



دانشگاه صنعتی شریف
مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)

"بررسی و جمع آوری اجزای الگوریتم سبال از منابع موجود و فرمول بندی آن"

تهیه کنندگان

نیما کریمی

محسن قلیزاده

فاطمه کردی

پیمان صائمان

دی ۱۳۹۴



شناسه سند

عنوان سند			بررسی و جمع‌آوری اجزای الگوریتم سبال از منابع موجود و فرمول‌بندی آن		
نوع سند			☒ گزارش فنی		☐ گزارش پیشرفت
			☐ یادداشت فنی		☐ خلاصه مدیریتی
کد سند			۱۳۹۴/۱۰-TN-۰۱-F-۳۳		
شماره قرارداد					
تاریخ قرارداد					
کارفرما					
گروه فنی					
مدیر فنی طرح			مهندس صائمان		
داوران خارجی					
کارشناسان فنی طرح			نیما کریمی، محسن قلیزاده، فاطمه کردی، پیمان صائمان		
تاریخ انتشار			۱۳۹۴/۱۱/۱۵		
ویرایش			دوم		

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.

فهرست مطالب

۱- مقدمه.....	۱
۲- فرمول‌بندی و روابط الگوریتم SEBAL.....	۲
۲-۱- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n).....	۳
۲-۱-۱- تابش طول‌موج کوتاه ورودی ($R_s \downarrow$).....	۳
۲-۱-۲- تابش طول‌موج بلند خروجی ($R_L \uparrow$).....	۶
۲-۱-۳- تابش طول‌موج بلند ورودی ($R_L \downarrow$).....	۸
۲-۲- شار گرمایی زمین (G).....	۸
۲-۳- شار حرارتی محسوس (H).....	۹
۲-۴- پیکسل‌های سرد و گرم.....	۱۰
۲-۴-۱- سرعت اصطکاکی.....	۱۰
۲-۴-۲- طول زبری موثقم.....	۱۰
۲-۴-۳- سرعت باد.....	۱۱
۲-۴-۴- تعیین H و rah	۱۲
۲-۵- تبخیر و تعرق روزانه (ET_{24}).....	۲۰
۲-۶- تبخیر و تعرق فصلی ($ET_{seasonal}$).....	۲۰
۳- فهرست مراجع.....	۱
۴- پیوست.....	أ
۴-۱- محاسبه آلبدو.....	أ
۴-۲- محاسبه NDVI.....	ت
۴-۳- محاسبه SAVI و LAI (شاخص سطح برگ).....	ت
۴-۳-۱- محاسبه SAVI.....	ت

ث.....۴-۳-۲- محاسبه شاخص سطح برگ (LAI).....

ث.....۴-۴- محاسبه Zom.....

ث.....۴-۵- محاسبه LST.....

ث.....۴-۵-۱- دمای روشنایی.....

فهرست علائم

c_p	air specific heat	J/kg/K
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_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
$R_{s\downarrow}$	incoming shortwave radiation	W/m^2
$R_{L\downarrow}$	incoming longwave radiation	W/m^2
$R_{L\uparrow}$	outgoing longwave radiation	W/m^2
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_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	$5.67 \times 10^{-8} W/m^2/K^4$
τ_{sw}	shortwave transmissivity of air	-
ϕ	latitude of the pixel	radians
Ψ_h	stability correction for heat transport	-
Ψ_m	stability correction for momentum transport	-
ϖ	mountain wind speed weighting coefficient	-
ϖ_λ	weighting coefficient for band λ	-

۱- مقدمه

تبخیر و تعرق یکی از اصلی‌ترین اجزای محاسبات چرخه هیدرولوژیکی یک حوضه و تأمین کننده اطلاعات لازم به منظور برآورد میزان مصارف به همراه تعیین مقادیر بارش می‌باشد. بنابراین جایگاه پراهمیت مدت‌هاست که پژوهشگران نقاط مختلف جهان به منظور برآورد هرچه دقیق‌تر این پارامتر ارزشمند کوشش‌هایی را صورت داده‌اند. به صورت کلی روش‌های برآورد مقادیر تبخیر و تعرق را می‌توان به دو دسته اصلی تقسیم نمود، دسته اول روش‌های است که بر استفاده از داده‌های زمینی و ایستگاهی و عمدتاً روابط تجربی و آماری تکیه دارند. در کشورهایی چون کشور ایران، کارآمدی این روش‌ها با توجه به کمبود -در مقایسه با مطالعات صورت گرفته در مناطق مختلف جهان می‌توان گفت نبود- داده‌های ایستگاهی منظم و با پراکندگی مناسب، همواره مورد تردید بوده است. بنابراین دسته دوم مطالعات که عمدتاً بر پایه روش‌های فیزیکی (و بعضاً ترکیب با روش‌های تجربی) و تکنیک‌های سنجش از دور استوار هستند. این روش‌ها با توجه به وجود داده‌های در بازه زمانی طولانی (از حداقل ۱۹۷۰ میلادی تاکنون) و پیشرفت‌های ماهواره‌ها و همچنین ارائه نقشه‌های همگن از منطقه، مورد توجه محققین مختلف جهان از جمله ایران قرار گرفته‌اند.

به صورت کلی روش‌های بر پایه سنجش از دور بر اساس یک فرض اصلی به دو دسته کلی تک منبعی و دو منبعی تقسیم‌بندی می‌شوند. در منطق تک منبعی روش محاسبه تبخیر از پهنه‌های با پوشش گیاهی و مناطق فاقد پوشش از یکدیگر تفکیک نمی‌گردند. اما در روش‌های دو منبعی این تفکیک در ابتدای نگارش روابط در نظر گرفته می‌شود.

در این مطالعه به منظور برآورد میزان تبخیر-تعرق واقعی، الگوریتم سبال اصلاح‌شده (فرمت کوهستان)- یکی از الگوریتم‌های تک منبعی برآورد تبخیر و تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره لندست نگارش و فرمول‌بندی شده است. بسیاری از فرضیات و فرمول‌بندی‌های استفاده شده در این الگوریتم مستقل از نوع ماهواره هستند و در نتیجه روش کار می‌تواند با کمی اصلاح برای سایر ماهواره‌ها نیز مورد استفاده قرار گیرد.

