علوم و مهندسی آبیاری جلد ٤١، شماره‌ی٤، زمستان ٩٧، ص. ٧٥-٦١

تأثیر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق گیاه مرجع و کمبود بارندگی در منطقه سمنان

ساناز جورابلو[1*]، خلیل اژدری[2] ، زهرا گنجی‌نوروزی[3] و مهدی دلقندی[4]

١*- نویسنده مسئول، فارغ التحصیل کارشناسی ارشد سازه‌های آبی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود
sanaz_j4@yahoo.com
٢- دانشیار گروه مهندسی آب و خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
٣- استادیار گروه مهندسی آب و خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۴- استادیار گروه مهندسی آب و خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دریافت: ۹۵/۹/۲ بازنگری: ۹۶/۱/۱۸ پذیرش: ۹۶/۱/۲۱

چکیده

افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای در دهه‌های اخیر بر اثر فعالیت‌های انسانی، منجر به گرم شدن زمین و تغییرات اقلیم گردیده است. پیش‌بینی می‌شود، افزایش دمای ناشی از تغییر اقلیم منجر به افزایش تبخیر و تعرق گردد. در این تحقیق، اثر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق مرجع (ET_o) و کمبود بارندگی (PD) در بازه زمانی ۲۰۱۰ تا ۲۰۹۹ در منطقه سمنان بررسی گردید. بدین منظور، برای در نظر گرفتن عدم قطعیت مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، سناریوهای تغییر اقلیم با استفاده از ١٤ مدل AOGCM تحت سه سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای (A2، A1B و B1) تولید شد. مقادیر ET_o و PD در سه سطح ریسک (۰/۲۵، ۰/۵۰ و ۰/۷۵)، برای سه دوره آینده (۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰) و دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) محاسبه شد و با یکدیگر مقایسه گردید. نتایج نشان داد، در دوره آتی سوم، بارش‌های بهاره کاهش و بارش‌های پاییزه و زمستانه افزایش خواهند یافت. هم‌چنین مشخص شد که متوسط دما، تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع و کمبود بارندگی تا انتهای قرن روند افزایشی خواهند داشت، که افزایش این پارامترها، در طول ماه های گرم، در مقایسه با ماه های سرد، بیشتر خواهد بود. هم-چنین مشخص گردید، در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰، متوسط سالانه ET_o برای سناریوی A2، A1B و B1 به ترتیب حدود ۹/۲، ۸/۰ و ۵/۸ درصد افزایش می‌یابد.

کلید واژه‌ها: تغییر اقلیم، مدل‌های AOGCM، عدم قطعیت، تبخیر و تعرق گیاه مرجع، کمبود بارندگی.

مقدمه

با توجه به گزارش ارزیابی هیئت بین الدول تغییر اقلیم (IPCC)، روند گرم شدن کره زمین که عمدتاً توسط افزایش میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای ایجاد می‌شود، در سال‌های آتی تداوم خواهد داشت (IPCC, 2014). طی دهه‌های اخیر، رشد صنایع و کارخانه‌ها از یک طرف و جنگل زدائی و تخریب محیط‌زیست از طرف دیگر، باعث افزایش روزافزون گازهای گلخانه‌ای در سطح کره زمین، شده است. گازهای گلخانه‌ای به دلیل عبور نورخورشید و عدم عبور بازتابش آن توازن انرژی کره زمین را بر هم زده و باعث افزایش دمای اتمسفر گردیده است (IPCC, 2001a؛ IPCC, 2001b). از این پدیده به‌عنوان گرمایش زمین و یا به عبارتی دیگر تغییر اقلیم یاد می‌شود. تغییر اقلیم بر همه اکوسیستم‌هایی که به نوعی با اقلیم در ارتباط می‌باشند تأثیرگذار است (FAO, 2007). لذا در سال‌های اخیر یک توافق جمعی در ارتباط با موضوع گرمایش جهانی و تأیید تغییر در متغیرهای اقلیمی مختلف نظیر دما، بارش، رطوبت هوا، جریان آب زیرزمینی و تابش خورشیدی، بوجود آمده است (Babaeian and Kouhi, 2012). همراه با تشدید افزایش دما در سراسر جهان در طول قرن بیستم، متغیرهای اقلیمی مرتبط با دما مانند تبخیر- تعرق نیز به طور معنی‌داری تحت تأثیر قرار خواهند گرفت (Allen et al., 2013؛ Wang et Al., 2012؛ Li et Al., 2012).

پارامترهای هیدرولوژیکی بسیار متأثر از اقلیم منطقه می‌باشند. لذا، شناخت نوسانات زمانی و مکانی پارامترهای هیدرولوژیکی و هواشناسی و تأثیر آن بر بخش کشاورزی، برای مدیریت منابع آبی و اتخاذ استراتژی‌های مناسب، بسیار ضروری است (Liu and Yang, 2010; Behmanesh et al, 2015). تبخیر و تعرق بعد از بارش، بزرگترین جزء برای حفظ تعادل چرخه‌ی هیدرولوژیکی شمرده می‌شود. برآورد دقیق آن، میزان آب مورد نیاز گیاه را مشخص می‌کند. هم‌چنین تعیین آن نقش کلیدی در طراحی و برنامه‌ریزی منابع آب، سیستم‌های آبیاری و زهکشی و مطالعه‌های زیست محیطی دارد (De la Casa and Ovando, 2014؛ Yaghoobzadeh et al, 2015 ؛ Kouhi and Sanaei Nejad, 2014). تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع، یک نمایه اقلیمی و بیانگر تقاضای تبخیر در اتمسفر است. بنابراین، بررسی تغییرات آن، تحت تأثیر تغییر اقلیم برای مناطق و فصل‌های مختلف می‌تواند درک درست و مناسبی در اختیار مدیران در سراسر جهان قرار دهد.

در حال حاضر بیشترین مطالعه‌های در زمینه تغییرات آب و هوایی آینده، با استفاده از مدل‌های آب و هوایی صورت گرفته است. معتبرترین ابزار برای بررسی اثرات پدیده تغییر اقلیم، استفاده

از مدل‌های سه بعدی جفت شده اقیانوس– اتمسفر گردش عمومی جو (AOGCM: Atmosphere- Ocean General Circulation Model) می‌باشد. این مدل‌ها قادرند پارامترهای اقلیمی را برای دوره طولانی مدت (عمدتاً تا سال ۲۰۹۹) با استفاده از سناریوهای مختلف انتشار گازهای گلخانه‌ای پیش‌بینی و مدلسازی نمایند. در مطالعه‌های تغییر اقلیم به دلیل تنوع مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای، مبحث عدم قطعیت نیز مطرح می‌گردد. بنابراین در بررسی اثرات تغییر اقلیم لازم است که عدم قطعیت‌های موجود نیز در نظر گرفته شود (Behmanesh et al, 2015؛ Ruiz-Ramos and Minguez, 2010; Wilby and Harris, 2006).

تاکنون در مطالعه‌های زیادی با استفاده از سناریوهای مختلف انتشار و مدل‌های گردش عمومی به بررسی اثرات مختلف تغییر اقلیم بر متغیرهای اقلیمی مانند دما، بارش و تبخیر و تعرق پرداخته شده است. Nam et al. (2015)، توزیع زمانی و مکانی تبخیر و تعرق کره جنوبی را تحت تأثیر تغییر اقلیم ارزیابی کردند. آن‌ها نشان دادند که تغییر اقلیم به معنی‌دار بودن تغییرات تبخیر و تعرق مرجع در کره جنوبی از سال ۱۹۷۰به بعد کمک کرده است. Tao et. al. (2015) در تحقیقی اثرات تغییر اقلیم را بر تبخیر و تعرق، مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان داد که کمترین و بیشترین مقدار تبخیر و تعرق در دوره مشاهداتی در حوضه XJRB، به ترتیب در بخش های شمال شرق و شمال غرب، رخ داده است. Yaghoobzadeh et al. (2015) روند تغییرات مکانی و زمانی تبخیر و تعرق را به کمک سنجش از راه دور مورد بررسی و ارزیابی قرار دادند. آن‌ها نشان دادند که تبخیر و تعرق با افت دمای سطح زمین و افزایش تراکم پوشش گیاهی افزایش می‌یابد. Behmanesh et al. (2015) در مطالعه‌ای اثر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق مرجع را در ارومیه تجزیه و تحلیل کردند. آن‌ها بیان کردند که سناریوی A2 نسبت به دو سناریوی دیگر، مقادیر بالاتری نشان می‌دهد. Sheidaeian et al. (2015) تأثیر تغییر اقلیم بر نیاز خالص آبیاری را در دشت تجن بحث و بررسی کردند. تحقیق آن‌ها نشان داد که هر قدر به سال ۲۱۰۰ نزدیک شویم تبخیر و تعرق، افزایش بیشتری خواهد یافت. Kouhi and Sanaei Nejad (2014) در مطالعه‌ای به بررسی سناریوهای تغییر اقلیم برای متغیر تبخیر و تعرق پرداختند. آن‌ها روند تبخیر و تعرق را در دوره ۱۹۹۰–۱۹۶۱ نزولی عنوان نمودند. Babaeian and Kouhi (2012) در تحقیقی شاخص‌های اقلیم کشاورزی در خراسان رضوی را تحت تأثیر سناریوهای تغییر اقلیم مورد ارزیابی قرار دادند. بیشترین میزان افزایش تبخیر و تعرق در ایستگاه سبزوار و کمترین آن در ایستگاه مشهد پیش‌بینی شد و عنوان نمودند تبخیر و تعرق در انتهای دوره نسبت به دوره پایه افزایش می‌یابد.

