابطه (۱۹) محاسبه می‌شود

(Duffie and Beckman 1980):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos \left(JD \frac{2\pi}{365} \right) \quad (19)$$

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

برای تعیین ضریب وزنی ρ_b ، ثابت خورشیدی $k_b (W.m^{-2}.\mu m^{-1})$ تخمین زده می‌شود در ارتباط با هر

یک از باندهای بازتاب OLI و برای این کار از معادله (۲۰) استفاده می‌شود (Chander and Markham 2003):

$$k_b = \frac{\pi * L_b}{r_b * \cos \theta * d_r} \quad (20)$$

که در آن L_b (W.m-2 .sr-1.μm-1) رادیانس هر پیکسل برای باند b است. برای محاسبه L_b در هر پیکسل و باند از رابطه (۲۱) استفاده می‌شود:

$$L_b = Add_{rad,b} + Mult_{rad,b} * ND_b \quad (21)$$

مقدار ضریب وزنی ρ_b برای هر باند طیفی مطابق با رابطه (۲۲) محاسبه می‌گردد (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2007; Tasumi et al., 2008):

$$\omega_\lambda = \frac{k_b}{\sum k_b} \quad (22)$$

جدول ۵- ضریب وزنی باندهای ماهواره لندست

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

۴-۴-۴- محاسبه شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI)

NDVI شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده است که جهت تعیین مقدار و تراکم پوشش گیاهی در سطح زمین استفاده می‌شود و از اختلاف بازتابش باند محدوده قرمز و فروسرخ که در این محدوده نرمال شده به دست می‌آید. این شاخص برای ماهواره لندست ۸ همانند رابطه (۲۳) برای باندهای ۴ و ۵ در نظر گرفته می‌شود.

$$NDVI = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad (23)$$

۴-۴-۵- محاسبه شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک (SAVI)

شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک اولین بار توسط هیوت در سال ۱۹۸۸ ارائه گردید. از اهداف این شاخص به حداقل رساندن اثرات خاک پس‌زمینه بر روی سیگنال‌های پوشش گیاهی به‌وسیله ترکیب کردن فاکتور تنظیم‌کننده خاک با مخرج معادله شاخص گیاهی تفاضلی نرمال شده می‌باشد. دلایل دیگر استفاده از این شاخص این است که خطوط همپوش گیاهی موازی نیستند و این که به‌طور کامل یک نقطه را پوشش نمی‌دهند. شاخص پوشش گیاهی با تنظیم انعکاس خاک یک شاخص گیاهی مناسب برای محیط‌هایی با پوشش گیاهی کم می‌باشد که از رابطه (۲۴) محاسبه می‌شود (Huete 1988):

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_5 - \rho_4}{L + \rho_5 + \rho_4} \quad (24)$$

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

۴-۴-۶- محاسبه شاخص سطح برگ (LAI)

شاخص سطح برگ نسبت کل مساحت تمامی برگ‌های یک گیاه به مساحت اراضی نمایش داده شده به وسیله گیاه می‌باشد. این شاخص به وسیله رابطه (۲۵) قابل محاسبه است. که در آن، مقدار $SAVI$ برای هر منطقه مجزا محاسبه شده است (Campbell and Norman, 1989).

$$LAI = - \frac{\ln \left(\frac{0.69 - SAVI_{ID}}{0.59} \right)}{0.91} \quad (25)$$

۴-۴-۷- محاسبه گسیلمندی (E)

برای محاسبه گسیلمندی از روش آستانه گذاری شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال شده ($NDVI$) استفاده شده است (Sobrino et al. 2004). پس از محاسبه $NDVI$ ، توان تشعشعی مطابق موارد زیر محاسبه می‌شود:

- اگر $0.2 < NDVI < 0.4$ باشد، در این مورد پیکسل به عنوان خاک لخت در نظر گرفته می‌شود و گسیلمندی میانگین، ۰/۹۷ می‌باشد.
- اگر $NDVI > 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل‌ها با پوشش گیاهی کامل در نظر گرفته می‌شوند و گسیلمندی برابر با ارزش ثابت ۰/۹۹ است.
- اگر $0.2 < NDVI < 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل مخلوطی از خاک لخت و پوشش گیاهی است و گسیلمندی بر اساس رابطه (۲۶) محاسبه می‌شود.

$$E = E_v P_v + E_s (1 - P_v) + dE \quad (26)$$

که پارامترهای این رابطه به صورت زیر است:

$$\varepsilon_v \text{ گسیلمندی پوشش گیاهی برابر با } 0/99$$

$$\varepsilon_s \text{ گسیلمندی خاک برابر با } 0/97$$

و P_v کسر پوشش گیاهی بوده که بر اساس رابطه (۲۷) محاسبه می‌گردد (Sobrino et al. 2004):

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (27)$$

پس از محاسبه P_v پارامتر $d\varepsilon$ همانند رابطه (۲۸) به دست می‌آید:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (28)$$

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

۴-۵- محاسبه دمای سطح (LST)

یکی از مهم‌ترین کاربردهای سنجش از دور حرارتی تهیه نقشه دمای سطح زمین یا (LST) می‌باشد. در سال‌های اخیر LST اهمیت زیادی در مطالعات محیطی پیدا نموده و ابزاری مهم جهت جایگزینی ایستگاه‌های هواشناسی برای تعیین دمای سطح می‌باشد. برای محاسبه دمای سطح زمین از شاخص پوشش گیاهی NDVI استفاده می‌شود. برای محاسبه این پارامتر از باندهای ۱۰ و ۱۱ که باندهای حرارتی لندست ۸ می‌باشند بهره گرفته شده است.

۴-۵-۱- دمای روشنایی (Brightness Temperature)

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

تبدیل واریانس طیفی به دمای جسم سیاه از رابطه پلانک برای تبدیل مقادیر تابش طیفی به دمای جسم سیاه استفاده شد که مراحل به شرح ذیل می‌باشد:

برای ماهواره لندست ۸ تبدیل اعداد رقومی (DN) به رادیانس طیفی با استفاده از رابطه (۲۹) به دست می‌آید که مقادیر ML و AL از متادیتا تصویر استخراج گردید:

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (29)$$

L_{λ} = TOA spectral radiance

M_L = RADIANCE_MULT_BAND_X, where x is the band number

A_L = RADIANCE_ADD_BAND_X, where x is the band number

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

دمای متناظر با انرژی تابشی دریافتی از سطحی که پدیده یا شیء توسط سنجنده است که از حل معکوس رابطه پلانک مشابه رابطه (۳۰) به دست می‌آید:

$$T_b = \frac{hc / k\lambda}{\ln\left(\frac{2hc^2\lambda^{-5}}{L_{\lambda}} + 1\right)} = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \quad (30)$$

c = سرعت نور (2.998×10^8 (m/s))

h = ثابت پلانک (6.626×10^{-34} (Js))

k = ثابت استفان بولتزمن (1.3807×10^{-23} (JK⁻¹))

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

λ = طول موج مرکزی هر باند (μm)

k_1, k_2 = ضریب کالیبراسیون ($Wm^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1}$)

که در محاسبه دمای روشنایی مذکور، ضرایب برای باند ۱۰ لندست ۸ همانند جدول ۶ آورده شده است.

جدول ۶- ضرایب K1 و K2 (کالیبراسیون دمای روشنایی) برای سنجنده Landsat (OLI)

ضرایب	K ₁	K ₂
باند ۱۰	۷۷۴/۸۹	۱۳۲۱/۰۸

محاسبه‌ی توان تشعشعی مرحله‌ی مهمی در تهیه‌ی نقشه‌ی دمای سطح زمین است. محاسبه‌ی توان تشعشعی در بخش ۴-۵-۶ توضیح داده شده است و رابطه (۳۱) شکل ساده شده توان تشعشعی را بیان می‌کند:

$$\varepsilon = 0.004P_v + 0.986 \quad (31)$$

در نهایت برای محاسبه دمای سطح زمین به درجه سانتی گراد از رابطه (۳۲) استفاده شده است.

$$ST = \frac{Tb}{1 + (\lambda \times \frac{Tb}{p}) \times \ln \varepsilon} \quad (32)$$

$$p = h \times c / k$$

۴-۵-۲- تصحیح لایه دما با استفاده از نقشه DEM

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

$$T_{s_dem} = Ts + 0.0065 \Delta z \quad (33)$$

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

۴-۶- محاسبه اجزای بیلان انرژی

۴-۶-۱- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

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

$$R_n = (1 - \alpha) R_s \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_0) R_L \downarrow \quad (34)$$

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

۴-۶-۲- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$)

تابش طول موج کوتاه به عنوان طول موج بین ۰/۱۷ تا ۴ میکرومتر تعریف شده است. شار تابشی طول موج کوتاه ورودی مجموع شارهای تابشی مستقیم^{۱۲} و نفوذی^{۱۳} رسیده به سطح زمین (بر حسب W/m^2) می‌باشد. این شار با فرض شرایط بدون ابر مطابق رابطه (۳۵) محاسبه می‌شود:

$$R_s = G_{sc} \cos \theta d_r t_{sw} \quad (35)$$

که در رابطه فوق، G_{sc} ثابت خورشیدی (برابر 1367 Wm^{-2})، $\cos \theta$ کسینوس زاویه برخورد اشعه خورشید به زمین، d_r مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید و t_{sw} نیز مقدار گذردهی اتمسفری می‌باشد. مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید (d_r) به وسیله رابطه (۳۶) محاسبه می‌شود (Duffie and Beckman 1980):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(JD \frac{2\pi}{365} \right) \quad (36)$$

۴-۶-۳- تابش طول موج بلند خروجی ($R_L \uparrow$)

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (37)$$

که در آن، ε_0 گسیلندگی سطح باند گسترده^{۱۴} (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($W.m^{-2}.K^{-4}$)، T_s دمای سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_L \uparrow$ از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می‌تواند تغییر نماید (نقشه دمای سطح زمین در پیوست گزارش گنجانده شده است).

^{۱۲}direct

^{۱۳}diffuse

^{۱۴}broad-band

۴-۶-۴- تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$)

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

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (38)$$

که در آن، ε_a گسیلندگی اتمسفر (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$)، و T_a دمای هوا در نزدیکی سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\downarrow}$ از ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می‌تواند تغییر کند. همچنین محاسبه گسیلندگی اتمسفر با استفاده از رابطه (۳۹)، استخراج و محاسبه می‌گردد (Bastiaanssen 1995):

$$\varepsilon_a = 1.08(-\ln \tau_{sw})^{0.265} \quad (39)$$

در این رابطه τ_{sw} گذردهی اتمسفری می‌باشد که توسط رابطه (۱۵) محاسبه می‌شود. دمای هوای مورد استفاده در رابطه (۳۸)، در روش SEBAL معمولی، دمای هوای پیکسل سرد (T_{cold}) می‌باشد. در روش اصلاح شده، این دما برای هر پیکسل با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر اصلاح می‌شود (Allen et al. 2002).

$$T_{cold(each\ pixel)} = T_{cold} + 0.0065\Delta Z \quad (40)$$

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

۴-۶-۵- شار گرمایی زمین (G)

شار گرمایی زمین در واقع نرخ ذخیره حرارت در خاک و گیاه در اثر انتقال است. این شار که در اثر تشعشع 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 ابتدا نسبت G/R_n را با استفاده از رابطه تجربی (۴۱) تخمین می‌زند (Bastiaanssen 2000):

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (41)$$

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

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

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

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

به طور کلی می‌توان گفت در تخمین نسبت G به R_n برای سطوح خاک و گیاه از رابطه (۴۱) و برای دیگر سطوح مقدار ۰/۵ استفاده شود (Allen et al. 2002).

در مناطق کوهستانی نیز روند تخمین G به شکل فوق می‌باشد و نیازی به اصلاح T_s و سایر پارامترها نمی‌باشد.

۴-۶-۶- شار حرارتی محسوس (H)

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

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (42)$$

که در آن، ρ چگالی هوا [1.225 kg.m^{-3}]، C_p گرمای ویژه در فشار معین [$1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$]، dT [K] اختلاف دمای هوای بین دو ارتفاع مشخص (که طبق پیشنهاد (Allen et al. 2002) در این مطالعه ۰/۱ متر و ۲ متر در نظر گرفته می‌شود) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت [day.m^{-1}] است. حل رابطه (۲۰) به جهت وجود دو پارامتر نامشخص، r_{ah} و dT مشکل است. جهت تسهیل این محاسبه، از دو پیکسل "سرد" و "گرم" (که در آن‌ها می‌توان H را پیش‌بینی نمود و dT را تخمین زد) و سرعت باد در یک ارتفاع مشخص استفاده شده است. مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) و شار حرارتی محسوس مطابق با روابط ارائه شده در الگوریتم محاسبه می‌شوند.

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

r_{ah} و H در یک فرآیند تکراری محاسبه می‌شود (شکل ۹). در گام اول با فرض شرایط پایدار مقدار اولیه r_{ah} محاسبه می‌گردد. در گام دوم فرض مرحله قبل (پایداری) بررسی می‌شود و اگر شرایط خنثی نباشد با اضافه شدن پارامترهای $\psi_{h(z1)}$ ، $\psi_{h(z2)}$ محاسبات تکرار می‌شود تا r_{ah} پایدار و dt در پیکسل گرم همگرا شود. z_1 ارتفاع نزدیک به صفحه تغییر مکان صفر^{۱۵} برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2 ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین‌تر از لایه مرزی سطح^{۱۶} 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. 2002).

۴-۶-۷- طول زبری مومنتوم

طول زبری مومنتوم (z_{om}) با استفاده از روابط تجربی الگوریتم SEBS و با استفاده از نقشه LAI محاسبه می‌شود (Su et al., 2001). جدول ۷ نحوه محاسبه این متغیر را نمایش می‌دهد. (نقشه شاخص پوشش گیاهی در پیوست آورده شده است).

جدول ۷- محاسبه متغیر زبری مومنتوم

$\frac{u_*}{u(h)} = c_1 - c_2 * e^{(-c_3 * C_d * LAI)}$ $c_1 = 0.320; c_2 = 0.264; c_3 = 15.1; C_d = 0.2$
$n_h = C_d * \frac{LAI}{2 * \frac{u_*^2}{u(h)^2}}$
$\frac{d}{h} = 1 - \frac{(1 - e^{(-2 * n_h)})}{(2 * n_h)}$
$\frac{z_{om}}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) * e^{-k * \frac{u(h)}{u_*}}$

^{۱۵}Zero plane displacement

^{۱۶} Surface boundary layer

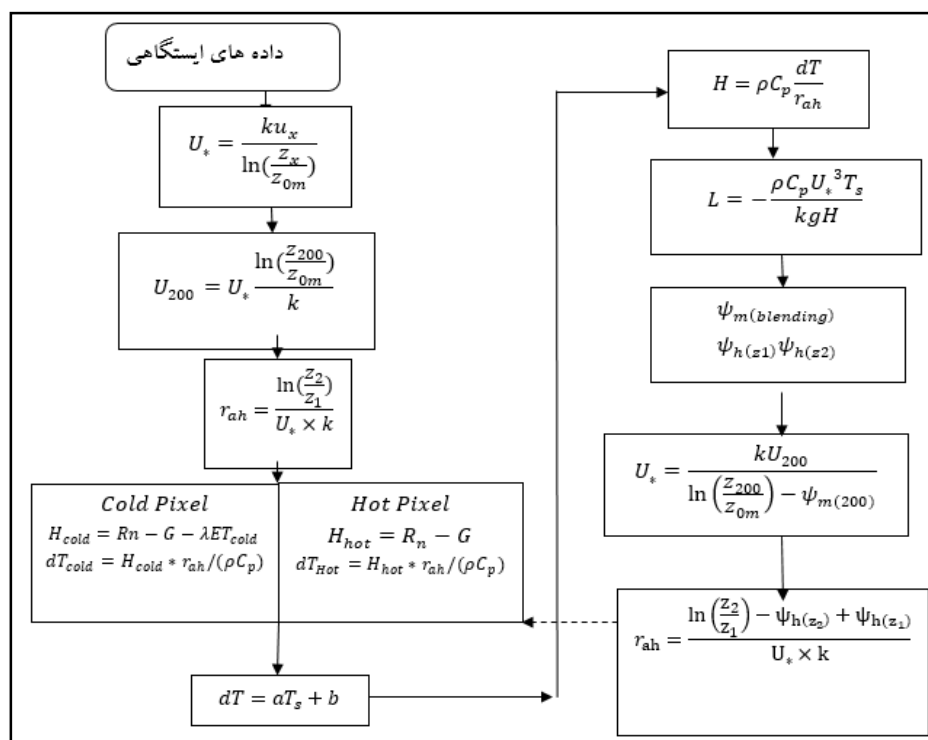
در مناطق کوهستانی لازم است طول زبری مومنتوم (z_{0m}) براساس شیب منطقه با استفاده از رابطه (۴۳)

اصلاح شود:

$$z_{0m(mnt)} = z_{0m} \times [1 + (\text{slope} - 5) / 20] \quad (43)$$

که در آن slope نقشه شیب منطقه (برحسب رادیان) می‌باشد. روند محاسبه r_{ah} را می‌توان در شکل ۹

ملاحظه نمود.



شکل ۹- فرآیند محاسبه r_{ah}

سرعت اصطکاکی

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

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (44)$$

که در آن، u_x سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه هواشناسی که معمولاً سرعت در ارتفاع ۱۰ متری است ($m.s^{-1}$)، k ثابت بدون بعد فون کارمن (۰/۴۱) و z_{0m} طول زبری مومنتم برای هر پیکسل (m) می‌باشد.

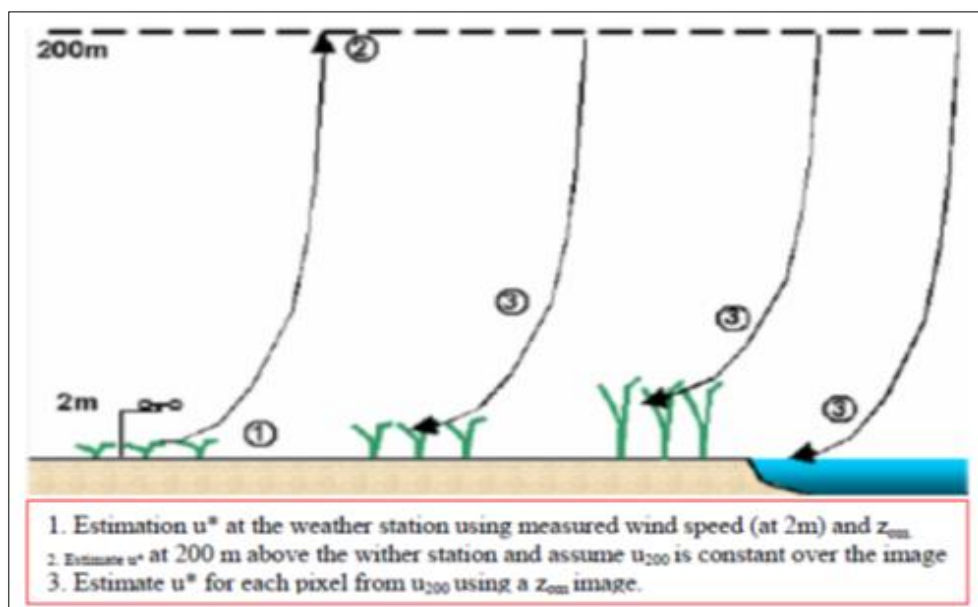
در مرحله بعد سرعت باد در ارتفاعی که هیچ گونه تأثیری از زبری سطح برای آن قابل تصور نمی‌باشد (۲۰۰ متر) محاسبه می‌گردد (شکل ۱۰). رابطه U_{200} در واقع همان رابطه (U_*) می‌باشد.

$$U_{200} = U_* \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (45)$$

در مناطق کوهستانی لازم است تا سرعت باد در ارتفاع ۲۰۰ متری بر اساس تأثیرات ارتفاعی اصلاح گردد. بنابراین ضریب وزنی سرعت باد در کوهستان به صورت رابطه (۴۶) تعیین می‌گردد:

$$\omega = 1 + 0.1 \left[(h - H) / 1000 \right] \quad (46)$$

که در آن مقصود از h ارتفاع هر پیکسل و H ارتفاع مکانی که سرعت باد اندازه‌گیری شده، می‌باشد. U_{200} در هر پیکسل با ضرب کردن در ضریب ω تنظیم می‌شود.



شکل ۱۰- تأثیر زبری بر سرعت باد

در گام بعدی مقدار u_* برای تمامی پیکسل‌ها توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$u_* = \frac{k * u_{200}}{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{0m}}\right)} \quad (47)$$

۴-۶-۸- مقاومت آئرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah})

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* * k} \quad (48)$$

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

۴-۶-۹- پیکسل‌های سرد و گرم

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

در ادامه مراحل فرآیند محاسباتی و فرمول‌های مربوط به ترتیب اشاره شده است. جهت محاسبه شار حرارتی محسوس از رابطه (۴۲)، لازم است اختلاف دما در نزدیکی سطح زمین (dT) برای هر پیکسل تعیین گردد. این پارامتر در واقع اختلاف دما را در دو سطح ارتفاعی z_1 و z_2 را نشان می‌دهد. از آنجا که اندازه‌گیری‌ها در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می‌گردد که رابطه‌ای خطی بین dT و T_s برقرار است:

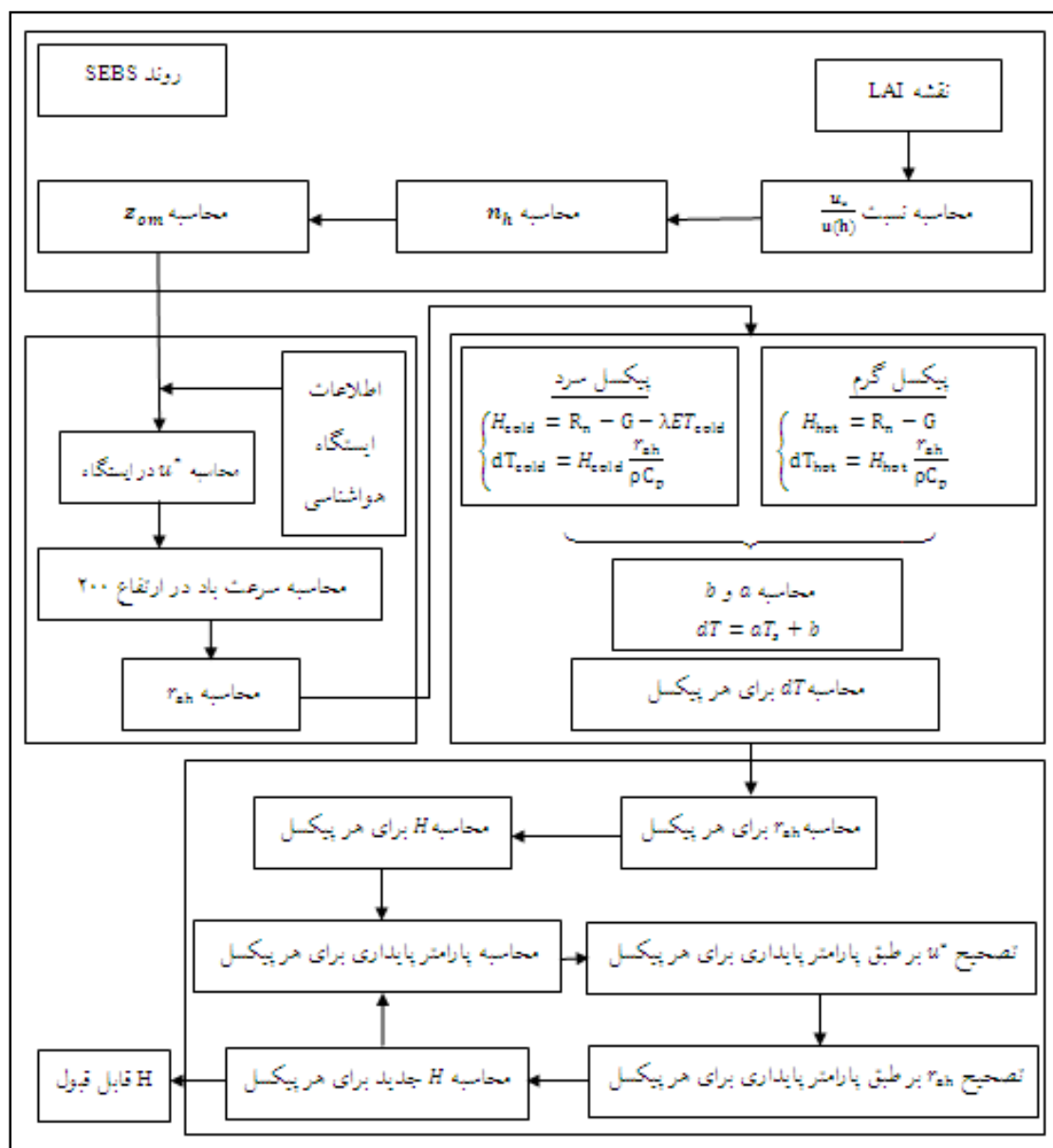
$$dT = b + aT_s \quad (49)$$

که در آن a و b ضرایب همبستگی می‌باشند.

در مناطق کوهستانی، جهت به دست آوردن تخمین مناسب‌تر از dT لازم است که دمای سطح بکار رفته در این رابطه بر اساس ارتفاع، تنظیم و اصلاح شود. بنابراین در مدل اصلاح‌شده SEBAL در مناطق کوهستانی، یک نقشه دمای سطح مصنوعی با هدف محاسبه dT تولید می‌شود. در این لایه فرض می‌شود همان‌طور که در پروفیل دمای هوا نیز مشاهده می‌شود، نرخ کاهش دمای سطح با توجه به ارتفاع افزایش پیدا می‌کند. دمای سطح اصلاح‌شده بر اساس DEM منطقه از رابطه (۴۰) به دست می‌آید.

لازم به ذکر است که لایه T_s مصنوعی تولیدشده در این بخش، در تخمین dT و انتخاب پیکسل‌های گرم و سرد مورد استفاده قرار می‌گیرد و در محاسبه مربوط به تشعشع طول‌موج بلند خروجی کاربرد ندارد.

جهت تعیین این ضرایب، SEBAL از دو پیکسل سرد و گرم که می‌توان در آن‌ها مقدار H را به شکل قابل قبولی محاسبه نمود، استفاده می‌کند. در مورد تخمین dT و H می‌توان به موارد زیر اشاره نمود (شکل ۱۱).



شکل ۱۱-فرآیند تکراری برای محاسبه مقدار شار حرارتی محسوس (H)

بر اساس تحقیقات انجام شده در دانشگاه Idaho می‌توان نرخ ET در پیکسل "سرد" را ۱/۰۵ برابر تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در نظر گرفت. بنابراین H و dT در پیکسل سرد مطابق روابط (۵۰) و (۵۱) قابل محاسبه است:

$$H_{cold} = R_n - G - 1.05 \lambda ET_{ref} \quad (50)$$

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{ah_{cold}} / (\rho_{cold} \times c_p) \quad (51)$$

برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع در محل پیکسل سرد از شکل استاندارد شده رابطه ASCE Penman-Monteith استفاده خواهد شد (ASCE-EWRI 2005). رابطه زیر شکل استاندارد شده رابطه تبخیر-تعرق گیاه مرجع ASCE برای گام‌های زمانی ساعتی و روزانه را نشان می‌دهد. مقادیر ثابت‌های C_n و C_d از جدول ۸ تعیین می‌گردد.

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (52)$$

که در آن،

ET_{ref} : تبخیر و تعرق گیاه مرجع ($mm.day^{-1}$ یا $mm.hour^{-1}$)

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

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

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

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

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

شده برای دمای هوای حداقل و حداکثر

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

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

γ : ثابت سایکرومتریک [$kPa.C^{-1}$]

جدول ۸- مقادیر ثابت C_n و C_d جهت محاسبه تبخیر و تعرق مرجع [FAO-PM, table A-1, 2005]

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

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

$$\gamma = \frac{C_p}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{(-3)} P \quad (53)$$

γ : ثابت سایکرومتریک [$\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$]

P: فشار اتمسفر [kPa]

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

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

ε : نسبت وزن مولکولی بخار آب به هوای خشک (معادل ۰/۶۲۲)

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (54)$$

T_{mean} : دمای هوا [$^{\circ}\text{C}$]

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

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

$$e_s(T_{mean}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T_{mean}}{T_{mean} + 273}\right] \quad (55)$$

$$\Delta = \frac{2504 \times \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2} \quad (56)$$

Δ : شیب منحنی دما-فشار بخار [kPa/C]

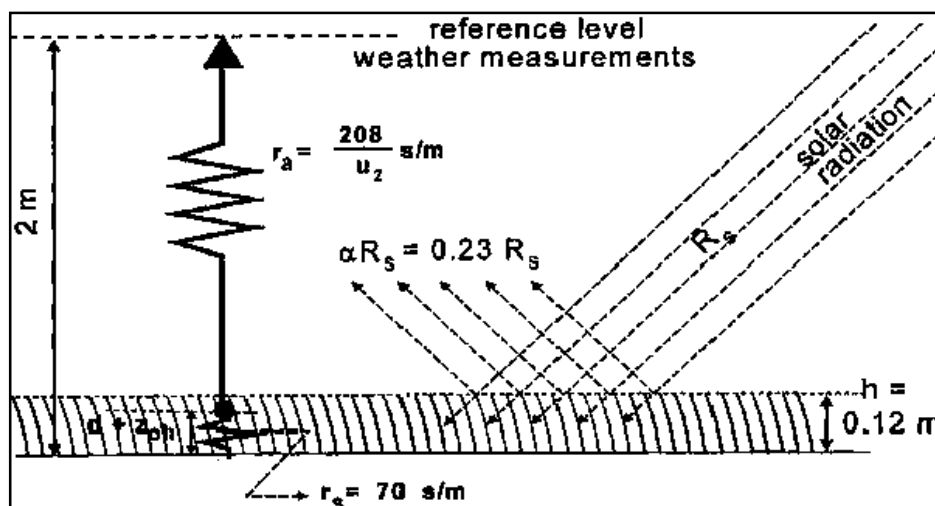
در محاسبه e_s ، در صورت محاسبه برای بازه زمانی روزانه، از دمای متوسط روزانه T استفاده می‌گردد:

$$e_a = e_s(T_{dew}) = 0.6188 \exp\left[\frac{17.27T_{dew}}{T_{dew} + 237.3}\right] \quad (57)$$

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

جهت محاسبه e_a از داده‌های لحظه‌ای ایستگاه‌های سینوپتیک در زمان عبور ماهواره استفاده شده است.

