ارزيابي مدل ساده شده پنمن مانتيث براي تعيين تبخير تعرق مرجع با استفاده از تصاوير ماهواره نوا- مطالعه موردي شبکه آبياري قزوين

علي رحيمي خوب[۱]* و سيدمحمودرضا بهبهاني[۲]
[۲،۱] دانشياران پرديس ابوريحان، دانشگاه تهران
(تاريخ دريافت: ۱۳۹۰/۵/۹- تاريخ تصويب: ۱۳۹۱/۳/۲۳)

چکيده

اغلب ايستگاه‌هاي هواشناسي ايران در اراضي بايز و دور از مناطق کشاورزي قرار گرفته و داده‌هاي آن از اعتبار لازم براي برآورد تبخير تعرق مرجع (ET_o) برخوردار نيست. تصاوير ماهواره‌اي با برخورداري از پوشش وسيع، اطلاعات مناطق کشاورزي از جمله دماي سطح زمين را اخذ مي‌کنند. دماي سطح زمين يکي از پارامترهاي مهم در مدل‌هاي تبخير تعرق مي‌باشد. با توجه به اين موضوع، محققين معادله پنمن مانتيث را به يک معادله ساده خطي که ورودي آن دماي سطح زمين است، تبديل کردند. ضرايب اين معادله تابع پارامترهاي آيروديناميک هوا و تابش رسيده به زمين بوده و براي منطقه‌اي در آرژانتين نشان داده شد که در طول سال تقريباً ثابتند و ET_o با استفاده از فقط دماي سطح زمين با دقت مطلوبي برآورد شد. هدف از انجام اين تحقيق، ارزيابي معادله ساده شده فوق براي شبکه آبياري قزوين است. تعداد ۲۳۱ تصوير ماهواره نوا مربوط به فصل آبياري شبکه قزوين براي يک دوره ۳ ساله (۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸) مورد استفاده قرار گرفت. نتايج اين تحقيق نشان داد، ضرايب معادله ساده شده فوق در شبکه آبياري قزوين ثابت نيست و معادله‌اي بر اساس روز شمار سال براي تعيين هر يک از آنها ارائه شد. همچنين معادله ساده شده نياز به واسنجي دارد و پس از واسنجي، ET_o با ضريب تعيين (R^2) و جذر ميانگين مربع خطا (RMSE) بترتيب مساوي ۰/۸۰ و ۰/۴۷ ميليمتر در روز برآورد شدند.

واژه‌هاي کليدي: تبخير تعرق مرجع، ماهواره نوا، پنمن مانتيث، شبکه آبياري قزوين

مقدمه

تعيين دقيق نياز آبي گياه براي افزايش کارايي مصرف آب در شبکه‌هاي آبياري لازم و ضروري است. نياز آبي گياهان اگر چه با اندازه‌گيري مستقيم بوسيله لايسيمتر، با دقت خوبي قابل تعيين است، ولي اين پارامتر به دليل هزينه زياد خريد لايسيمتر و آزمايشات زمان‌بر با استفاده از معادلات و روابط مبتني بر داده‌هاي هواشناسي تخمين مي‌شود. کاربردي‌ترين روش براي تعيين نياز آبي گياه، روشي است که سازمان خواروبار و کشاورزي (FAO) توصيه کرده که در آن تبخير تعرق مرجع (ET_o) در ضريب گياهي ضرب مي‌شود (Allen et al., 1998). مطابق با تعريف ارائه شده توسط اين سازمان، گياه چمني که در سطح وسيع و پوشش سبز کامل با ارتفاع يکنواخت (۸ تا ۱۵ سانتي‌متر) که کاملاً بر زمين سايه انداخته و بدون کمبود آب رشد فعالي داشته باشد، بعنوان گياه مرجع فرضي پذيرفته شده است (Allen et al., 1998). ضريب گياهي بعلت تفاوت مقاومت روزنه‌اي و آيروديناميکي بين گياه و چمن که بر روي شدت تبخير اثر مي‌گذارد، براي تبديل تبخير تعرق مرجع چمن به تبخير تعرق گياه استفاده مي‌شود. معادلات و روابط متعددي براي تعيين ET_o با استفاده از داده‌هاي هواشناسي ارائه شده است. بر اساس تحقيقات FAO معادله پنمن مانتيث که بر اساس مفاهيم فيزيکي پديده تبخير و تعرق تدوين شده، دقيق‌ترين نتايج را براي تمام شرايط آب و هوايي ارائه مي‌دهد (Allen et al., 1998).

براي تعيين ET_0 به اطلاعات تابش رسيده به زمين، دماي هوا، سرعت باد، کمبود فشار بخار هوا از نزديکترين ايستگاه هواشناسي نياز است. ولي اغلب ايستگاه‌هاي هواشناسي در سطح دنيا و ايران در مناطق غير کشاورزي داراي هواي خشک، زمين بايز و يا حتي در سطح آسفالت نصب شده‌اند. استفاده از چنين داده‌هاي هواشناسي جهت تعيين ET_o براي طراحي و برنامه-ريزي سيستم‌هاي آبياري باعث بروز خطاي زيادي به دليل بالا بودن دماي هوا و کاهش رطوبت هوا نسبت به محيط کشاورزي خواهد شد (Temesgen et al., 1999). آبياري به دليل اثري که بر روي تقسيم انرژي خالص رسيده به زمين مي‌گذارد، باعث تغيير در خرد اقليم گياه مي‌شود. انرژي خالص رسيده به زمين به سه فرآيند شار گرماي محسوس، شار گرماي نهان تبخير و شار گرماي خاک تقسيم مي‌شود. در اراضي خشک و بايز بدون

* نويسنده مسئول: akhob@ut.ac.ir

پوشش گیاهي، بیشتر انرژي خورشیدي صرف گرماي محسوس و گرم شدن هوا شده، ولي بر عکس در اراضي کشاورزي بیشتر انرژي خورشید به مصرف تبخیر تعرق رسیده و انرژي کمتري صرف گرم شدن هوا و خاک مي‌شود. به همین دلیل، مناطق کشاورزي داراي هواي خنک‌تري هستند.

پیشرفت فناوري سنجش از دور و نرم افزارهاي پردازش تصاویر ماهواره‌اي، دسترسي به خصوصیات پدیده‌هاي زميني را بصورت گسترده از نظر مکاني و زماني فراهم کرده است. خصوصیات و ویژگیهاي سطح زمین با استفاده از باندهاي مختلف سنجنده ماهواره‌ها قابل تعیین است. شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهي (NDVI) یکي از شاخص‌هایي است که با استفاده از باندهاي فوق براي تعیین تراکم پوشش گیاهي استفاده مي‌شود. مقدار این شاخص از نظر تئوري بین ۱- تا ۱+ بوده که عدد منفي مؤید پوشش ابري، وجود آب یا برف است. عدد مثبت نزدیک صفر نشان دهنده اراضي بایر و فاقد پوشش گیاهي و بیشتر از ۰/۵ نشان دهنده تراکم زیاد پوشش گیاهي است (Julien et al., 2006). تحقیقات اخیر نشان داده، دماي سطح زمین براي دوره‌هاي ماهانه و سالانه تا دقت ۰/۷ تا ۱/۵ درجه سانتیگراد و براي دوره‌هاي روزانه تا دقت ۲/۱ درجه سانتیگراد برآورد مي‌شود (Sheng et al., 2009). پارامترهاي هواشناسي و همچنین تبخیر تعرق مي‌تواند با استفاده از شاخص پوشش گیاهي و دماي سطح زمین با دقت مطلوبي برآورد شوند. در تحقیقي در استان خوزستان، بیشینه دماي هوا با استفاده از داده‌هاي ماهواره نوا و بکمک مدل شبکه عصبي با دقت مطلوبي بدست آمد (Rahimikhoob et al., 2008).