با توجه به مطالب ذکر شده و تحقیق‌های مختلف انجام شده در جهان و برخی از مناطق ایران در زمینه تأثیر تغییر اقلیم بر سیستم‌های مختلف، ملاحظه گردید تاکنون برای منطقه سمنان، مطالعه‌ای در خصوص بررسی اثرات تغییراقلیم، با در نظر گرفتن منابع عدم قطعیت، صورت نگرفته است. لذا این تحقیق با هدف تحلیل و پیش‌بینی تبخیر و تعرق گیاه مرجع در شرایط استاندارد (ET_o) در منطقه سمنان صورت گرفت. بدین منظور از خروجی ۱۴ مدل گردش عمومی جو (AOGCMs) بر مبنای سناریوهای انتشار گازهای گلخانه‌ای A2، A1B و B1 برای سه دوره آتی استفاده گردید.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

برای این مطالعه، شهرستان سمنان انتخاب گردید. مقادیر ماهانه بارش، درجه حرارت کمینه، درجه حرارت بیشینه، حداقل و حداکثر رطوبت نسبی و متوسط سرعت باد ایستگاه سینوپتیک سمنان در دوره آماری ۴۵ ساله (۲۰۰۹–۱۹۶۵) برای این تحقیق مورد استفاده قرار گرفتند. ایستگاه سینوپتیک سمنان، در موقعیت جغرافیایی ۵۳ درجه و ۲۵ دقیقه طول شرقی و ۳۵ درجه و ۳۵ دقیقه عرض شمالی و ارتفاع ۱۱۲۷ متر از سطح دریا واقع شده است. بر اساس آمار دراز مدت ۴۵ ساله، در ایستگاه مذکور میانگین دمای حداقل سالانه، ۱۲/۵ درجه سانتی‌گراد، میانگین دمای حداکثر سالانه ۲۳/۸ درجه سانتی‌گراد و بارش بلندمدت سالانه ۱۴۰ میلی‌متر می‌باشد. میانگین ماهانه ۴۵ سال آمار دما و بارش در ایستگاه سینوپتیک سمنان در جدول (۱) ارائه شده است.

تولید سناریوهای اقلیمی دوره‌های آتی

به منظور تولید سناریوهای اقلیمی دما و بارش ماهانه در شرایط تغییر اقلیم، از خروجی ۱۴ مدل گردش عمومی AOGCM (جدول ۲) تحت سه سناریوی انتشار A2، A1B و B1 (بحرانی‌ترین، حد متوسط و کمترین میزان انتشار گازهای گلخانه‌ای) مربوط به گزارش چهارم ارزیابی IPCC، (AR4) استفاده گردید.

جدول ۱- مقادیر دما (درجه سانتی‌گراد) و بارندگی (میلی‌متر) در ایستگاه سینوپتیک سمنان (۲۰۱۰-۱۹۶۵)

پارامتر	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
میانگین حداقل دما	-۰/۶	۱/۲	۶	۱۲	۱۷/۳	۲۲/۷	۲۵/۵	۲۴/۲	۱۹/۹	۱۳/۶	۶/۷	۱/۴
میانگین حداکثر دما	۸/۴	۱۱/۳	۱۷	۲۴	۲۹/۶	۳۵/۳	۳۷/۸	۳۶/۸	۳۲/۶	۲۵/۴	۱۷/۳	۱۰/۶
میانگین دما	۳/۹	۶/۲	۱۱/۵	۱۸	۲۳/۴	۲۹	۳۱/۷	۳۰/۵	۲۶/۳	۱۹/۵	۱۲	۶
میانگین بارندگی	۱۹/۹	۲۰/۹	۲۵	۱۶/۵	۱۳	۴/۱	۳	۲/۶	۱/۵	۶/۲	۹/۵	۱۸/۵

جدول ۲- مشخصات مدل‌های AOGCM منتخب

نام مدل	کشور	قدرت تفکیک در اتمسفر	قدرت تفکیک در اقیانوس	سناریوهای انتشار
BCM 2.0	Norway	T63 (9/1° x 9/1°) L31	0.5°–5/1° x 5/1° L35	A2, A1B, B1
CGCM3T63	Canada	T63 (~9/1° x 9/1°) L31	0.9° x 4/1° L29	A2, A1B, B1
CSIROMK3.5	Australia	T63 (~9/1° x 9/1°) L18	0.8° x 9/1° L31	A2, A1B, B1
ECHO-G	Germany/ Korea	T30 (~9/3° x 9/3°) L19	0.5°–8/2° x 8/2° L20	A2, A1B, B1
ECHAM5OM	Germany	T63 (~9/1° x 9/1°) L31	1.5° x 5/1° L40	A2, A1B, B1
GFDLCM2.1	USA	2.0° x 5/2° L24	0.3°–0/1° x 0/1°	A2, A1B, B1
GISS-ER	USA	4° x 5° L20	4° x 5° L13	A2, A1B, B1
HADCM3	UK	2.5°×75/3° L19	1.25°×25/1°, L20	A2, A1B, B1
INMCM3.1	Russia	5° x 4° L21	2.5°×2°, L33	A2, A1B, B1
IPSLCM4	France	2.5° x 75/3° L19	2° x 2° L31	A2, A1B, B1
MIROC3.2 MEDRES	Japan	T106 (~1/1° x 1/1°) L56	0.2° x 3/0° L47	A2, A1B, B1
MRICGCM2.3.2 a	Japan	T42 (~8/2° x 8/2°) L30	0.5°–7/0° x 1/1° L40	A2, A1B, B1
NCARCCSM3	USA	T85 (4/1° x 4/1°) L26	0.3°–1° x 1° L40	A2, A1B, B1
NCARPCM	USA	T42 (4/1° x 4/1°) L26	0.3°–1° x 1° L40	A2, A1B, B1

مدل‌های مزبور، توانایی شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی را برای یک دوره بلندمدت دارند. نقاط ضعف عمده این مدل‌ها قدرت تفکیک مکانی کم آن‌ها و وجود اغتشاش این مدل‌ها در شبیه-سازی نوسانات اقلیمی است. به‌منظور حذف اغتشاشات غیر معتبر درون مدلی این مدل‌ها در محاسبات و تقویت میزان تغییرات اقلیمی موجود، معمولاً به‌جای استفاده مستقیم از داده‌های AOGCM در محاسبات تغییر اقلیم، از میانگین دوره‌ای این داده-ها استفاده می‌شود. تحقیقات نشان می‌دهد که بهترین طول دوره آماری برای محاسبه سیگنال‌های تغییر اقلیم، ۳۰ سال می‌باشد (IPCC-TGCIA, 1999; Behmanesh et al, 2015). در همین راستا با توجه به موجودیت متغیرهای اقلیمی ایستگاه مورد مطالعه دوره ۲۰۰۰-۱۹۷۱، به عنوان دوره پایه و همچنین سه دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ به عنوان دوره‌های آتی انتخاب گردیدند.