مراحل محاسبات اصلی برای مدل سبال اصلاح‌شده که توسط این مطالعه پیشنهاد شده در جدول ۱ اشاره 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 ۱-مراحل محاسبه تبخیر-تعرق لحظه‌ای

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

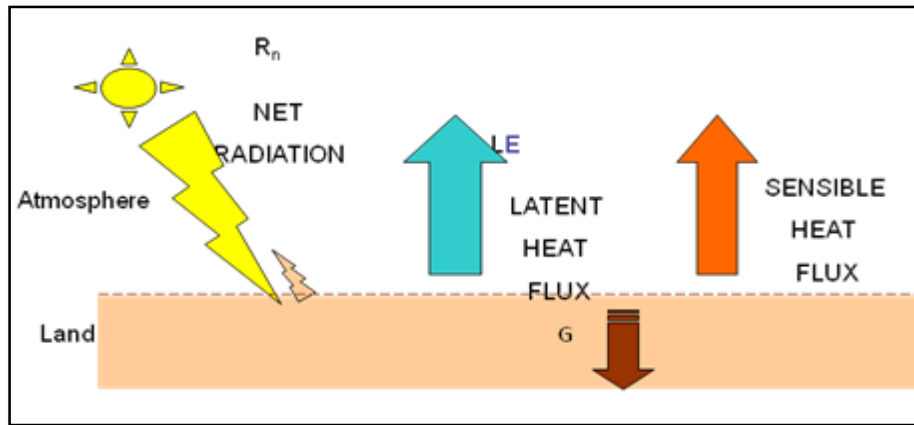
۲- فرمول‌بندی و روابط الگوریتم SEBAL

مدل^۱ SEBAL، یک مدل پردازش تصویر است که تبخیر-تعرق و دیگر تبادلات 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، بیلان انرژی سطحی است (Bastiaanssen et al. 1998). 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 به‌عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی سطح همانند رابطه (۱) تخمین زده می‌شود:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (1)$$

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.

^۱Surface Energy Balance Algorithm for Land



شکل 1- شماتیک بیلان انرژی در سطح زمین

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

۲-۱- شار تشعشع خالص در سطح زمین (R_n)

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

$$R_n = (1 - \alpha) R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (2)$$

که در آن، $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی طول موج بلند و $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند می باشند (تمامی پارامترهای فوق بر حسب وات بر مترمربع می باشند). α آلبدو و ε_0 گسیلندگی سطح می باشند (نحوه محاسبه این لایه ها در پیوست گزارش آورده شده است).

۲-۱-۱- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_{s\downarrow}$)

تابش طول موج کوتاه به عنوان طول موج بین ۰/۱۷ تا ۴ میکرومتر تعریف شده است. شار تابشی طول موج کوتاه ورودی مجموع شارهای تابشی مستقیم^۲ و نفوذی^۳ رسیده به سطح زمین (بر حسب W/m^2) می باشد. این شار با فرض شرایط بدون ابر مطابق رابطه (۳) محاسبه می شود:

$$R_s = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (3)$$

^۲direct

^۳diffuse

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 τ_{sw} نیز مقدار گذردهی اتمسفری می باشد.

زاویه ورود خورشیدی^۴ (θ)، همان طور که از شکل ۲ برمی آید زاویه بین پرتو خورشیدی و خط عمود بر سطح زمین است. با فرض افقی بودن سطح زمین در مدل مسطح SEBAL، محاسبه θ بسیار ساده و در سطح منطقه مورد نظر ثابت است. در مدل کوهستانی SEBAL، $\cos\theta$ در هر پیکسل متفاوت است و به شیب و Aspect سطح زمین بستگی دارد. رابطه (۴) برای محاسبه $\cos\theta$ پیشنهاد شده است (Duffie):

$$\begin{aligned} \cos\theta = & \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (4)$$

در رابطه فوق، φ عرض جغرافیایی هر نقطه از نقشه، s شیب، ω زاویه ساعتی^۵، δ زاویه میل خورشید^۶ و γ زاویه Aspect سطحی می باشد (تمامی موارد فوق بر حسب رادیان می باشند). نقشه های شیب و Aspect با استفاده از لایه DEM تولید می گردند. محاسبه زاویه میل خورشید از رابطه (۵) استفاده می شود (Cooper 1969).

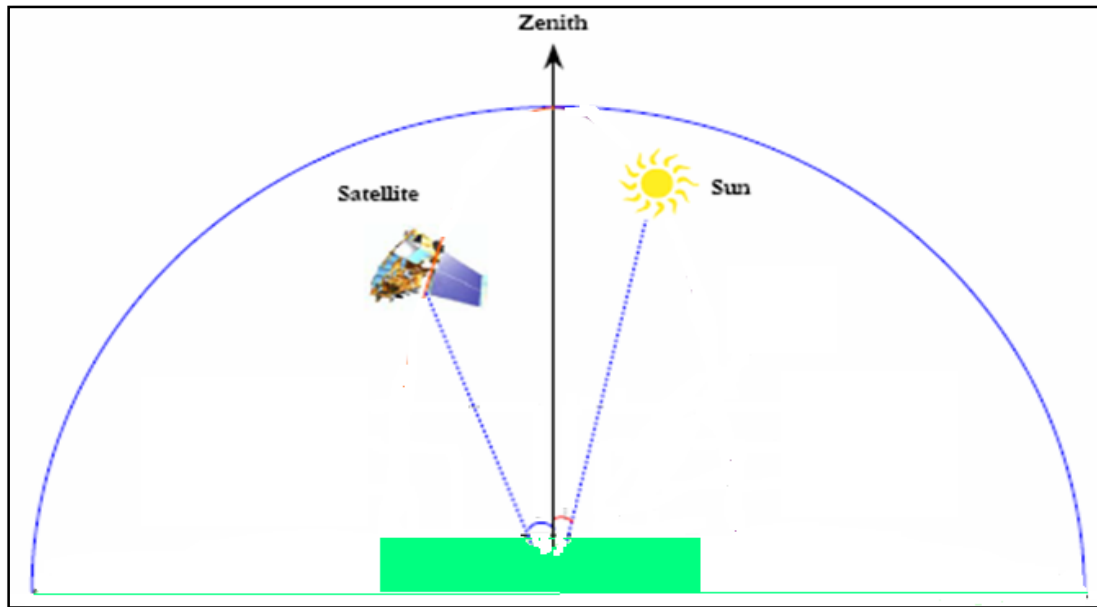
$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi \cdot JD}{365} - 1.39\right) \quad (5)$$

که در اینجا JD روز ژولینی مورد بررسی می باشد.