در سال‌هاي اخیر، تلاش‌هایي براي تعیین ET_o با استفاده از تصاویر ماهواره‌اي انجام یافته است (French et al., 2005; Allen et al., 2007; Cleugh et al., 2007 and Maeda et al., 2011). برداشت اطلاعات از سطح شبکه‌هاي آبیاري در باندهاي مختلف از مزیت‌هاي تصاویر فوق است. این اطلاعات در باندهاي مریي و مادون قرمز براي تعیین وضعیت پوشش گیاهي و در باندهاي حرارتي براي تعیین دماي سطح زمین کاربرد دارد. معادله ساده‌اي بر مبناي بسط معادله پنمن مانتیث براي تعیین ET_o با استفاده از تصاویرماهواره‌اي ارائه‌شده‌درآن دماي سطح زمین تنها متغیر معادله است (Rivas and Caselles, 2004):

$$ET_0 = ET_{rad\text{-}Rs} + ET_{aero} + ET_{rad\text{-}Ts} \quad (۱)$$

در رابطه فوق $ET_{rad\text{-}Rs}$ جزء تبخیر تعرق ناشي از تابش خورشید رسیده به زمین، ET_{aero} جزء تبخیر تعرق ناشي از آیرودینامیک هوا و $ET_{rad\text{-}Ts}$ جزء تبخیر تعرق ناشي از تابش بلند زمین است. مجموع جبري تغییرات ماهانه دو جزء $ET_{rad\text{-}Rs}$ و ET_{aero} براي یکي از مناطق آرژانتین تقریباً ثابت بودند و از آنجا که $ET_{rad\text{-}Ts}$ تابعي از دماي سطح زمین است، معادله پنمن مانتیث بصورت ساده زیر تبدیل شد:

$$ET_{0\_TS} = aT_s + b \quad (۲)$$

در رابطه فوق، ET_{0_TS} تبخیر تعرق گیاه مرجع که تابعي از دماي سطح زمین است، T_s دماي سطح زمین که به صورت رادیومتریک از تصاویر ماهواره تعیین مي‌شود، a ضریب مؤلفه $ET_{rad\text{-}Ts}$ و b ضریبي است که از مجموع $ET_{rad\text{-}Rs}$ و ET_{aero} بدست مي‌آید. ضرایب a و b محلي بوده و با توجه به خصوصیات اقلیمي منطقه مورد مطالعه و بر اساس داده‌هاي هواشناسي طولاني مدت براي هر ماه تعیین مي‌شود. معادله فوق براي منطقه نیمه مرطوب یکي از استان‌هاي آرژانتین ارزیابي و با مقایسه آن با نتایج اندازه‌گیري شده در آن منطقه، دقت آن حدود ۰/٦ میلیمتر در روز تعیین شد (Rivas and Caselles, 2004). هدف از انجام این تحقیق ارزیابي معادله (۲) براي تعیین ET_o شبکه آبیاري قزوین است. با توجه به مطالب بالا، تحقیق حاضر تلاشي براي پاسخ به دو سئوال زیر است:

آیا در شبکه آبیاري قزوین، تغییرات مجموع جبري اجزاء تبخیر تعرق ناشي از پدیده‌هاي تابش رسیده به زمین و آیرودینامک هوا در شبکه آبیاري قزوین در طول سال ثابت است؟

آیا معادله ساده شده (۲) براي تعیین تبخیر تعرق مرجع در شبکه آبیاري قزوین از دقت لازم برخوردار است؟

مواد و روش‌ها

معادله ساده شده پنمن مانتیث براي استفاده از داده‌هاي تصاویر ماهواره‌اي

معادله پنمن مانتیث که براي تعیین تبخیر تعرق گیاه ارائه شده، به دو جزء تابش (ET_{rad}) و آیرودینامیک (ET_{aero}) به صورت زیر تقسیم مي‌شود (Rivas and Caselles, 2004):

$$ET_o = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma(1+\frac{r_c}{r_a})}\right)\frac{(R_n - G)}{\lambda} + \left(\frac{1}{\Delta + \gamma(1+\frac{r_c}{r_a})}\right)\left(\frac{\rho C_P}{\lambda}\right)\left(\frac{e_s - e_a}{r_a}\right) = ET_{rad} + ET_{aero} \quad (۳)$$

در رابطه فوق، ET_o تبخیر تعرق مرجع ($mm\ d^{-1}$)، Δ شیب منحني فشار بخار اشباع با دما ($kPa\ ^oC^{-1}$)، γ ثابت سایکرومتر ($kPa\ ^oC^{-1}$)، r_c مقاومت کلي کنوپي ($s\ m^{-1}$)، r_a مقاومت آیرودینامیك ($s\ m^{-1}$)، R_n تابش خالص خورشید ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$)، G شار گرماي خاك ($MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$)، ρ چگالي هوا در فشار ثابت ($1.2\ kg\ m^{-3}$)، λ گرماي نهان تبخیر ($MJ\ kg^{-1}$)، C_p گرماي ویژه هوا در فشار ثابت ($1.013\ MJ\ kg^{-1}\ ^oC^{-1}$)، e_s فشار بخار اشباع (kPa) و e_a فشار بخار هوا (kPa) مي‌باشند. جزء

تابش معادله بالا (ET_{rad}) جمع جبري تابش‌هاي ورودي و خروجي به سطح زمين است و از رابطه زير تعيين مي‌شود (Rivas and Caselles, 2004):

$$R_n = R_{ns\downarrow} - R_{nl\uparrow} \quad (۴)$$

در رابطه بالا، $R_{ns\downarrow}$ معرف تابش خالص كوتاه رسيده به زمين ($MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$) و $R_{nl\uparrow}$ تابش خالص بلند خروجي از زمين ($MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$) هستند كه از روابط زير برآورد مي‌شوند (Rivas and Caselles, 2004):

$$R_{ns\downarrow} = (1-\alpha)R_s \quad (۵)$$

$$R_{nl\downarrow} = \varepsilon_s \sigma \left(T_s^4 - \varepsilon_a T_a^4\right) \quad (۶)$$