ریزمقیاس نمایی و تولید سناریوهای تغییر اقلیم

برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم در هر مدل AOGCM، مقادیر اختلاف دما رابطه (۱) و "نسبت" برای بارندگی رابطه (۲) بین میانگین دمای ۳۰ ساله در دوره‌های آتی (۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰) و دوره شبیه‌سازی شده پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) توسط همان مدل برای هر سلول از شبکه محاسباتی، محاسبه می‌شود.

$$\Delta T_i = (\overline{T}AOGCM, fut_i - \overline{T}AOGCM, base_i) \quad (۱)$$

$$\Delta P_i = (\overline{P}AOGCM, fut_i / \overline{P}AOGCM, base_i) \quad (۲)$$

در روابط بالا ΔTi و ΔPi به ترتیب بیانگر سناریوی تغییر اقلیم مربوط به دما و بارندگی برای میانگین بلند مدت۳۰ ساله برای هر ماه ($1 \leq i \leq 12$)، $\overline{T}AOGCM, fut_i$ و $\overline{P}AOGCM, fut_i$ میانگین ۳۰ ساله دما و بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره آتی برای هر ماه، $\overline{T}AOGCM, base_i$ و $\overline{P}AOGCM, base_i$ میانگین ۳۰ ساله دما و بارش شبیه‌سازی شده توسط AOGCM در دوره مشابه با دوره مشاهداتی برای هر ماه می‌باشد. ریز مقیاس‌کردن داده‌های اقلیمی یکی از منابع عدم قطعیت به شمار می‌آید. در نظر گرفتن همه منابع عدم قطعیت به سادگی امکان‌پذیر نمی‌باشد (Ruiz-Ramos and Minguez, 2010). یکی از روش‌های ریزمقیاس‌کردن مکانی داده‌ها، روش تناسبی است. در این روش، متغیرهای اقلیمی شبیه‌سازی شده توسط AOGCM از اطلاعات سلولی، منطقه مورد مطالعه استخراج می‌شود (رابطه ۳).

$$T = T_{base} + \Delta T \quad (۳)$$

$$P = P_{base} \times \Delta P \quad (۴)$$

در رابطه (۳)، T_{base} دمای ماهانه مشاهداتی دوره پایه، T دمای تولیدی از پدیده تغییر اقلیم در دوره‌های آتی و ΔT بیانگر سناریوی تغییر اقلیم دمای کوچک مقیاس شده می‌باشند. به همین ترتیب مقادیر بکاررفته در رابطه (۴)، عبارتند از بارش ماهانه مشاهداتی در دوره پایه P_{base}، بارش حاصل از تغییر اقلیم در دوره‌های آتی P و بارش کوچک مقیاس‌شده ΔP هستند.

عدم قطعیت‌های مدل‌های AOGCM و سناریوهای انتشار

تولید سناریوهای اقلیمی ماهانه دما با درنظر گرفتن عدم قطعیت، از طریق مقادیر ΔT و ΔP (روابط ۱ و ۲) برای هر مدل AOGCM، تحت هر یک از سه سناریوی انتشار و برای هر ماه و هر سه دوره آتی جداگانه محاسبه گردید. به عبارت دیگر، برای تولید سناریوی اقلیمی در هر دوره آتی، تحت هر سناریوی انتشار،

برای هر ماه، ۱۴ تا ΔT و ΔP محاسبه گردید. در این تحقیق با استفاده از نرم افزار Easy Fit، بهترین تابع توزیع، انتخاب گردید. در ادامه برای هر ماه، یک تابع توزیع بتا برای ΔT و ΔPهای همان ماه حاصل گردید. سپس تابع توزیع تجمعی احتمالاتی (ΔT (CDF و ΔPها برای هر ماه، از تابع توزیع بتای مربوطه تعیین و در نهایت از CDF مربوطه، مقادیر ΔT و ΔP در سه سطح ریسک ۰/۲۵، ۰/۵۰ و ۰/۷۵ استخراج گردید. مراحل مزبور برای ۱۲ ماه سال تکرار گردید. برای تهیه داده‌های بارش، حداکثر و حداقل دما در دوره‌های آتی مورد نیاز برآورد تبخیر و تعرق گیاه مرجع و کمبود بارندگی، سناریوهای اقلیمی دما و بارش تحت سه سطح ریسک، سه سناریو و سه دوره آتی تولید گردید. به عنوان نمونه، سناریوی اقلیمی دمای حداقل، تحت سناریوی انتشار A2، در سه سطح ریسک ۰/۲۵، ۰/۵۰ و ۰/۷۵ در دوره آتی ۲۰۳۹–۲۰۱۰ از رابطه (۳) تولید گردید. این روند برای دو سناریوی انتشار A1B و B1 تحت سه سطح ریسک ۰/۲۵، ۰/۵۰ و ۰/۷۵ برای دوره‌های آتی ۲۰۶۹–۲۰۴۰ و ۲۰۹۹–۲۰۷۰ نیز تکرار گردید.

محاسبه تبخیر و تعرق گیاه مرجع

با توجه به دشواری اندازه‌گیری دقیق در مزرعه، تبخیر و تعرق، به طور معمول، با استفاده از داده‌های هواشناسی محاسبه می‌شود. معادلات تجربی و نیمه تجربی بسیاری برای برآورد تبخیر و تعرق با استفاده از داده‌های هواشناسی معرفی شده است. هم-چنین مطالعه‌های بسیاری در زمینه استفاده از روش‌های مختلف محاسبه تبخیر و تعرق در سراسر جهان انجام شده است. انتخاب روش مناسب بستگی به داده‌های موجود در ایستگاه‌های هواشناسی همچنین دقت مورد نیاز دارد (Goyal, 2004). با توجه به اینکه در این تحقیق از پارامترهای مؤثر بر تبخیر و تعرق در دوره‌های آتی تنها دما موجود می‌باشد، محاسبه تبخیر و تعرق از روش‌هایی که تنها وابسته به دما هستند، استفاده گردید. در همین راستا دو روش دمائی هارگریوز– سامانی (Hargreves- Samani) و فائو پنمن– مونتیث (برآورد بر اساس داده‌های ناقص هواشناسی FAO56$_{md}$ FAO- Penman- monteith missing data:) برای دوره پایه با مبنا قراردادن روش پنمن– مانتیث فائو (برآورد براساس داده‌های کامل هواشناسی) محاسبه و نتایج آن‌ها با یکدیگر مقایسه گردید. در نهایت براساس دقت نتایج، بهترین روش برای دوره‌های آتی انتخاب شد.

معادله هارگریوز– سامانی (HS)

معادله هارگریوز– سامانی با داشتن حداکثر و حداقل درجه حرارت، قادر به محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در دوره‌های ۲۴ ساعته، هفتگی، ۱۰روزه و ماهانه می‌باشد (Hargrraves and Samani, 1985). تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع از رابطه دمائی هارگرویز– سامانی به صورت زیر بدست می‌آید:

$$ET_0 = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (۵)$$

که در آن، ET_0 تبخیر وتعرق پتانسیل گیاه مرجع (mm/day)، R_a، میزان تابش خورشید به سطح زمین با توجه به عرض جغرافیایی (mm/day)، T_{mean}، T_{max} و T_{min} به ترتیب میانگین، حداکثر و حداقل درجه حرارت روزانه (°C) می‌باشد.

معادله فائو پنمن– مانتیث (FAO 56md)

این روش کاستی‌های روش پیشین پنمن– مونتیث را رفع و مقادیر گیاهان را به داده‌های اندازه‌گیری شده در سطح جهان نزدیکتر نمود (Yaghoobzadeh et al, 2015). تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع با روش پنمن– مونتیث فائو به صورت زیر برآورد می‌شود (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (۶)$$

که در آن، ET_0 تبخیر وتعرق پتانسیل گیاه مرجع (mm/day)، R_n تابش خالص ورودی به سطح گیاه (MJ/m^{2}day)، G شار گرمایی خاک (MJ/m^{2}day)، T متوسط دمای روزانه هوا در ارتفاع ۲متری(°C)، u_2 متوسط روزانه سرعت باد در ارتفاع دو متری (m/s)، e_s و e_a به ترتیب فشار بخار اشباع و فشار بخارآب در دمای واقعی (KPa)، $(e_s - e_a)$ کمبود فشار بخار (KPa)، Δ شیب منحنی فشار بخار آب (KPa/ °C) و γ ثابت سایکرومتری (KPa/ °C) می‌باشند.

صحت‌سنجی

به منظور ارزیابی روش‌های محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع، از شاخص‌های آماری مختلفی استفاده می‌شود. از آماره‌های لازم برای این منظور، جذر میانگین مربع خطا (RMSE)، ضریب تعیین (R^2) و میانگین خطا (ME) را می‌توان نام برد. آماره‌های فوق با استفاده از روابط ۷ تا ۹، محاسبه می-شوند:

$$ME = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i) \quad (۷)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{n}} \quad (۸)$$

$$R^2 = \left[\frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_i - \mu_p)(O_i - \mu_o)}{\sigma_{xp} \times \sigma_{xo}}\right]^2 \quad (۹)$$

در روابط بالا P_i مقادیر پیش‌بینی شده، O_i مقادیر مشاهده شده، n تعداد داده‌ها، μ مقدار متوسط داده‌ها و σ نشان‌دهنده انحراف معیار داده‌ها می‌باشد. آماره R^2، RMSE به ترتیب نسبت پراکندگی و مقدار خطا می‌باشند که دقت روش را مورد بررسی قرار می‌دهند. حداقل مقدار RMSE صفر می‌باشد (Zare Abyaneh et al, 2015).