^۴ solar incidence angle

^۵ hour angle

^۶ solar declination



شکل ۲- زاویه ورود خورشیدی (θ)

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

$$\omega = \frac{\pi}{12} \{ t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c \} - 12 \quad (6)$$

که در اینجا t زمان گذر ماهواره بر حسب ساعت محلی (برای مثال برای ساعت ۱۰:۳۰، ۱۰/۵ نوشته می شود)، L_z طول جغرافیایی مرکز منطقه زمانی^۷ موجود در تصویر بر حسب دقیقه (که در این مطالعه منطقه زمانی مورد استفاده، تهران می باشد که طول جغرافیایی آن ۵۱/۴۲ درجه می باشد)، L_m طول جغرافیایی مرکز تصویر برداشت شده توسط ماهواره بر حسب دقیقه و S_c یک تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی^۸ می باشد که به صورت زیر اعمال می گردد:

$$S_c = 0.1645 \times \sin(2b) - 0.1255 \times \cos(b) - 0.025 \times \sin(b) \quad (7)$$

$$b = 2\pi(JD - 81)/364 \quad (8)$$

که در اینجا JD روز ژولینی تصویر مورد بررسی می باشد.

d_r همان طور که پیش تر گفته شد مربع معکوس فاصله نسبی زمین و خورشید می باشد که به وسیله رابطه زیر

محاسبه می شود (Duffie and Beckman 1980).

^۷local time zone

^۸Solar time

$$d_r = 1 + 0.033 \times \cos\left(JD \frac{2\pi}{365}\right) \quad (9)$$

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 (۱۰) محاسبه شده است (Allen et al. 1998).

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

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 تأثیرگذار 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.

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

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (11)$$

که در آن، ε_0 گسیلندگی سطح باند گسترده^۹ (بدون بعد)، σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$)، و T_s دمای سطح زمین (K) هستند. مقادیر $R_{L\uparrow}$ از ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع با توجه به زمان و موقعیت تصویر می‌تواند تغییر نماید (نقشه دمای سطح زمین در پیوست گزارش گنجانده شده است).

برای محاسبه گسیلمندی از روش آستانه‌گذاری 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 $0.2 < NDVI < 0.5$ 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.

^۹broad-band

- اگر $0.5 < NDVI < 0.2$ باشد، در این مورد پیکسل مخلوطی از خاک لخت و پوشش گیاهی است و گسیلمندی بر اساس رابطه ۷ محاسبه می‌شود.

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d\varepsilon \quad (12)$$

که پارامترهای این رابطه به صورت زیر است:

ε_v گسیلمندی پوشش گیاهی برابر با ۰/۹۹

ε_s گسیلمندی خاک برابر با ۰/۹۷

و P_v کسر پوشش گیاهی بوده که بر اساس **Error! Reference source not found.** (Sobrinho et al. 2004).

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (13)$$

$NDVI_{min}$ برابر با ۰/۲ و $NDVI_{max}$ برابر با ۰/۵ است.

پس از محاسبه P_v پارامتر $d\varepsilon$ همانند (۱۴) به دست آمده است.

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_v)F\varepsilon_v \quad (14)$$

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

به صورت کلی (در محدوده تروپوسفر تا ۱۲ کیلومتری از سطح زمین)، با هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع، ۵-۶ درجه سانتی گراد دمای هوا با فرض اشباع بودن توده هوا (Wet lapse rate) کاهش می‌یابد. به دلیل وجود تعادلی قوی بین دمای سطح و دمای هوا، معمولاً با افزایش ارتفاع روند 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 اصلاح‌شده، نقشه دمای سطح اولیه (T_s) را با استفاده از نقشه DEM به صورت زیر مورد اصلاح ارتفاعی قرار می‌گیرد (Allen et al. 2002).

$$T_{s_dem} = T_s + 0.0065 \Delta z \quad (15)$$

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 شارحرارتی 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).

۲-۱-۳- 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:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (16)$$

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 (۱۷)، استخراج و محاسبه می‌گردد (Bastiaanssen 1995).

$$\varepsilon_a = 1.08 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.265} \quad (17)$$

در این رابطه τ_{sw} گذردهی اتمسفری می‌باشد که توسط رابطه ۱۰ محاسبه می‌شود.

دمای هوای مورد استفاده در رابطه (۱۶)، 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).

$$T_{cold(each\ pixel)} = T_{cold} + 0.0065 \Delta Z \quad (18)$$

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.

۲-۲- 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. SEBAL ابتدا نسبت G/R_n را با استفاده از رابطه تجربی (۱۹) تخمین می‌زند (Bastiaanssen 2000).

$$\frac{G}{R_n} = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (19)$$

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 (SEBAL Manual, 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 (۱۹) 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.

۲-۳- 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).

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (20)$$

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 (SEBAL Manual (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 آنرو دینامیکی در برابر انتقال حرارت (r_{ah}) و شار حرارتی محسوس مطابق با روابط ارائه شده در الگوریتم محاسبه می‌شوند.