مشخصات گیاه مرجع نیز به صورت شماتیک در شکل ۱۲ نمایش داده شده است.



شکل ۱۲- مشخصات گیاه مرجع به صورت شماتیک (ASCE-EWRI 2005)

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

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

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

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

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

می‌گردد:

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (58)$$

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

اگر $L < 0$ باشد، شرایط غیر پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTan} (x_{(200m)}) + 0.5\pi \quad (59)$$

$$\psi_{h(z)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_z^2}{2} \right) \quad (60)$$

که در آن،

$$x_z = \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{0.25} \quad (61-1)$$

و اگر $L > 0$ باشد، در شرایط پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (62-2)$$

$$\psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (63-3)$$

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

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

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(200)}} \quad (64)$$

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

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (65)$$

که کلیه پارامترها در بندهای قبل معرفی شده‌اند.

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

۴-۷- تخمین تبخیر و تعرق

۴-۷-۱- تبخیر و تعرق لحظه‌ای

ارتفاع تبخیر و تعرق لحظه‌ای از رابطه (۶۶) قابل محاسبه است:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda \rho_w} \quad (66)$$

که در آن ET_{inst} تبخیر و تعرق لحظه‌ای ($mm.hr^{-1}$)، ۳۶۰۰ تبدیل زمان از ثانیه به ساعت و λ گرمای نهان تبخیر یا گرمای جذب شده در هنگامی که یک کیلوگرم آب تبخیر می‌شود ($J.kg^{-1}$) و ρ_w چگالی آب (معادل $1000 Kg.m^{-3}$) می‌باشد. λET ($W m^{-2}$) بیانگر شار گرمای نهان تبخیر می‌باشد که طبق رابطه (۹) از تفاضل G و H از R_n بدست می‌آید.

نسبت ET مرجع (ET_{ref}) نیز به عنوان نسبت ET لحظه‌ای (ET_{inst}) در هر پیکسل به ET مرجع (ET_r) که با استفاده از داده‌های هواشناسی به دست آمده، مطابق رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$ET_{TrF} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (67)$$

که در آن ET_{inst} از رابطه (۶۶) ($mm.hr^{-1}$) و ET_r تبخیر و تعرق گیاه مرجع ($mm.hr^{-1}$) در زمان تصویر است. ET_{TrF} جهت تبدیل ET لحظه‌ای به دوره ۲۴ ساعته بکار می‌رود.

^{۱۱}reference ET fraction

۴-۷-۲- تبخیر و تعرق روزانه (ET₂₄)

در الگوریتم SEBAL جهت محاسبه ET روزانه فرض می‌گردد که ETrF لحظه‌ای معادل میانگین ۲۴ ساعته این پارامتر است. بنابراین ET₂₄ برحسب (mm.day⁻¹) از رابطه (۶۸) محاسبه می‌شود:

$$ET_{24} = ETrF \times ET_{r-24} \quad (68)$$

که در آن ET_{r-24} مقدار تجمعی ETr ۲۴ ساعته در روز تصویر است. در جدول ۹ تاریخ روزهای موردبررسی در هر ماه از هفت ماه موردبررسی سال ۲۰۱۴ به تفکیک مشخص شده است.

جدول ۹- تاریخ روزهای مورد مطالعه در هر ماه مورد بررسی در سال ۲۰۱۴ جهت محاسبه ارتفاع تبخیر و تعرق حوضه

روز ماه	ماه
۲۴	آوریل
۲۶	می
۲۷	ژوئن
۲۹	جولای
۱۴	اوت
۱۵	سپتامبر
۱	اکتبر

۴-۷-۳- تبخیر و تعرق فصلی (ET_{seasonal})

نقشه تبخیر و تعرق فصلی با استفاده از داده‌های تبخیر و تعرق ۲۴ ساعته تخمین زده می‌شود. مراحل تبدیل از ۲۴ ساعت به فصلی به شرح زیر است:

۱. تعیین طول فصل موردنظر
۲. تعیین دوره زمانی که هر تصویر ماهواره‌ای در فصل موردبررسی، نماینده آن تعداد روز می‌باشد.
۳. محاسبه ETr تجمعی برای دوره زمانی که تصویر نماینده آن می‌باشد که به سادگی مجموع مقادیر ETr روزانه در این دوره زمانی را شامل می‌شود.
۴. محاسبه ET تجمعی در هر دوره زمانی با توجه به رابطه زیر است:

$$ET_{\text{period}} = ETrF_{\text{period}} \times \sum_{i=1}^n ET_{r-24} \quad (69)$$

که در آن، $ET_{Fperiod}$ نماینده ET_{rF} در آن دوره، ET_{r-24} مقدار روزانه ET_r و n تعداد روزهای دوره زمانی است. واحد ET_{period} میلی‌متر و ET_{r-24} بر حسب mm/day می‌باشد.

۵. در نهایت ET فصلی از مجموع مقادیر ET_{period} برای طول فصل بر حسب میلی‌متر به دست می‌آید

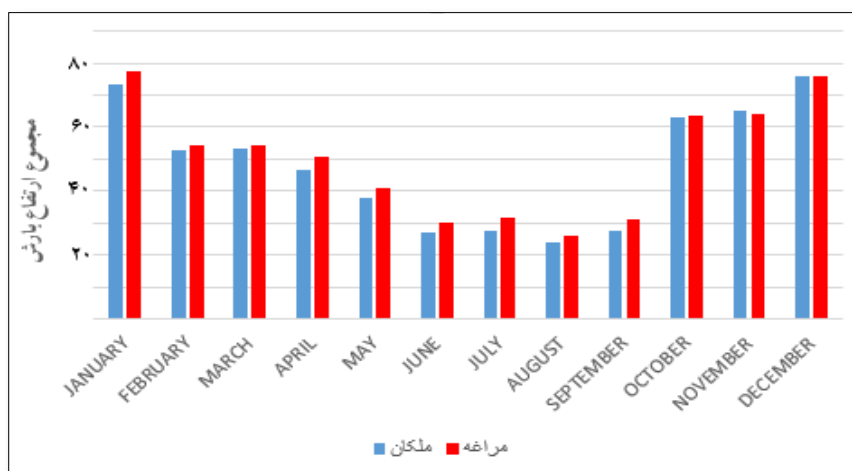
در فاز بعدی این مطالعه برای بررسی میزان آب آبیاری مصرف شده ابتدا با کسر کردن ترم بارش (که به روش کوکریجینگ در کل حوضه دریاچه ارومیه بدست آمده) به عنوان تنها ترم ورودی، از دو جز تبخیر و تعرق منطقه مورد مطالعه به عنوان ترم‌های خروجی، تغییرات ذخیره آب حوضه در مقیاس ماهانه برای سال ۲۰۱۴ میلادی محاسبه می‌شود. میزان مصرف برای ارتفاع زیر ۲۰۰۰ متر در دو سنجنده MODIS و Landsat محاسبه شده است.

۵- نتایج

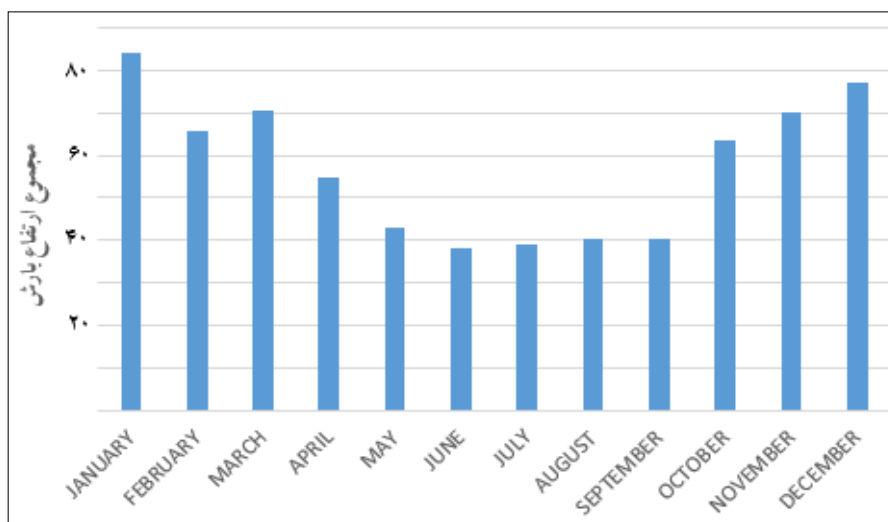
در این بخش به تحلیل و ارائه نتایج گزارش حاضر پرداخته می‌شود.

۵-۱- نتایج بررسی‌های هواشناسی منطقه مورد مطالعه

میزان بارش در ایستگاه میاندوآب بیشترین میزان بارش را با حدود ۳۵۹ میلی‌متر در سال ۲۰۱۴ نسبت به سایر ایستگاه‌ها نشان می‌دهد. میزان بارش میانگین بلندمدت در ایستگاه‌های مراغه، میاندوآب و صائین قلعه به ترتیب ۳۳۶/۶، ۳۱۶/۶ و ۳۰۲/۹ میلی‌متر (مهندسین مشاور مه‌اب قدس، گزارش مطالعات هواشناسی، ۱۳۹۱) ثبت شده است که اطلاعات سال ۲۰۱۴ افزایشی در حدود ۱۳ درصدی را برای ایستگاه‌های مراغه و میاندوآب نشان می‌دهد. در شکل ۱۳ و شکل ۱۴ نوسانات بارش برای ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۴ میلادی رسم شده است.

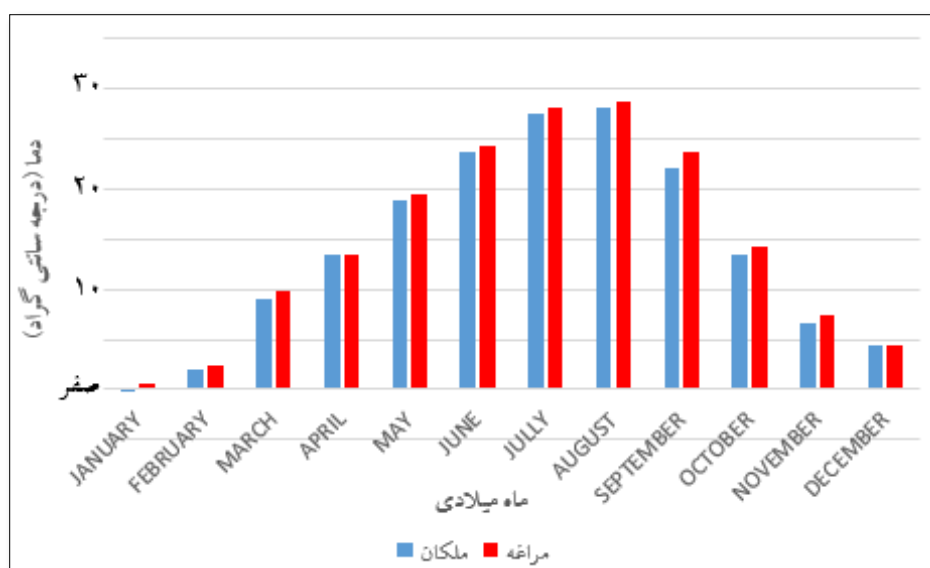


شکل ۱۳-مجموع بارش ماهانه (بر حسب میلی‌متر) در ایستگاه‌های سینوپتیک دشت میاندوآب

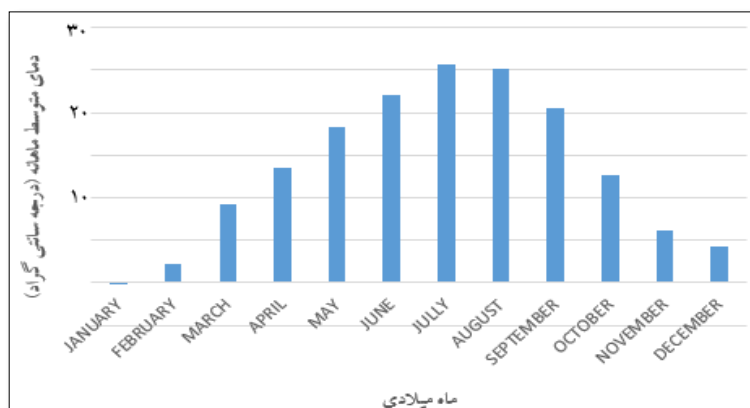


شکل ۱۴- مجموع بارش ماهانه (بر حسب میلی‌متر) در ایستگاه سینوپتیک دشت بوکان

متوسط دمای روزانه در سال ۲۰۱۴ در ایستگاه‌های مراغه و میاندوآب به ترتیب $14/7$ و $13/3$ درجه سانتی-گراد است و به میزان $2/1$ درجه سانتی‌گراد در ایستگاه مراغه و $1/0$ درجه سانتی‌گراد در ایستگاه میاندوآب بیشتر از میانگین بلندمدت دما در حوضه دریاچه ارومیه است. بیشترین دمای ثبت شده از بین ایستگاه‌های اشاره شده برای ایستگاه ملکان ($40/4$ درجه سانتی‌گراد) و کمترین میزان آن برای ایستگاه میاندوآب ($17/4$ - درجه سانتی‌گراد) بوده است (مهندسین مشاور مهتاب قدس، گزارش مطالعات هواشناسی، ۱۳۹۱). برای بررسی هرچه بیشتر تغییرات دما متوسط نوسانات روزانه دما در شکل ۱۵ و شکل ۱۶ رسم شده است. در کلیه ایستگاه‌ها نسبت به میانگین بلندمدت افزایش دما مشاهده می‌شود.

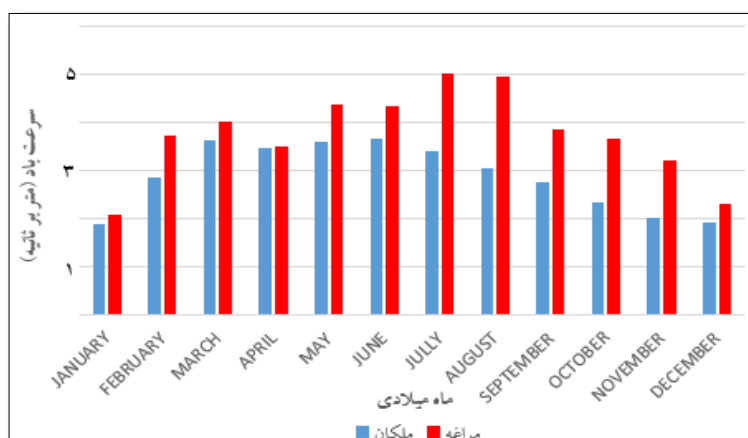


شکل ۱۵- متوسط دمای ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک دشت میاندوآب

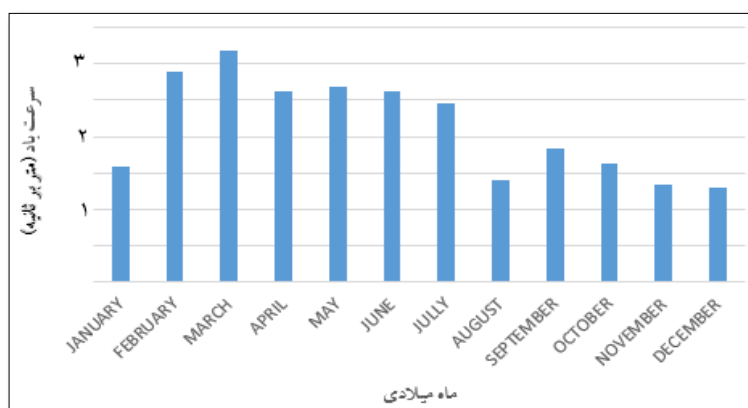


شکل ۱۶- متوسط دمای ماهانه در ایستگاه سینوپتیک دشت بوکان

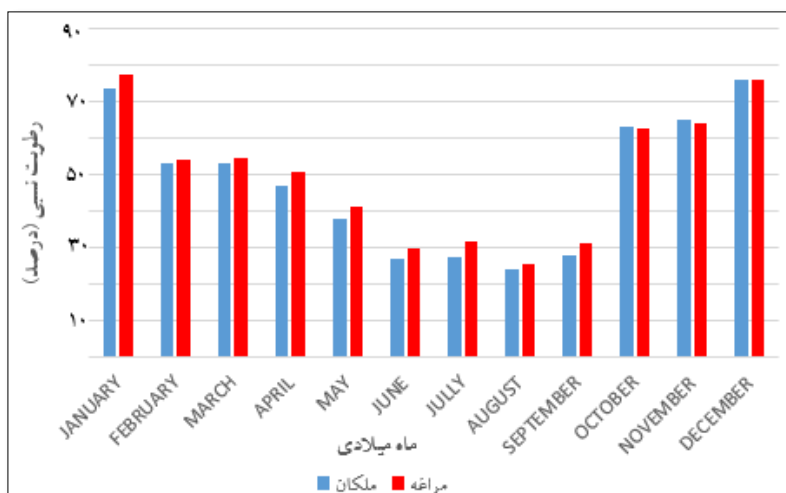
از دیگر پارامترهای اثرگذار بر تبخیر و تعرق می‌توان به درصد رطوبت و سرعت باد اشاره کرد که تغییرات متوسط روزانه آن‌ها برای سال ۲۰۱۴ برای ایستگاه‌های مختلف در دشت‌های میاندوآب و بوکان در شکل ۱۷ تا شکل ۲۰ ارائه شده است.



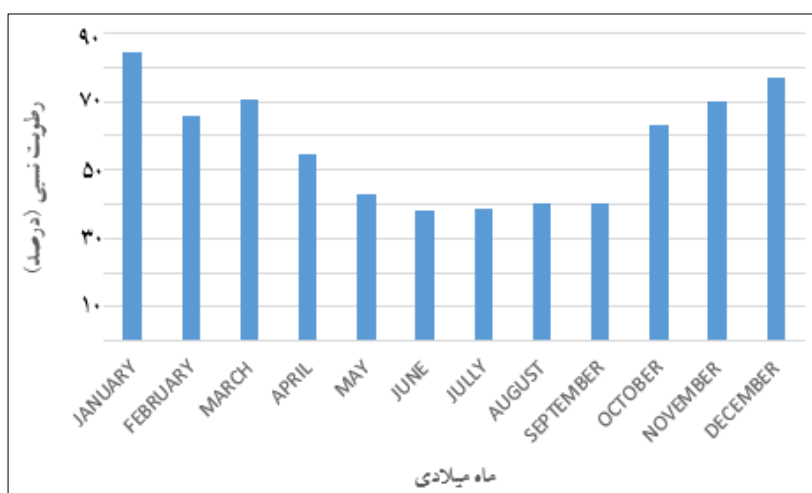
شکل ۱۷- متوسط روزانه سرعت باد در ایستگاه‌های سینوپتیک دشت میاندوآب



شکل ۱۸- متوسط ماهانه سرعت باد در ایستگاه سینوپتیک دشت بوکان



شکل ۱۹- متوسط روزانه رطوبت نسبی در ایستگاه‌های دشت میاندوآب



شکل ۲۰- متوسط روزانه رطوبت نسبی ایستگاه دشت بوکان

۵-۲- نقشه‌های ورودی تهیه شده

در ادامه مجموعه نقشه‌هایی که قسمتی از داده‌های ورودی هستند و با انجام محاسبات از تصاویر ماهواره‌ای تهیه شده است نمایش داده می‌شوند.

۵-۲-۱- نقشه NDVI (شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده)

یکی از مهم‌ترین لایه‌های ورودی لایه NDVI است که برای سال ۲۰۱۴ در شکل ۲۱ نمایش داده شده است. این نقشه با استفاده از باندهای ۴ و ۵ ماهواره لندست ۸ با اندازه پیکسل ۳۰ متر و با توجه به فرمول (۲۳) تهیه شده است. این شاخص یکی از پرکاربردترین شاخص‌ها برای پایش تغییرات پوشش گیاهی است (Binh et al., 2015).

۵-۲-۲- نقشه SAVI (شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک)

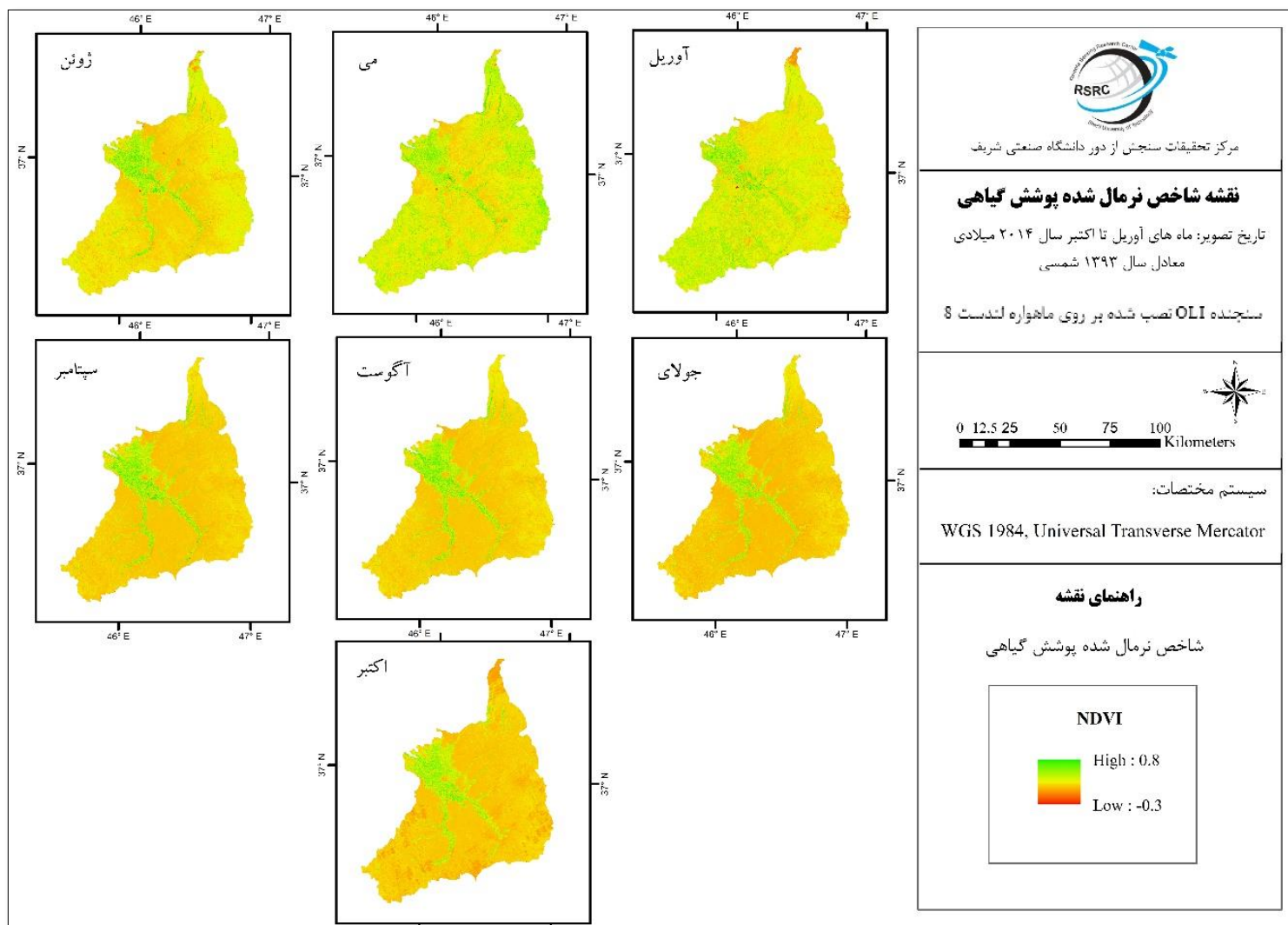
شاخص SAVI به منظور کمینه کردن اثر خاک بر روی سیگنال‌های پوشش گیاهی با استفاده از فاکتور تنظیم کننده خاک است. شاخص SAVI در بازه بین +۱ تا -۱ قرار می‌گیرد و در منطقه مورد مطالعه در نواحی کشاورزی بیشترین مقدار را دارد و تا ۰/۸ هم می‌رسد؛ درحالی که کمترین میزان آن در حدود ۰/۲ است و این بدان معنی است که منطقه پوشش کمی دارد و فاقد پوشش و به صوت خاک لخت نیست (شکل ۲۲).

۵-۲-۳- نقشه LAI (شاخص پوشش برگ)

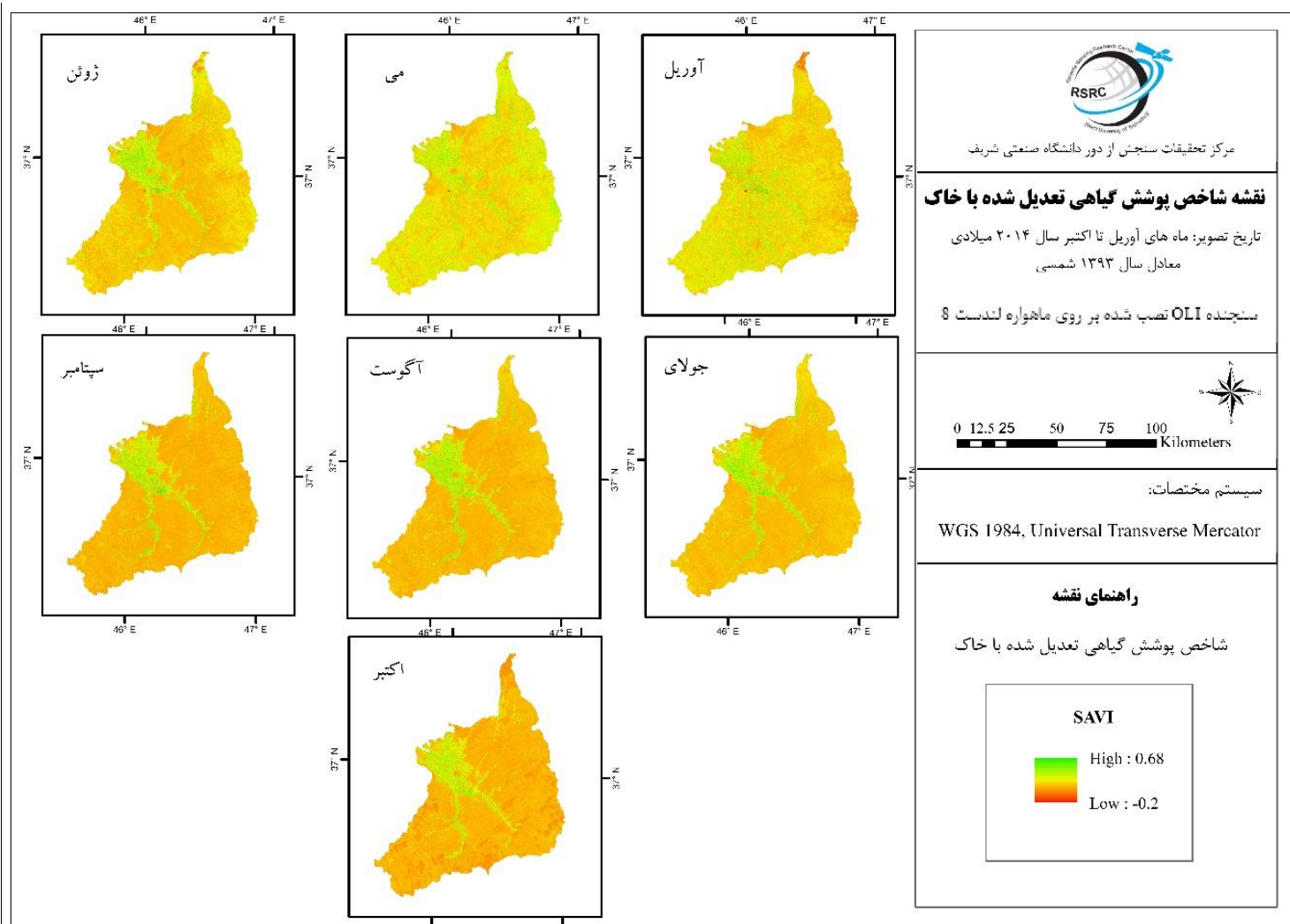
یکی از شاخص‌های پوشش گیاهی، که از پرکاربردترین نمونه‌های محاسبات بانندی است شاخص LAI می‌باشد که نمایش دهنده نسبت مساحت تمامی برگ‌های گیاه به مساحت اراضی تحت مطالعه می‌باشد. این لایه با کمک لایه SAVI تولید می‌شود و با توجه به دقت لندست ۸، اندازه‌های پیکسل آن ۳۰ متر است (شکل ۲۳).