کمبود بارندگی (PD)

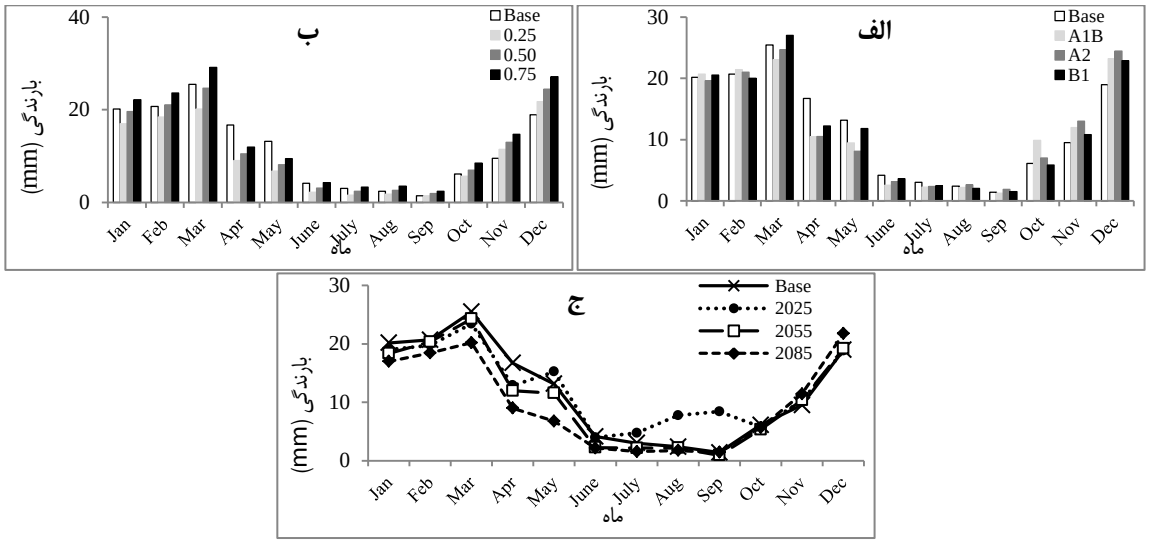
اختلاف بین بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع کمبود بارندگی نامیده می‌شود که از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Harmsen et. al., 2009).

$$PD = P - ET_o \qquad (۱۰)$$

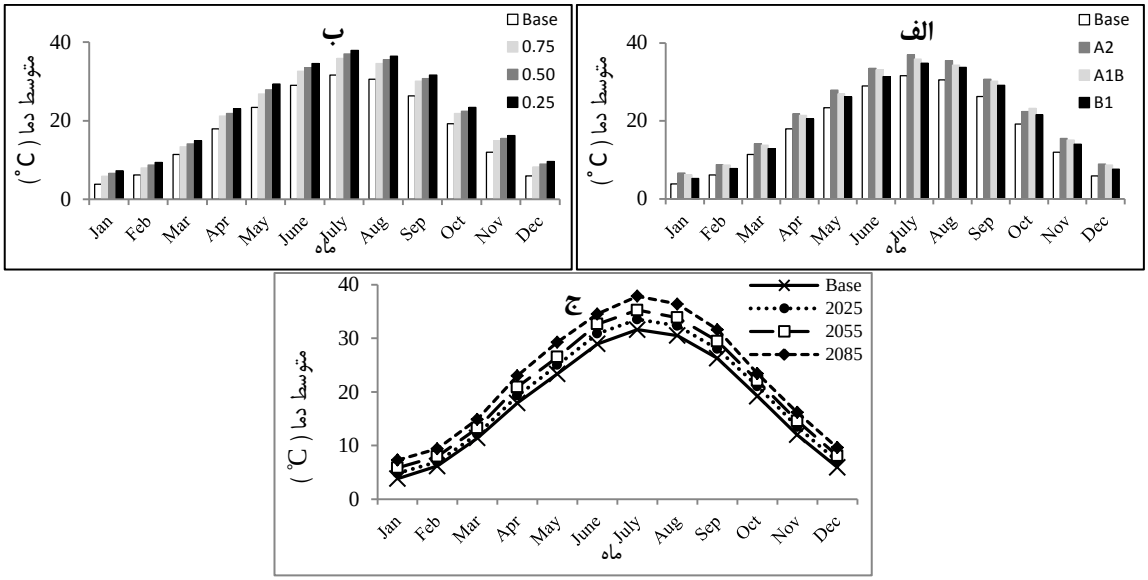
نتایج و بحث

متوسط بارندگی ماهانه برای سه سطح ریسک تحت سناریو A2 در شکل (۱- الف) و متوسط بارندگی ماهانه تحت سطح ریسک ۰/۵۰ برای سه سناریو انتشار در شکل (۱- ب) برای دوره آتی سوم (به دلیل نزدیکی به انتهای قرن) و پایه ارائه شده است.

همچنین شکل (۱- ج) مقایسه متوسط بارندگی ماهانه برای دوره پایه و سه دوره آتی تحت سناریو A2 و سطح ریسک ۰/۲۵ نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۱)، در دوره آتی اول (۲۰۳۹-۲۰۱۰) در تمامی ماه‌های سال به جزء ماه آوریل بارش‌ها نسبت به دوره مشاهداتی افزایش یافته‌است. در دوره آتی سوم (۲۰۹۹-۲۰۷۰) بارش‌های بهاره کاهش و بارش‌های پاییزه و زمستانه افزایش می‌یابد. در صورتی‌که بارش‌های تابستانه تغییر چندانی را نسبت به دوره مشاهداتی نشان نمی‌دهد. در همین راستا بیشترین افزایش بارش‌ها، مربوط به ماه دسامبر، به میزان ۸/۲ میلی‌متر بوده و بیشترین کاهش، نیز مربوط به ماه آوریل، به میزان ۴/۸ میلی‌متر در دوره آتی سوم می‌باشد. به طور کلی می‌توان گفت که بیشینه بارندگی در دوره مشاهداتی و دوره‌های آتی، مربوط به ماه دسامبر (اواخر پاییز و اوایل زمستان) و مارس (اواخر زمستان و اوایل بهار) می‌باشد. هم‌چنین در دوره آتی دوم (۲۰۶۹-۲۰۴۰) و دوره آتی اول در سطح ریسک ۰/۲۵، سناریوی A1B، نسبت به سناریوی A2 و B1، اعداد کمتری را برای تغییرات بارش نشان می‌دهد. در صورتیکه در سطح ریسک ۰/۷۵، سناریوی A2 اعداد بالاتری را نسبت به دو سناریوی دیگر نشان می‌دهد.



شکل ۱- متوسط بارندگی ماهانه دوره پایه و دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ براساس سطح ریسک ۰/۵۰ در سه سناریو (الف)، متوسط بارندگی ماهانه دوره پایه و دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ بر اساس سه سطح ریسک (ب) و متوسط بارندگی ماهانه دوره پایه و سه دوره آتی بر اساس ریسک ۰/۲۵ و سناریو A2 (ج).



شکل ۲- متوسط دما ماهانه دوره پایه و دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ براساس سطح ریسک ۰/۵۰ در سه سناریو (الف)، متوسط دما ماهانه دوره پایه و دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ بر اساس سه سطح ریسک (ب) و متوسط دما ماهانه دوره پایه و سه دوره آتی بر اساس ریسک ۰/۲۵ و سناریو A2 (ج).

جدول ۳- نتایج ارزیابی معادلات برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل با مرجع قرار دادن روش FAO 56 در دوره (۲۰۰۹-۱۹۶۵)

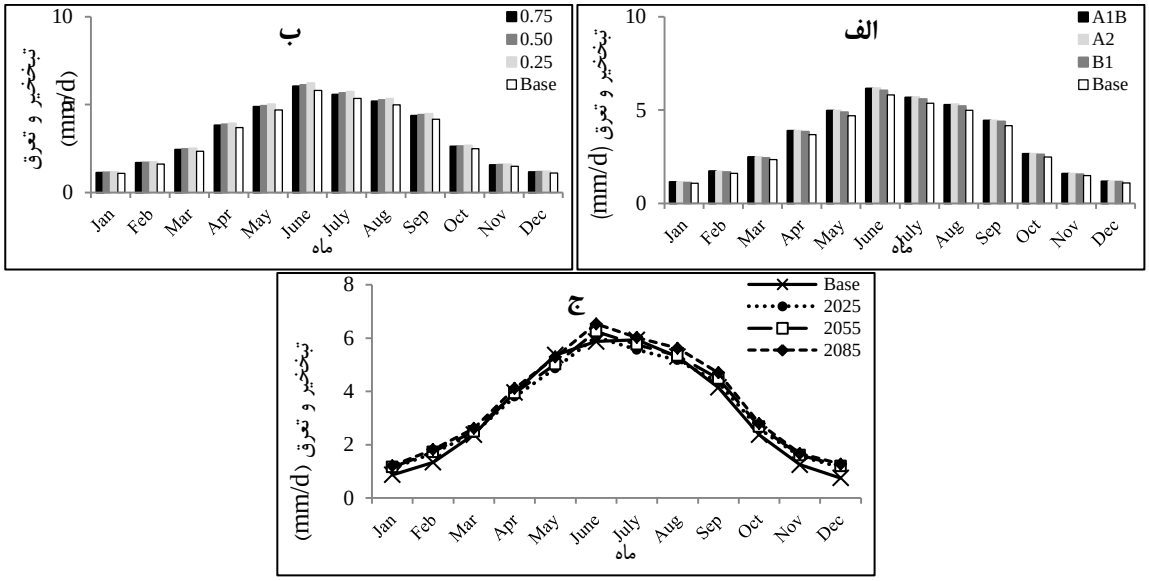
آماره‌های ارزیابی خطا				معادلات
معادلات	ME (mm/d)	RMSE (mm/d)	R^2	MAE (mm/d)
HS	-۰/۲۲	۰/۹۰	۰/۸۶	۰/۵۹
$FAO\ 56_{md}$	-۰/۴۴	۰/۷۱	۰/۹۷	۰/۴۶