۲-۴-۲- پیکسل‌های سرد و گرم

الگوریتم SEBAL جهت محاسبات نرخ تبخیر و تعرق واقعی، از دو پیکسل مبنا جهت تعیین حدود بالا و پایین بیان 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 (2002)، نحوه انتخاب پیکسل‌های "سرد" و "گرم" را تشریح کرده است.

۲-۴-۱- سرعت اصطکاکی

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

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (21)$$

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_{om} طول زبری مومنتم برای هر پیکسل (m) می‌باشد.

۲-۴-۲- 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 ۲ نحوه محاسبه این متغیر را نمایش می‌دهد. (محاسبه نقشه شاخص پوشش گیاهی در پیوست آورده شده است).

جدول ۲- محاسبه متغیر زبری مومنتوم

$\frac{u_*}{u(h)} = c_1 - c_2 * e^{(-c_3 * C_d * LAI)}$ $c_1 = 0.320; c_2 = 0.264; c_3 = 15.1; C_d = 0.2$	(۲۰-۱)
$n_h = C_d * \frac{LAI}{2 * \frac{u_*^2}{u(h)^2}}$	(۲۰-۲)

$\frac{d}{h} = 1 - \frac{(1 - e^{(-2*n_h)})}{(2 * n_h)}$	(۲۰-۳)
$\frac{z_{om}}{h} = \left(1 - \frac{d}{h}\right) * e^{-k * \frac{u(h)}{u_*}}$ K=0.40	(۲۰-۴)

در مناطق کوهستانی لازم است طول زبری مومنتوم (z_{om}) براساس شیب منطقه با استفاده از رابطه (۲۲) اصلاح شود:

$$z_{om(mnt)} = z_{om} \times [1 + (slope - 5)/20] \quad (۲۲)$$

که در آن slope نقشه شیب منطقه (بر حسب رادیان) می باشد.

۲-۴-۳-سرعت باد

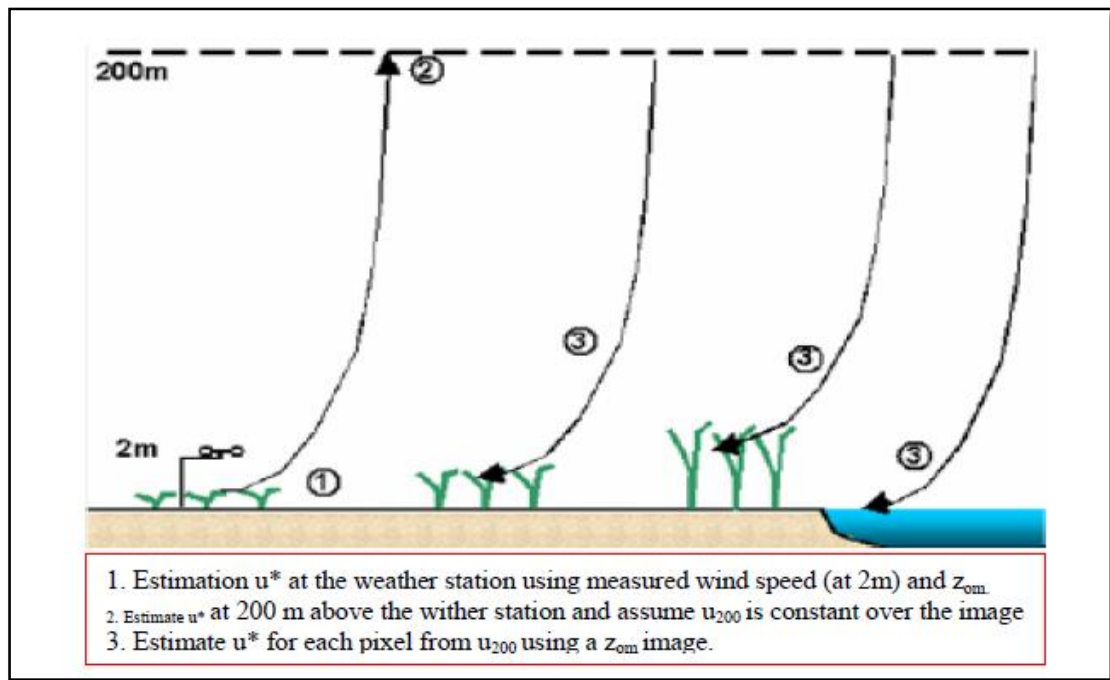
سرعت باد در ارتفاعی که هیچ گونه تأثیری از زبری سطح برای آن قابل تصور نمی باشد (۲۰۰ متر) محاسبه می گردد (شکل ۳). رابطه U_{200} درواقع همان رابطه (U_*) می باشد.

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{z_{200}}{z_{om}}\right)}{k} \quad (۲۳)$$

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 (۲۴) تعیین می گردد:

$$\omega = 1 + 0.1[(h - H)/1000] \quad (۲۴)$$

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



شکل ۳- تأثیر زبری بر سرعت باد

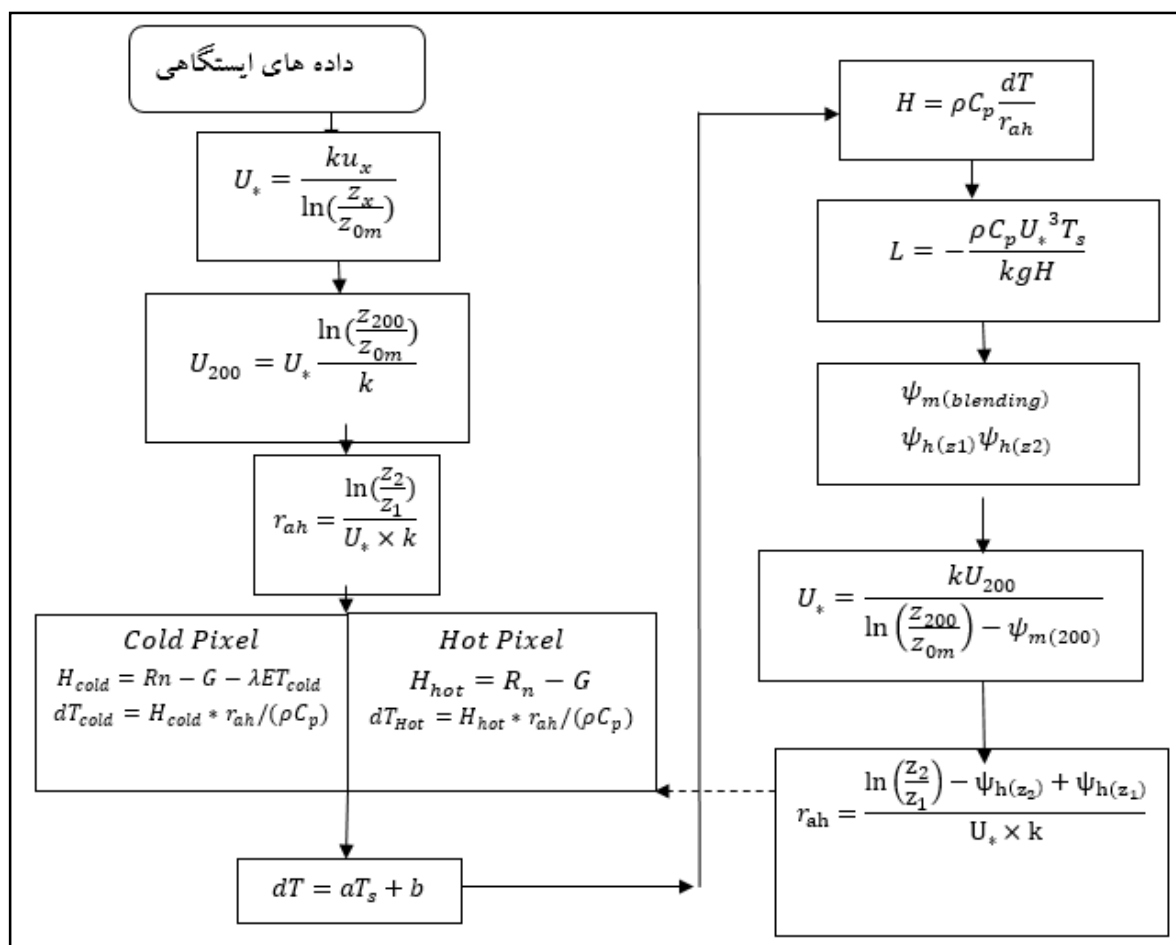
۲-۴-۴- تعیین H و r_{ah}

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

H و r_{ah} در یک فرآیند تکراری محاسبه می شود (شکل ۴). در گام اول با فرض شرایط پایدار مقدار اولیه r_{ah} محاسبه می گردد. در گام دوم فرض مرحله قبل (پایداری) بررسی می شود و اگر شرایط خنثی نباشد با اضافه شدن پارامترهای $\psi_{h(z_1)}$ ، $\psi_{h(z_2)}$ و محاسبات تکرار می شود تا r_{ah} پایدار و dt در پیکسل گرم همگرا شود. z_1 ارتفاع نزدیک به صفحه تغییر مکان صفر^{۱۱} برای سطح یا پوشش گیاهی و z_2 ارتفاعی بالاتر از صفحه تغییر مکان صفر و پایین تر از لایه مرزی سطح^{۱۱} می باشد. بر اساس تحلیل های تجربی مقدار z_1 برابر ۰/۱ و مقدار z_2 برابر ۲ متر در نظر گرفته می شود (Allen et al. 2002).

^{۱۱}Zero plane displacement

^{۱۱} Surface boundary layer



شکل ۴- فرآیند محاسبه H و r_{ah}

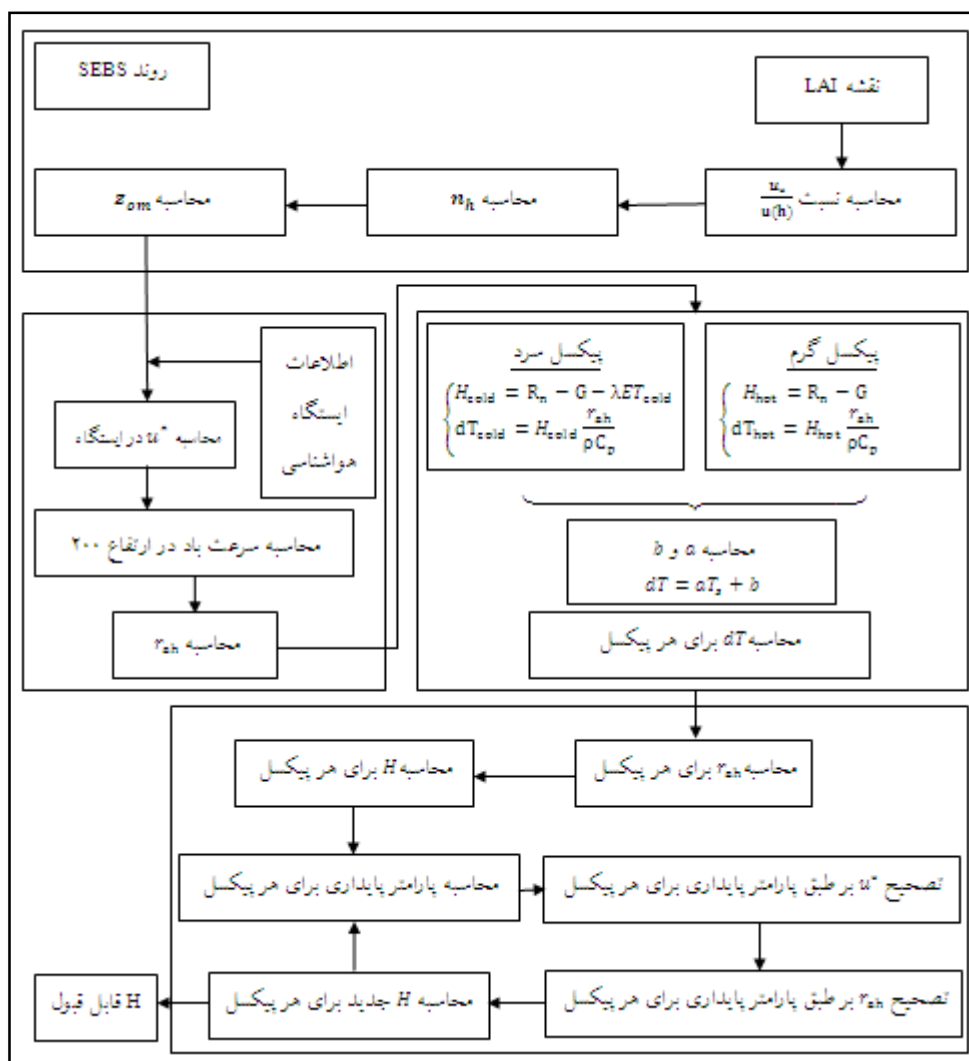
در ادامه مراحل فرآیند محاسباتی و فرمول‌های مربوط به ترتیب اشاره شده است. جهت محاسبه شار حرارتی محسوس از رابطه (۲۰)، لازم است اختلاف دما در نزدیکی سطح زمین (dT) برای هر پیکسل تعیین گردد. این پارامتر در واقع اختلاف دما را در دو سطح ارتفاعی z_2 و z_1 را نشان می‌دهد. از آنجا که اندازه‌گیری‌ها در این سطوح وجود ندارد، در الگوریتم SEBAL فرض می‌گردد که رابطه‌ای خطی بین dT و T_s برقرار است.