۵-۲-۴- نقشه LST

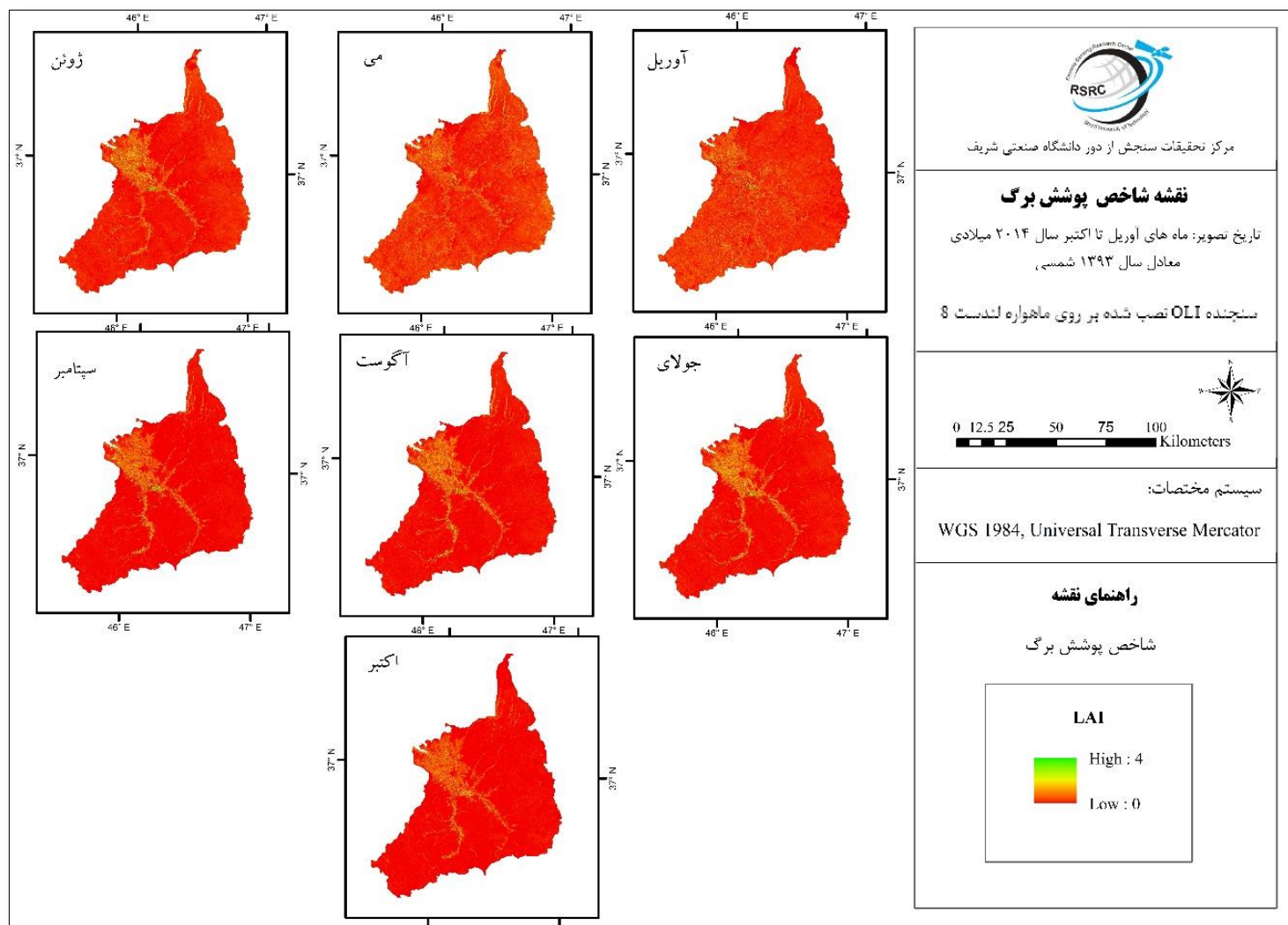
نقشه LST توسط باند ۱۰ ماهواره لندست آماده شده و به همین جهت اندازه پیکسل‌های آن ۳۰ متر است. با توجه به شکل ۲۴ دما سطح زمین در لحظه ثبت تصویر در ماهواره بین ۰ تا ۵۶ درجه سانتی گراد بوده است. همان‌طور که از شکل برمی‌آید، پوشش گیاهی در تعدیل دما نقش دارد و علیرغم پست بودن محل پوشش گیاهی نسبت به مناطق اطراف ولی دمای پایین‌تری را نشان می‌دهد. این درحالی است که در مناطق بدون پوشش گیاهی واقع در دشت‌ها بیشترین دما ثبت شده است.



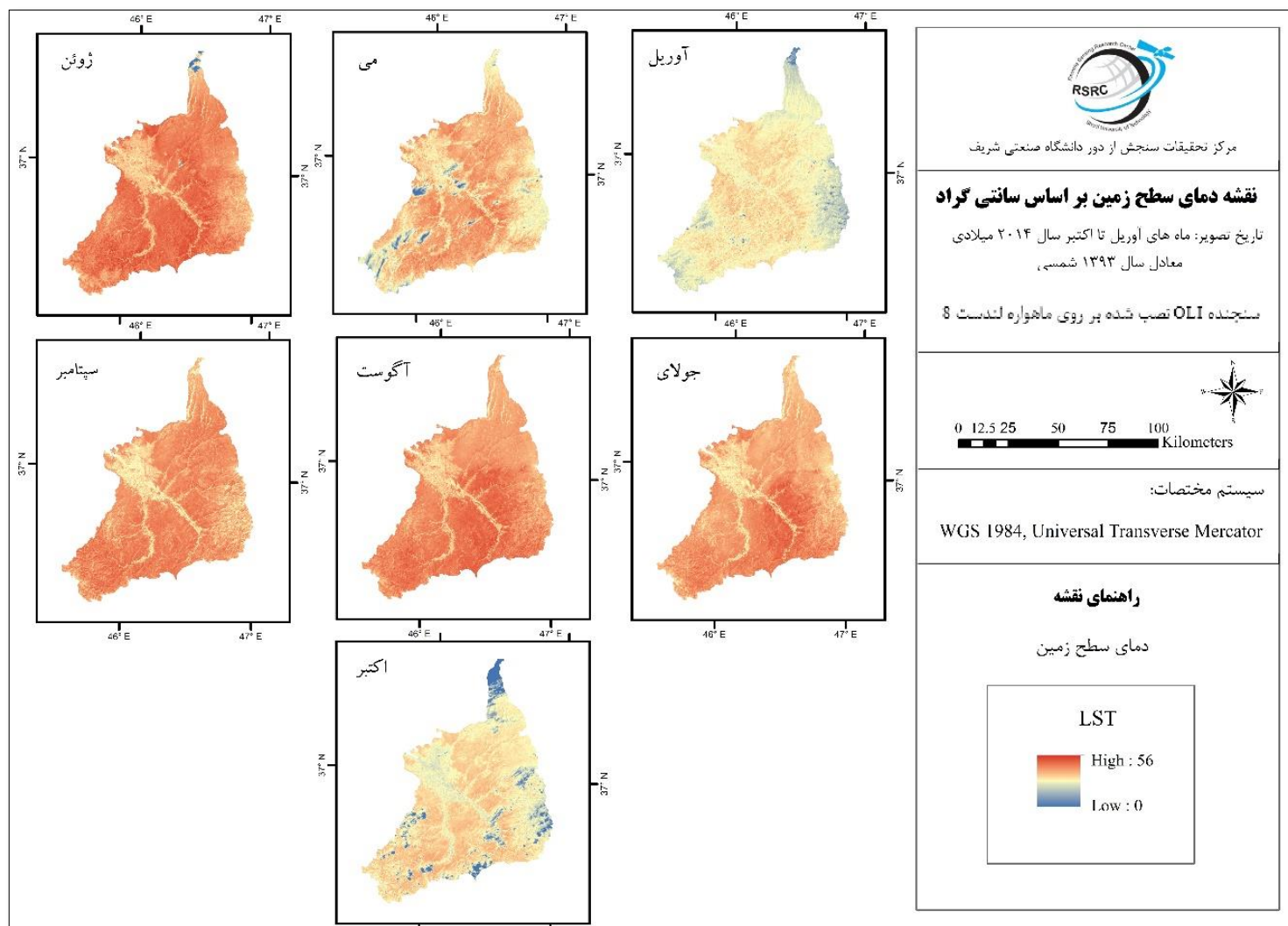
شکل ۲۱- نقشه شاخص نرمال پوشش گیاهی در سال ۲۰۱۴ میلادی



شکل ۲۲- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک در سال ۲۰۱۴ میلادی



شکل ۲۳- نقشه شاخص پوشش برگ در سال ۲۰۱۴ میلادی

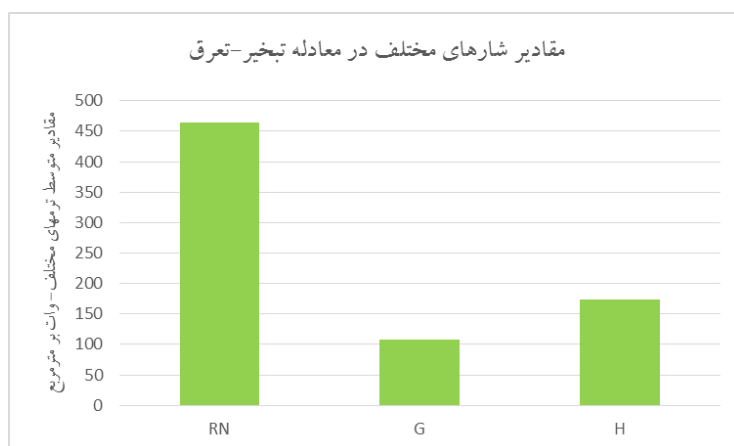


شکل ۲۴- دمای سطح زمین بر حسب درجه سانی گراد برای سال ۲۰۱۴ میلادی

۳-۵- سهم ترم‌های معادله بیلان انرژی

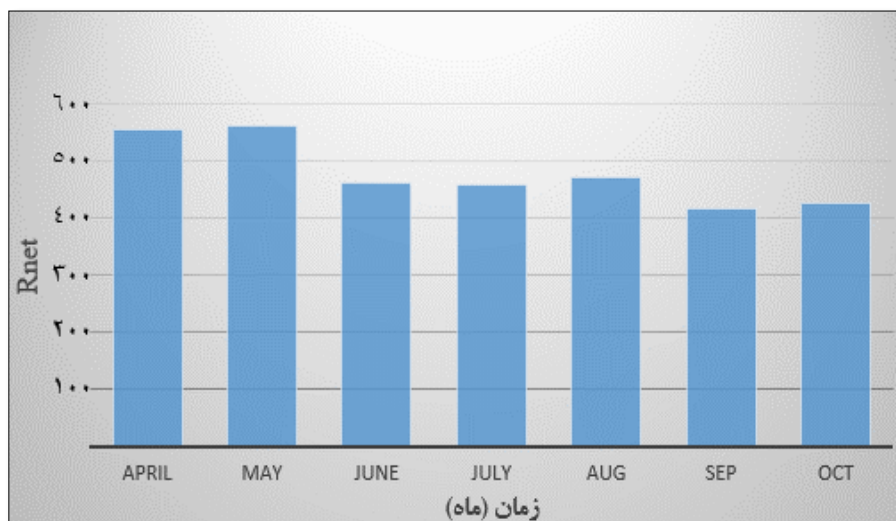
۳-۵-۱- تحلیل تغییرات زمانی-مکانی شارهای انرژی

این بخش به بررسی سهم شارهای انرژی در میزان تبخیر و تعرق و پارامترهای اثرگذار بر آن‌ها می‌پردازد. در شکل ۲۵ سهم هریک از شارهای انرژی برای ماه ژوئن ۲۰۱۴ میلادی نمایش داده شده است.



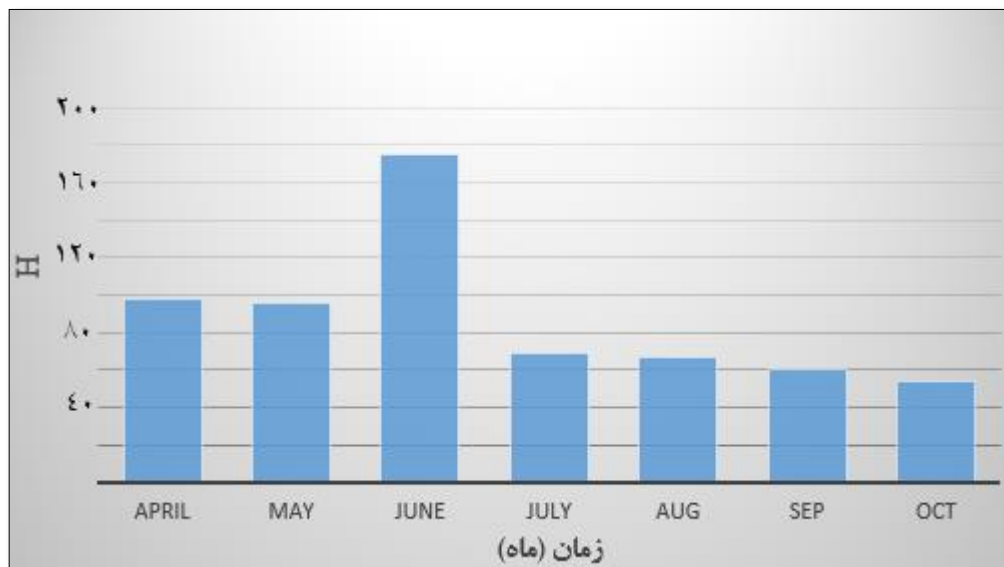
شکل ۲۵- میزان شارهای انرژی برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی (برحسب $W.m^{-2}$)

از پارامترهای تأثیرگذار بر تبخیر و تعرق می‌توان به شار تشعشع خالص اشاره کرد. با توجه به معادلات ارائه شده در بخش ۴ دمای سطح و هوا (با توان چهارم) بیشترین تأثیر را بر روی پارامتر R_n در محاسبات دارد و این امر در روند تغییرات در ماه‌های مختلف مشاهده می‌شود. در شکل ۲۶ تغییرات ماهانه شار تشعشع خالص در سطح زمین برحسب وات بر مترمربع نشان داده شده است.



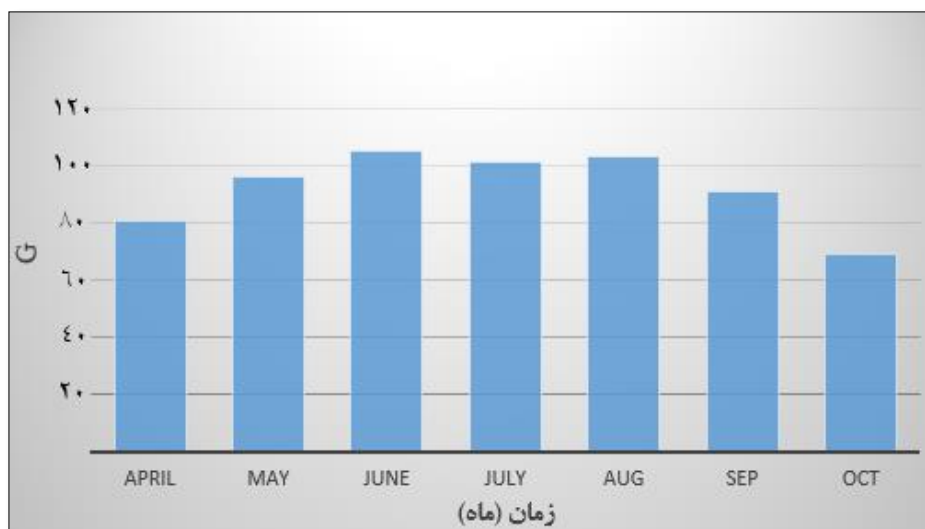
شکل ۲۶- تغییرات میانگین شار تشعشع خالص لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه در سال ۲۰۱۴
برحسب $(W.m^{-2})$

از پارامترهای دیگری که بر تبخیر و تعرق مؤثر است می‌توان به شار حرارتی محسوس اشاره کرد که تغییرات آن بر خلاف شار تابش مخصوص روند مشخصی ندارد. مقدار شار حرارتی تحت تأثیر دو ترم dT و T_{ah} است و کاملاً تعیین آن وابسته به کاربر است. مقادیر گرمای ویژه و چگالی هوا به علت تغییرات ناچیز تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر شار حرارتی محسوس ندارند. در شکل ۲۷ تغییرات ماهانه میانگین شار حرارتی محسوس طی هفت ماه آوریل تا اکتبر بر حسب وات بر مترمربع نشان داده شده است.



شکل ۲۷- تغییرات میانگین شار حرارتی محسوس لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه در سال ۲۰۱۴ بر حسب $(W.m^{-2})$

سومین پارامتر تأثیرگذار بر تبخیر و تعرق شار گرمایی زمین است. تغییرات شار گرمایی زمین تحت تأثیر طیف متنوعی از پارامترهای از جمله دمای سطح، آلبدو، NDVI و شار تابش خالص است. به دلیل محدوده کوچک پارامترهای آلبدو و NDVI می‌توان تغییرات شار گرمایی زمین را بیشتر متوجه دمای سطح و شار تابش خالص دانست و همین امر سبب شد تا تغییرات شار گرمایی زمین تقریباً مشابه شار تشعشع خالص باشد. در شکل ۲۸ تغییرات زمانی میانگین شار گرمایی زمین طی هفت ماه آوریل، می، ژوئن، جولای، اوت، سپتامبر و اکتبر بر حسب وات بر مترمربع نشان داده شده است.



شکل ۲۸- تغییرات میانگین شار گرمای زمین لحظه‌ای در روزهای مورد محاسبه طی هفت ماه مورد مطالعه در سال ۲۰۱۴
بر حسب $(W.m^{-2})$

همان‌طور که در بخش قبل گفته شد محاسبه تبخیر و تعرق وابسته به سه ترم شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)، شار گرمایی زمین (G) و شار حرارتی محسوس (H) است. هر یک از این ترم‌ها بر اساس روابط توضیح داده شده در بخش چهارم به صورت جداگانه محاسبه شده و در نهایت ارتفاع تبخیر و تعرق تخمین زده می‌شود.

۵-۴- نتایج برآورد مقادیر تبخیر و تعرق حوضه آبریز

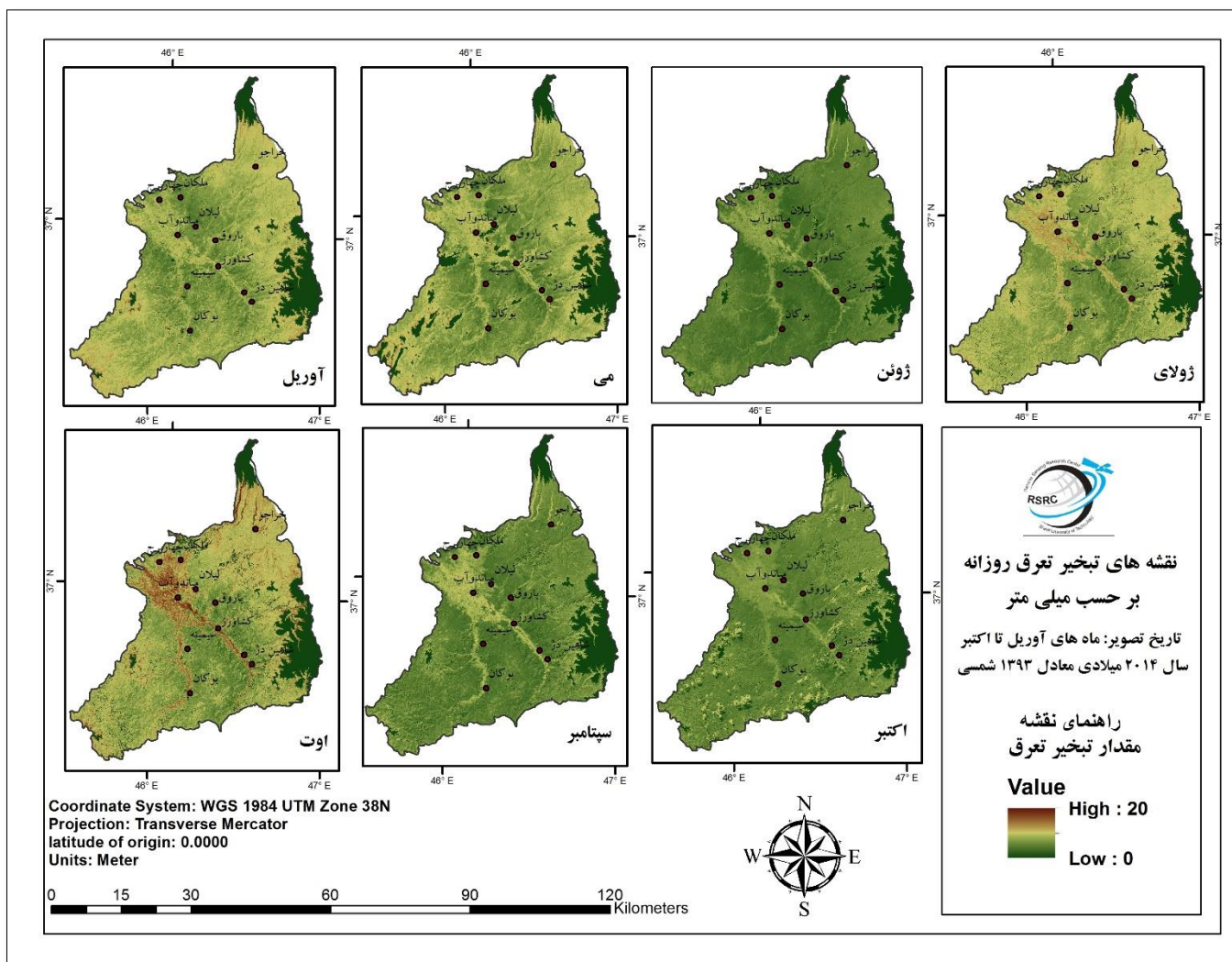
در ادامه مقادیر تبخیر و تعرق روزانه، ماهانه و فصلی با توجه به روابط ارائه شده در بخش چهارم، نمایش داده می‌شود. نقشه تبخیر و تعرق برای بازه‌های زمانی متفاوت ارائه و تغییرات مکانی این پارامتر بررسی می‌شود.

۵-۴-۱- تبخیر و تعرق روزانه

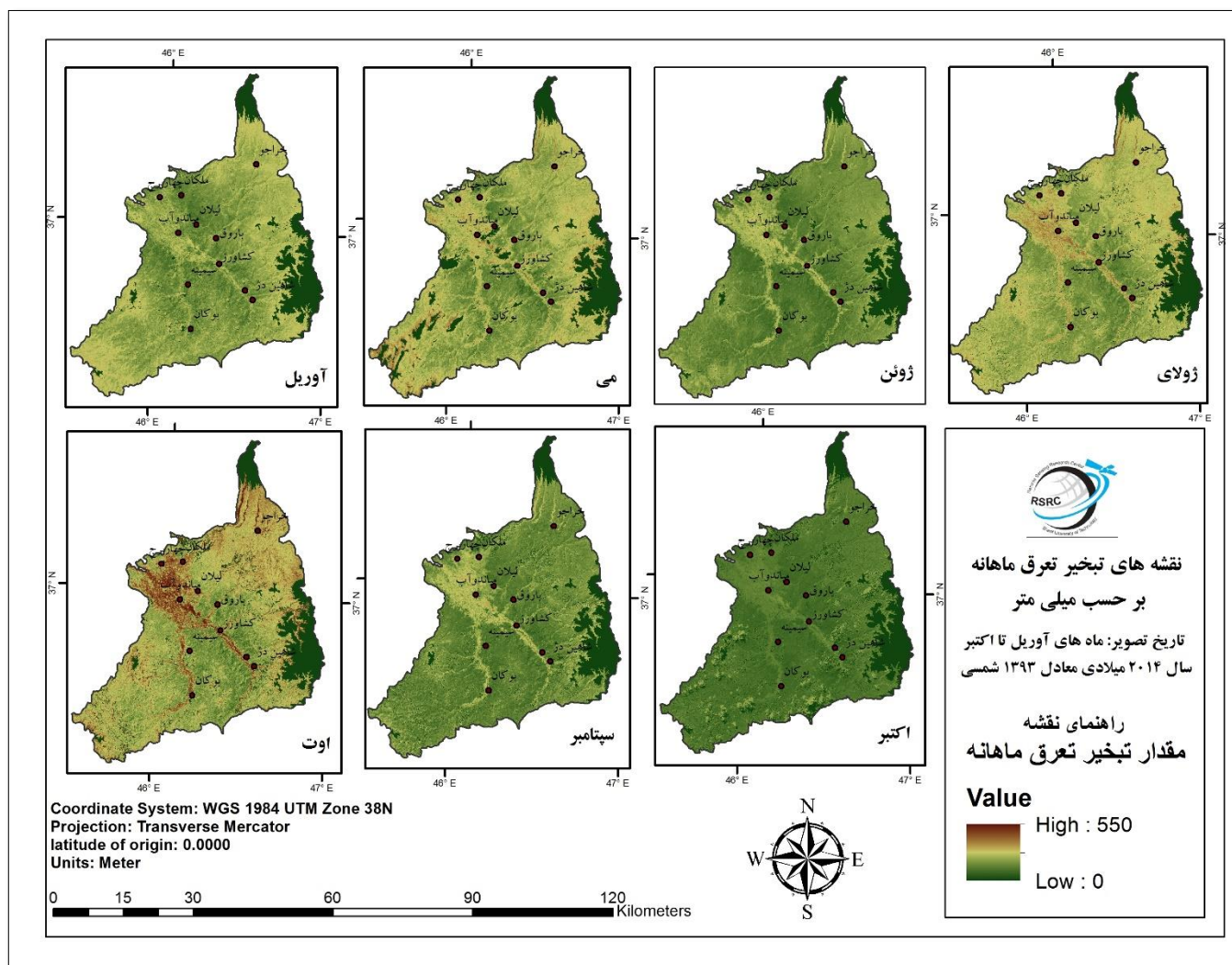
نقشه تبخیر و تعرق روزانه برای دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه در (شکل ۲۹) آورده شده است. عملیات انجام گرفته برای تخمین تبخیر و تعرق واقعی مربوط به بازه زمانی ماه‌های آوریل تا اکتبر (اواسط فروردین تا اوایل آبان) و مختص روزهای اشاره شده در جدول ۹ می‌باشد. شکل ۲۹ گویای این مطلب است که بیشترین میزان تبخیر و تعرق در روزهای ۲۹ جولای و ۱۴ اوت رخ داده است که با دوره کشت محصولات آبی و حداکثر دمای منطقه همخوانی دارد.

۵-۴-۲- تبخیر و تعرق ماهانه

نقشه تبخیر تعرق ماهانه برای دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه در شکل ۳۰ ارائه شده است. عمده مقادیر تبخیر تعرق در این اراضی (کشت آبی و باغی) در حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر در ماه در حال نوسان بوده است. در شکل ۳۱ نوسانات متوسط تبخیر تعرق برای ماه‌های مختلف ترسیم شده که نشان می‌دهد ماه اوت با متوسط تبخیر تعرق ۲۲۳ میلی‌متر بیشترین و ماه اکتبر با ۱۰۵ میلی‌متر کمترین میزان تبخیر تعرق را در بین ماه‌های زارعی در منطقه مورد مطالعه دارد. شکل ۳۲ میزان NDVI را در ماه‌های مختلف در بخشی از ناحیه کشت منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. میزان تبخیر تعرق به صورت کامل از روند شاخص NDVI پیروی نمی‌کند، زیرا تحت تأثیر شاخص‌های دیگر از جمله دما هم هست. اضافه می‌گردد که افت میزان تبخیر تعرق ماه ژوئن می‌تواند به دلیل رخ داد خطاهای سیستمی و یا محاسباتی باشد. از سایر دلایل محتمل برای این مسئله می‌توان به تأثیر الگوی دیم در منطقه اشاره کرد. در ماه می سطح زیر کشت محصولات دیم (کشت بهاره) به حداکثر خود می‌رسد و برداشت آن در ماه ژوئن تأثیر مهمی بر کاهش ارتفاع تبخیر تعرق این ماه دارد.