میانگین ماهانه متوسط دما برای دوره آتی ۲۰۹۹-۲۰۷۰، برآورد و به‌صورت مقایسه‌ای نسبت به دوره مشاهداتی (۲۰۰۹-۱۹۶۵)، بر مبنای سه سناریوی انتشار و سه سطح ریسک، در شکل (۲) نشان داده شده‌اند. بر اساس نتایج شکل (۲- الف و ب)، متوسط دمای شبیه‌سازی شده در دوره آتی ۲۰۹۹-۲۰۷۰، در مقایسه با دوره مشاهداتی، بر اساس هر سه سناریو انتشار، برای تمام ماه‌ها افزایش یافته‌است. هرقدر، سطح ریسک کاهش می‌یابد (احتمال وقوع افزایش می‌یابد)، میزان افزایش دمای متوسط نیز بیشتر می‌شود. هم‌چنین با توجه به شکل (۲- الف)، مشخص می‌شود که سناریوی A2 (وخیم‌ترین سناریوی انتشار)، نسبت به دو سناریوی دیگر، افزایش دمای متوسط بیشتری را پیش‌بینی کرده است. به‌طور کلی، متوسط دمای ماهانه در ماه‌های گرم نسبت به ماه‌های سرد سال، از افزایش بیشتری تحت هر سه سناریو برخوردار بوده است. به عبارت دیگر، بیشترین افزایش برای فصل تابستان و سناریوهای A2، A1B و B1 به ترتیب برابر ۶/۲، ۵/۲ و ۳/۶ درجه سانتی‌گراد تحت سطح ریسک ۰/۲۵ برآورد شده است.

مشابه نتایج تحقیق حاضر و پیش‌بینی افزایش دما را Behmanesh et al. (2015) در ارومیه، Zare Abyaneh et al. (2015) در منطقه همدان، Delghandi (2016) در منطقه شاهرود، Mishra and Lilhare (2016) در شبه قاره هند و Mahmood et. al. (2015) در حوضه Jhelum را گزارش کرده‌اند.

نتایج تأثیر تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق

نتایج ارزیابی معادلات برآورد تبخیر تعرق برای دوره مشاهداتی در جدول (۳) و شکل (۳- الف و ب) ارائه شده است. بر اساس نتایج جدول (۳)، روش فائو پنمن- مانتیث با داده های ناقص ($FAO\ 56_{md}$) به دلیل همبستگی و دقت بالا به عنوان روش برتر در مقایسه با روش هارگریوز- سامانی جهت محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع ماهانه در ایستگاه سینوپتیک سمنان انتخاب گردید. به طوریکه روش فائو پنمن- مانتیث با داده‌های ناقص و هارگریوز- سامانی به ترتیب ضریب همبستگی برابر با ۰/۹۷ و ۰/۸۶ برآورد نمودند در مطالعه حاضر طبق توصیه Geerts et. al. (2010)، تبخیر و تعرق متوسط ماهانه با احتمال وقوع ۰/۸۰ (ریسک ۰/۲۰) برای دوره‌های آتی و مشاهداتی محاسبه گردید.



شکل ۳- متوسط تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه ماه‌های مختلف برای دوره پایه و دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ براساس سطح ریسک ۰/۵۰ در سه سناریو (الف)، متوسط تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه ماه‌های مختلف برای دوره پایه و با دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰بر اساس سه سطح ریسک (ب) و متوسط تبخیر و تعرق پتانسیل روزانه ماه‌های مختلف برای دوره پایه و با سه دوره آتی بر اساس ریسک ۰/۲۵ و سناریو A2 (ج).

جدول ٤- تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در شرایط تغییر اقلیم (mm/d)

دوره	سناریو (۰/۵۰)	ماه												میانگین روزانه	مجموع سالانه (mm)	درصد تغییرات سالانه
		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec			
دوره آتی اول	A2	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۳۳	۲/۷۳
	A1B	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۰	۳۵	۲/۸۹
	B1	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۲۵	۲/۰۸
دوره آتی دوم	A2	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۹	۷۰	۵/۶۲
	A1B	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۲۱	۷۵	۶/۰۰
	B1	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۴	۵۲	۴/۲۳
دوره آتی سوم	A2	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۳۲	۰/۴۶	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۴۵	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۳۳	۱۱۸	۹/۱۲
	A1B	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۲۸	۱۰۳	۸/۰۵
	B1	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۲۰	۷۳	۵/۸۴

نتایج مربوط به بررسی سطوح مختلف و سناریوهای انتشار تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در دوره‌های شبیه‌سازی شده نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) در شکل (۳- الف و ب) نشان داده شده است. میزان تبخیر و تعرق در سه سطح ریسک تفاوت چندانی ندارند. به بیان دیگر سطوح مختلف ریسک در تولید سناریوهای اقلیمی تأثیر خاصی بر میزان تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع ندارد. همچنین مقایسه میانگین مقادیر شبیه‌سازی شده تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع تحت سه سناریو انتشار با دوره پایه (شکل ۳-الف) بیانگر آن است که سناریوهای A2 و A1B تقریباً نتایج نزدیک به یکدیگر پیش‌بینی نموده‌اند.

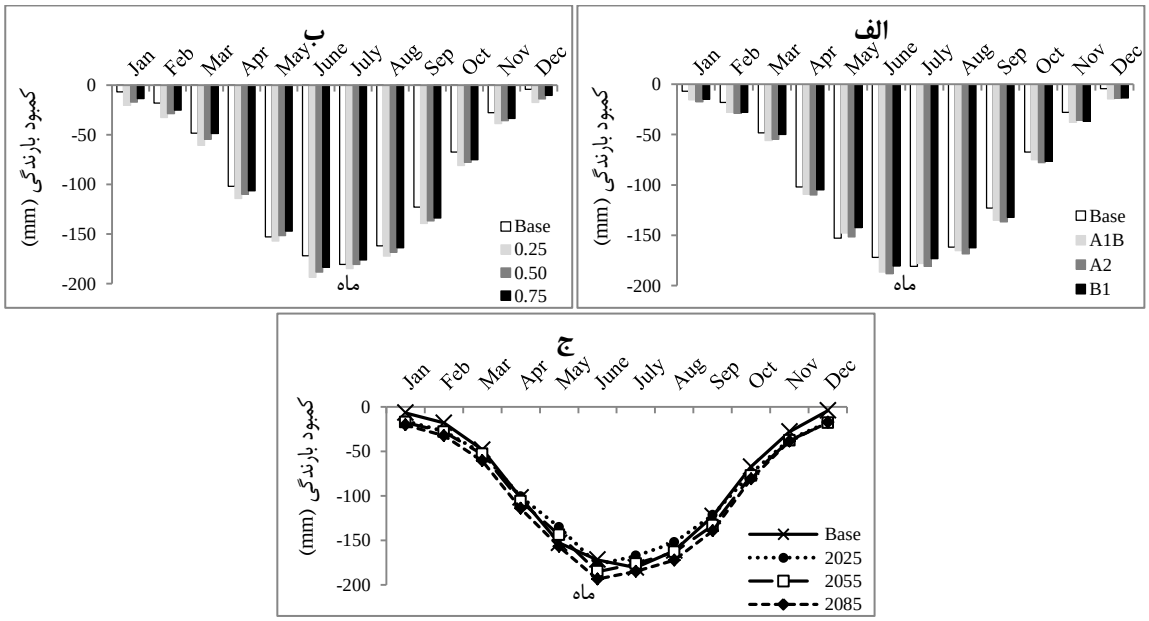
به منظور مقایسه بهتر، تبخیر و تعرق حاصل از سطح ریسک ۰/۵۰، به عنوان میانگین سطوح مختلف ریسک انتخاب و با تبخیر و تعرق دوره گذشته مقایسه گردید. نتایج مربوط به تغییرات تبخیر و تعرق در سه دوره آتی تحت سه سناریو انتشار نسبت به دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱) در جدول (۴) ارایه گردید.