$$dT = b + aT_s \quad (25)$$

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 (۱۵) به دست می‌آید.

لازم به ذکر است که لایه Ts مصنوعی تولید شده در این بخش، در تخمین dT و انتخاب پیکسل های گرم و سرد مورد استفاده قرار می گیرد و در محاسبه مربوط به تشعشع طول موج بلند خروجی کاربرد ندارد. جهت تعیین این ضرایب، SEBAL از دو پیکسل سرد و گرم که می توان در آن ها مقدار H را به شکل قابل قبولی محاسبه نمود، استفاده می کند. در مورد تخمین dT و H می توان به موارد زیر اشاره نمود (شکل ۵).



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

بر اساس تحقیقات انجام شده در دانشگاه Idaho می توان 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 (۲۶) و (۲۷) قابل محاسبه است:

$$H_{cold} = R_n - G - 1.05\lambda ET_{ref} \quad (26)$$

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{ah_{cold}} / (\rho_{cold} \times c_p) \quad (27)$$

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 ۳ تعیین می‌گردد.

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (28)$$

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

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

mm.d ⁻¹	۶۶	۱/۷	ساعتی در شب
--------------------	----	-----	-------------

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

$$\gamma = \frac{C_p}{\epsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (29)$$

γ : ثابت سایکرومتریک [kPa.C⁻¹]

P: فشار اتمسفر [kPa]

λ : گرمای نهان تبخیر، [MJ.kg⁻¹.C⁻¹]

C_p : گرمای ویژه در فشار ثابت، [MJ.kg⁻¹.C⁻¹]

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

$$T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (30)$$

T_{mean} : دمای هوا [°C]

T_{max} : حداکثر دمای هوای روزانه [°C]

T_{min} : حداقل دمای هوای روزانه [°C]

$$e_s(T_{mean}) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27 T_{mean}}{T_{mean} + 273.15}\right] \quad (31)$$

$$\Delta = \frac{2504 \times \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)}{(T + 237.3)^2} \quad (32)$$

Δ : شیب منحنی دما-فشار بخار [kPa/C]

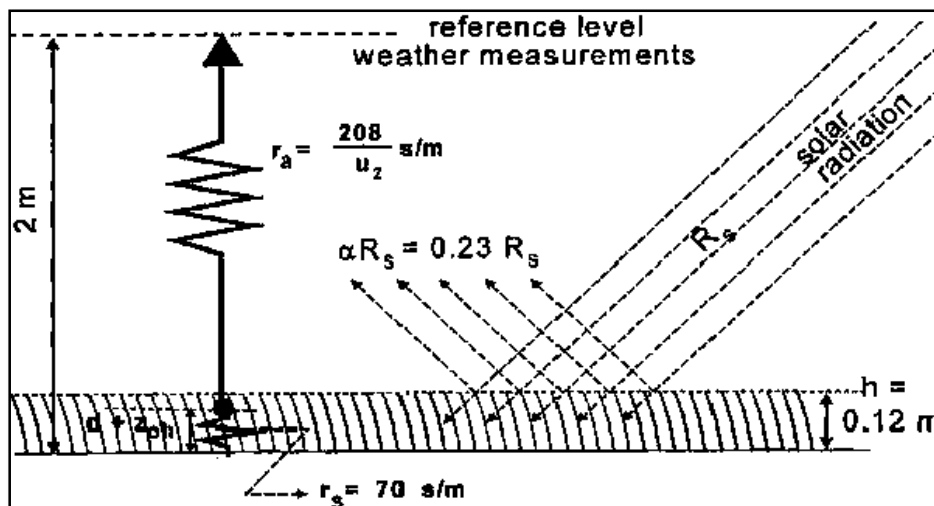
در محاسبه e_s ، در صورت محاسبه برای بازه زمانی روزانه، از دمای متوسط روزانه T استفاده می گردد.

$$e_a = e_s(T_{dew}) = 0.6188 \exp\left[\frac{17.27 T_{dew}}{T_{dew} + 237.3}\right] \quad (33)$$

T_{dew} : دمای نقطه شبنم [°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 ۶ نمایش داده شده است.



شکل ۶- 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 می گردد:

$$L = - \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (34)$$

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 می کند. اگر $L < 0$ ، اتمسفر غیر پایدار، اگر $L > 0$ اتمسفر پایدار و اگر $L = 0$ اتمسفر خنثی در نظر گرفته می شود. با توجه به شرایط اتمسفری، مقادیر اصلاح پایداری برای مومنوم و انتقال حرارت (ψ_m و ψ_h) با استفاده از روابط زیر محاسبه شده است (Webb et al. 1971).