در روابط بالا، α آلبيدو سطح زمين، R_s تابش خورشيد رسيده به زمين ($MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$)، ε_s گسيلندگي سطح زمين، σ ضريب استفان بولتزمن ($4.9\times10^{-9}\ MJ\ K^{-4}\ day^{-1}$)، ε_a گسيلندگي هوا، T_s دماي سطح زمين (^oK) و T_a دماي هوا (^oK) هستند. ريواس و كيسلس (۲۰۰٤) براي اينكه بين ET_o و T_s معادله ساده خطي برقرار شود، جزء تابش گرمايي زمين كه تابع دماي سطح زمين به توان چهار است، به معادله خطي زير تبديل كردند (Rivas and Caselles, 2004):

$$T_s^4 = cT_s + d \quad (۷)$$

ضرايب c و d معادله فوق با ضريب تعيين ۰/۹۹ و براي دماي سطح زمين بين ۲۸۰ تا ۳۳۸ كلوين بترتيب برابر $1.140\times10^{8}\ ^oK^3$ و $-2.6\times10^{10}\ ^oK^4$ برآورد شدند. تابش خالص با تركيب معادلات ٤ تا ۷ به صورت زير در مي‌آيد (Rivas and Caselles, 2004):

$$R_n = (1-\alpha)R_s - c\varepsilon_s\sigma T_s - d\varepsilon_s\sigma + \varepsilon_s\varepsilon_a T_a^4 \quad (۸)$$

در صورتيكه مولفه‌هاي تبخير ناشي از دماي سطح زمين از ساير مولفه‌ها جدا گردند، معادله ۳ را مي توان بصورت معادله ۲ نوشت كه در آن ضرايب معادله به شكل زير خواهند برد:

$$a = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma(1+\frac{r_c}{r_a})}\right) \times \left(\frac{-c\varepsilon_s\sigma}{\lambda}\right) \quad (۹)$$

$$b = \left(\frac{1}{\Delta + \gamma(1+\frac{r_c}{r_a})}\right) \times \frac{1}{\lambda}\left[\Delta\left((1-\alpha)R_S + \varepsilon_s\sigma(\varepsilon_a T_a^4 - d) - G\right) + \rho C_P\left(\frac{e_s - e_a}{r_a}\right)\right] \quad (۱۰)$$

در روابط (۹) و (۱۰) ملاحظه مي‌شود، علامت ضريب a منفي ولي ضريب b مثبت بوده و علت اين است كه مؤلفه اول معادله ۲ (aT_s) معرف بخشي از گرماي نهان تبخير است كه از سطح زمين خارج مي‌شود و صرف گرم شدن هوا مي‌شود ولي مؤلفه دوم (b) كه مقدار آن با استفاده از معادله (۱۰) برآورد مي‌شود، معرف شار گرماي نهان تبخير است كه به سطح زمين وارد و صرف تبخير آب مي‌شود. بررسي تغييرات ضرايب فوق در شبكه آبياري دشت قزوين يكي از اهداف اين تحقيق است. مقادير پارامترهاي گياه مرجع، مورد استفاده در معادلات (۹) و (۱۰) در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول ۱- مقادير پارامترهاي تبخير تعرق گياه مرجع

پارامتر	مقدار
آلبيدو گياه مرجع (-)	۰/۲۳
ارتفاع چمن (m)	۰/۱۲
مقاوت روزنه گياه (s/m)	۷۰
ضريب گسيلندگي گياه مرجع (-)	۰/۹۸۵
مقاومت آيروديناميک هوا براي گياه مرجع (s/m)	$208 / U_2^*$

* سرعت باد در ارتفاع ۲ متري

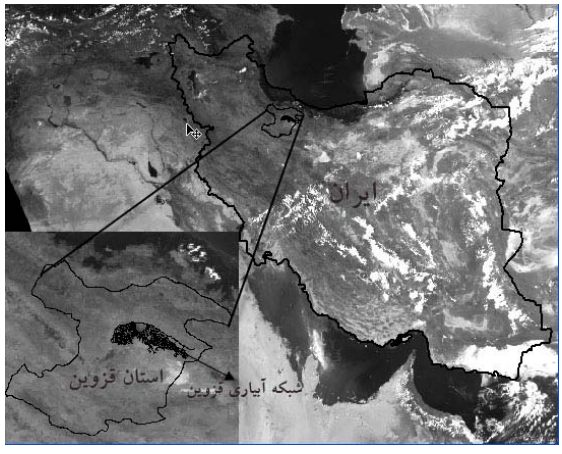
معرفي منطقه مورد مطالعه

هدف از انجام اين بررسي، ارزيابي مدل ريواس و كيسلس (۲۰۰۴) براي تعيين ET_o در شبكه آبياري قزوين است. اين شبكه يكي از مدرن ترين شبكه هاي موجود در كشور بوده و قدمت ۴۰ ساله دارد و در دشت وسيع قزوين قرار گرفته است. اين دشت وسعتي حدود ۴۴۰ هزار هكتار دارد كه محدوده آن از طرف شمال به دامنه كوههاي البرز ، از طرف مشرق به رودخانه زياران، از طرف مغرب به دامنه رشته كوههاي زاگرس و بالاخره از طرف جنوب به شوره زارهاي جنوب كشيده شده است. شبكه آبياري دشت قزوين جهت انتقال آب رودخانه طالقان كه در حوضه‌اي خارج از حوضه دشت جريان دارد، به داخل دشت قزوين احداث شد تا آب رودخانه مذكور را جهت كشاورزي در اختيار اراضي اين دشت حاصلخيز قرار دهد. شبكه آبياري قزوين سطحي حدود ۶۰ هزار هكتار را پوشش داده و از مجموعه پيكسلهاي ماهواره نوا كه در محدوده اين شبكه قرار گرفته، پيكسلي كه شرايط حداكثر تبخير تعرق را دارد، انتخاب و مشخصات باندهاي آن را براي ارتباط با ET_o مورد استفاده قرار گرفت. شكل (۱) موقعيت كلي شبكه آبياري قزوين بر روي تصاوير ماهواره نوا را نشان مي‌دهد.

داده هاي هواشناسي

ايستگاه هواشناسي قزوين در داخل شبكه آبياري قزوين قرار گرفته و تحت پوشش سازمان هواشناسي كشور است. داده‌هاي روزانه اين ايستگاه براي برآورد ET_o و ضرايب a و b معادله (۲)، به مدت ۱۰ سال از سالهاي ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ از سازمان هواشناسي كشوري تهيه شد. اين داده‌ها شامل دماي ماكزيمم و

مینیمم هوا، رطوبت نسبي، سرعت باد و ساعات آفتابي هستند.