تبخیر و تعرق سالانه دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۱)، ۱۱۷۶ میلی‌متر و میانگین تبخیر و تعرق روزانه، ۳/۲۴ میلی‌متر محاسبه گردید. همان‌گونه که جدول (۴) نشان می‌دهد، در دوره آتی اول و دوم، سناریوی A1B و A2، افزایش تبخیر و تعرق سالانه تقریباً مشابهی (حدود ٪ ۲/۸)، را نشان می‌دهند. در صورتی که سناریوی B1، در هر سه دوره آتی، کمترین میزان تغییرات را بیان می‌کند.

در دوره آتی سوم، تغییرات تبخیر و تعرق بیشتری، نسبت به دو دوره آتی اول و دوم وجود دارد. در این دوره بیشترین مقدار میانگین تبخیر و تعرق سالانه مربوط به سناریوی A2، به میزان ۱۱۸ میلی‌متر (۹٪) و کمترین مقدار آن مربوط به سناریوی B1، با مقدار ۷۳ میلی‌متر (حدود ۶٪)، می‌باشد. به طور کلی می‌توان گفت که در هر سه دوره آتی بیشترین افزایش میزان ET_o در هر سه سناریو در ماه ژوئن (اواخر بهار) رخ می‌دهد. به طوری که در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰، متوسط سالانه ETo حدود ۹/۲، ۸/۰ و ۵/۸ درصد به ترتیب برای سناریوی A2، A1B وB1 افزایش یافته است. هم‌چنین می‌توان بیان کرد که در دوره‌های آتی بیشترین افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در اواخر بهار و اوایل تابستان (که اوج نیاز آبیاری اکثر گیاهان می‌باشد) رخ خواهد داد. بنابراین برنامه‌ریزی مدیریت منابع آب برای آینده، بدون توجه به تغییرات تبخیر و تعرق پتانسیل خالی از اشکال نمی‌باشد. ناگفته نماند که افزایش دمای ناشی از تغییر اقلیم طول دوره رشد گیاهان را کاهش می‌دهد. لذا، این امکان وجود دارد که در شرایط تغییر اقلیم، تبخیر و تعرق روزانه افزایش یابد. ولی با کاهش طول دوره رشد گیاه، نیاز آبی کل گیاه تغییر نکند (Delghandi, 2016). لذا تغییر اقلیم در مورد نیاز آبی گیاهان چند ساله و باغات تأثیر بیشتری دارد. بطوری که با افزایش نیاز آبی گیاهان چند ساله و باغات، تقاضای آب برای بخش کشاورزی افزایش خواهد یافت.

نتایج تأثیر تغییر اقلیم بر کمبود بارندگی

در نهایت بعد از بررسی نتایج بارش و تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع، با توجه به شکل (۴) به بررسی کمبود بارندگی در سناریوها، سطوح ریسک و دوره‌های مختلف پرداخته شد. شکل (۴- الف) نشان می‌دهد که در اکثر ماه‌ها، سناریو A2 نسبت به دو سناریوی دیگر افزایش کمبود بارندگی بیشتری را نشان می‌دهد. بررسی شکل (۴- ج) مشخص می‌کند که در هر سه دوره آتی نسبت به دوره گذشته کمبود بارندگی روند افزایشی داشته، به گونه‌ای که این افزایش در ماه‌های گرم سال بیشتر از ماه‌های سرد سال خواهد بود. بیشترین افزایش کمبود بارندگی تا انتهای قرن مربوط به ماه ژوئن و به میزان ۲۱/۸ میلی‌متر می‌باشد. به طور کلی می‌توان گفت که کمبود بارندگی در تمامی ماه‌ها تحت هر سه سناریو و سه سطح ریسک در هر سه دوره آتی منفی می‌باشد. این امر نشان دهنده آن است که تا سال ۲۰۹۹ در هیچ ماه سال مازاد بارندگی وجود نداشته و تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع از بارندگی بیشتر خواهد بود.



شکل ٤- متوسط کمبود بارندگی ماهانه دوره پایه با دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ براساس سطح ریسک ۰/۵۰ در سه سناریو (الف)، متوسط کمبود بارندگی ماهانه دوره پایه با دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰بر اساس سه سطح ریسک (ب) و متوسط کمبود بارندگی ماهانه دوره پایه با سه دوره آتی بر اساس ریسک ۰/۲۵ و سناریو A2 (ج).

نتیجه‌گیری

این تحقیق با هدف بررسی اثرات تغییر اقلیم بر تبخیر و تعرق پتانسیل برای گیاه مرجع و کمبود بارندگی در منطقه سمنان شکل گرفت. بدین منظور، از خروجی ۱۴ مدل AOGCM، تحت سه سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای A2، A1B و B1، و سه سطح ریسک (۰/۲۵، ۰/۵۰ و ۰/۷۵) در سه دوره آتی (۲۰۳۹-۲۰۱۰، ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰) استفاده شد. نتایج نشان داد که متوسط دما تا انتهای قرن، روند افزایشی خواهد داشت. متوسط دما در ماه‌های گرم، نسبت به ماه‌های سرد سال، از افزایش بیشتری، تحت هر سه سناریو برخوردار خواهد بود. به عبارت دیگر، بیشترین افزایش دما برای فصل تابستان و سناریوهای A2، A1B و B1 به ترتیب برابر ۶/۲، ۵/۲ و ۳/۶ درجه سانتی‌گراد در دوره آتی سوم، تحت سطح ریسک ۰/۲۵ برآورد شده است. بررسی نتایج بارش نشان داد میزان بارش سالانه در دوره آتی ۲۰۳۹-۲۰۱۰، نسبت به دوره گذشته افزایش و دوره آتی ۲۰۶۹-۲۰۴۰ و دوره آتی ۲۰۹۹-۲۰۷۰ کاهش یافته است. در دوره آتی سوم، بارش‌های بهاره، کاهش و بارش‌های پاییزه و زمستانه، افزایش خواهد یافت. بیشترین افزایش و میزان تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع، در هر سه دوره آتی و سه سناریو در ماه ژوئن (اواخر بهار) رخ می‌دهد. به طوری که در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰، متوسط سالانه ETo حدود ۹/۲، ۸/۰ و ۵/۸ درصد به ترتیب برای سناریوی A2، A1B وB1 افزایش یافته است. در همین راستا در دوره‌های آتی افزایش تبخیر و تعرق پتانسیل گیاه مرجع در اواخر بهار و اوایل تابستان (که اوج نیاز آبیاری اکثر گیاهان می‌باشد) رخ خواهد داد. کمبود بارندگی نیز همانند دما روند افزایشی را انتهای قرن خواهد داشت. این افزایش، در ماه‌های گرم نسبت به ماه‌های سرد سال، بیشتر خواهد شد. افزایش تبخیر و تعرق، کاهش بارش و افزایش کمبود بارندگی در انتهای قرن، موجب کاهش منابع آب سطحی و زیرزمینی، خواهد شد. لذا توصیه می‌شود، مسئولان و مدیران طرح‌های منابع آب، کشاورزی و محیط‌زیست، به منظور کاهش خسارات، تصمیمات خود را در راستای سازگاری با شرایط اقلیمی آینده اتخاذ نمایند.

منابع

1- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, Rome*.

2- Allan, C., Xia, J. and Pahl-Wostl, C., 2013. Climate change and water security: challenges for adaptive water management. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, *5*(6), pp.625-632.

3- Babaeian, I and Kouhi, M. 2012. Agroclimatic Indices Assessment over Some Selected Weather Stations of Khorasan Razavi Province Under Climate Change Scenarios. *Journal of Water and Soil*, 26 (4), pp.953-967. (In Persian).

4- Behmanesh, J., Azad Talatappeh, N., Montaseri, M., Rezayi, H. and Khalili, K. 2015. Climate Change Impact on Reference Evapotranspiration, Precipitation Deficit and Vapor Pressure Deficit in Urmia. *Water and Soil Science*, 25 (2), pp.79-91. (In Persian).

5- De la Casa, A.C., Ovando, G.G. 2014. Climate change and its impact on agricultural potential in the central region of Argentina between 1941 and 2010. *Agricultural and Forest Meteorology*, 195-196, pp.1–11.

6- Delghandi, M. 2016. Assessment of Climate Change Risk Impacts on Potential Evapotranspiration; Case Study Shahrood Region. *Journal of Irrigation and Water Engineering*, 6 (23), pp.156-167. (In Persian).