اگر $L < 0$ باشد، شرایط غیر پایدار:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(200m)}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x(200m)^2}{2} \right) - 2 \text{ARCTAN} (x(200m)) + 0.5 \pi \quad (35)$$

$$\psi_{h(z)} = 2 \ln \left(\frac{1+x(z)^2}{2} \right) \quad (36)$$

که در آن،

$$X(z) = (1 - 16 \frac{z^2}{L^2})^{0.25} \quad (37-1)$$

و اگر $L > 0$ باشد، در شرایط پایدار:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (37-1)$$

$$\psi_{h(z)} = -5 \left(\frac{z}{L} \right) \quad (37-1)$$

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

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

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln \left(\frac{z_{200}}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200)}} \quad (38)$$

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 مومنوم در ۲۰۰ متر است.

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (39)$$

که کلیه پارامترها در بندهای قبل معرفی شده اند.

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

تخمین تبخیر و تعرق

تبخیر و تعرق لحظه ای

ارتفاع تبخیر و تعرق لحظه ای از رابطه (۱۲) قابل محاسبه است:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda \rho_w} \quad (12)$$

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

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

$$ET_{ref} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (13)$$

که در آن ET_{inst} از رابطه (۴۱) ($mm.hr^{-1}$) و ET_r تبخیر و تعرق گیاه مرجع ($mm.hr^{-1}$) در زمان تصویر است. ET_{ref} جهت تبدیل ET لحظه ای به دوره ۲۴ ساعته بکار می رود.

۲-۵- تبخیر و تعرق روزانه (ET_{24})

در الگوریتم SEBAL جهت محاسبه ET روزانه فرض می‌گردد که ET_{rF} لحظه‌ای معادل میانگین ۲۴ ساعته این پارامتر است. بنابراین ET_{24} بر حسب ($mm.day^{-1}$) از رابطه (۱۴) محاسبه می‌شود:

$$ET_{24} = ET_{rF} \times ET_{r-24} \quad (14)$$

که در آن ET_{r-24} مقدار تجمعی ET_r ۲۴ ساعته در روز تصویر است و با استفاده از رابطه ۳۴ محاسبه می‌شود.

۲-۶- 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 ET_r تجمعی برای دوره زمانی که تصویر نماینده آن می‌باشد که به سادگی مجموع مقادیر ET_r روزانه در این دوره زمانی را شامل می‌شود.
۴. محاسبه ET تجمعی در هر دوره زمانی با توجه به رابطه زیر است:

$$ET_{period} = ET_{rF_{period}} \cdot \sum_1^n ET_{r-24} \quad (15)$$

که در آن، $ET_{rF_{period}}$ 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.

۳- فهرست مراجع

مکارمی، مهدی، قهرمان، بیژن، ثنایی نژاد، حسین. (۲۰۱۵). بهینه کردن شاخص SAVI و برآورد تبخیر-تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸. نشریه آبیاری و زهکشی، ۹(3)، 469-459.

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

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

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

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

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

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

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*. Wiley New York etc.

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

Norman, J., & Campbell, G. (1989). Canopy structure. In 'Plant physiological ecology: field methods and instrumentation', (Eds RW Pearcy, J Ehleringer, HA Mooney, PW Rundel) pp. 301-325. In: Chapman and Hall: London

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

Van de Griend, A., & Owe, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of remote sensing*, 14, 1119-1131

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

۴- پیوست

۴-۱- محاسبه آلبدو

آلبدو بر طبق معادله (پ-۱) محاسبه می شود (Bastiaanssen et al. 1998):

$$\alpha = \frac{(\alpha_{toa} - \alpha_{atm})}{\tau_{\alpha}^2} \quad (\text{پ-۱})$$

که در آن:

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

α_{atm} : آلبدو جوی؛

τ_{α} : گذردهی اتمسفری، که با استفاده از معادله (Allen et al. 2002, 2007) محاسبه می شود:

$$\tau_{\alpha} = 0.35 + 0.627 \exp \left[-\frac{0.00146 Po}{K_t \cos \theta} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos \theta} \right)^{0.4} \right] \quad (\text{پ-۲})$$

که در آن:

Po : فشار اتمسفر محلی (kPa)؛

K_t : ضریب کدورت هوا ($K_t = 1.0$ برای هوا روشن و $K_t = 0.5$ برای هوا بسیار آلوده؛ $K_t = 1.0$ در

این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت).

θ : زاویه ورود خورشید، زاویه بین خط عمود و پرتو خورشید؛

W (mm): آب قابل بارش، تابعی از RU(%) که توسط رابطه (پ-۳) محاسبه می شود (Allen et al. 2002):

$$W = 0.14 e_a P_0 + 2.1 \quad (\text{پ-۳})$$

که در آن:

e_a : فشار جزئی بخار آب جوی (kPa).

مقدار آلبدو اتمسفری می تواند از طریق مدل انتقال تابشی به دست آید و به طور کلی بین ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴۰

واقع شده است (Allen et al. 2002). مقدار ۰/۰۳ با توجه به توصیه Allen در این مطالعه لحاظ شده است.