شکل ۱- موقعیت شبکه آبیاري قزوین بر روي یک تصویر ماهواره نوا

داده‌هاي ماهواره نوا

سنجنده AVHRR ماهواره نوا، تابش منعکس شده و حرارت ساطع شده از سطح زمین را در ۵ باند اندازه‌گیري مي‌کند. باندهاي مرئي (۰/۵۸-۰/۶۸ میکرومتر)، مادون قرمز نزدیك (۰/۷۲۵- ۱/۱۰ میکرومتر)، مادون قرمز میاني (۳/۵۵- ۳/۹۸ میکرومتر) و دو تا مادون قرمز حرارتي (۱۰/۳- ۱۱/۳ میکرومتر و ۱۱/۵- ۱۲/۵ میکرومتر) ۵ باند سنجنده AVHRR را تشکیل مي‌دهند. ابعاد پیکسل‌هاي تصویر ماهواره نوا حدود ۱/۲۱ کیلومتر مربع در نقطه نادیر (Nadir) براي تمام باندها است. این ماهواره یک منطقه معین را ۲ بار در هر شبانه روز (یك بار در روز و یك بار در شب) تصویر برداري مي‌کند.

در این تحقیق ۲۳۱ تصویر روز و بدون پوشش ابر ماهواره نوا به مدت ۳ سال (۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸) از ماه‌هاي مي تا سپتامبر (خرداد تا مهر) از پایگاه اینترنتي www.class.ncdc.noaa.gov اخذ گردید. فصل کشاورزي، صاف و بدون ابر بودن هوا که براي مطالعات سنجش از دور ماهواره‌اي مناسب است، علت انتخاب ماه‌هاي فوق بوده است و لذا نتایج این بررسي براي این دوره زماني که مصادف با ماه‌هاي فصل آبیاري استان قزوین، صادق مي‌باشد. زمان گذر تصاویر فوق بین ۱۲ تا ۲ بعد از ظهر به وقت ایران است.

هر فایل تصویر ماهواره نوا، شامل اعداد رقومي پیکسل‌ها، ضرایب واسنجي و یک سري مختصات نقاط کنترل زمیني و مداري ماهواره‌اند. ضرایب واسنجي براي تبدیل اعداد رقومي باندهاي مرئي ۱ و ۲ به آلبیدو (بر حسب درصد) و باندهاي ۳, ۴ و ۵ به دما (بر حسب درجه کلوین) استفاده مي‌شوند. مختصات نقاط کنترل زمیني براي تصحیحات هندسي تصاویر بکار مي‌رود.

مقدار پارامتر آلبیدو بستگي به زاویه تابش خورشید داشته و این زاویه در ساعات و روزهاي مختلف سال تغییر مي‌کند و براي اینکه این پارامتر معرف بازتاب پوشش سطح زمین باشد، نسبت به زاویه سمت الرأس خورشید (solar zenith angle) نرمال مي-شود. در این تحقیق تمام عملیات ذکر شده بالا از قبیل واسنجي اعداد رقومي، تصحیح هندسي تصاویر و نرمال سازي آلبیدو باندهاي ۱ و ۲ با استفاده از نرم افزار ENVI نسخه ۴/۲ انجام شد.

شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهي **(Normalized difference of vegetation index)**

یکي از رایج ترین شاخص‌هاي پوشش گیاهي که با استفاده از داده‌هاي تصاویرماهواره‌اي برآورد مي شود، شاخص تفاضل پوشش گیاهي نرمال شده (NDVI) است که ارتباط نزدیکي با درصد پوشش گیاهي و شاخص سطح برگ (LAI) دارد (John et al., 1998). این شاخص به دلیل نرمال شدن تفاضل دو باند مادون قرمز نزدیک و باند قرمز، کمترین اثرات اتمسفر را دارد و کارآمدي آن براي پایش رشد گیاه و تغییرات آن ثابت شده است (Julien et al., 2006). شاخص NDVI براساس این واقعیت است که پوشش گیاهي سالم در محدوده مرئي امواج الکترومغناطیس (۰/٤ تا ۰/۷ میکرومتر) به دلیل جذب کلروفیل و سایر رنگدانه‌ها بازتاب کمي داشته ولي بازتاب زیادي در محدوده مادون قرمز (۰/۷ تا ۱/۰۵ میکرومتر) به علت بافت اسفنجي مزوفیل سطح برگ دارد (Cambell, 1997). رابطه زیر براي تعیین شاخص NDVI استفاده مي‌شود:

$$NDVI = \frac{ch2 - ch1}{ch2 + ch1} \qquad (11)$$

در رابطه بالا، ch1 و ch2 بترتیب مقادیر واسنجي شده بازتاب مرئي و مادون قرمز باندهاي یک و دو سنجنده AVHRR ماهواره نوا هستند. از نظر تئوري حدود شاخص NDVI بین ۱- تا ۱+ است و NDVI اراضي داراي پوشش گیاهي بین ۰/۱ و ۱ است و هر قدر گیاهان در یک پیکسل سبزتر و یا به عبارتي با تنش کمتري مواجه باشند و همچنین تراکم بیشتري داشته باشند، مقدار NDVI بیشتر مي‌شود. بر عکس در اراضي بدون گیاه مثل سطوح آبي به علت جذب بالاي تابش امواج الکترومغناطیس توسط آب، مقدار NDVI منفي است. مقدار شاخص NDVI در اراضي بایر کمتر از ۰/۲ بوده و در اراضي مخلوطي از بایر و پوشش گیاهي بین ۰/۲ تا ۰/۵ و در اراضي با پوشش گیاهي کامل و متراکم بیشتر از ۰/۵ مي‌باشد (Julien et al., 2006).

انتخاب پيكسل معرف گياه مرجع

با توجه به اينكه هدف از انجام اين تحقيق، تعيين تبخير تعرق مرجع در شبكه آبياري قزوين است و لذا دماي سطح زمين براي برآورد ET_o با استفاده از معادله (۲)، بايد برآمده از يک سطح پوشش گياهي بدون تنش باشد. ولي از آنجا كه به علت كمبود آب، بعضي از مزارع شبكه آبياري نمي‌شوند و آيش مي‌مانند و همچنين به جز مزارع تازه آبياري شده در زمان تصوير برداري ماهواره، بقيه مزارع در شرايط حداكثر تبخير تعرق نيستند لذا دماي سطح زمين در پيكسل‌هاي شبكه آبياري متفاوتند. در اين تحقيق براي هر تصوير ماهواره‌اي، يكي از پيكسل‌هاي شبكه آبياري قزوين كه بيشترين پوشش گياهي را داشته باشد، بعنوان پيكسل تر انتخاب و دماي سطح پوشش آن در معادله ۲ استفاده شد. لذا فرض شد در هر تصوير يكي از پيكسل‌هاي داخل محدوده شبكه كه داراي بيشترين NDVI و مقدار آن نيز بيش از ۰/۴ باشد، معرف پيكسل تر باشد. در اين تحقيق براي تعيين اين پيكسل براي هر تصوير، با استفاده از گزينه Pixel to Table منوي Utility نرم افزار ERDAS IMAGINE ، اطلاعات تمام پيكسل‌هاي داخل شبكه آبياري قزوين به يک فايل متني منتقل شدند. سپس شاخص NDVI براي تمام پيكسل‌ها با استفاده از باندهاي ۱ و ۲ در محيط Excel برآورد و پيكسل داراي بيشترين مقدار NDVI براي هر تصوير معلوم شد. اين پيكسل به عنوان مرجع براي تعيين ET_o انتخاب و اطلاعات مربوط به باندهاي آن استخراج شدند. اين اطلاعات براي محاسبه دماي سطح زمين و تبخير و تعرق گياه مرجع استفاده شدند.