7- FAO. 2007. Adaptation to climate change in agriculture, forestry and fisheries: Perspective, framework and priorities. Interdepartmental Working Group On Climate Change. Rome. Available on: http://www.fao.org.

8- Geerts, S., D. Raes and M. Garcia. 2010. Using AquaCrop to derive deficit irrigation schedules. *Agricultural Water Management*, 98, pp.213–216.

9- Goyal, R.K. 2004. Sensitivity of evapotranspiration to global warming: A case study of arid zone of Rajasthan (India). *Agricultural Water Management*, 69, pp.1-11.

10- Hargrraves G, H. and Samani Zohrab, A. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature" for presentation at the 1985 winter meeting american society of agricultural engineers. *International Irrigation Center Logan*, UT USA. pp.1-12.

11- Harmsen, E, Miller, N, Schlegel, N. and Gonzalez, JE. 2009. Seasonal climate change impacts on evapotranspiration, precipitation deficit and crop yield in Puerto Rico. *Agricultural Water Management*, 96, pp.1085-1095.

12- IPCC- TGCIA. 1999. Guidelines on the use of scenario data for climate impact and adaptation assessment". eds. Carter, T.R., Hulme, M. and Lal, M., Version 1, 69pp. Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment.

13- IPCC, 2001a. Technical summary. In: Climate change 2001: Impacts, adaptations and mitigation of climate change: scientific–technical analyses, eds. Watson, R. T., Zinyowera M. C. and Moss R. H., contribution of working group to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change, pp. 1–53. Cambridge university press, Cambridge.

14- IPCC, 2001b. Climate change. The science of climate change. Contribution of working group I to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Eds. Houghton, J.T., Filho, L.G.M., Callander, B.A., Harris, N., Attenberg, A. and Maskell K., 572 pp. Cambridge University Press, Cambridge.

15- IPCC, 2014. Summary for policymakers.In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1-32.

16- Kouhi, M. and Sanaei Nejad, H. 2014. Evaluation of Climate Change Scenarios based on Two Statistical Downscaling Methods for Reference Evapotranspiration in Urmia Region, *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*. 4(7), pp.559-574. (In Persian).

17- Li, Z., Zhengb, F. and Liub, W. 2012. Spatiotemporal Characteristics of Reference Evapotranspiration During 1961–2009 and its Projected Changes During 2011–2099 on the Loess Plateau of China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 154–155, pp.147– 155.

18- Liu, Q. and Yang, Zh. 2010. Quantitative estimation of the impact of climate change on actual evapotranspiration in the Yellow River Basin, China. *Journal of Hydrology*, 395, pp.226-234.

19- Mahmood, R., Babel M. and JIA SH. 2015. Assessment of temporal and spatial changes of future climate in the Jhelum river basin, Pakistan and India. *Weather and Climate Extremes*, 10, pp.40-55.

20- Mishra, v. and Lilhare, R. 2016. Hydrologic sensitivity of Indian sub-continental river basins to climate change. *Global and Planetary Change*, 139, pp.78-96.

21- Nam, W-H. Hong, E. and Choi, J. 2015. Has climate change already affected the spatial distribution and temporal trends of reference evapotranspiration in South Korea? *Agricultural Water Management*, 150, pp129-138.

22- Ruiz-Ramos, M. and Minguez, MI. 2010. Evaluating uncertainty in climate change impacts on crop productivity in the Iberian Peninsula. *Climate Research*, 44, pp.69-82.

23- Sheidaeian, M. Ziatabar Ahmadi, M.Kh. and Fazloula, R. 2015. Study on Climate Change Effect on Net Irrigation Requirement and Yield for Rice Crop (Case Study: Tajan Plain). *Journal of Water and Soil*, 28 (6), pp.1284-1297. (In Persian).

24- Tao, X., Chen, H., Xu, Ch., Hou, Y. and Jie, M. 2015. Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China. *Water Science and Engineering*. 8(4), pp. 273-281.

25- Wang, W., Shao, Q., Peng, S., Xing, W., Yang, T., Luo, Y., Yong, B. and Xu, J., 2012. Reference evapotranspiration change and the causes across the Yellow River Basin during 1957–2008 and their spatial and seasonal differences. *Water Resources Research*, *48*(5).

26- Yaghoobzadeh, M. Broomandnasab, S. Izadpanah, Z. and Kaboli, H. 2015. Assessment of Trends of spatial and temporal changes evapotranspiration Using a GIS in semi-arid regions. *Journal of Water Research in Agriculture*. 29 (2) pp.221-233. (In Persian).

27- Zare Abyaneh, H., Ghabaei Sough, M. and Mosaedi, A. 2015. Drought Monitoring Based on Standardized Precipitation Evaoptranspiration Index (SPEI) Under the Effect of Climate Change: *Journal of Water and Soil*, 29 (2), pp.384-392. (In Persian).

28- Wilby, R.L., and Harris, I. 2006. A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: low flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*. 42, W02419.

Shahid Chamran University of Ahvaz
Irrigation Sciences and Engineering (JISE) **Vol. 41, No. 4, Winter 2019, p. 61-75**

EXTENDED ABSTRACT

Climate Change Impact on Reference Evapotranspiration and Precipitation Deficit in Semnan Region

S. Joorabloo[1*], Kh. Azhdary[2], Z. Ganji[3] and and M. Delghandi[4]

1*- Corresponding Author, M.Sc. graduated in water structures, Faculty of Agricultural Engineering, Shahrood University OF Technology. *(sanaz_j4@yahoo.com).*
2- Associate Professor,Water and soil Engineering Department, Faculty of Agricultural Engineering, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
3- Assistant Professor,Water Engineering Department, Faculty of Agricultural Engineering, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
4- Assistant Professor,Water Engineering Department, Faculty of Agricultural Engineering, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Received:22 November 2016 Revised:7 April 2017 Accepted: 10 April 2017

Keywords: Climate Change, AOGCM Models, Uncertainty, Reference Evapotranspiration, Precipitation Deficit.

introduction

In recent years, human activities induced increases in atmospheric carbon dioxide (CO_2) which caused global warming and climate change. Climate change is anticipated to cause negative and adverse impacts on water systems throughout the world. Higher temperatures are expected to lead to a host of problems. These include melting snowpack, altering both the intensity and frequency of precipitation, increasing evapotranspiration and else. (Delghandi, 2016).

Reference evapotranspiration (ET_o) is a key hydrological variable quantifying a major water loss from catchments and basins, which can be used to calculate actual evapotranspiration (ET_a), scheduled irrigation and prepare input data for hydrological models. The irrigation water requirement basically represents the difference between the crop water requirement and effective precipitation. The only factors affecting ET_o are climatic parameters as water is abundantly available at the reference evapotranspiring surface (Allen et al., 1998). The first of climatic parameters is air temperature. As temperature increases, evapotranspiration also goes up. Some study conducted to indicate climate change impact on ET (e.g, Behmanesh et al., 2015; Sheidaeian et al., 2015; Babaeian and Kouhi, 2012). In this study, climate change impacts on reference evapotranspiration (ET_o) and precipitation deficit (PD) were studied from 2010 to 2099 in Semnan region. The objective of this study was to examine the climate change impact on the ET_o regarding the uncertainty of Atmosphere-Ocean General Circulation Models (AOGCM) and Greenhouse Gases Emission (GHG) scenarios.

Methodology

Study Area

The synoptic station of Semnan, with an elevation of 1127 meters has longitude of 53° 23´ east, latitude of 35° 35´ north. Annual precipitation, average of T_{min} and T_{max} for this station are 140mm, 12.5 and 23.8^{oC}, respectively.

Evapotranspiration and precipitation deficit (PD)

There are several models for the estimation of reference evapotranspiration (ET_o). in this study, FAO Penman–Monteith (FAO PM) and Hargreves- Samani methods were used to estimate ETo.

The precipitation deficit (PD) was estimated by subtracting the monthly cumulative ET_o from the monthly cumulative precipitation (P). A positive value indicates water in excess of crop water requirements and a negative value indicates a deficit in terms of crop water requirements. It should be noted that we estimated PD using the reference evapotranspiration and not the actual crop evapotranspiration (Harmsen et al., 2009)

Climate change scenarios

Two sets of data, i.e. historical weather data (measured station data) and AOGCMs (Atmosphere – ocean General Circulation Models) outputs are used in this study for the calculation of ET_o for the period 1971–2000 and 2010–2099, respectively.

considering uncertainties in AOGCM models and GreanHouse Gases (GHGs) emission scenarios, climate change scenarios were generated from 14 AOGCMs whose greenhouse gases scenarios ran under 3 scenarios (A2, A1B and B1).