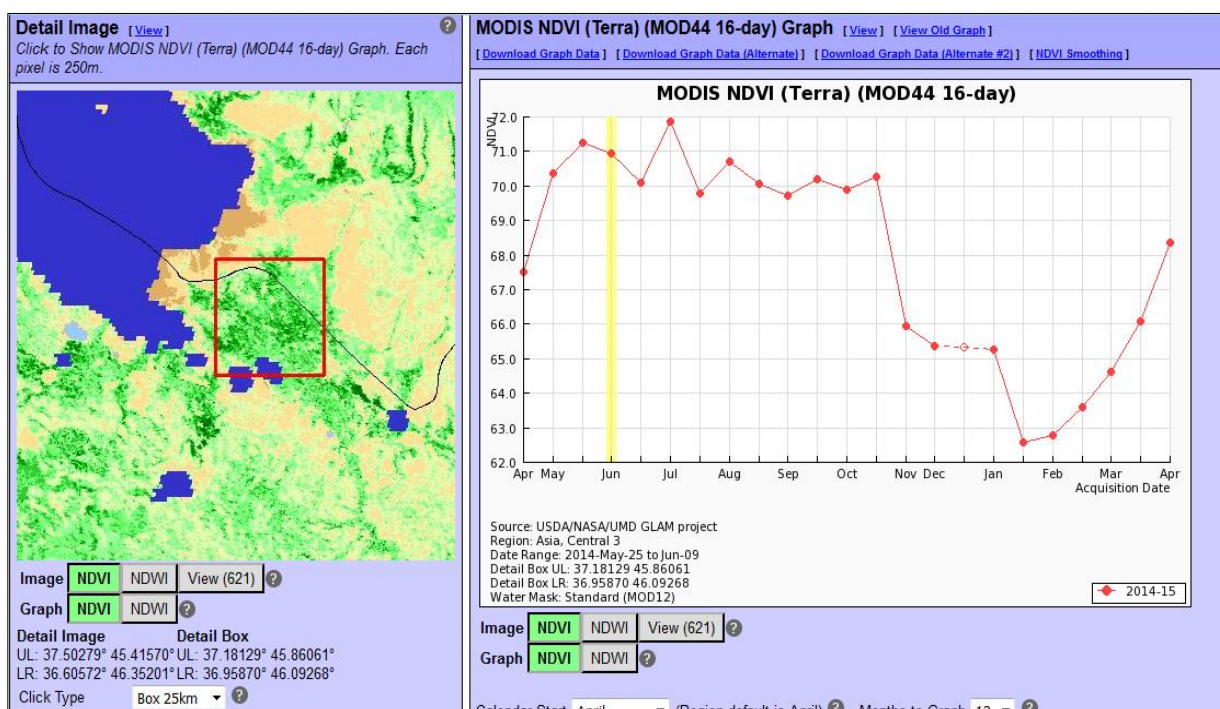
شکل ۲۹- مجموعه نقشه‌های تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۴ میلادی



شکل ۳۰- مجموعه نقشه‌های تبخیر و تعرق ماهانه در حوضه مورد مطالعه در تاریخ‌های تصاویر دریافتی در سال ۲۰۱۴ میلادی



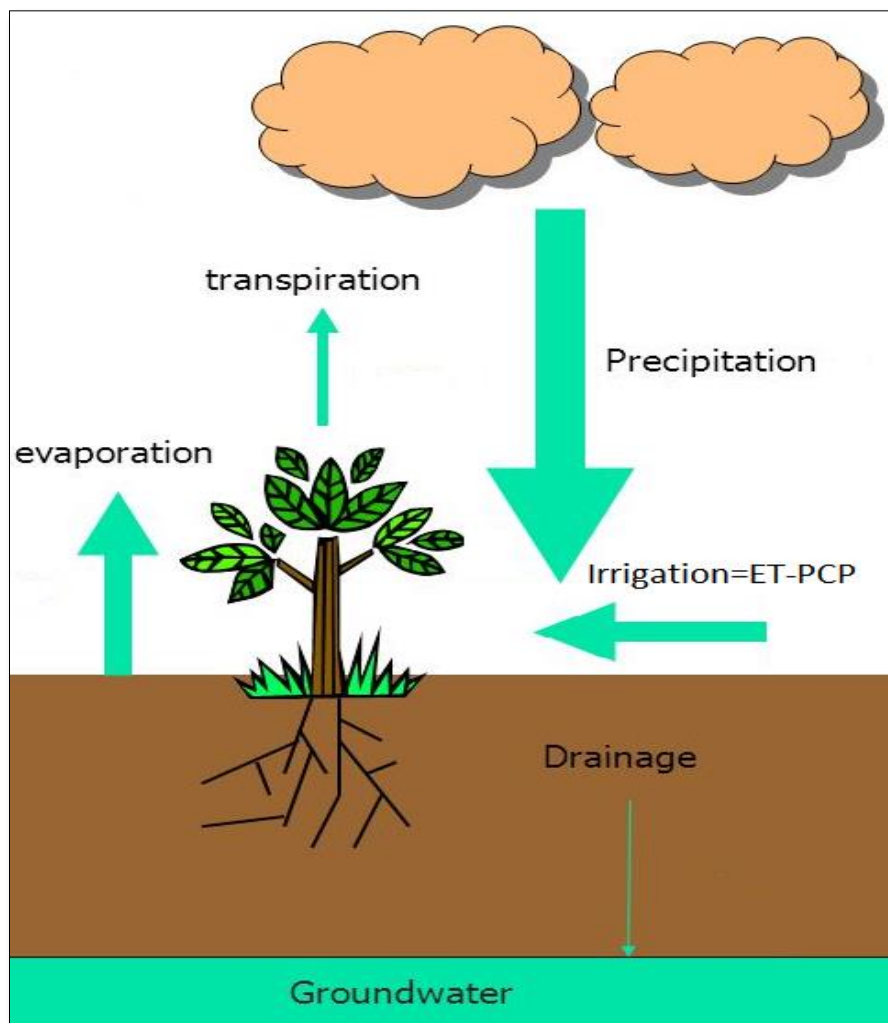
شکل ۳۱- متوسط ارتفاع تبخیر و تعرق ماهانه در سال ۲۰۱۰



شکل ۳۲- تغییرات شاخص NDVI برای ماه‌های مختلف سال ۲۰۱۴ در بخشی از ناحیه کشت منطقه مطالعاتی

۵-۵- میزان آب آبیاری مصرف شده منطقه مورد مطالعه در بازه زمانی مورد بررسی

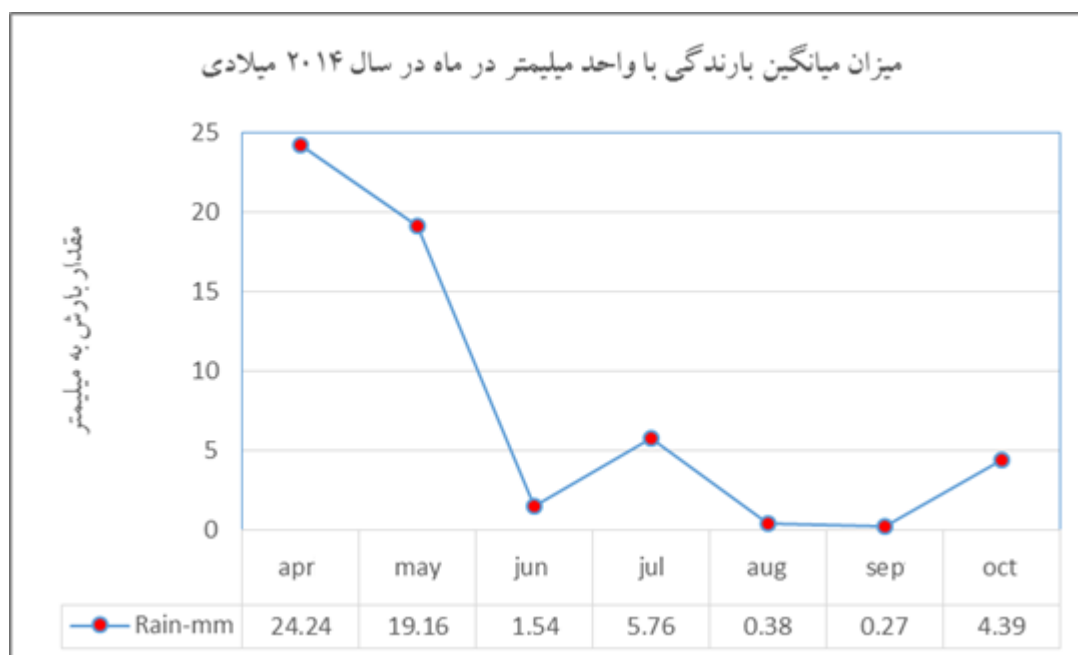
میزان آب مصرف شده در آبیاری (Irrigation Water Use) اراضی کشت آبی، بخش اصلی از منابع آب مصرفی در منطقه مورد مطالعه (دشت‌های میاندوآب، بوکان و صائین قلعه) می‌باشد. مقدار آب مصرف شده در آبیاری از اختلاف تبخیر و تعرق با بارش محاسبه می‌شود (شکل ۳۳).



شکل ۳۳- مولفه‌های چرخه آبی موثر بر مصرف در گیاه

بدلیل اهمیت فراوان دوره کشت بر مصرف آب در بخش کشاورزی، میزان مصرف آب در آبیاری، در بازه زمانی ماه‌های آوریل تا اکتبر (اواسط فروردین تا اوایل آبان) محاسبه شده است. با توجه به اهمیت بارش در محاسبه میزان آب مصرفی در آبیاری، متوسط بارش در منطقه مورد مطالعه برای دوره زمانی مورد مطالعه محاسبه و در شکل ۳۴ نشان داده شده است. بیشترین میزان میانگین بارندگی در ماه‌های آوریل و می و به ترتیب با نرخ بارندگی حدود ۲۴ و ۱۹ میلیمتر بدست آمده است. از ماه ژوئن تا ماه اکتبر میزان بارندگی به

جز ماه‌های ژوئیه و اکتبر که بارندگی آن‌ها ۵/۷ و ۴/۴ میلی‌متر بدست آمده، کمتر از حدود ۱/۵ میلیمتر بوده و در برابر میزان تبخیر و تعرق عدد بسیار ناچیزی است.



شکل ۳۴- نمودار میانگین بارندگی در منطقه میاندوآب برای ماه‌های مختلف در سال ۲۰۱۴ میلادی

در جدول ۱۰ میزان آب آبیاری مصرف شده در منطقه مورد مطالعه به تفکیک ماه و برای مجموع ۷ ماه مورد بررسی نمایش داده شده است.

جدول ۱۰- اختلاف تبخیر و تعرق با میزان بارندگی ماهانه (میزان آب مصرف شده برای آبیاری)

اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	می	آوریل	ماه میلادی
۱۵۵	۲۶۰	۴۰۷	۳۴۴	۲۵۱	۳۰۱/۸	۲۳۶/۵	میزان مصرف (آب آبیاری) در اراضی کشاورزی آبی و باغی MCM

با توجه به این که میزان تبخیر تعرق در ماه‌های مختلف این سال بسیار بیشتر از میزان بارندگی می‌باشد، بنابراین الگوی آبیاری عمدتاً تابع الگوی تبخیر و تعرق ماهانه بوده است. در این منطقه مطالعاتی در طی هفت ماه گرم سال ۲۰۱۴ میلادی، حدود ۱۹۵۶ میلیون مترمکعب آب برای آبیاری اراضی کشت آبی و باغی مصرف شده است. همچنین بیشترین میزان ماهانه آب مصرف شده در ماه ژوئن بدست آمده که برابر حدود ۲۵۱ میلیون مترمکعب بوده است.

۶- نتیجه‌گیری و جمع‌بندی

در حوضه‌های آبریز سهم قابل توجهی از آب در دسترس تحت فرآیند تبخیر و تعرق از سیستم خارج می‌شود که شناخت منابع عمده تبخیر و تعرق را برای مدیریت مصارف ضروری می‌سازد. برای ارزیابی تبخیر و تعرق، اطلاع از تغییرات مکانی و زمانی آن و شناسایی مناطق عمده مصرف از جمله اراضی کشاورزی که احتمال بیشینه تبخیر را دارند از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. بر همین مبنا اجزای بیلان آب با استفاده از روش‌های مبتنی بر تصاویر ماهواره‌ای و اطلاعات زمینی برای حوضه آبریز ارومیه محاسبه شده است. در این مطالعه تبخیر و تعرق به عنوان منابع اصلی مصارف حوضه به کار رفته است. در مطالعه صورت گرفته مقادیر تبخیر و تعرق حوضه طی هفت ماه میلادی آوریل تا اکتبر در سال ۲۰۱۴ (فروردین تا مهر ۱۳۹۳) با استفاده از الگوریتم بیلان انرژی SEBAL و تصاویر سنجنده Landsat 8 برآورد شده است. در نهایت با مقایسه مکانی و زمانی نتایج تحلیل شده است. مهم‌ترین نتایج به دست آمده از این مطالعه عبارت‌اند از:

- بیشترین مقدار ارتفاع تبخیر و تعرق طی هفت ماه، در ماه اوت به طور متوسط ۲۲۳ میلی‌متر و کمترین ارتفاع تبخیر و تعرق در ماه اکتبر به میزان ۱۰۵ میلی‌متر رخ داده است.
- روند تغییرات ارتفاع تبخیر و تعرق که از ماه آوریل شروع می‌شود، افزایشی است و در دو ماه جولای و اوت که علاوه بر افزایش دما مصرف آب در دوره کشت هم در بیشترین میزان خود قرار دارد، بیشترین حجم تبخیر و تعرق رخ می‌دهد.
- بر اساس نقشه‌های ارتفاع تبخیر و تعرق ماهانه، توزیع مکانی نواحی بیشینه منطبق با نقشه کاربری اراضی در نواحی کشاورزی اطراف سیمینه‌رود و زرینه‌رود و بخصوص پایاب این رودخانه‌ها می‌باشند.

۷- مرجع

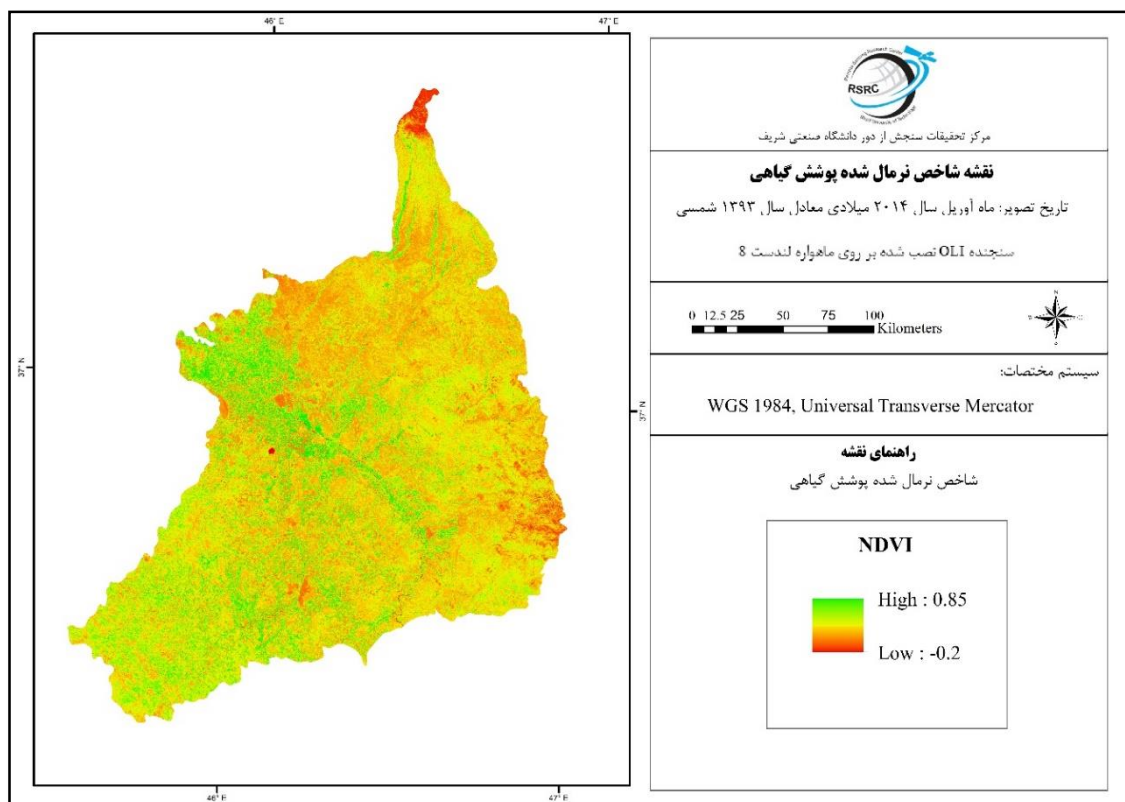
- احمدزاده حجت، مرید سعید، دلاور مجید (۱۳۹۳). ارزیابی تغییرات عملکرد محصولات کشاورزی و ورودی به دریاچه ارومیه در حوضه زرينه‌رود تحت تأثیر تغییر سیستم‌های آبیاری از سطحی به تحت فشار با استفاده از مدل SWAT. نشریه آبیاری و زهکشی ایران جلد ۸، ص ۱-۱۵.
- باقری هارونی، م. ح. (۱۳۹۰). ارزیابی فن آوری سنجش از دور در برآورد مؤلفه‌های بیلان آب در مقیاس حوضه‌ای، با تأکید بر میزان برداشت خالص آب زیرزمینی (مطالعه موردی حوضه آبریز دریاچه ارومیه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، گروه مهندسی آب.
- علوی‌پناه، سید کاظم. (۱۳۸۶). سنجش از دور حرارتی و کاربرد آن در علوم زمین. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- مهندسین مشاور مه‌اب قدس. (۱۳۹۱). به هنگام سازی طرح جامع آب کشور در حوضه‌های ارس (تالش، تالاب انزلی)، سفیدرود بزرگ، بین سفیدرود و هراز (هراز-قره سو)، (گرگانرود-قره سو)، اترک، ارومیه، مطالعات هواشناسی حوضه آبریز دریاچه ارومیه.
- مهندسین مشاور مه‌اب قدس. (۱۳۹۲). به هنگام سازی طرح جامع آب کشور در حوضه‌های ارس (تالش، تالاب انزلی)، سفیدرود بزرگ، بین سفیدرود و هراز (هراز-قره سو)، (گرگانرود-قره سو)، اترک، ارومیه، مطالعات مصارف کشاورزی حوضه آبریز دریاچه ارومیه. موسسه تحقیقات آب. پژوهشکده مطالعات و تحقیقات منابع آب (۱۳۹۲). بررسی تغییر شرایط محیطی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه (کاربری اراضی).
- Allen, R., Pruitt, W., Businger, J., Fritschen, L., Jensen, M., & Quinn, F. (1996). Chapter 4 "Evaporation and Transpiration" in ASCE Handbook of Hydrology. New York, NY, 125-252
- Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R., & Bastiaanssen, W. (2002). SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and Users Manual-Idaho Implementation, version, 1*, 97
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome, 300*, D05109
- Allen, R.G., Tasumi, M., & Trezza, R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133, 380-394
- ASCE-EWRI (2005). The ASCE standardized reference evapotranspiration equation: ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report. In: ASCE Reston
- Bastiaanssen, W. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229, 87-100

- Bastiaanssen, W., & Bos, M. (1999). Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. *Irrigation and drainage systems*, 13, 291-311
- Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998a). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of hydrology*, 212, 198-212
- Bastiaanssen, W., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J., Roerink, G & ., Van der Wal, T. (1998b). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL).: Part 2: Validation. *Journal of hydrology*, 212, 213-229
- Bastiaanssen, W.G.M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates*. Landbouwwuniversiteit te Wageningen
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., & Jiang, L. (2006). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15
- Carlson, T.N., Perry, E.M., & Schmugge, T.J. (1990). Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields. *Agricultural and Forest Meteorology*, 52, 45-69
- Chander, G., & Markham, B. (2003). Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 41, 2674-2677
- Chemin, Y., Platonov, A., Ul-Hassan, M., & Abdullaev, I. (2004). Using remote sensing data for water depletion assessment at administrative and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. *Agricultural Water Management*, 64, 183-196
- Curran, P.J., & Foody, G.M. (1994). Environmental issues at regional to global scales. *Environmental Remote Sensing from Regional to Global Scales*, 1-7
- Doran, J. (1994). The sensitivity of flux parameterizations to surface characteristics. In, *Science Team Meeting* (p. 73)
- Duffie, J. Y Beckman WA (1991) *Solar Engineering of Thermal Processes*. In: Wiley Interscience, New York
- Duffie, J.A., & Beckman, W.A. (1980). *Solar engineering of thermal processes*. John Wiley & Sons, New York
- Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., & Tolk, J.A. (2008). ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*, 26, 223-237
- Granger, R. (1997). Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. In, *Proceedings of 3rd International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology* (pp. 71-81)
- Heilman, J., Kanemasu, E., Rosenberg, N., & Blad, B. (1976). Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 5, 137-145
- Hope, A.S., & McDowell, T. (1992). The relationship between surface temperature and a spectral vegetation index of a tallgrass prairie: effects of burning and other landscape controls. *International Journal of Remote Sensing*, 13, 2849-2863
- Huete, A.R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25, 295-309
- Humes, K., Kustas, W., Moran, M., Nichols, W., & Wertz, M. (1994). Variability of emissivity and surface temperature over a sparsely vegetated surface. *Water Resources Research*, 30, 1299-1310

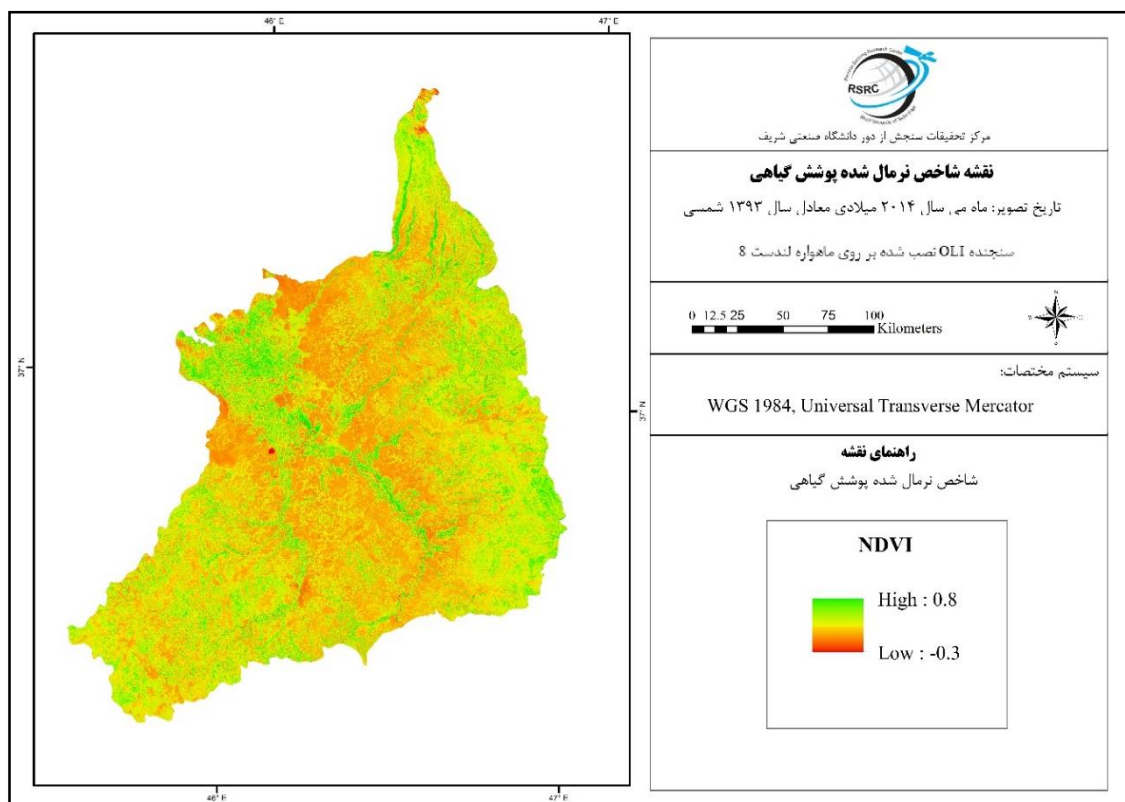
- Idso, S.B., Jackson, R.D., & Reginato, R.J. (1975). Estimating evaporation: a technique adaptable to remote sensing. *Science*, 189, 991-992
- Kerr, Y.H., Imbernon, J., Dedieu, G., Hautecoeur, O., Lagouarde, J., & Seguin, B. (1989). NOAA AVHRR and its uses for rainfall and evapotranspiration monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 847-854
- Kite, G.W., & Droogers, P. (2000). Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of hydrology*, 229, 3-18
- Kustas, W., & Norman, J. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 41, 495-516
- Moran, M., Clarke, T., Inoue, Y., & Vidal, A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49, 246-263
- Nemani, R.R., & Running, S.W. (1989). Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied meteorology*, 28, 276-284
- Norman, J.M., Kustas, W.P., & Humes, K.S. (1995). Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263-293
- Price, J.C. (1990). Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 28, 940-948
- 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
- Sarwar, A., & Bill, R. (2007). Mapping evapotranspiration in the Indus Basin using ASTER data. *International Journal of Remote Sensing*, 28, 5037-5046
- 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
- Simonneaux, V., Duchemin, B., Helson, D., Er-Raki, S., Olioso, A., & Chehbouni, A. (2008). The use of high-resolution image time series for crop classification and evapotranspiration estimate over an irrigated area in central Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 29, 95-116
- Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90, 434-440
- Su, Z. (2002). The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 85-100
- 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

۸- پیوست‌ها

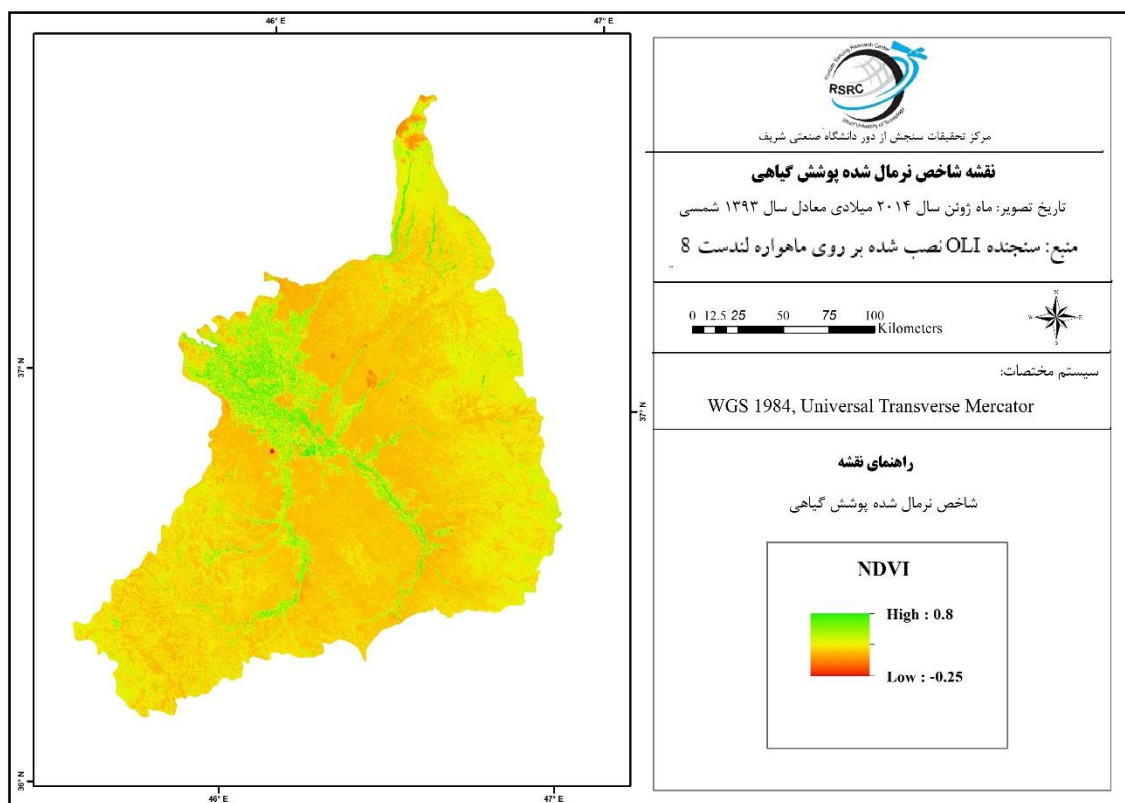
در این بخش نمای کلی از مقادیر محاسبه شده و نقشه‌های برآورد شده برای هر ماه به تفکیک برای سال ۲۰۱۴ ارائه شده است. در محاسبه میزان تبخیر و تعرق از نقشه‌های متنوعی استفاده می‌شود بخشی از نقشه‌های مورد استفاده به همراه نقشه‌های تبخیر و تعرق روزانه و ماهانه در قالب ماه‌های مختلف در شکل پ ۱ تا شکل پ ۴۲ ارائه شده است.