تعيين دماي سطح زمين

براي تعيين ET_o با استفاده از معادله (۲)، لازم است كه دماي سطح زمين (T_s) تعيين شود. در سنجش از دور تصاوير ماهواره‌اي، دماي سطح زمين بصورت راديومتريک با استفاده از الگوريتم‌هاي روزنه مجزا (Split-window) تعيين مي‌شود. اين الگوريتم‌ها بر مبناي تفاوت قابليت انتقال اتمسفر در دو محدوده طيفي مجاور هم در ناحيه مادون قرمز، در نزديكي ۱۱ و ۱۲ ميكرومتر توسعه يافته‌اند. تابش ساطع شده از سطح زمين در باند مادون قرمز قبل از اينكه به سنجنده برسد بوسيله ذرات موجود در جو بويژه بخار آب جذب مي‌گردد و لذا دماي روشنايي ثبت شده در سنجنده مادون قرمز تفاوت معني‌داري با دماي واقعي سطح زمين دارد (Ouaidrari et al., 2002). اثر كاهندگي جو در باند طيفي ۱۲ ميكرومتر (باند ۵ سنجنده AVHRR) بيشتر از باند ۱۱ ميكرومتر (باند ۴ سنجنده AVHRR) است و با افزايش اثر كاهندگي اتمسفر (بيشتر بعلت افزايش بخار آب)، تفاوت تابش سنجش‌شده در دو ناحيه طيفي فوق افزايش مي‌يابد. لذا تفاوت تابش سنجش شده از يك سطح معين كه بطور همزمان بوسيله دو باند ۱۱ و ۱۲ ميكرومتر اندازه‌گيري مي گردد، بعلت تفاوت اثر كاهندگي اتمسفر در دو باند فوق است و در الگوريتم‌هاي روزنه مجزا از همين مغايرت براي تعيين تأثير اتمسفر در تابش ساطع شده از سطح زمين و در نتيجه برآورد دماي سطح استفاده شده است. الگوريتم‌هاي مختلفي براي تعيين دماي سطح زمين ارائه شده، تحقيقات در مزارع شرق استان تهران نشان داد، آلگوريتم يوليوري (Ulivieri et al., 1992) دقيق‌ترين نتايج را ارائه مي‌دهد (Behbahani et al., 2009). اين آلگوريتم به شرح زير براي تعيين دماي سطح زمين در پيكسل‌هاي تر استفاده شد:

$$T_s = T_4 + 3.33\,(T_4 - T_5) + 48\,(1-\varepsilon) - 75\,\Delta\varepsilon \qquad (۱۲)$$

در رابطه فوق، T_s دماي سطح زمين (^oC)، T_4 و T_5 دماي روشنايي (^oC) باندهاي ۴ و ۵ سنجنده AVHRR، ε و $\Delta\varepsilon$ بترتيب متوسط و تفاضل ضريب گسيل باندهاي ۴ و ۵ سنجنده AVHRR هستند. ضريب گسيل هر يک از كانال‌هاي ۴ و ۵ بر اساس درصد پوشش گياهي با استفاده از رابطه زير تعيين شد (Valor and Caselles, 1996):

$$\varepsilon_i = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) \qquad (۱۳)$$

كه در آن، ε_i مقادير ضريب گسيل باندهاي ۴ يا ۵، ε_v ضريب گسيل پوشش گياهي (برابر ۰/۹۸۵ براي هر دو كانال ۴ و ۵)، ε_s ضريب گسيل خاک لخت (براي باند ۴ برابر ۰/۹۴۹ و براي باند ۵ برابر۰/۹۶۷) و P_v بخش پوشش گياهي (اعشاري) مي‌باشند. P_v با استفاده از شاخص NDVI ابرآورد مي شود (Carlson and Ripley, 1997):

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_S}{NDVI_V - NDVI_S} \right)^2 \qquad (۱۴)$$

در رابطه فوق، $NDVI_V$ و $NDVI_S$ معرف مقادير NDVI پوشش گياهي كامل (P_v =1) و خاک لخت (P_v = 0) هستند كه براي كاربرد درمناطق وسيع بترتيب برابر ۰/۵ و ۰/۲ در نظر گرفته مي‌شود (Sobrino and Raissouni, 2000). به منظور دست يافتن به مقادير ثابتي از P_v، پيكسل‌هايي كه مقدار NDVI آنها كمتر از $NDVI_S$ باشد، P_v آنها صفر و پيكسل‌هايي كه مقدار NDVI آنها بيشتر از $NDVI_V$ باشد، P_v آنها يک منظور مي‌شود.

معادله پنمن مانتيث فائو **(PM-FAO)**

آلن و همكاران (۱۹۹۸) با اعمال مفروضات گياه مرجع در معادله پنمن مانتيث، معادله‌اي ارائه دادند كه تبخير و تعرق با استفاده از داده‌هاي هواشناسي برآورد مي‌شود. اين معادله به پنمن مانتيث فائو (PM-FAO) شناخته شده و در صورتيكه داده‌هاي لايسيمتري در اختيار نباشد، نتايج آن بعنوان مبنا براي ارزيابي و واسنجي ساير معادلات توصيه شده است (Allen et al., 1998).

$$ET\text{-}PM=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma\frac{900}{T_a+273}U_2(e_s-e_a)}{\Delta+\gamma(1+0.34U_2)} \quad (۱۵)$$

که در آن، ET-PM تبخیر و تعرق مرجع برآورد شده با استفاده از معادله پنمن مانتیث ($mm\ d^{-1}$) و T_a متوسط دماي روزانه هوا هستند و سایر پارامترها پیش‌تر معرفي شده‌اند. در این تحقیق مؤلفه‌هاي رابطه فوق با استفاده از روابط ارائه شده در نشریه شماره ۵۶ فائو (Allen et al., 1998) و داده‌هاي هواشناسي تعیین و ET_o در روزهاي مصادف با تصاویر ماهواره اخذ شده در این تحقیق، برآورد و با نتایج معادله (۲) مقایسه شد.