با توجه به معادله (پ-۴) میزان آلبدو بدون اصلاح اتمسفر (α_{toa}) از طریق ترکیب خطی از بازتاب تک

رنگ (RB) از باندهای بازتابی ۲ تا ۷ از OLI-Landsat 8 محاسبه می شود (Bernardo et al. 2016):

$$\alpha_{toa} = \rho_2 * r_2 + \rho_3 * r_3 + \rho_4 * r_4 + \rho_5 * r_5 + \rho_6 * r_6 + \rho_7 * r_7 \quad (\text{پ-۴})$$

که در آن بازتاب از هر یک از باندهای ۲ تا ۷ توسط رابطه (پ-۵) بدست می‌آید (Chander and Markham, 2003):

$$r_b = \frac{(\text{Add}_{\text{ref},b} + \text{Mult}_{\text{ref},b} * \text{ND}_b)}{\cos \theta * d_r} \quad (\text{پ-۵})$$

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 معکوش فاصله نسبی زمین و خورشیدی می‌باشد که به وسیله رابطه (پ-۶) محاسبه می‌شود (Duffie and Beckman, 1980):

$$d_r = 1 + 0.033 * \cos\left(\text{JD} \frac{2\pi}{365}\right) \quad (\text{پ-۶})$$

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

برای تعیین ضریب وزنی ρ_b ، ثابت خورشیدی k_b ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$) تخمین زده می‌شود در ارتباط با هر یک از باندهای بازتاب OLI و برای این کار از معادله (پ-۷) استفاده می‌شود (Chander and Markham, 2003):

$$k_b = \frac{\pi * L_b}{r_b * \cos \theta * d_r} \quad (\text{پ-۷})$$

که در آن L_b ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) رادیانس هر پیکسل برای باند b است.

برای محاسبه L_b در هر پیکسل و باند از رابطه (پ-۸) استفاده می‌شود:

$$L_b = \text{Add}_{\text{rad},b} + \text{Mult}_{\text{rad},b} * \text{ND}_b \quad (\text{پ-۸})$$

مقدار ضریب وزنی ρ_b برای هر باند طیفی مطابق با رابطه (پ-۹) محاسبه می‌گردد (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2007; Tasumi et al., 2008):

$$\omega_\lambda = \frac{k_b}{\sum k_b} \quad (\text{پ-۹})$$

جدول پ- ۱- ضریب وزنی باندهای ماهواره لندست

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

۴-۲- محاسبه 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 باندهای محدود قرمز و فروسرخ که در این محدوده نرمال شده به دست می‌آید. این شاخص برای ماهواره لندست ۸ همانند **Error! Reference source not found.** (پ-۱۰) برای باندهای ۴ و ۵ در نظر گرفته می‌شود.

$$NDVI = \frac{\rho_5 - \rho_4}{\rho_5 + \rho_4} \quad (\text{پ-۱۰})$$

۴-۳- محاسبه SAVI و LAI (شاخص سطح برگ)

۴-۳-۱- محاسبه 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 پس زمینه بر روی سیگنال‌های پوشش گیاهی بوسیله ترکیب کردن فاکتور تنظیم کننده 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 بطور 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 **Error! Reference source not found.** محاسبه می‌شود (Huete 1988).

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_5 - \rho_4}{1 + \rho_5 + \rho_4} \quad (\text{پ-۱۱})$$

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.

۴-۳-۲-محاسبه شاخص سطح برگ (LAI)

شاخص سطح برگ نسبت کل مساحت تمامی برگ های یک گیاه به مساحت اراضی نمایش داده شده بوسیله گیاه می باشد. این شاخص بوسیله Error! Reference source not found. قابل محاسبه است.

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0.69 - SAVI_{ID}}{0.59}\right)}{0.91} \quad (پ-۱۲)$$

که در آن، مقدار SAVI برای هر منطقه مجزا محاسبه شده است (Campbell and Norman 1989).

۴-۴-محاسبه Z_{om}

محاسبه مربوط به این پارامتر پیش تر در قسمت انتخاب پیکسل سرد و گرم در داخل متن گزارش آورده شده است.

۴-۵-محاسبه LST

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

از جمله پارامترهای دخیل در محاسبه دمای سطح زمین به صورت زیر آورده شده است.

۴-۵-۱-دمای روشنایی

برای محاسبه دمای روشنایی ابتدا باید داده های 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 ی پلانک برای تبدیل مقادیر تابش طیفی به دمای جسم سیاه استفاده شد که مراحل به شرح ذیل می باشد:

برای ماهواره لندست ۸ تبدیل اعداد رقومی (DN) به رادیانس طیفی با استفاده از رابطه (پ-۱۳) به دست می آید که مقادیر ML و AL از متادیتا تصویر استخراج گردید.

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \quad (پ-۱۳)$$

= TOA spectral radiance L_{λ} (Watts / (m² * srad * μm))

= RADIANCE_MULT_BAND_X, where x is the band number M_L

= RADIANCE_ADD_BAND_X, where x is the band number A_L

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

دمای روشنایی (Brightness Temperature)

دمای متناظر با انرژی تابشی دریافتی از سطحی که پدیده یا شیء توسط سنجنده است که از حل معکوس رابطه پلانک مشابه رابطه (پ-۱۴) به دست می آید.

$$T_b = \frac{hc/k\lambda}{\ln\left(\frac{2hc^2\lambda^{-5}}{L_\lambda} + 1\right)} = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad \text{رابطه (پ-۱۴)}$$

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

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

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

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

= λ 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 پ-۲ آورده شده است.

جدول پ-۲- 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 ۲-۱-۲ توضیح داده شده است و رابطه (پ-۱۵) شکل ساده شده توان تشعشعی را بیان می کند.

$$\varepsilon = 0.004P_v + 0.986 \quad \text{رابطه (پ-۱۵)}$$

به علاوه گسیلمندی حاصل از باندهای قرمز و مادون قرمز نزدیک (با قدرت تفکیک ۳۰ متر)، از نظر قدرت

تفکیک مکانی با باند حرارتی (۶۰ متر) برای محاسبات بعدی دمای سطح زمین یکسان شد.

در نهایت برای محاسبه دمای سطح زمین به درجه سانتیگراد از رابطه (پ-۱۶) استفاده شده است.

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

رابطه (پ-۱۶)

$$= Tb \text{ } ^0C \text{ دمای روشنائی}$$

$$= \lambda (\mu m) \text{ طول موج مرکزی تابش ساطع شده}$$

$$= p \text{ } h \times c / k$$

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

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

$$= k \text{ ثابت استفان بولتزمن } (1.3807 \times 10^{-34} \text{ JK}^{-1})$$

$$= \varepsilon \text{ گسیلمندی}$$