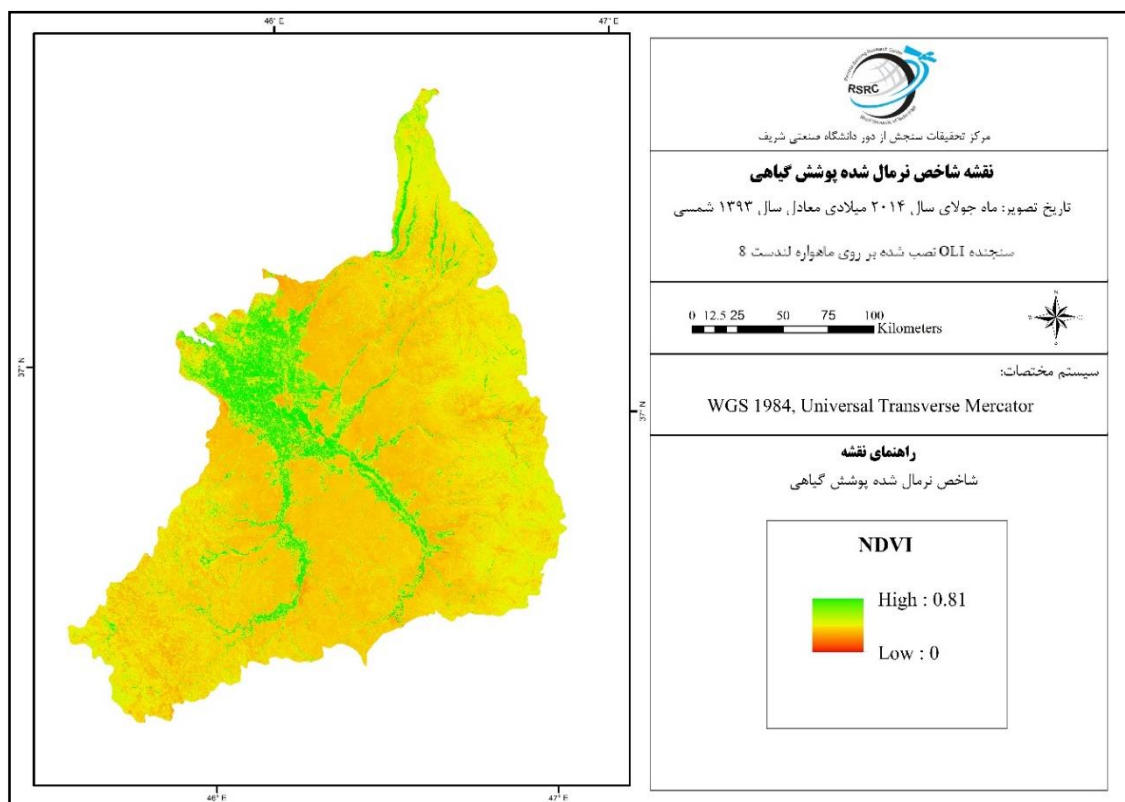
شکل پ ۱- نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه آوریل سال ۲۰۱۴ میلادی



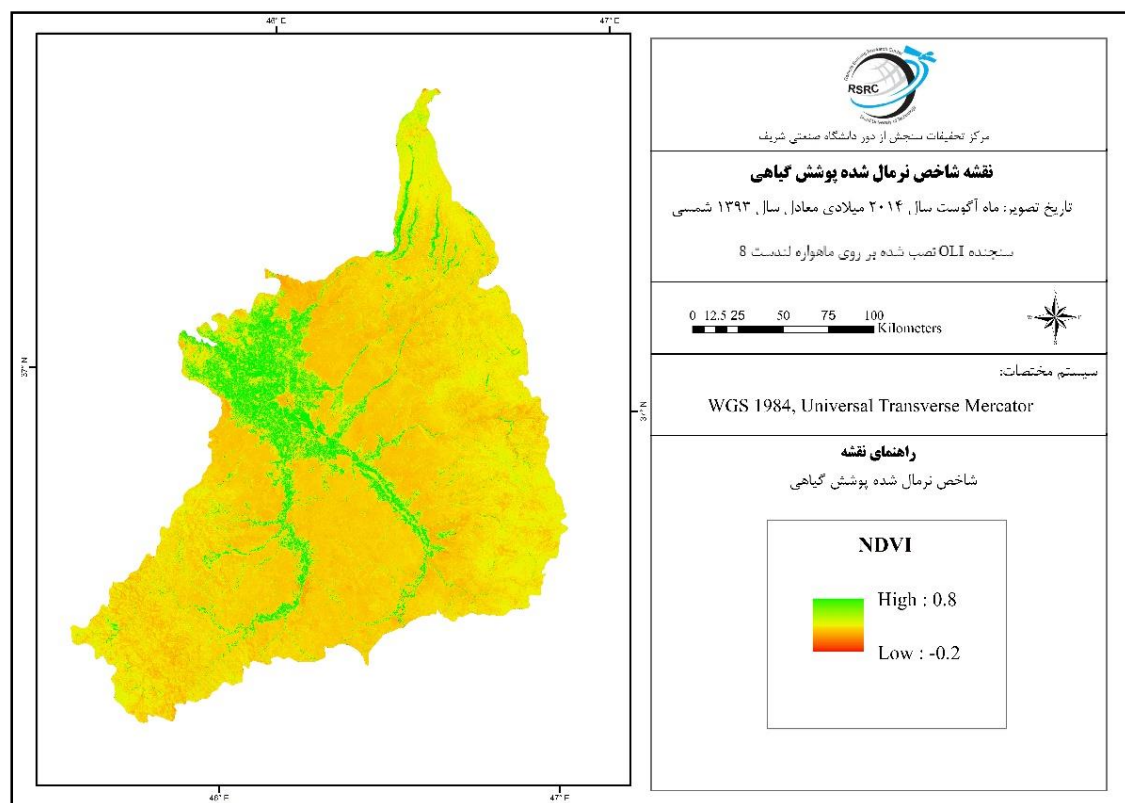
شکل پ ۲- نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه می سال ۲۰۱۴ میلادی



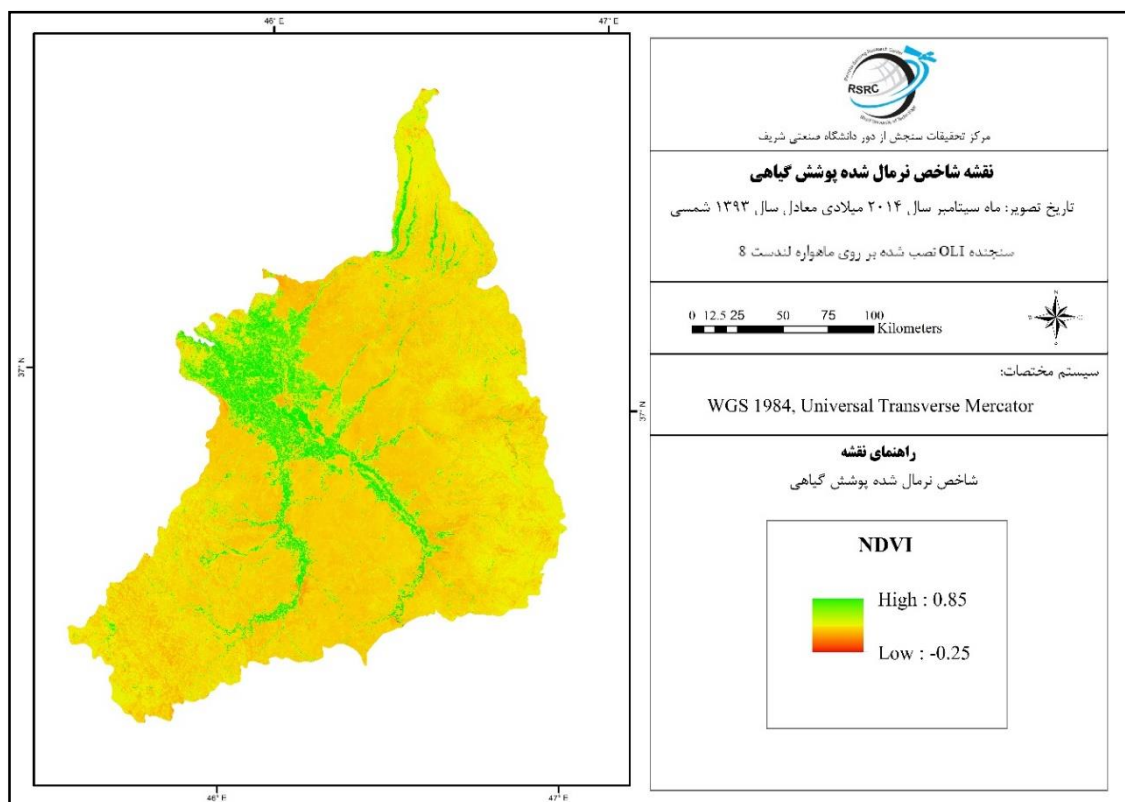
شکل پ ۳- نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی



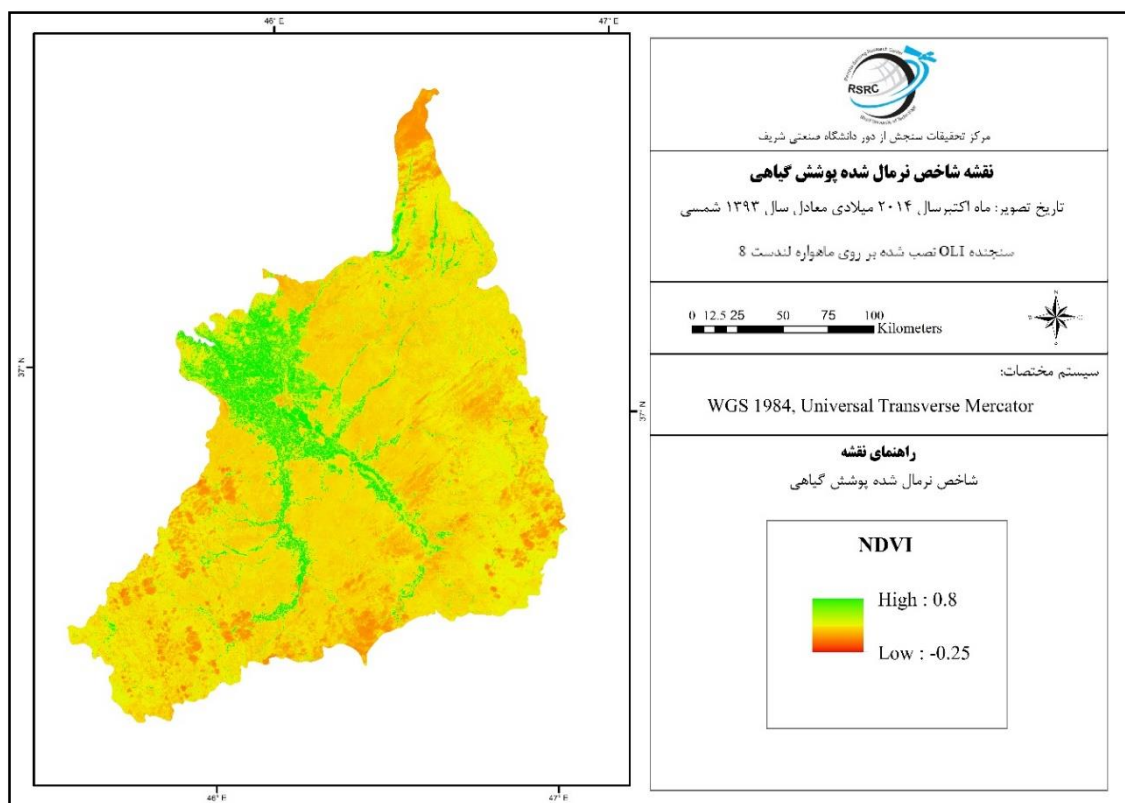
شکل پ ۴-نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه جولای سال ۲۰۱۴ میلادی



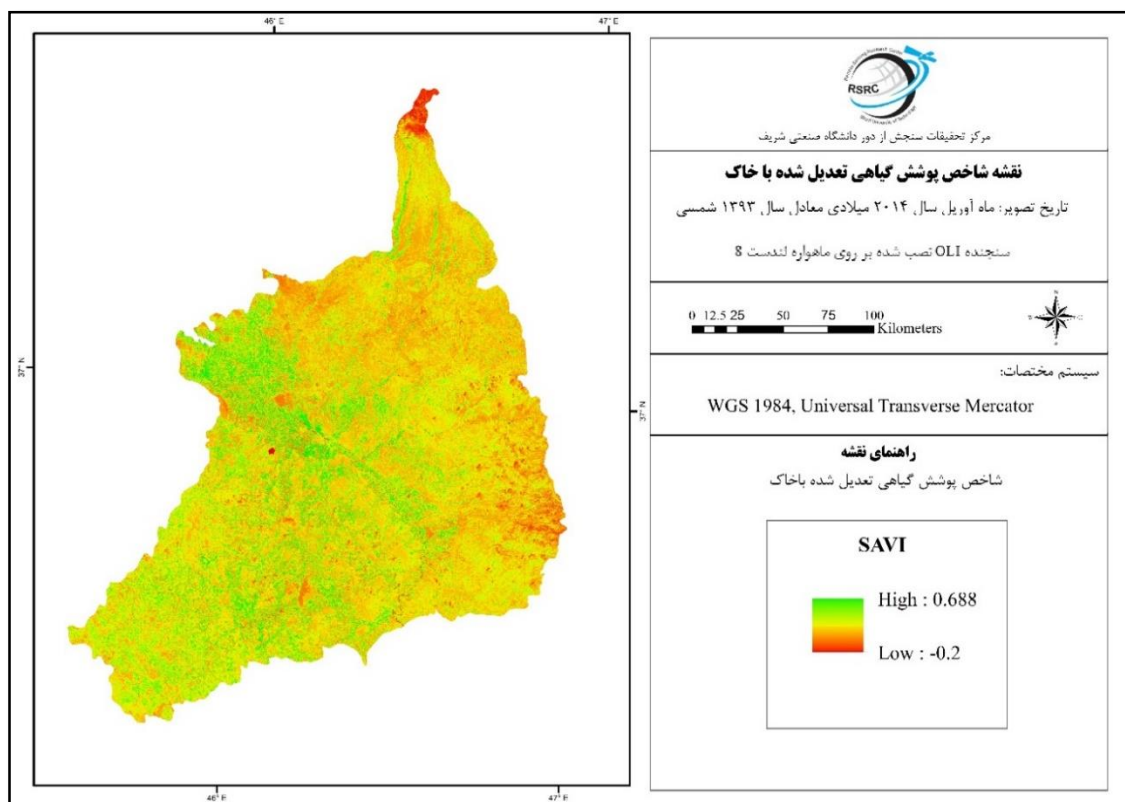
شکل پ ۵-نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه اوت سال ۲۰۱۴ میلادی



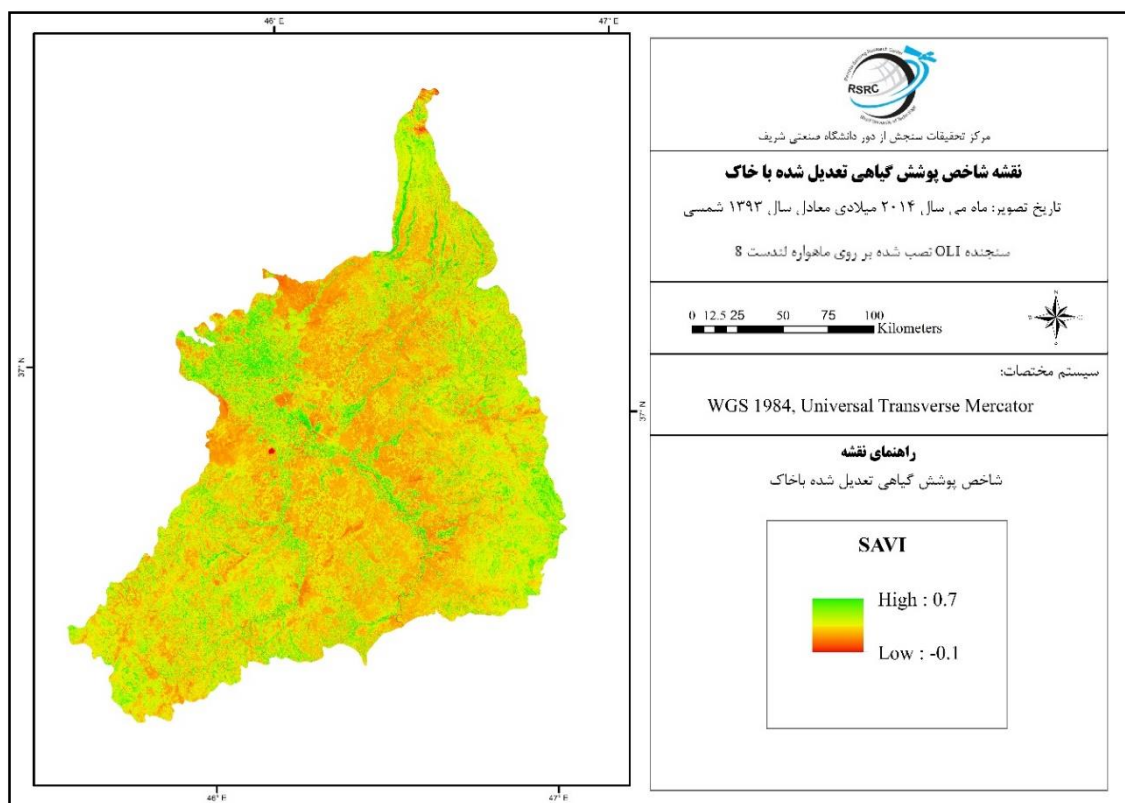
شکل پ ۶- نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه سپتامبر سال ۲۰۱۴ میلادی



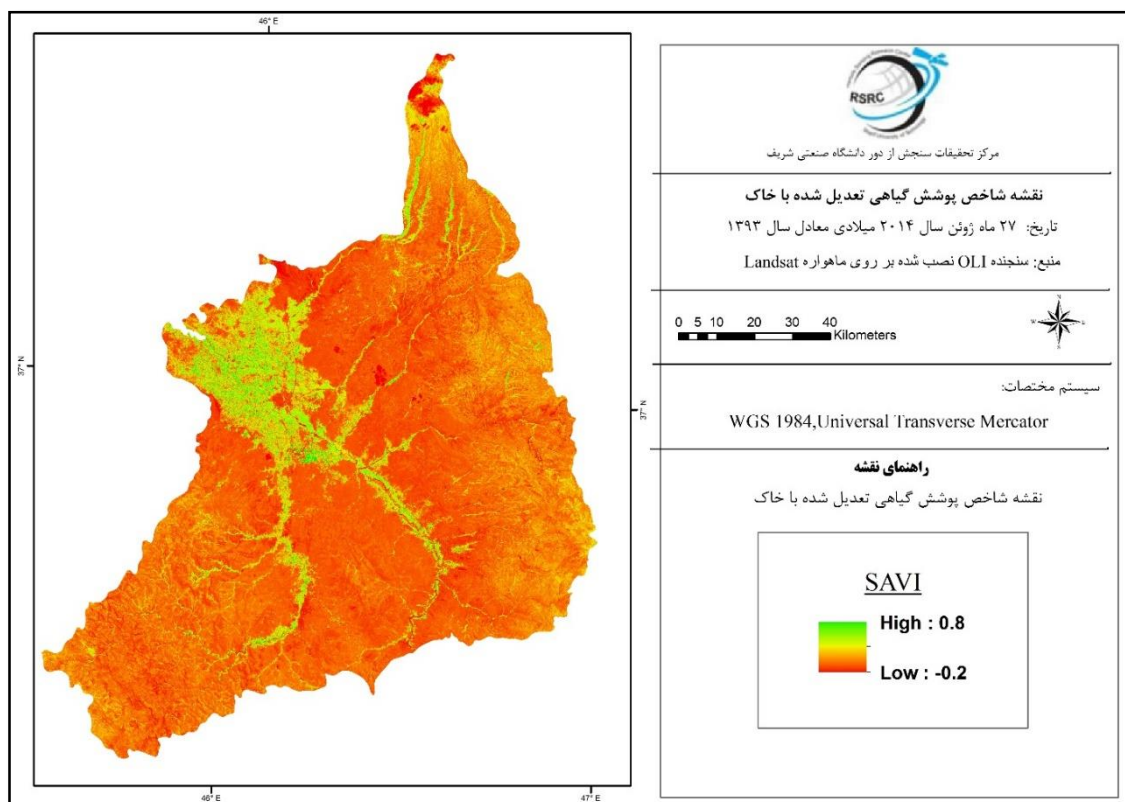
شکل پ ۷- نقشه شاخص نرمال شده پوشش گیاهی برای ماه اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی



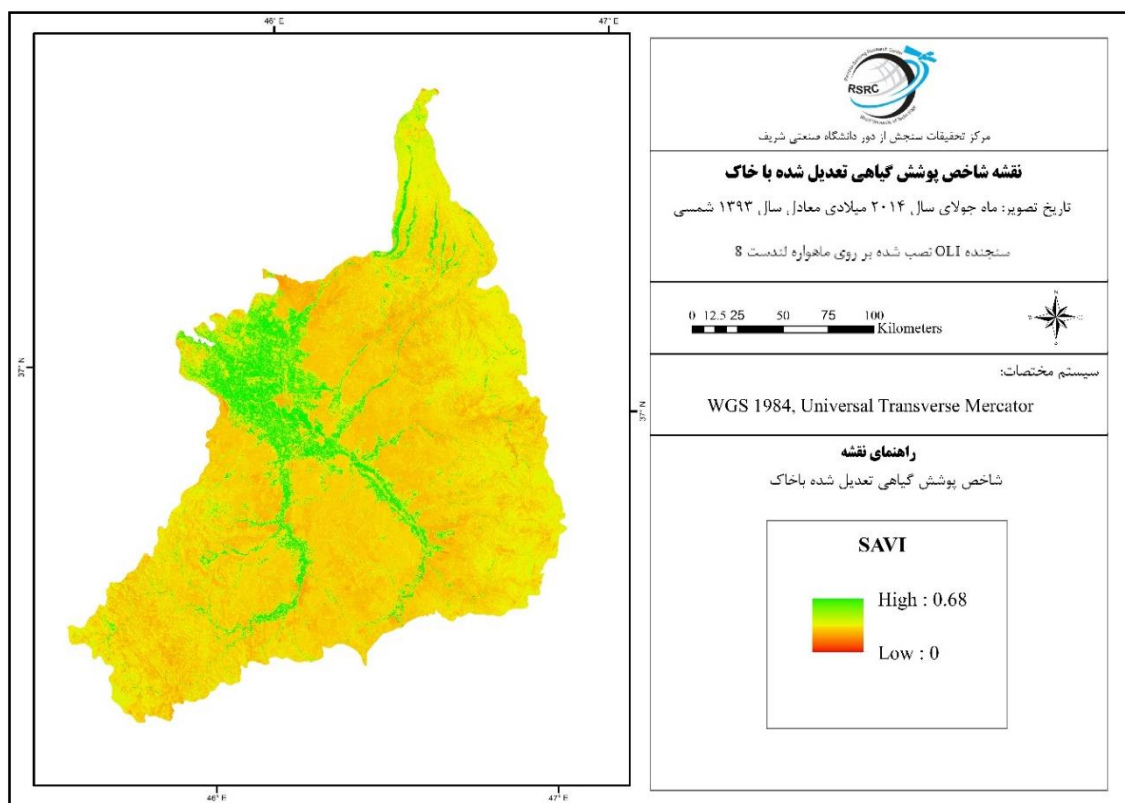
شکل پ ۸- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه آوریل سال ۲۰۱۴ میلادی



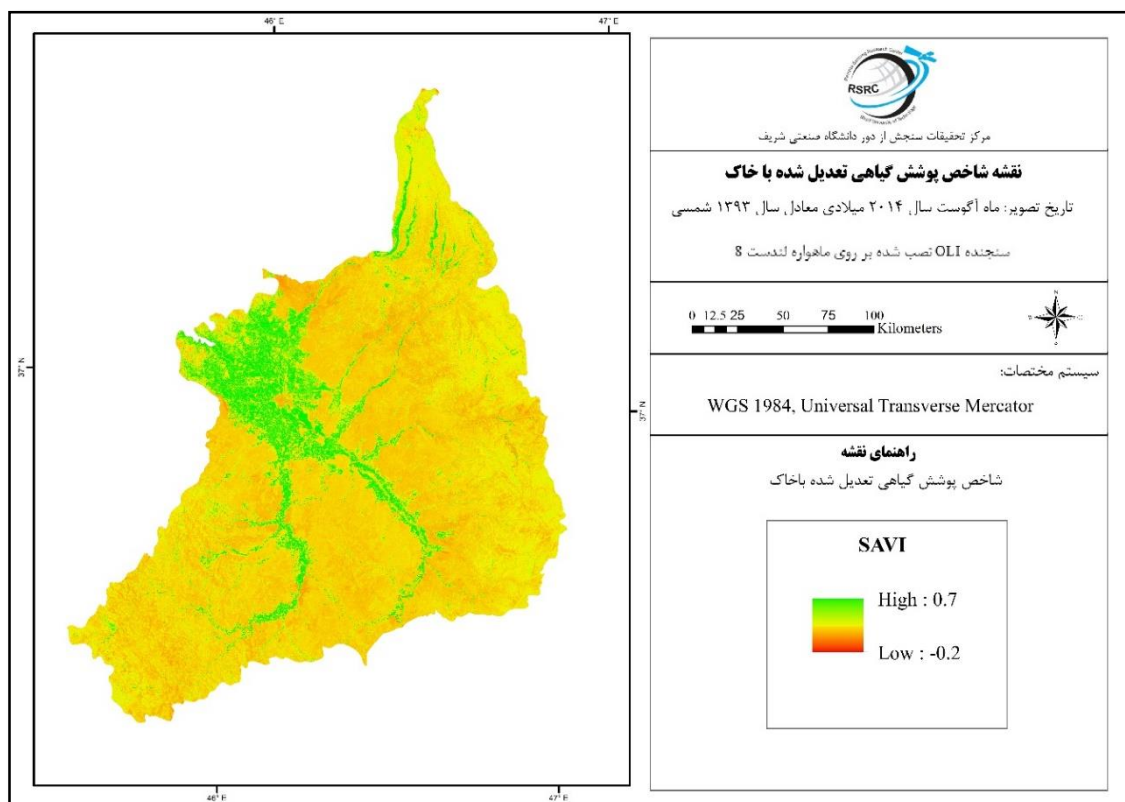
شکل پ ۹- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه می سال ۲۰۱۴ میلادی



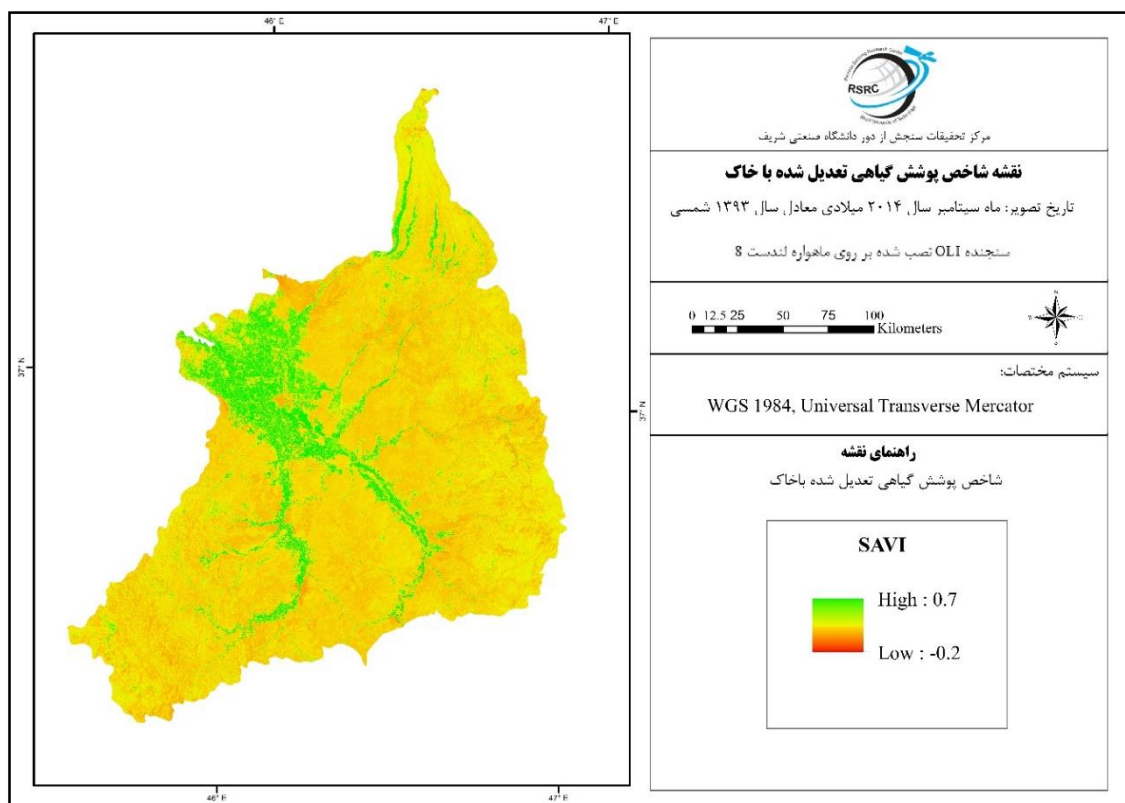
شکل پ ۱۰- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی



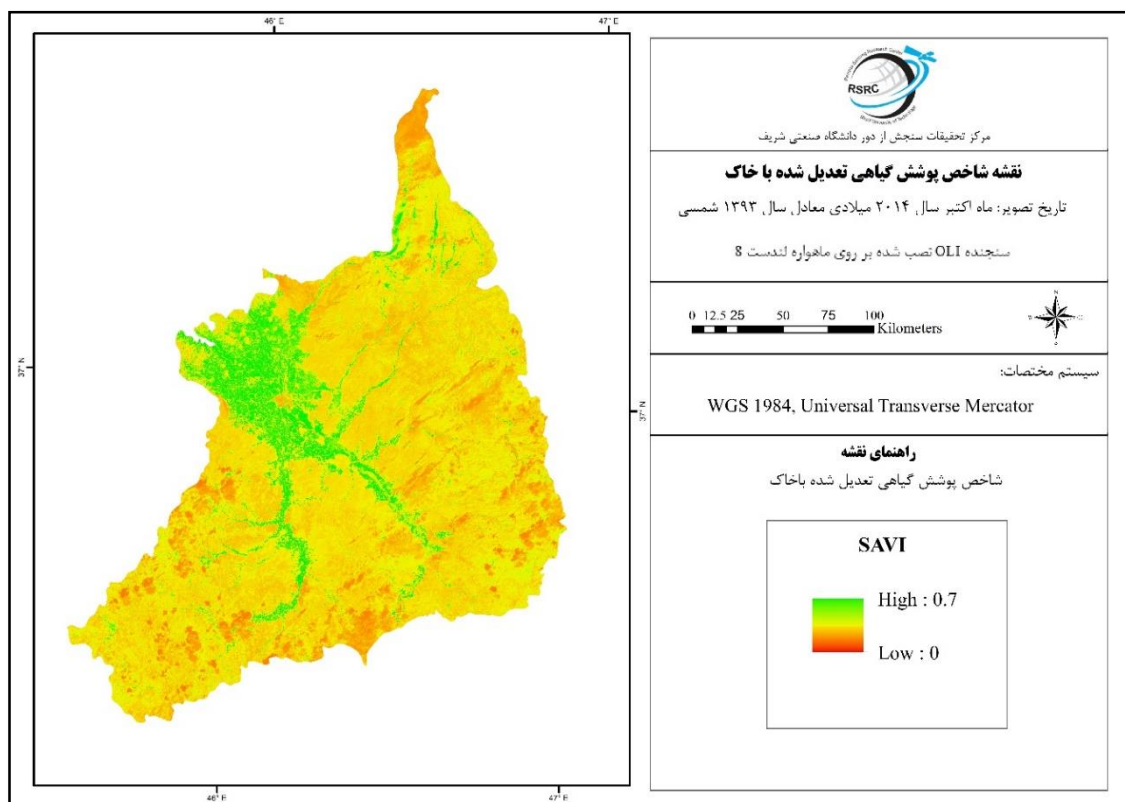
شکل پ ۱۱- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه جولای سال ۲۰۱۴ میلادی



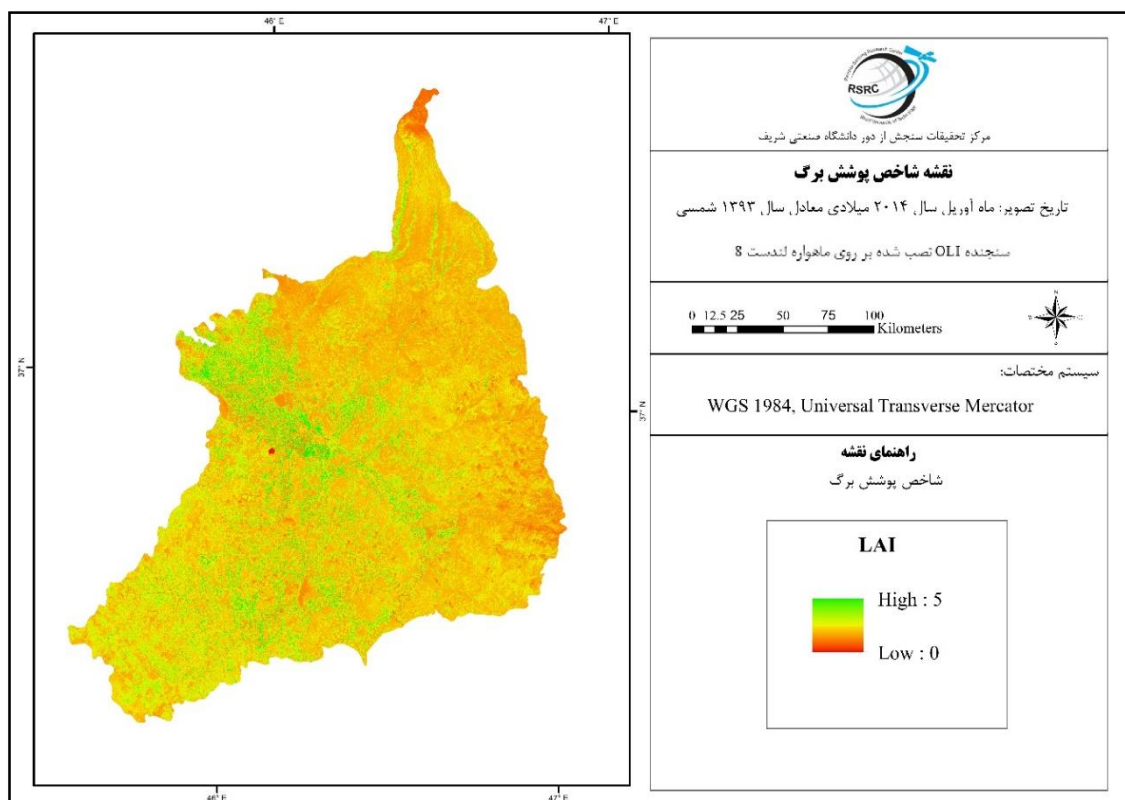
شکل پ ۱۲- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه اوت مختلف سال ۲۰۱۴ میلادی



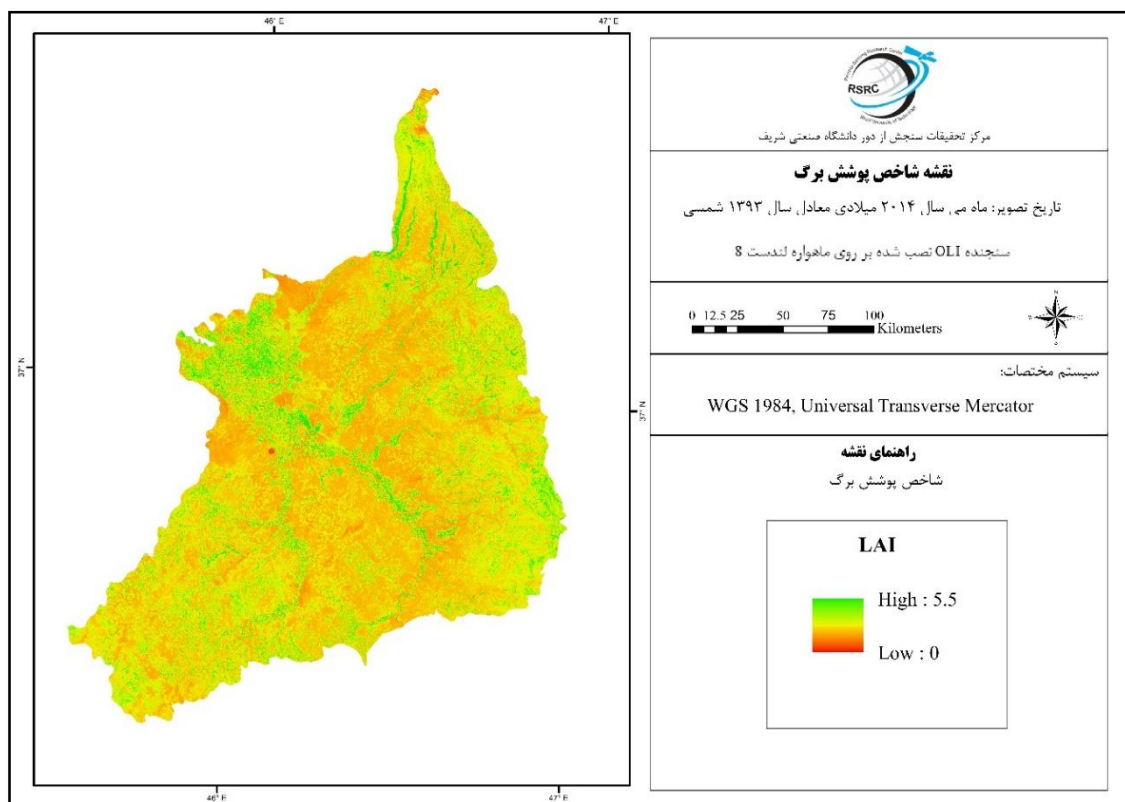
شکل پ ۱۳- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه سپتامبر مختلف سال ۲۰۱۴ میلادی



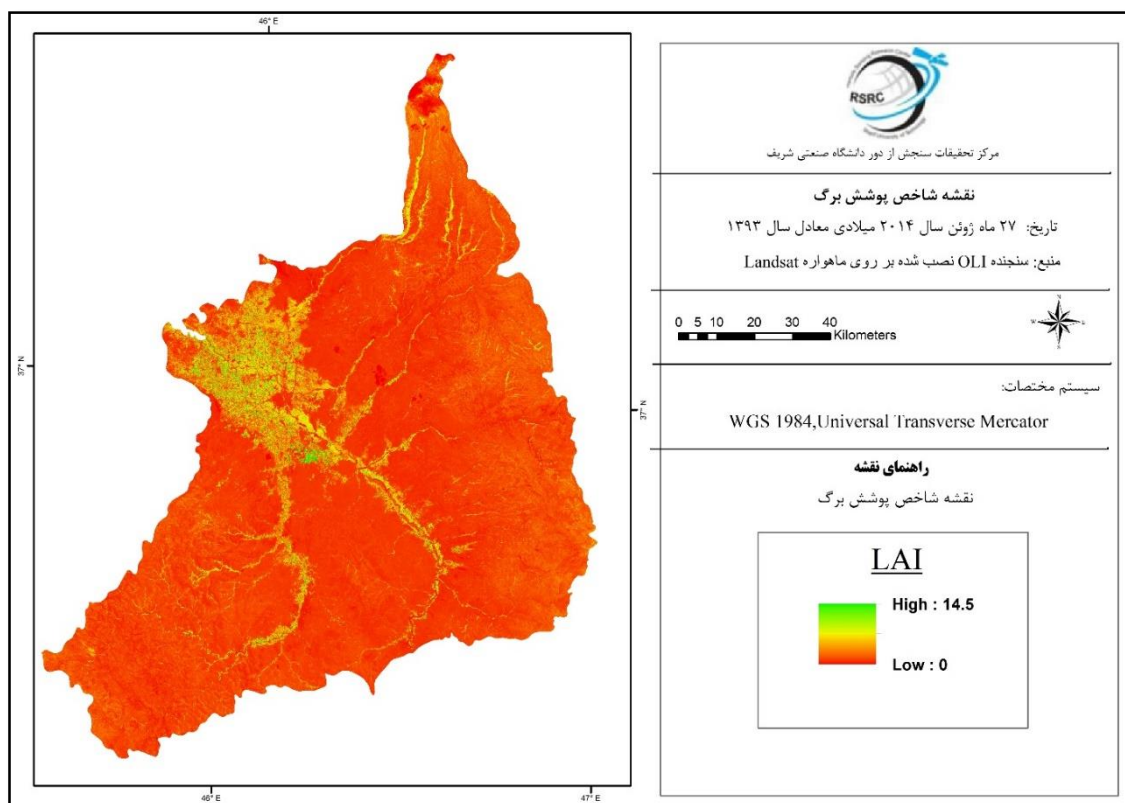
شکل پ ۱۴- نقشه شاخص پوشش گیاهی تعدیل شده با خاک برای ماه اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی



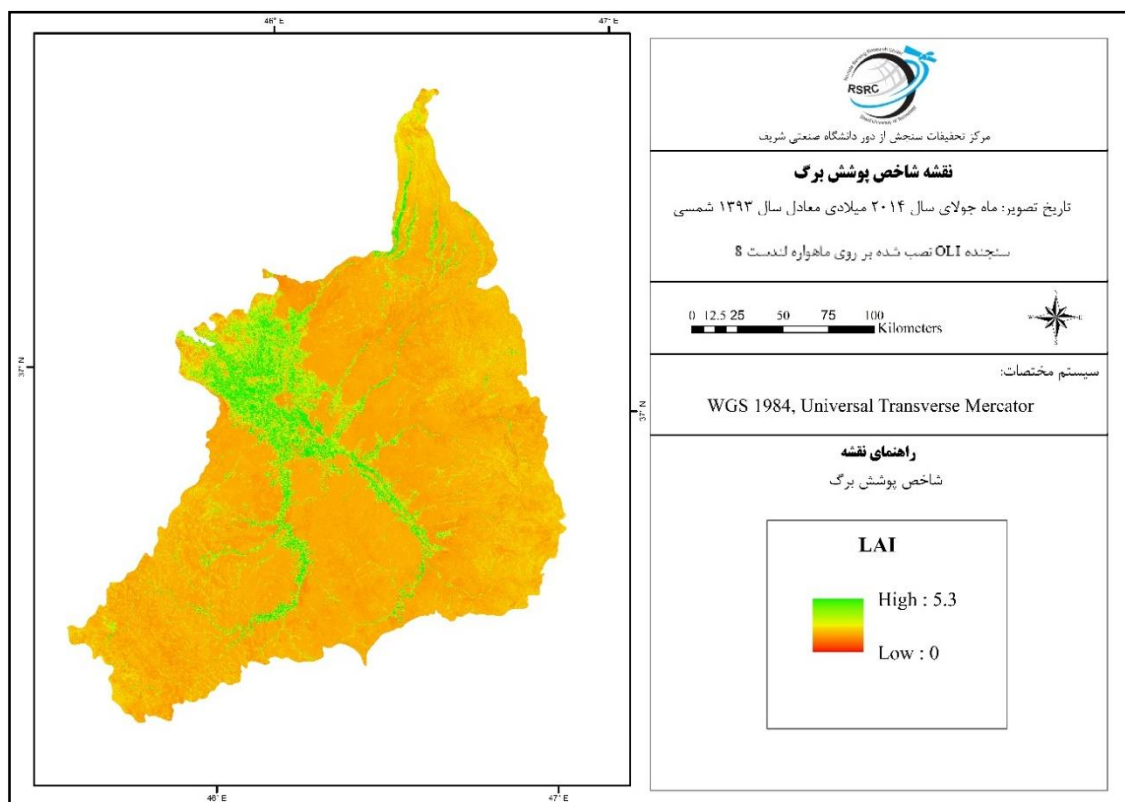
شکل پ ۱۵- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه آوریل سال ۲۰۱۴ میلادی



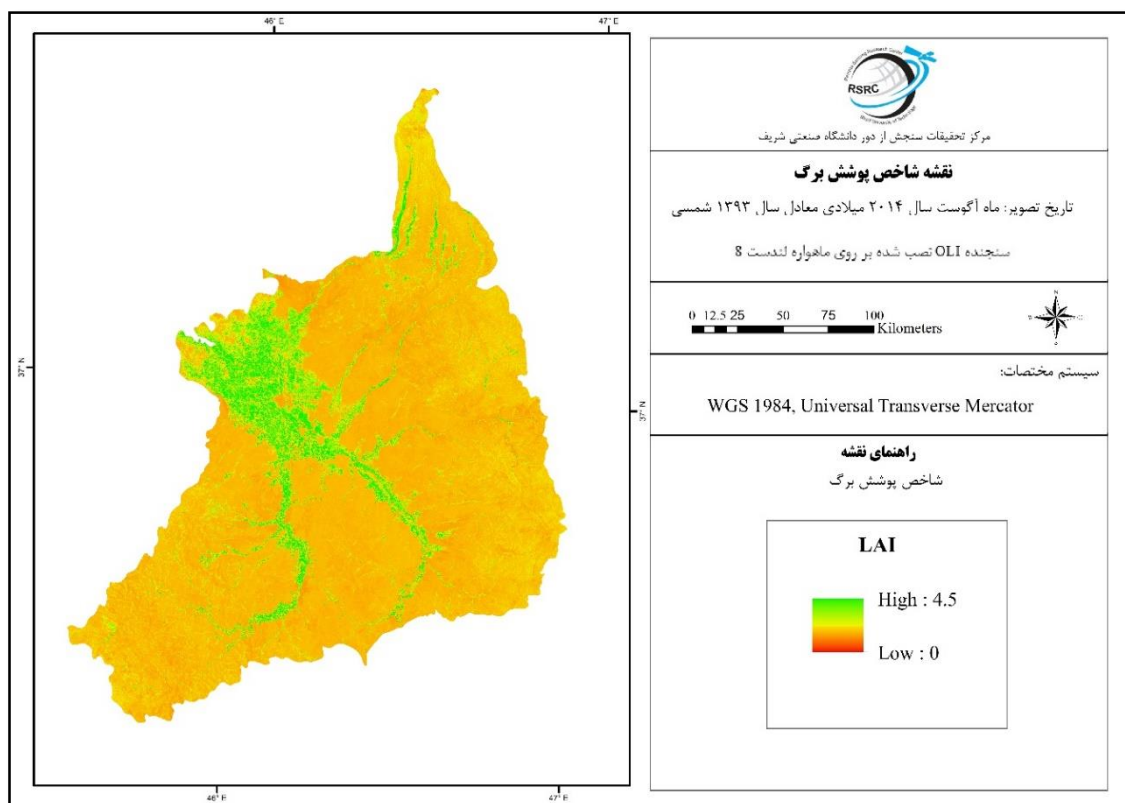
شکل پ ۱۶- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه می سال ۲۰۱۴ میلادی



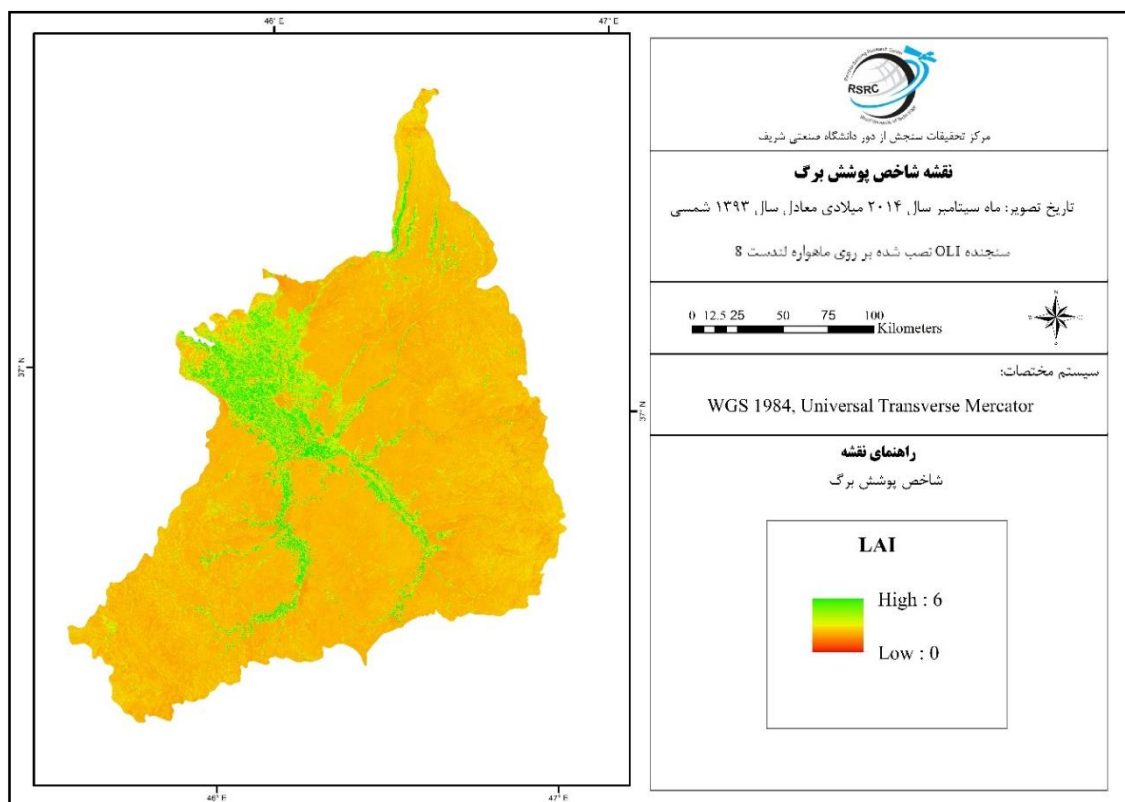
شکل پ ۱۷- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی



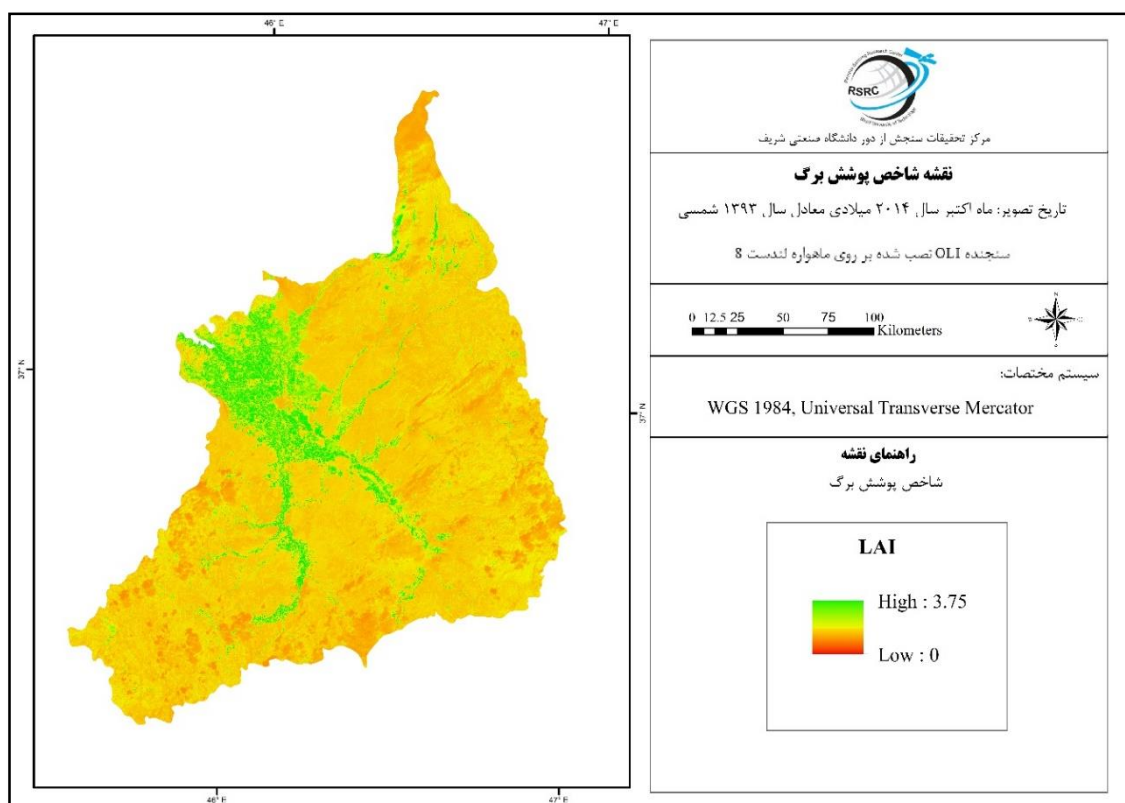
شکل پ ۱۸- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه جولای سال ۲۰۱۴ میلادی



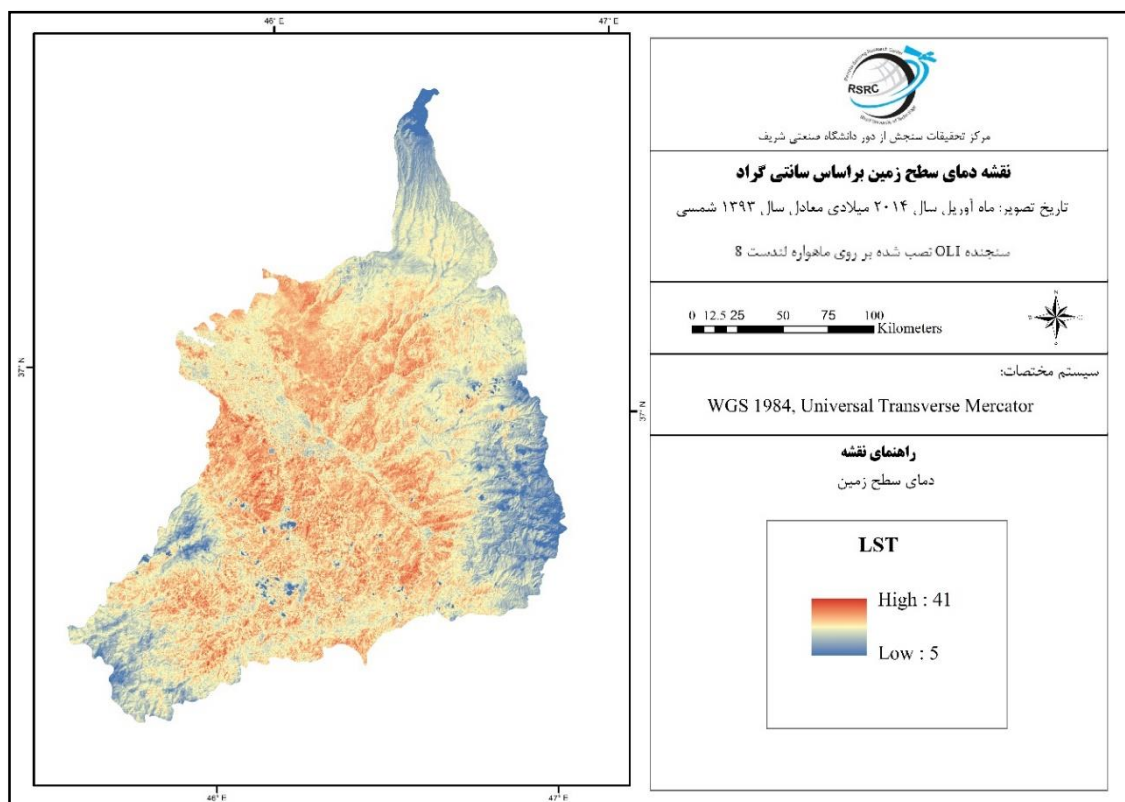
شکل پ ۱۹- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه اوت سال ۲۰۱۴ میلادی



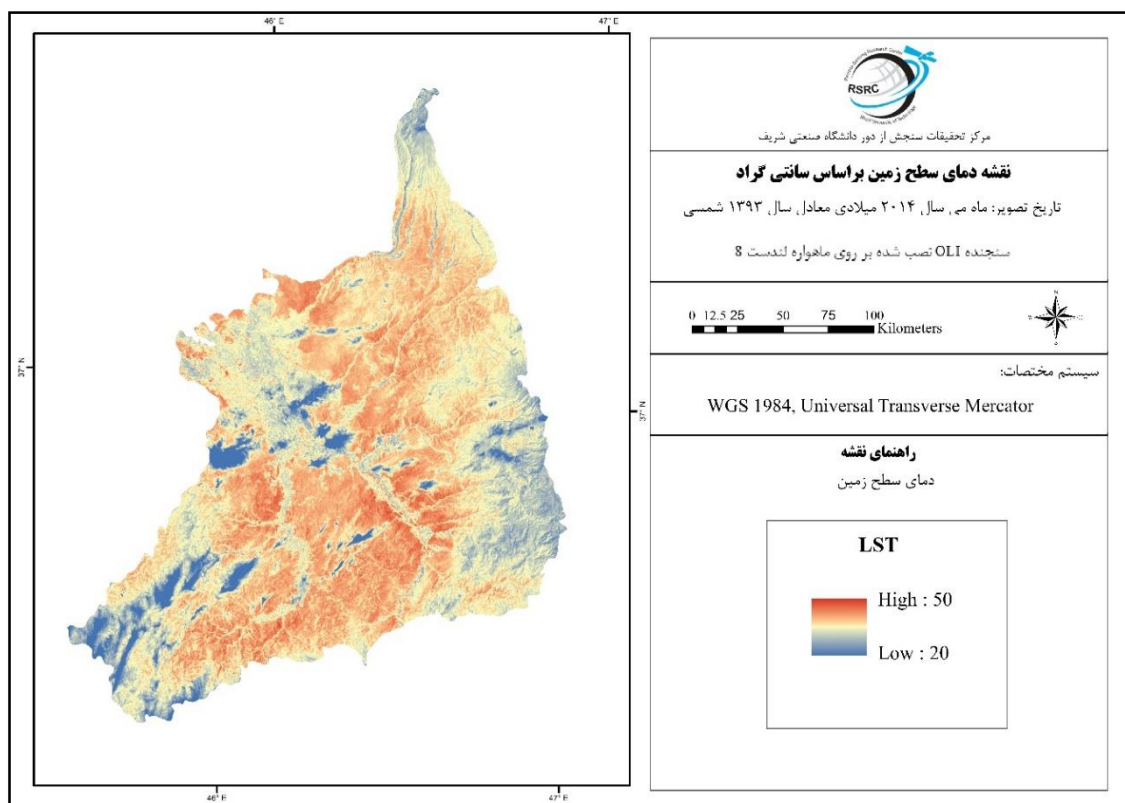
شکل پ ۲۰- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه سپتامبر سال ۲۰۱۴ میلادی