شاخص‌هاي آماري

در این تحقیق نتایج ET_o حاصل از مدل پنمن مانتیث مبنا قرار گرفت و به عنوان مقادیر مشاهده شده (O_i) و نتایج حاصل از معادله (۲) به عنوان مقادیر پیش‌بیني شده (P_i) استفاده شدند. به منظور ارزیابي معادله (۲) علاوه بر ترسیم نمودارهاي مشاهده شده در مقابل مقادیر پیش‌بیني شده، از شاخص‌هاي آماري ضریب تبیین (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و نسبت متوسط برآورد بین دو مدل (R) استفاده شده است. معادلات آنها به شرح زیر است:

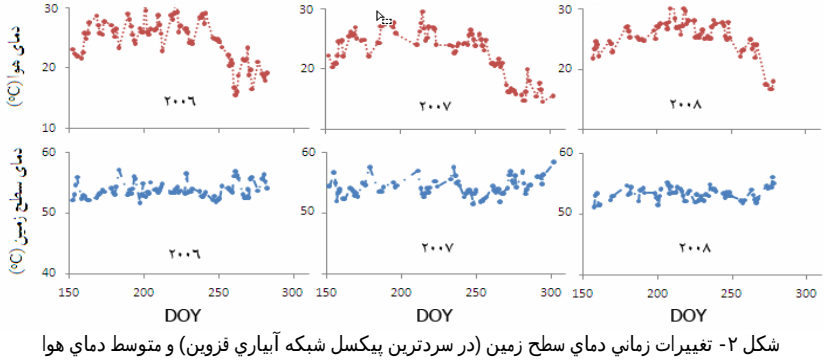
$$R^2=\frac{\left[\sum_{i=1}^{N}(P_i-\overline{P})(O_i-\overline{O})\right]^2}{\sum_{i=1}^{N}(P_i-\overline{P})^2\sum_{i=1}^{N}(O_i-\overline{O})^2} \quad (۱۶)$$

$$RMSE=\left[N^{-1}\sum_{i=1}^{N}(P_i-O_i)^2\right]^{0.5} \quad (۱۷)$$

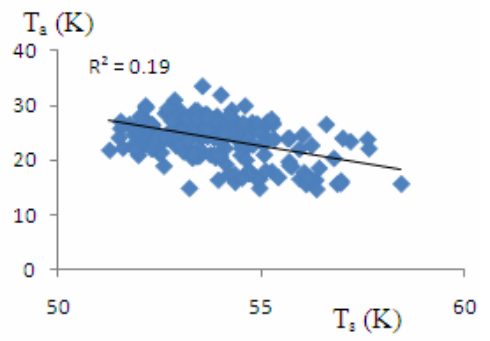
$$R=\frac{\overline{P}}{\overline{O}} \quad (۱۸)$$

نتایج و بحث

شکل (۲) تغییرات زماني دماي سطح زمین در زمان گذر ماهواره نوا و متوسط دماي روزانه هوا بر اساس روز شمار سال (DOY) در طي ۳ سال متوالي (۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸)از اواخر بهار تا اواخر تابستان ارائه شده است. باید به این نکته توجه داشت که داده‌هاي دماي سطح زمین این تحقیق مربوط به پیکسل‌هایي هستند که بیشترین درصد پوشش گیاهي را در هر تصویر دارند و زمان برداشت این دما مصادف با زمان گذر ماهواره نوا است که در حدود ساعات ظهر ایران مي‌باشد. از طرفي داده‌هاي دماي هوا معرف متوسط دماي روزانه است. در شکل (۲) ملاحظه مي‌شود، دماي سطح زمین حدود ۲ برابر دماي هوا است. دو دلیل براي بیشتر بودن داده‌هاي دماي سطح زمین نسبت به دماي هوا که در این تحقیق جمع‌آوري شده، مي‌توان برشمرد. نخست، همانطور که در بالا اشاره شد، دماي هوا معرف متوسط دماي روزانه است که از میانگین دماي بیشینه و کمینه هوا در طي روز بدست آمده ولي دماي سطح زمین مربوط به زمان گذر ماهواره نوا است که مصادف با ساعات ظهر ایران مي‌باشد. دوم اینکه دماي هوا در ایستگاه‌هاي هواشناسي بوسیله دماسنج جیوه‌اي اندازه‌گیري مي‌شود که در آن میزان دما با استفاده از بالا و پایین رفتن سطح جیوه سنجش مي‌شود ولي دمایي که توسط باندهاي حرارتي سنجنده ماهواره‌ها بدست مي‌آید بصورت رادیومتریک برآورد مي‌شود. همچنین در شکل (۲) مشاهده مي‌شود، دامنه تغییرات دماي سطح زمین به مراتب کمتر از دامنه تغییرات دماي هوا است. بطوریکه دماي هوا بین ۱۴/۶ تا ۳۳/۶ درجه سانتیگراد ولي دماي سطح زمین بین ۵۱/۳ تا ۵۸/۴ درجه سانتیگراد در طول فصل نوسان دارد. لذا دامنه تغییرات دماي هوا حدود ۱۹ درجه و دامنه تغییرات دماي سطح زمین حدود ۷ درجه است، به عبارتي دامنه تغییرات دماي هوا حدود ۲/۶ برابر دامنه تغییرات دماي سطح زمین است. این نتایج نشان مي‌دهد، پوشش گیاهي به دلیل تبخیر تعرق اثر تعدیل کننده بر روي دماي محیط داشته و مشابه مناطق مرطوب و نزدیک دریا تغییرات دما در طي یک فصل کمتر از مناطق خشک مي‌باشد. پراکنش یک به یک دماي سطح کنوپي و دماي هوا در شکل (۳) ارائه شده است. ملاحظه مي‌شود، ارتباط خطي بین این دو پارامتر کم بوده (R^2 =۰/۱۹) و لذا نمي توان از روي یکي از آنها دیگري را برآورد کرد و یا در معادله به جاي یکدیگر استفاده شوند.



شکل ۲- تغییرات زماني دماي سطح زمین (در سردترین پیکسل شبکه آبیاري قزوین) و متوسط دماي هوا (در ایستگاه هواشناسي قزوین) در طي سال‌هاي ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸



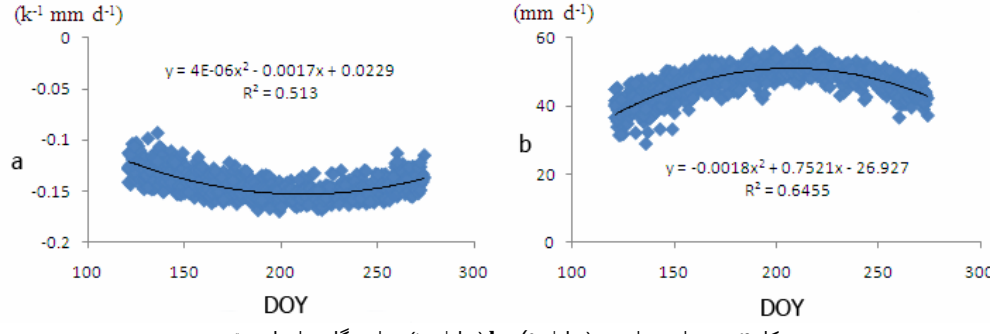
شكل ۳- پراكنش يک به يک دماي سطح زمين (در سردترين پيكسل شبكه آبياري قزوين) و متوسط دماي هوا (در ايستگاه هواشناسي قزوين)

تغييرات زماني ضرايب a و b در طي ۱۰ سال (از ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۸) در شكل (٤) ارائه شده است. اين شكل نشان مي‌دهد، بر خلاف تحقيق انجام شده در آرژانتين (Rivas and Caselles, 2004) اين ضرايب در شبكه آبياري قزوين ثابت نبوده و لذا نمي‌توان آنها را بعنوان ضرايب ثابت در معادله ۲ استفاده كرد.

با توجه به معادلات (۹) و (۱۰)، ضرايب a و b تابعي از مقاومت آيروديناميک هوا و به عبارتي سرعت باد هستند و احتمالاً نوسانات سرعت باد در طول سال در منطقه مورد مطالعه در آرژانتين كم بوده كه باعث شده ضرايب فوق تغييرات كمي در طول سال داشته باشند. همان طور در اين شكل (٤) پيداست، هر دو منحني تغييرات ضرايب a و b نزديک به سهمي درجه ۲ و تابع روز شمار سال هستند و ضريب تعيين آنها بترتيب برابر ۰/۵۱ و ۰/٦۵ مي‌باشند. ضرايب تعيين ۰/۵۱ و ۰/٦۵ نشان مي‌دهند، تغييرات ضرايب a و b با تغييرات روز شمار سال با استفاده از تابع سهمي درجه ۲ در حدود ۵۱ و ٦۵ درصد هماهنگ‌اند. معادلات تغييرات ضرايب a و b بر اساس تغييرات روز شمار سال به شرح زير برآورد شدند:

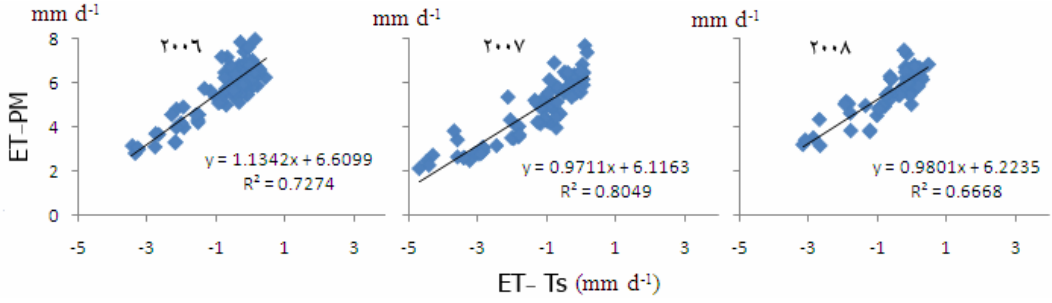
$$a = 4\times10^{-6}\,(DOY)^2 - 0.0017\,DOY + 0.0229 \qquad (۱۹)$$

$$b = -0.0018\,(DOY)^2 + 0.7521\,DOY - 26.927 \qquad (۲۰)$$

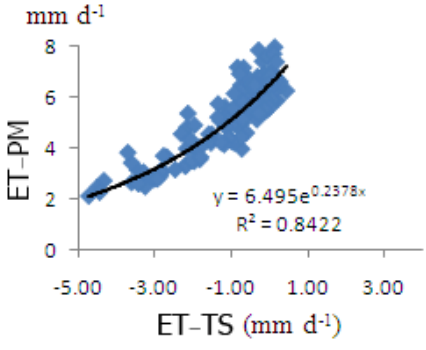


شكل ۴- تغييرات ضرايب **a** (معادله ۹) و **b** (معادله ۱۰) در ايستگاه هواشناسي قزوين

تبخير تعرق مرجع با استفاده از معادلات فوق و معادله (۲) در سال‌هاي ۲۰۰٦ تا ۲۰۰۸ براي روزهايي كه تصاوير آن اخذ شده بود، برآورد شد و پراكنش يک به يک نتايج آن با نتايج برآورد معادله پنمن مانتيث در شكل (۵) ارائه شده است. ملاحظه مي‌شود، تبخير تعرق بدست آمده از دماي سطح زمين (معادله ۲) تفاوت زيادي با نتايج معادله پنمن مانتيث داشته و حدود ۵۰ درصد مقادير منفي شده است كه با واقعيت پديده مغايرت دارد. علت مقادير منفي تبخير و تعرق برآورد شده از معادله ۲ اين است كه مؤلفه گرماي نهان تبخيري كه از سطح زمين خارج و صرف گرم شدن هوا شده (اولين مؤلفه معادله ۲) از مؤلفه گرماي نهان تبخير كه به سطح زمين وارد و صرف تبخير آب مي‌شود (دومين مؤلفه معادله ۲)، بيشتر شده است. دليل اين مسئله اين است كه تبخير تعرق با استفاده از معادله ۲ بصورت ميانگين روزانه برآورد مي‌شود و بديهي است كه پارامترهاي اين معادله بايد متوسط روزانه باشند. ولي همانطور كه پيش‌تر ذكر شد، داده‌هاي دماي سطح زمين مورد استفاده در اين تحقيق مصادف با اوقات ظهر به وقت محلي است و بيشترين مقدار را دارد و با توجه به اينكه ضريب معادله (۲) عددي منفي است، لذا باعث كاهش جزء اول معادله (aT_s) نسبت به جزء دوم (b) شده و مقدار تبخير تعرق كمتر از واقعيت برآورد مي‌شود و در بعضي از روزها منفي شده است. از سوي ديگر، شيب خط رگرسيون براي هر سه سال مورد مطالعه اين تحقيق، نزديک به يک (بين ۰/۹۷ تا ۱/۱) برآورد شده كه بيانگر همبستگي بالاي دو معادله پنمن مانتيث و معادله ساده شده آن است و با واسنجي مي‌توان اختلاف نتايج بين دو روش را كم كرد. از اين رو در اين تحقيق، معادله ساده شده پنمن مانتيث مورد واسنجي قرار گرفت. براي اينكه معادله واسنجي قابل تعميم (generalization) به ساير سالها باشد، داده‌هاي سالهاي ۲۰۰٦ و ۲۰۰۷ براي تعيين معادله واسنجي و داده‌هاي سال ۲۰۰۸ براي آزمون استفاده شدند.