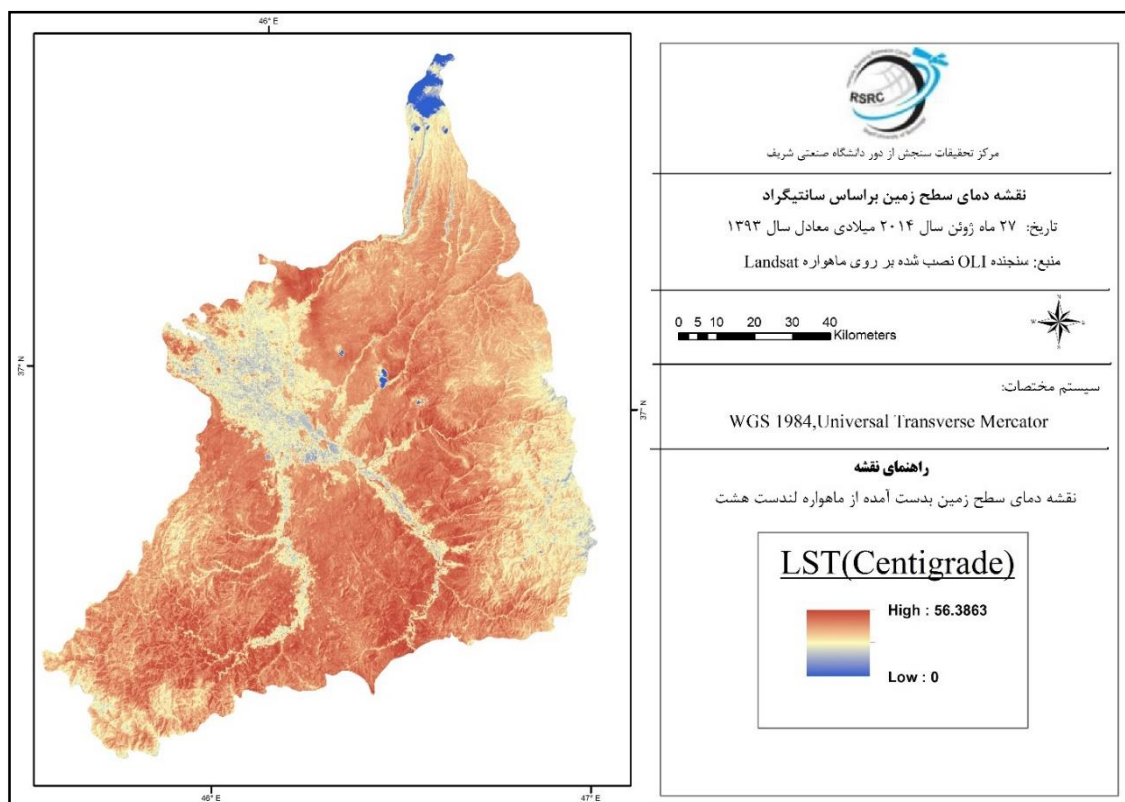
شکل پ ۲۱- نقشه شاخص پوشش برگ برای ماه اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی



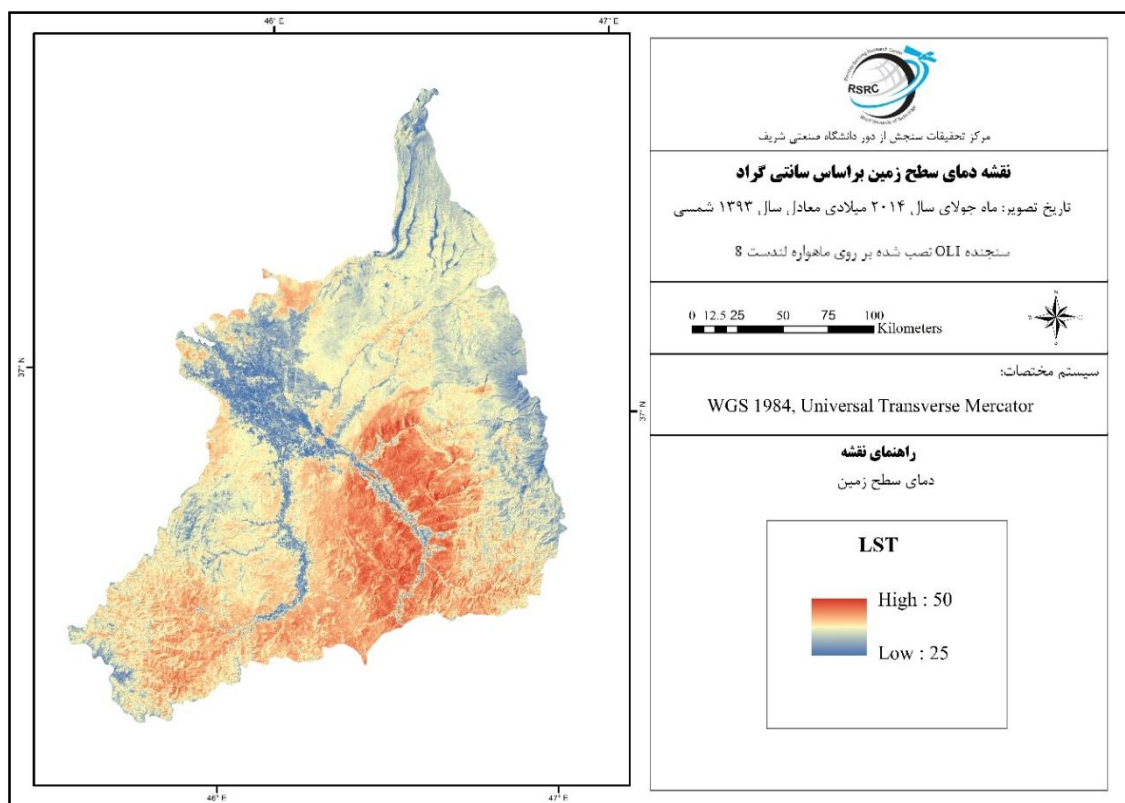
شکل پ ۲۲- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانی گراد برای ماه آوریل سال ۲۰۱۴ میلادی



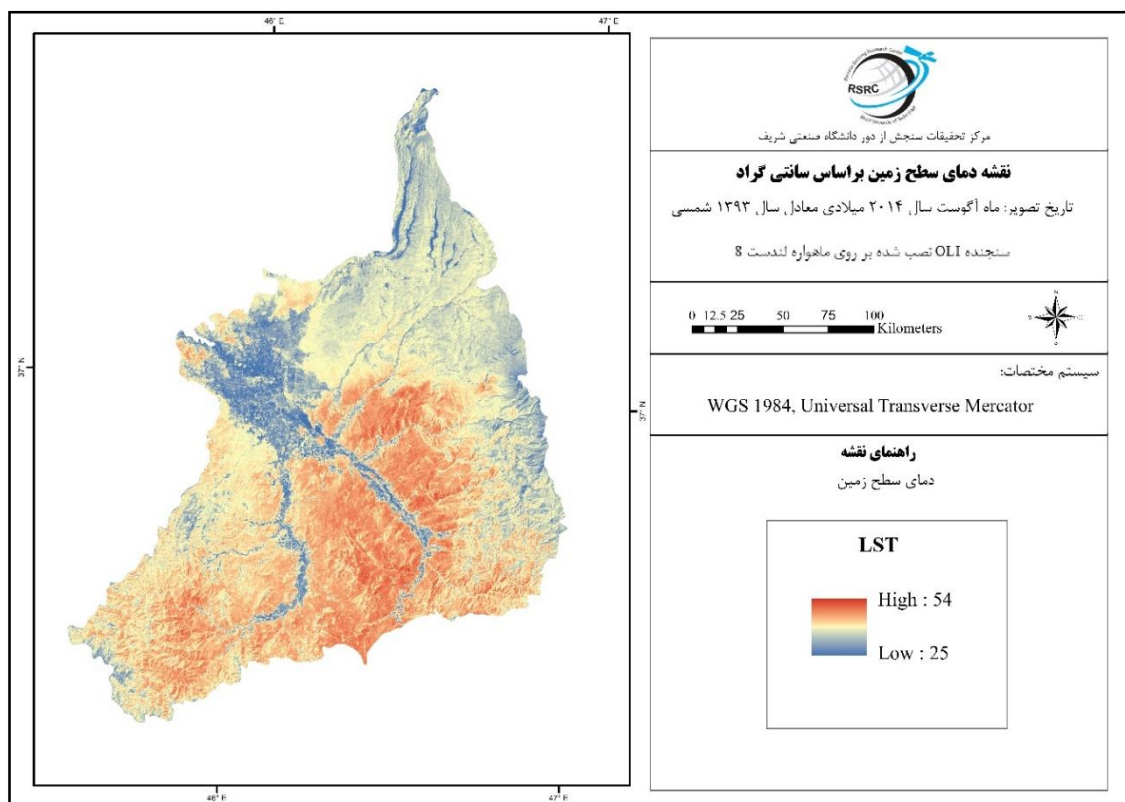
شکل پ ۲۳- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانی گراد برای ماه می سال ۲۰۱۴ میلادی



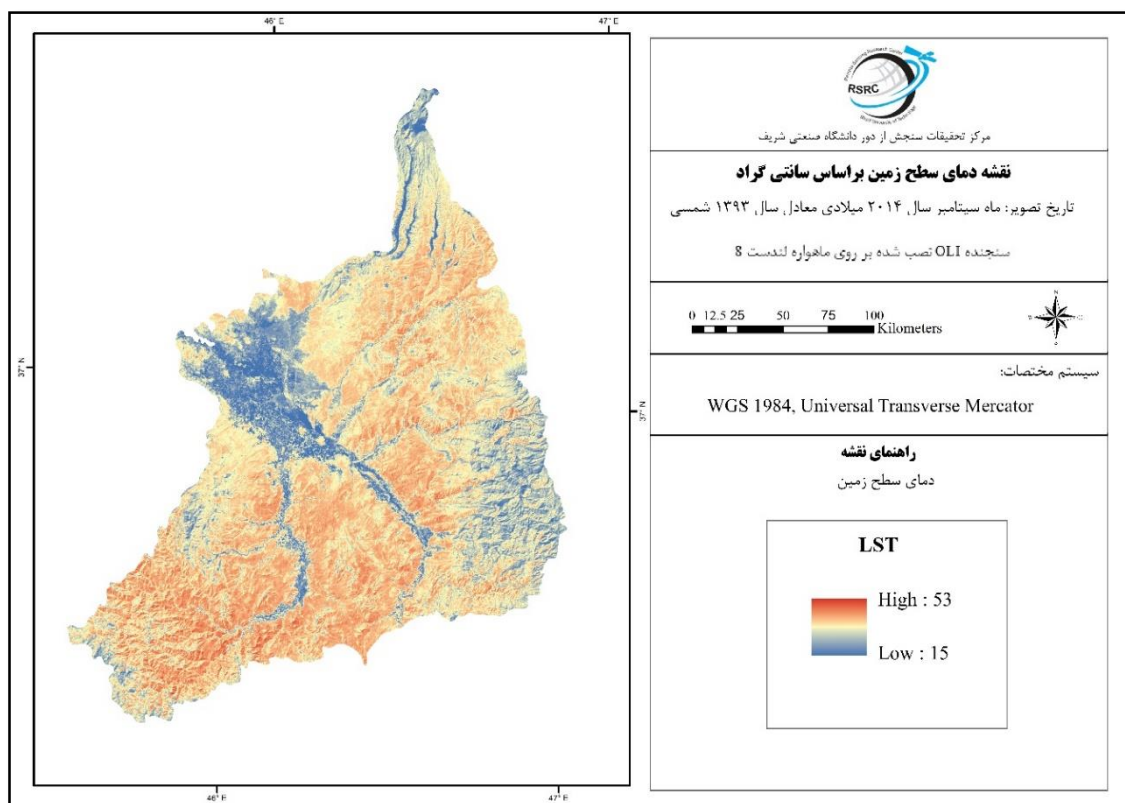
شکل پ ۲۴- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانتی گراد برای ماه ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی



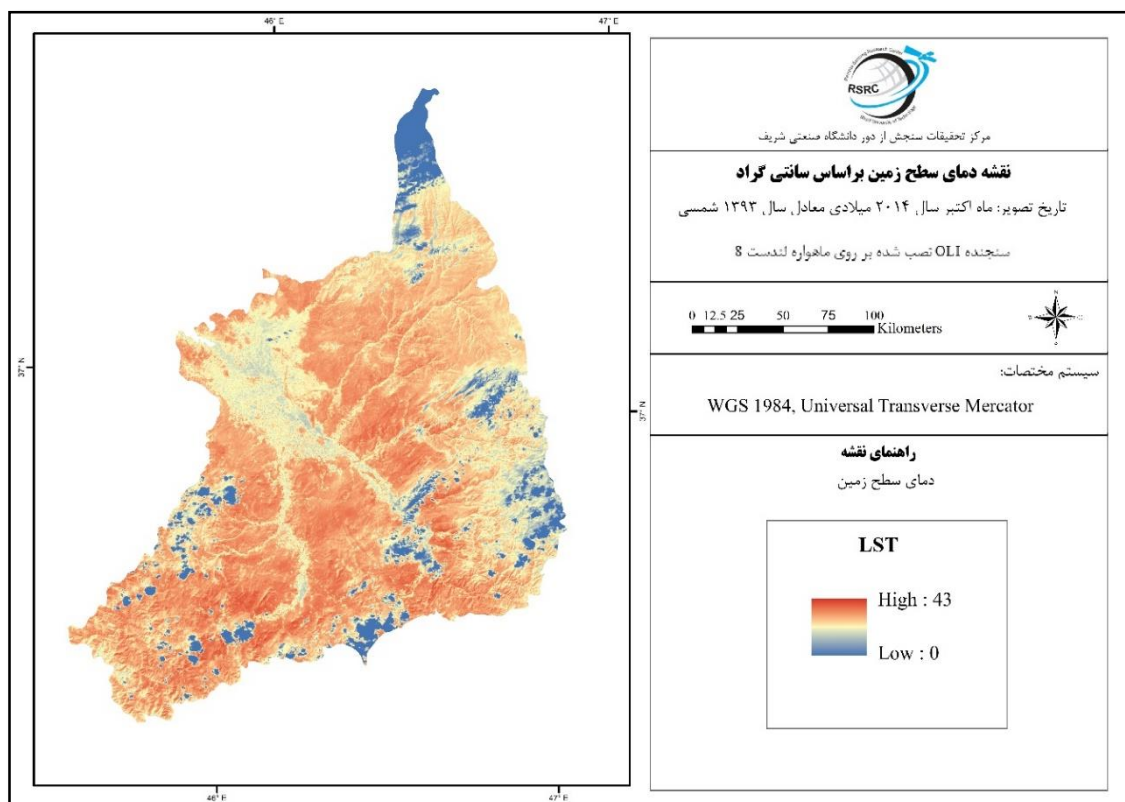
شکل پ ۲۵- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانتی گراد برای ماه جولای سال ۲۰۱۴ میلادی



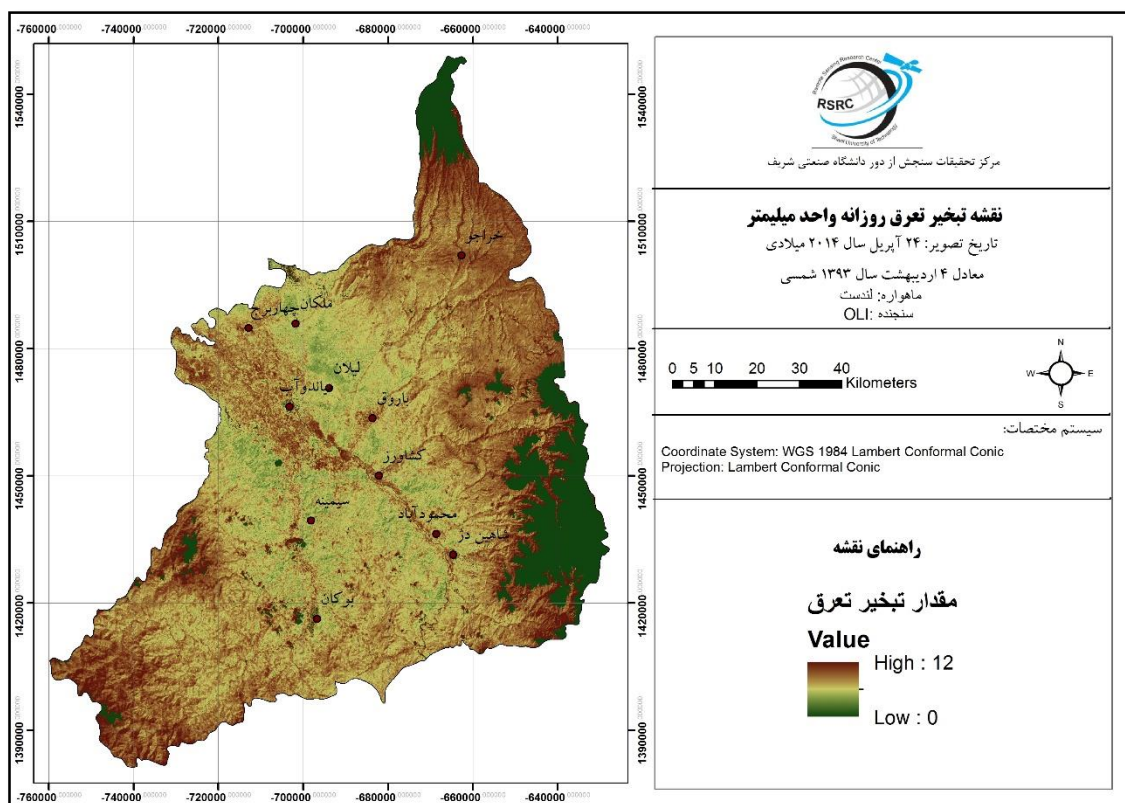
شکل پ ۲۶- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانتی گراد برای ماه اوت سال ۲۰۱۴ میلادی



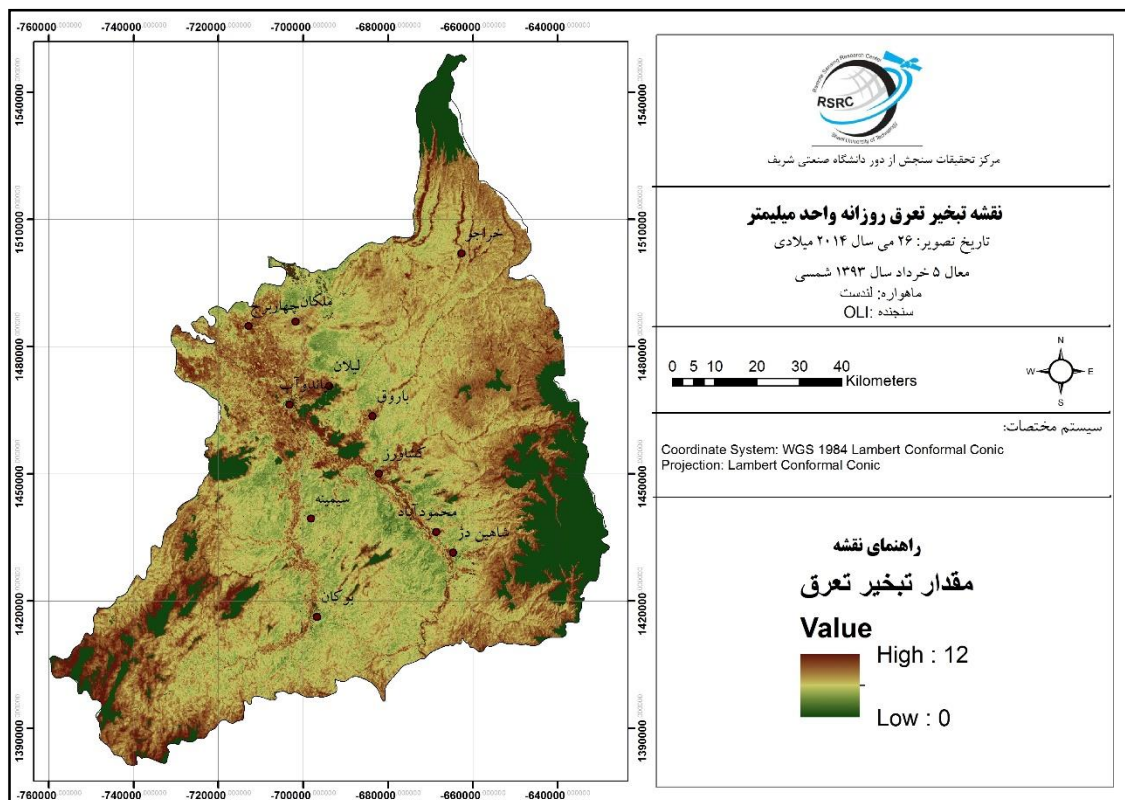
شکل پ ۲۷- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانتی گراد برای ماه سپتامبر سال ۲۰۱۴ میلادی



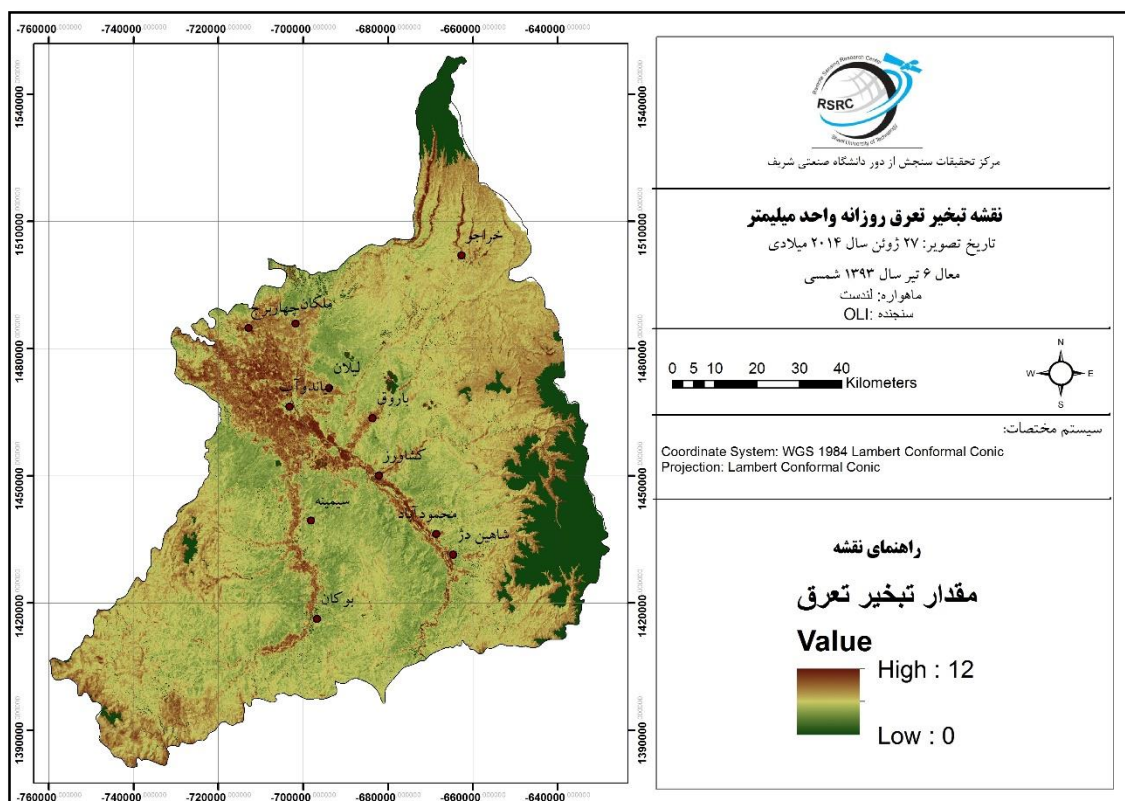
شکل پ ۲۸- لایه دمای سطح زمین برحسب درجه سانتی گراد برای ماه اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی



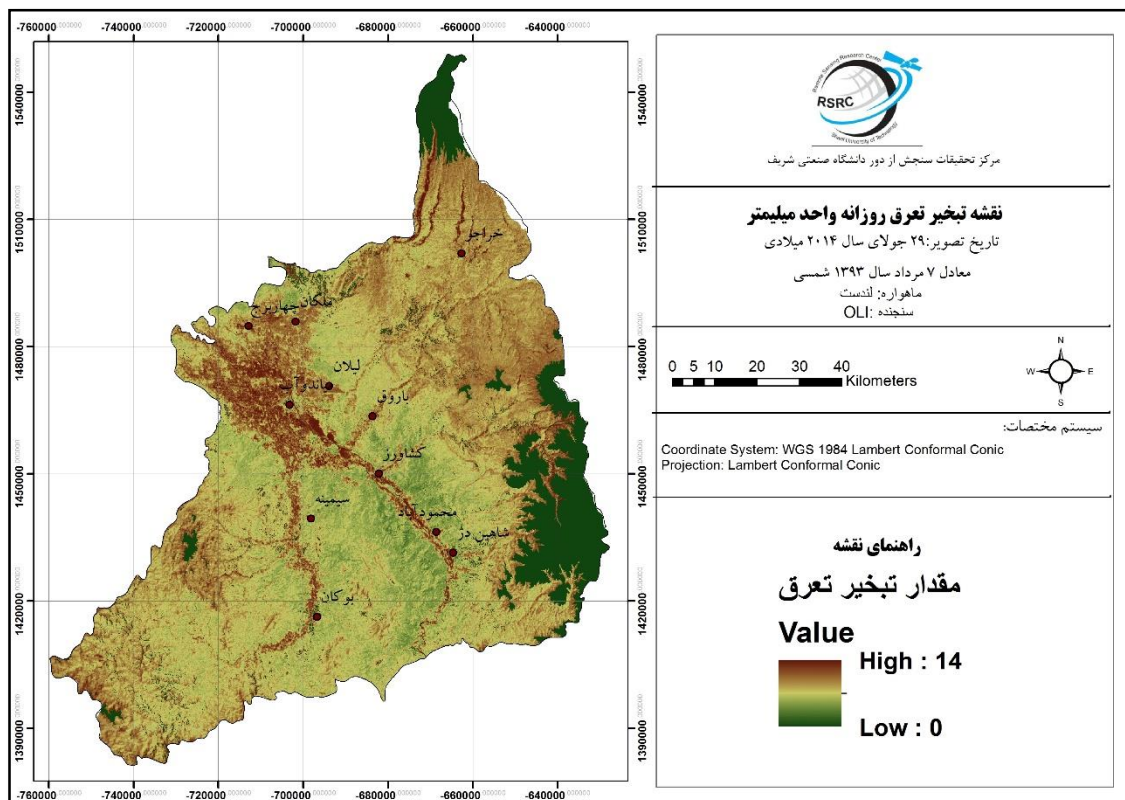
شکل پ ۲۹- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۲۴ آوریل سال ۲۰۱۴ میلادی