شکل ۵- پراکنش یک به یک نتایج ET_0 معادله پنمن مانتیث (معادله ۱۵) و معادله ساده شده پنمن مانتیث (معادله ۲) در سال‌هاي ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸

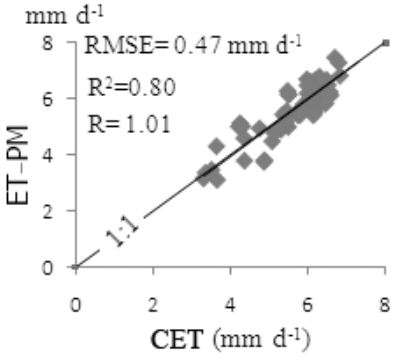


شکل ۶- پراکنش نتایج تبخیر و تعرق مرجع معادلات پنمن مانتیث (معادله ۱۵) و معادله ساده شده پنمن مانتیث (معادله ۲) براي داده‌هاي واسنجي

پراکنش نتایج معادله پنمن مانتیث و معادله ساده شده براي داده‌هاي واسنجي در شکل (٦) ارائه شده است. ملاحظه مي‌شود، معادله خط نمایي بهترین برازش را بین نقاط ارائه مي‌دهد و مقدار ضریب تعیین این معادله ۰/۸٤ برآورد شده و بیانگر این موضوع است که معادله ساده شده پنمن مانتیث حدود ۸٤ درصد با معادله پنمن مانتیث هماهنگ است و تقریباً مقدار قابل قبولي براي کاربرد مدل مي‌باشد. معادله‌اي که براي واسنجي معادله (۲) استفاده شد، به صورت زیر است:

$$CET=6.495\ EXP(0.237ET\text{-}TS) \quad (۲۱)$$

در معادله واسنجي بالا CET تبخیر تعرق مرجع برآورد شده با استفاده از معادله واسنجي ($mm\ d^{-1}$) است. معادله (۲۱) براي داده‌هاي سال ۲۰۰۸ اجرا شد و پراکنش نقاط برآورد شده از معادله واسنجي و معادله پنمن مانتیث به همراه بهترین خط برازش نقاط و شاخص‌هاي آماري در شکل (۷) ارائه شده است. همان طور که در این شکل ملاحظه مي‌شود، ضریب تعیین و جذر میانگین مربع خطاي معادله واسنجي براي داده‌هاي ارزیابي بترتیب ۰/۸۰ و ۰/۴۷ میلي‌متر در روز است. این مقدار ضریب تعیین نشان مي‌دهد که با استفاده از پارامتر دماي سطح زمین برآورد شده از تصاویر ماهواره، در حدود ۸۰ درصد تغییرات ET_o توجیه مي‌شود. مشاهده مي‌شود، نقاط پیرامون خط همبستگي بطور یکسان در دو طرف خط توزیع شده‌اند و مدل مورد ارزیابي تمایل خیلي کمي به بیش برآورد دارد و همانطور که در شکل مشاهده مي‌شود مقدار R برابر ۱/۰۱ است و بیانگر این است که تبخیر تعرق حدود ۱ درصد بیشتر از مدل پنمن مانتیث برآورد مي‌شود و قابل ملاحظه نیست.



شکل ۷- پراکنش نتایج تبخیر و تعرق مرجع معادلات پنمن مانتیث (معادله ۱۵) و معادله واسنجي (معادله ۲۱) براي داده‌هاي ارزیابي

نتیجه‌گیري

معادله ساده شده پنمن مانتیث براي برآورد تبخیر تعرق مرجع با استفاده از تصاویر ماهواره نوا در شبکه آبیاري قزوین مورد ارزیابي قرار گرفت. ضرایب معادله فوق براي شبکه آبیاري قزوین، بر خلاف نتایج اخذ شده در آرژانتین در طول فصل آبیاري ثابت نبوده ولي مشاهده شد، تغییرات این ضرایب تابع سهمي شکل از روز شمار سال است. از این رو این ضرایب بر اساس روز شمار سال در منطقه مورد مطالعه برآورد شدند. نتایج نشان داد، تبخیر و تعرق مرجع با استفاده از معادله ساده شده پنمن مانتیث خیلي کمتر از معادله پنمن مانتیث در شبکه آبیاري قزوین برآورد مي‌شود ولي ضریب تعیین بین آنها به نسبت بالا بود و لذا معادله ساده شده مورد واسنجي قرار گرفت. نتایج معادله واسنجي شده نشان داد که تبخیر تعرق مرجع با دقت ۰/۴۷ میلي‌متر در روز برآورد مي‌شود. با توجه به اینکه در مدل ساده شده براي تعیین تبخیر تعرق گیاه مرجع فقط نیاز به

دماي سطح زمين است و اين دما نيز با استفاده از تصاوير ماهواره بدست مي‌آيد، از نقطه نظر كاربردي براي مناطق كشاورزي كه فاقد ايستگاه‌هاي هواشناسي هستند، با اهميت است.

سپاسگزاري

اين تحقيق با حمايت مالي شركت سهامي مديريت منابع آب ايران در قالب طرح تحقيقاتي كاربردي شماره ۱-۸۸۰۶۹ WRE انجام گرفته است.

REFERENCES

Allen R. G., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome.

Allen, R.G., Tasumi, M. and Trezza R. (2007). Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering* , 133(4), 380-394.

Behbahani, S. M. R., Rahimikhoob, A. and Nazarifar, M. H. (2009). Comparison of some split- window algorithms for estimation of land surface temperature from AVHRR data in southeast of Tehran, Iran. *DESERT*. 14(2), 157-161.

Cambell, J. B. (1987). Introduction to Remote Sensing. New York: The Guilford Press.

Carlson, T. N., and Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment,* 62 (3), 241−252.

Cleugh, H. A., Leuning, R., Qiaozhen, M. and Running, S. W. (2007). Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment,* 106(3), 285–304

French, A.N., Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Su, H., McCabe, M.F., Li, F., Prueger, J. and Brunsell, N. (2005). Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sensing of Environment*, 99(1-2), 55–65.

John G., Yuan D., Lunetta, R. S. and Elvidge, C. D. (1998). A change detection experiment using vegetation indices. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing,* 64(2), 143-150.

Julien Y., Sobrino JA and Verhoef W. (2006). Changes in land surface temperatures and NDVI values over Europe between 1982 and 1999. *Remote Sensing of Environment,* 103(1), 43-55.

Maeda, E. E., Wiberg, D. A. and Pellikka, P. K. (2011). Estimating reference evapotranspiration using remote sensing and empirical models in a region with limited ground data availability in Kenya. *Applied Geography*, 31(1), 251-258.

Ouaidrari, H., Goward, S. N., Czajkowski, K. P., Sobrino, J. A. and Vermote, E. (2002). Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: An assessment for the AVHRR Land pathfinder II data set. *Remote Sensing of Environment,* 81(1), 114-128.

Rahimikhoob, A. Behbahani, M. R. and Nazarifar, M. H. (2008). Estimating Maximum Air Temperature in Khoozestan Province Using NOAA Satellite Images Data and Artificial Neural Network. Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural resources, *Water and Soil Science*, 11(42), 357-364. (In Farsi)

Rivas R. and Caselles V. (2004). A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment,* 93(1-2), 68-76.

Sheng, J., Wilson, J. P. and Lee, S. (2009). Comparison of land surface temperature (LST) modeled with a spatially distributed solar radiation model (SRAD) and remote sensing data. *Environmental Modelling & Software,* 24, 436–443.

Sobrino, J. A., and Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring. Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing,* 21(2), 353−366.

Temesgen, B., Allen, R.G. and Jensen, D.T. (1999). Adjusting temperature parameters to reflect well-watered conditions. *J. Irrig. ASCE,* 125(1), 26-33.

Ulivieri, C., Castronouvo, M. M., Francioni, R. and Cardillo, A. (1994). A split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Advances in Space Research*, 14(3), 59-65.

Valor, E., and Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas, *Remote Sensing of Environment,* 57(3), 167–184.