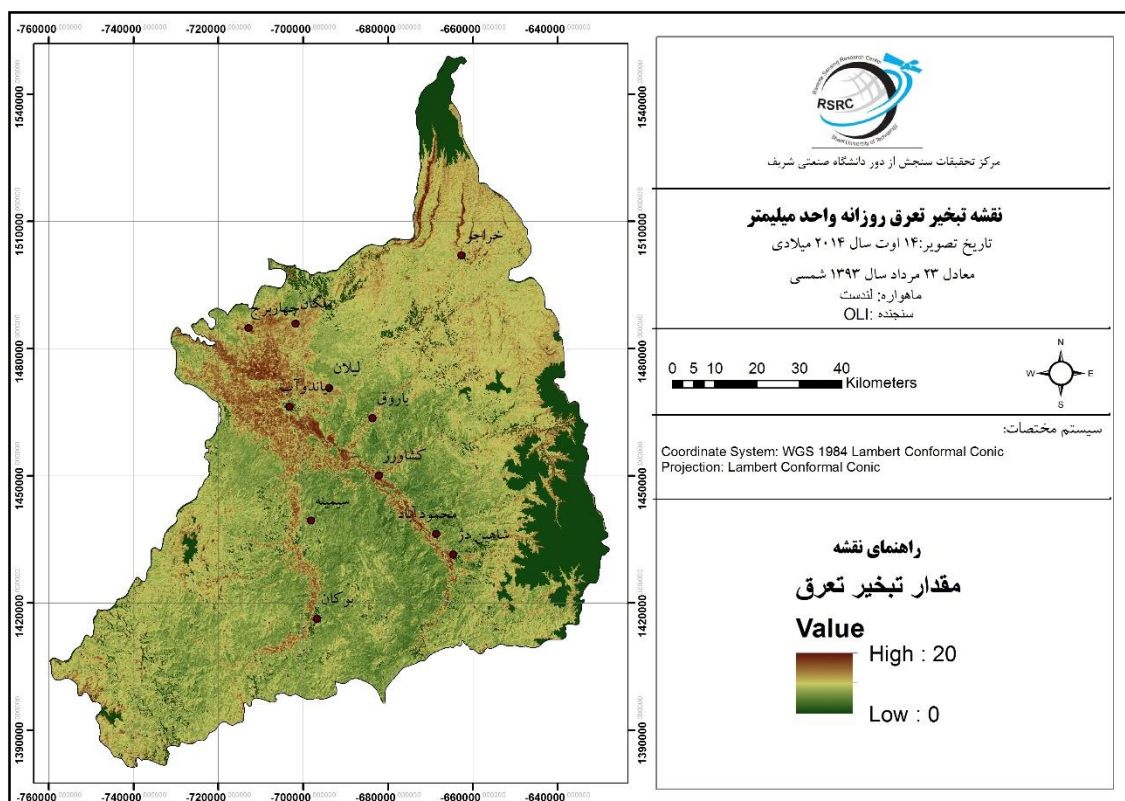
شکل پ ۳۰- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۲۶ می سال ۲۰۱۴ میلادی



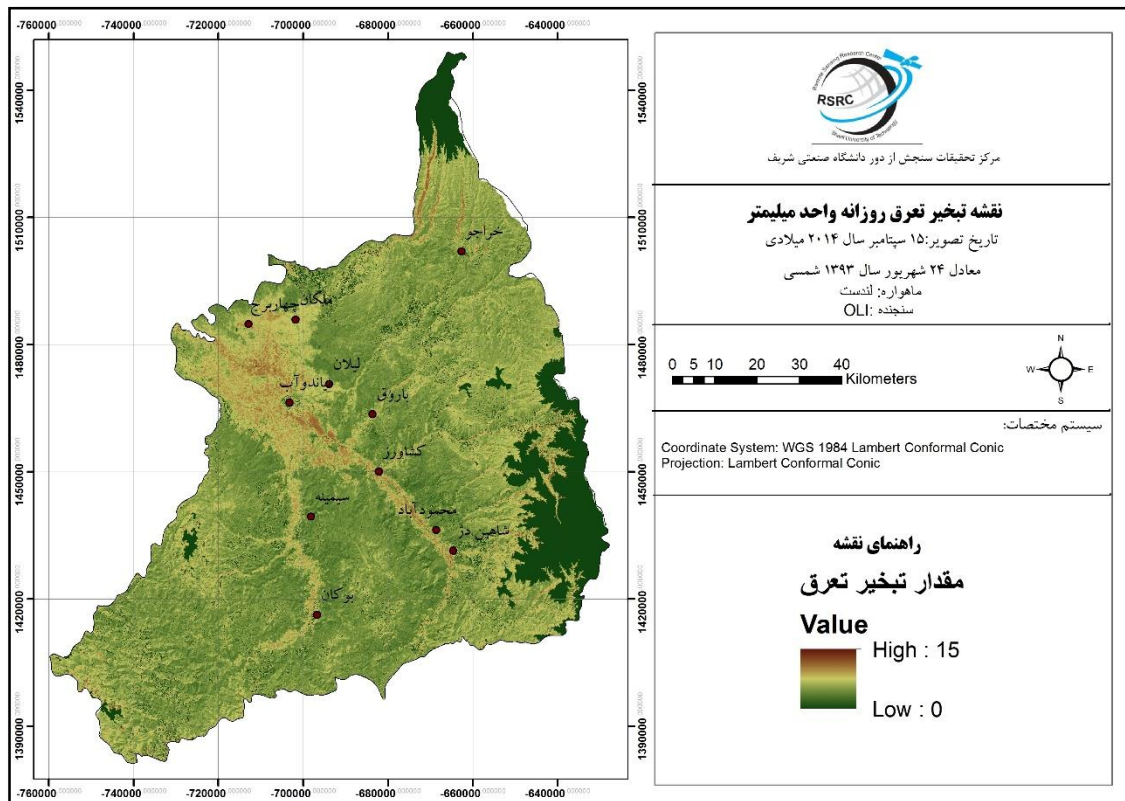
شکل پ ۳۱- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۲۷ ژوئن سال ۲۰۱۴ میلادی



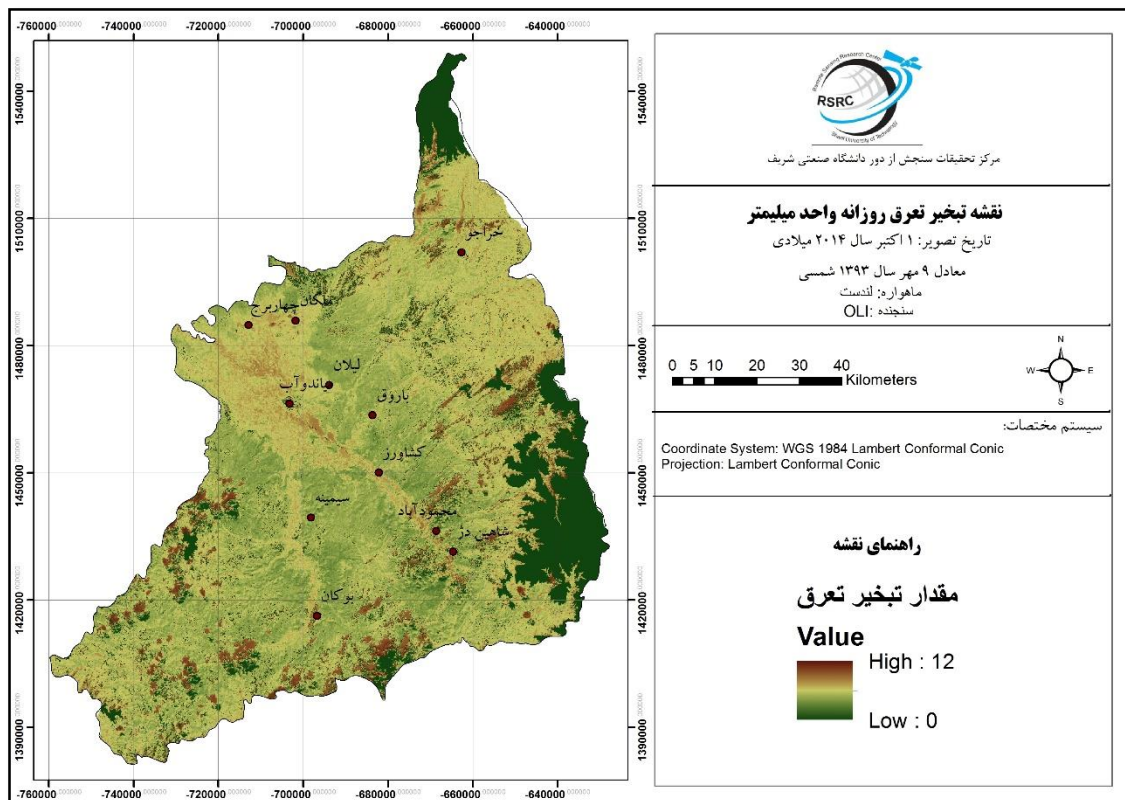
شکل پ ۳۲- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۲۹ جولای سال ۲۰۱۴ میلادی



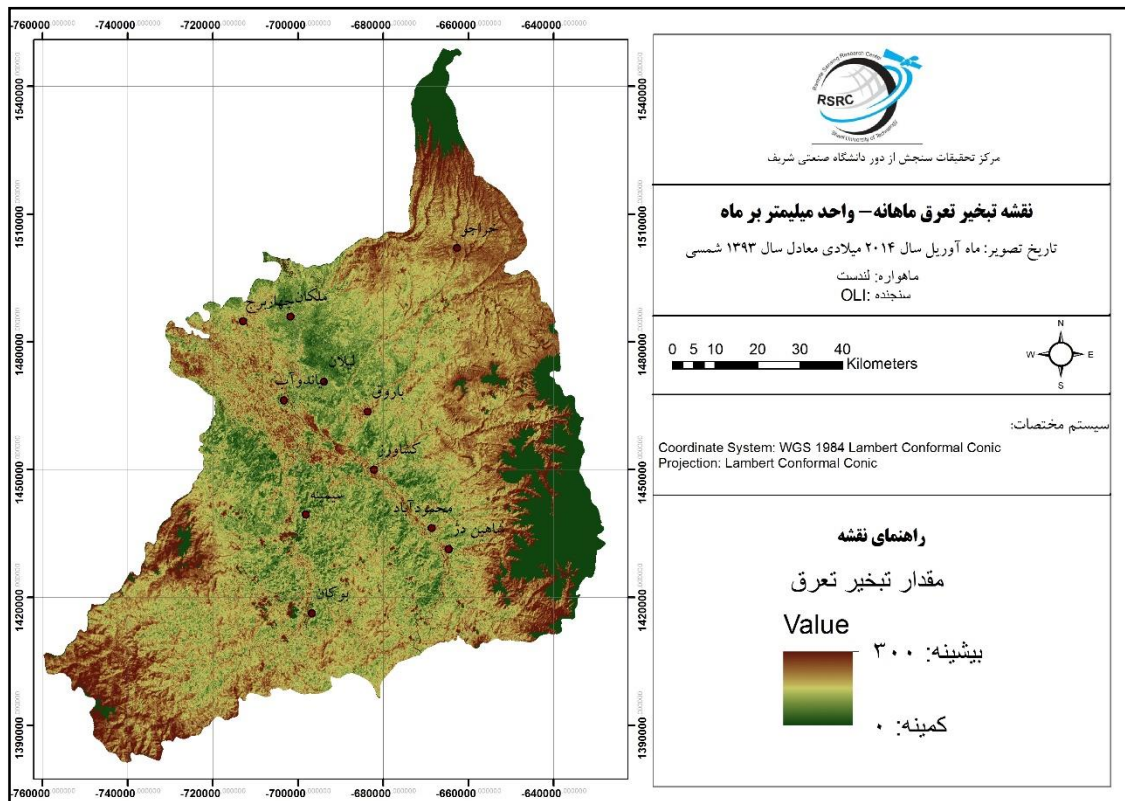
شکل پ ۳۳- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۱۴ اوت سال ۲۰۱۴ میلادی



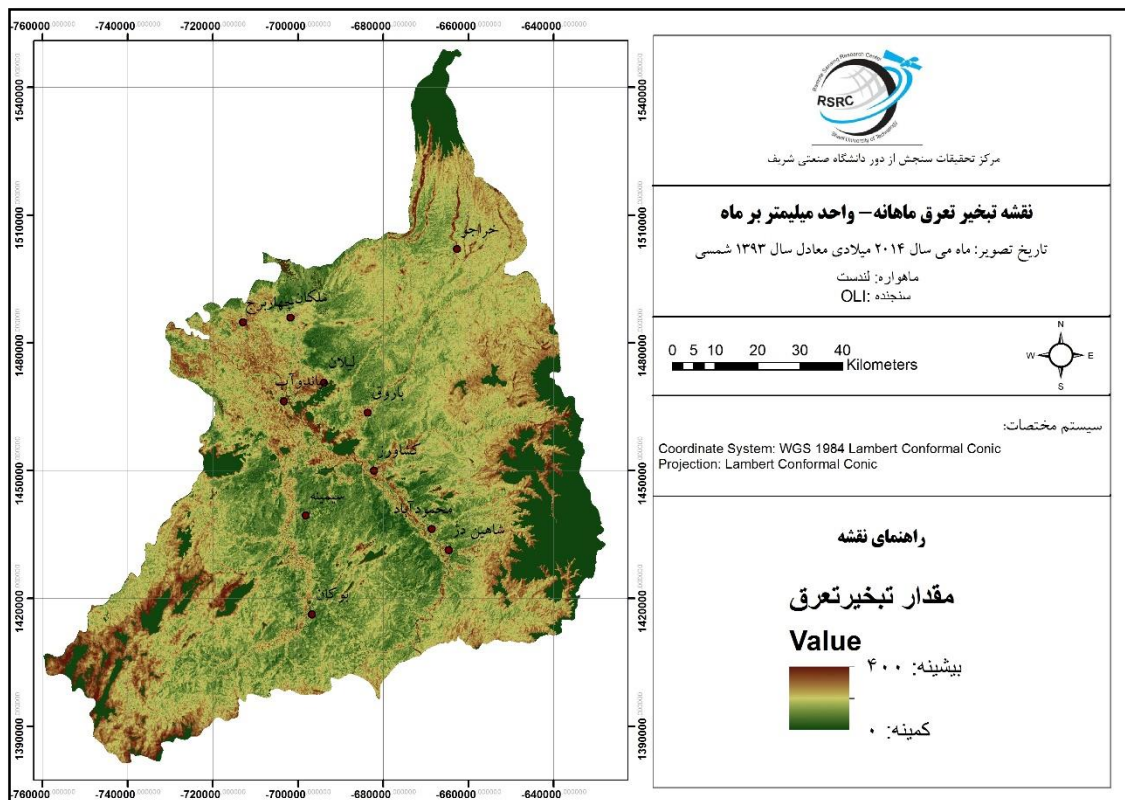
شکل پ ۳۴- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۱۵ سپتامبر سال ۲۰۱۴ میلادی



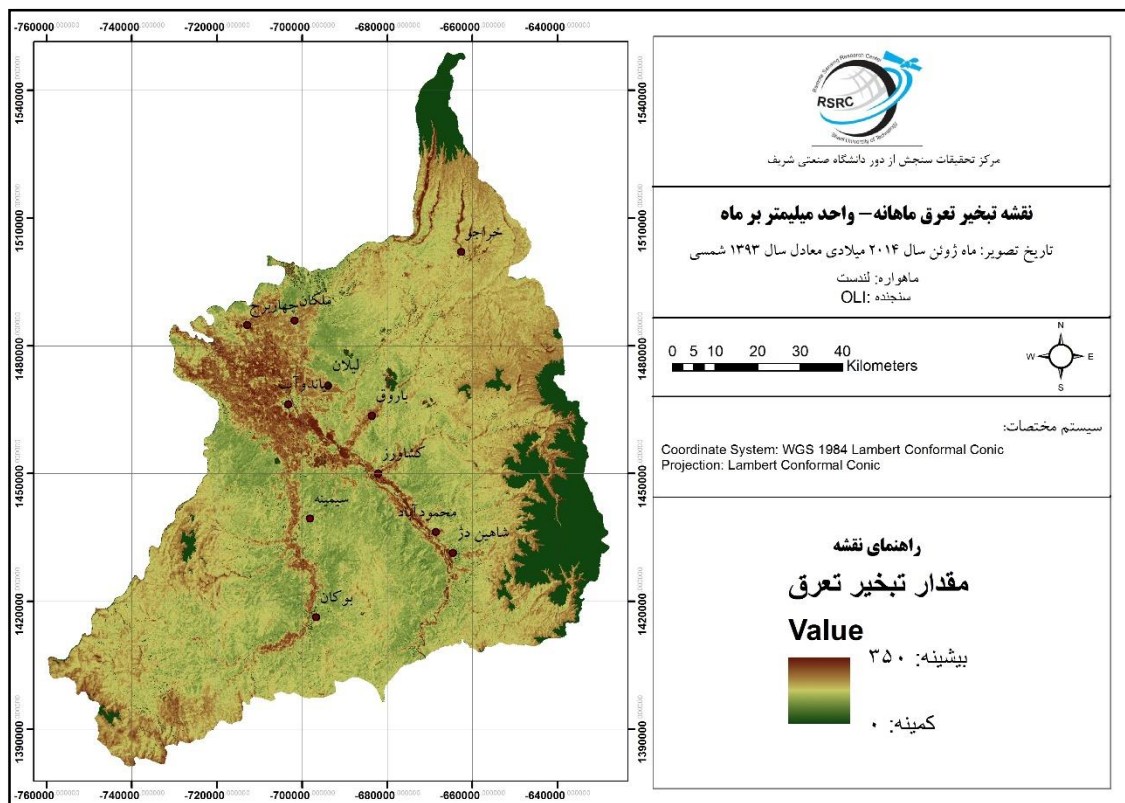
شکل پ ۳۵- تبخیر و تعرق روزانه در حوضه مورد مطالعه در ۱ اکتبر سال ۲۰۱۴ میلادی



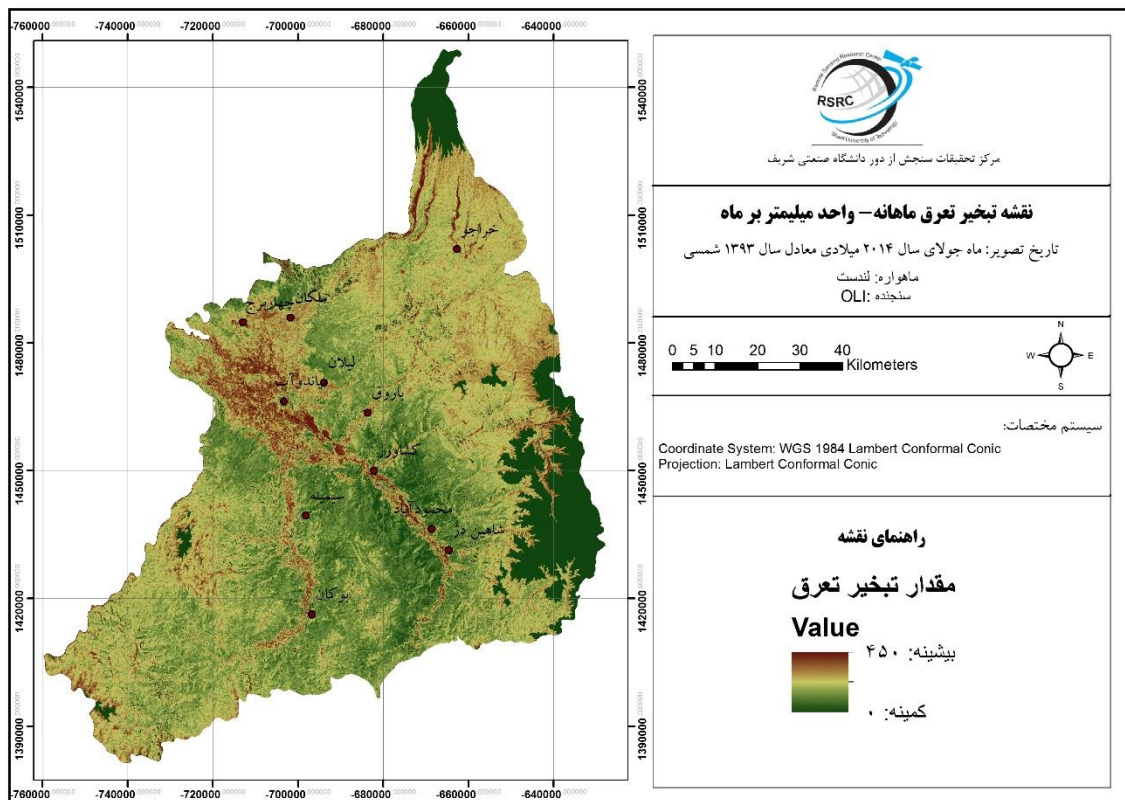
شکل پ ۳۶- نقشه تبخیر و تعرق در ماه آوریل



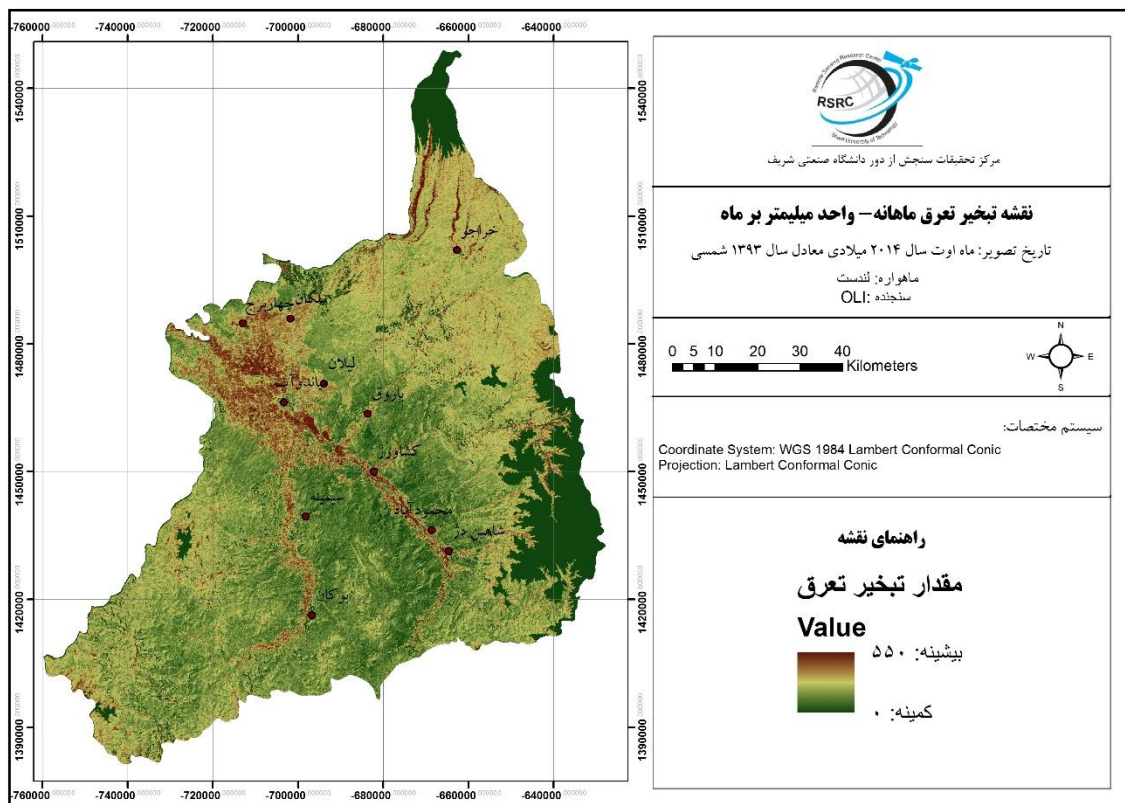
شکل پ ۳۷- نقشه تبخیر و تعرق در ماه می



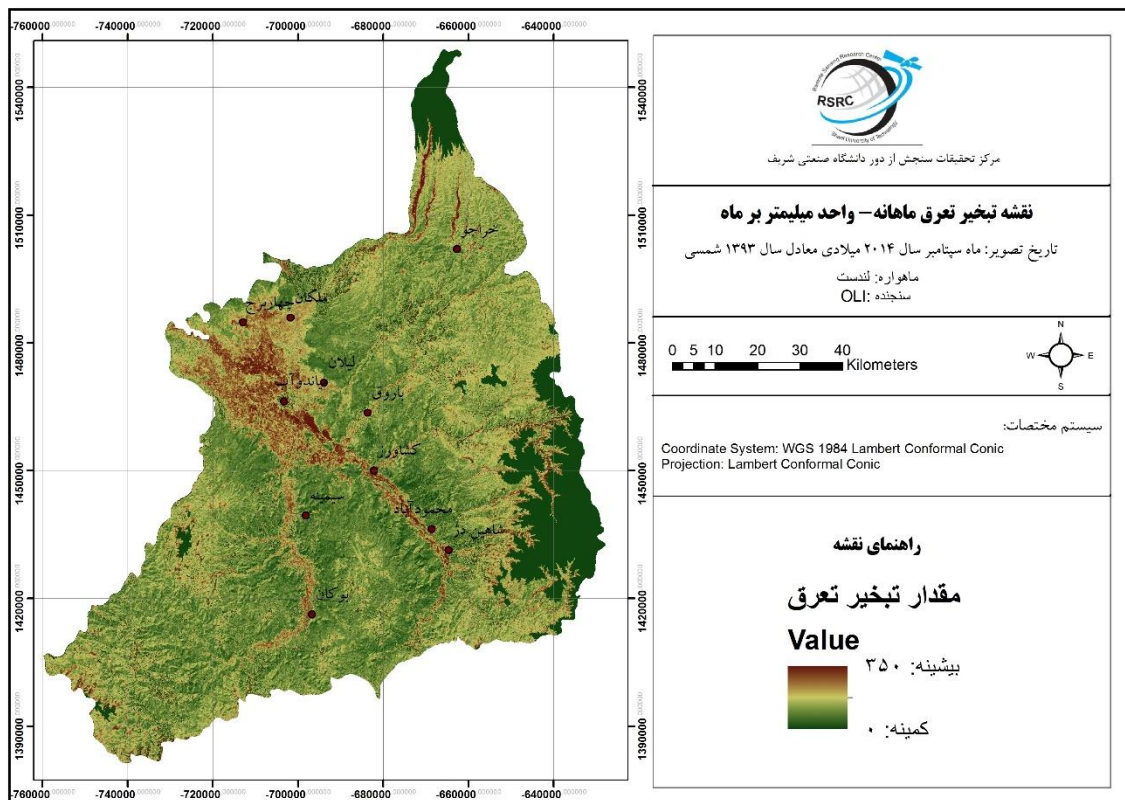
شکل پ ۳۸- نقشه تبخیر و تعرق در ماه ژوئن



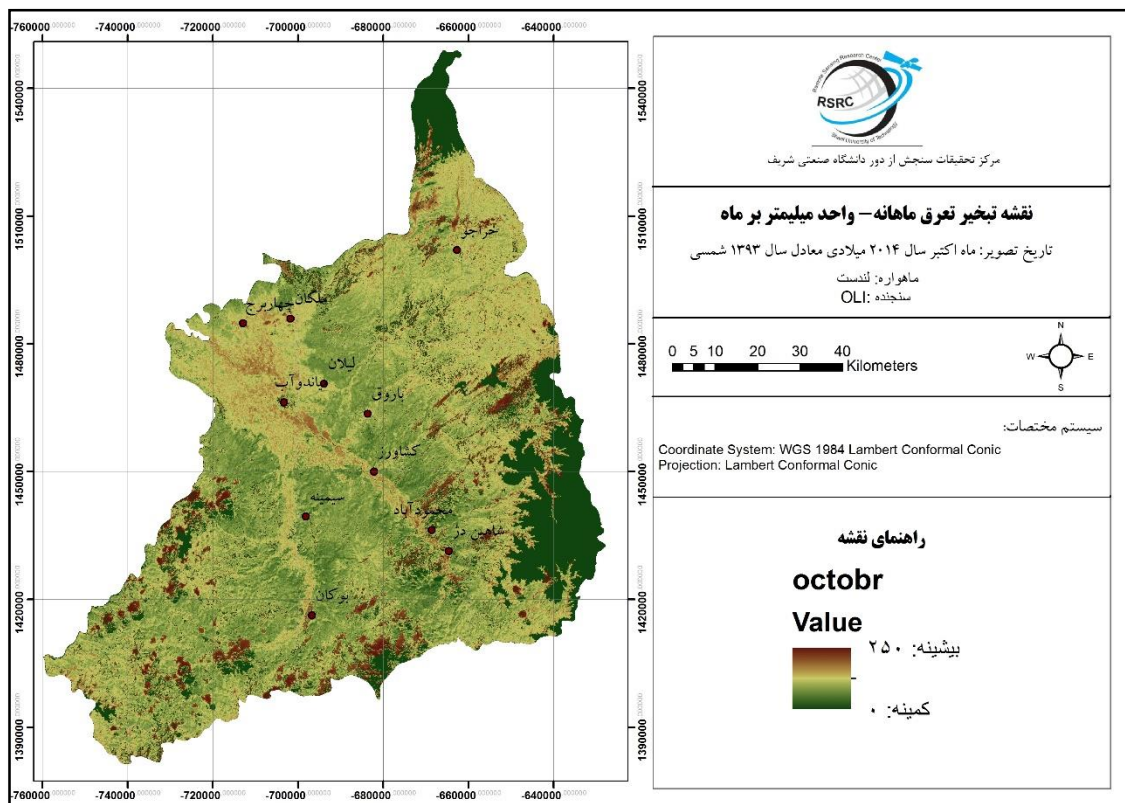
شکل پ ۳۹- نقشه تبخیر و تعرق در ماه جولای



شکل پ ۴۰- نقشه تبخیر و تعرق در ماه اوت



شکل پ ۴۱- نقشه تبخیر و تعرق در ماه سپتامبر



شکل پ ۴۲- نقشه تبخیر و تعرق در ماه اکتبر



Sharif University of Technology
Remote Sensing Research Center

Estimation of Evapotranspiration in the Miyandob, Sayyn Ghale and Bokan plains for 2014

By
Peyman Saemian
Mohsen Gholizade
Fateme Kordi
Nima Karimi

February 2016