From the various existing downscaling method, we used the Delta method. cumulative probability distribution was used for study of uncertainty of AOGCMs and GHG scenarios in ET_o calculation. For this purpose, ΔT and ΔP parameters at monthly scale are calculated for each GCM model. Then, Beta distribution was fitted for calculated ΔTs and ΔPs for each month. Cumulative probability distribution function (CDF) was deducted from the Beta distribution. ΔT and ΔP for each month were derived for 3 probability levels (0.25, 0.50and 0.75) from CDF.

Using the measured T_{max}, T_{min} and precipitation for the 30-year baseline period (1971-2000), calculated ΔTs and ΔPs probability levels (0.25, 0.50 and 0.75), monthly T_{max}, T_{min} and precipitation time series under 3 probability levels generated for future periods (2010-2039, 2040-2069 and 2070-2099).

Results and Discussion

Climate change Impact on temperature

After determining the values of ΔT under 3 probability levels, monthly temperature scenarios for each scenario were calculated by using Delta method. Fig. 1 indicated mean temperature baseline and future periods. The Mid number of each period (2025, 2055 and 2085) has been used to show the future period.

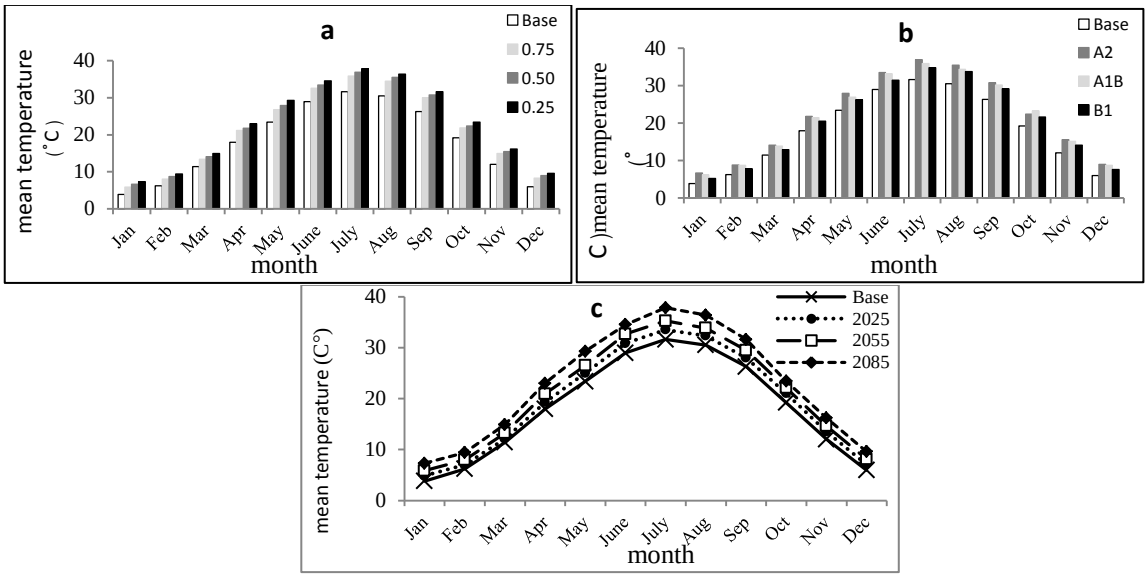


Fig. 1- Mean monthly temperature in baseline and 2085 period with the risk of 0.25, 0.5 and 0.75 (a), Mean monthly temperature in baseline and emission scenarios under a risk of 0.5 (b), Mean monthly temperature in baseline and future periods under a risk of 0.5 (c)

Climate change Impact on ET_o

Results showed that the FAO Penman–Monteith (FAO PM) method is more precise than Hargreves- Samani method to estimate the ETo. Therefore, in this study FAO PM used for estimation of ET_o in climate change scenarios and are presented in Fig.2. Also monthly changes of ETo for different scenarios is presented in Table 1. Results of Fig.2 and Table 1 shows that ETo values are not significantly different at the three aforementioned levels of risk. in each three future period, ET_o increases. Increase in ET_o will be higher in the 2070-2099 compared to the other periods (2010-2039 and 2040-2069). In addition, it is determined that in first future period, scenarios A1B and A2 represent the same results. However, during 2070-2099 the results of three emission scenarios are different. Therefore, scenarios A1B and scenario B1 represent the greatest and least increase in ET_o, respectively. The results of scenario A1B and A2 are very close to each other. during 2070-2099 in the warm months that the water requirement and consequently the agricultural water demand is at its maximum level, scenario A2 shows the greatest increase of ET_o. Therefore, this scenario can be considered as the most critical scenario.

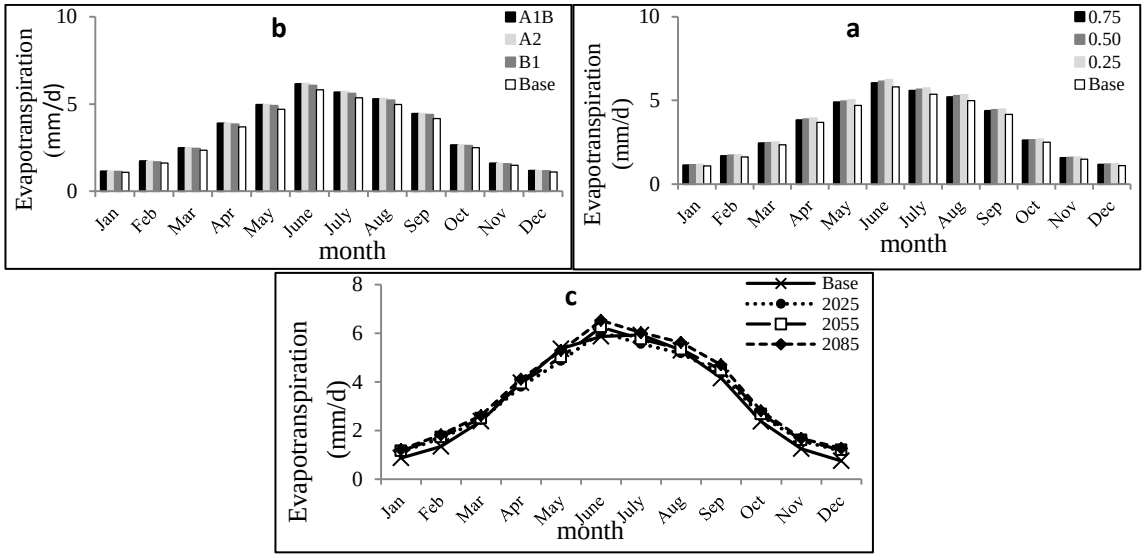


Fig. 2- Mean monthly evapotranspiration in baseline and 2085 period under risk of 0.25, 0.5 and 0.75 (a), Mean monthly evapotranspiration in baseline and emission scenarios under a risk of 0.5 (b), Mean monthly temperature in baseline and future periods under a risk of 0.5 (c)

Table 1-Variations of ETo values under climate change scenarios relative to baseline period (mm/d)

period	Scenari (risk 0.	month												
		Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Annual(%)
2025	A2	0.03	0.05	0.05	0.07	0.11	0.16	0.15	0.14	0.12	0.08	0.05	0.04	2.7
	A1B	0.03	0.06	0.06	0.10	0.15	0.16	0.15	0.15	0.14	0.07	0.04	0.04	2.9
	B1	0.02	0.05	0.05	0.08	0.12	0.16	0.16	0.15	0.13	0.07	0.04	0.04	2.1
2055	A2	0.06	0.10	0.12	0.18	0.25	0.35	0.32	0.30	0.26	0.16	0.10	0.08	5.2
	A1B	0.07	0.12	0.13	0.21	0.29	0.37	0.34	0.32	0.28	0.16	0.10	0.09	6.0
	B1	0.03	0.05	0.08	0.15	0.20	0.23	0.23	0.23	0.22	0.13	0.07	0.06	4.2
2085	A2	0.11	0.17	0.21	0.32	0.41	0.57	0.55	0.54	0.45	0.25	0.14	0.14	9.2
	A1B	0.09	0.15	0.20	0.31	0.38	0.50	0.46	0.42	0.37	0.25	0.17	0.12	8.0
	B1	0.06	0.10	0.13	0.19	0.29	0.33	0.31	0.33	0.29	0.17	0.10	0.08	5.8

According to Table 1, it is determined that in the cold months the increase in ET_o is more than warm months (for various scenarios). Therefore, maximum and minimum increase in ET_o, in all 9 scenarios happens in Jun and Jan, respectively.

Climate change impact on PD

Results showed that the PD values increase for all future periods. Also scenario A2 presented more precipitation deficit in Comparison with scenario B1 and A1B.

Conclusion

Results showed that mean temperature, reference evapotranspiration and precipitation deficit is increased until the end of century. Also results showed that, increases in these parameters during warm months are higher in comparison with the cold months. In 2070-2099 period, mean of annual ET_o is increased about 9.2, 8.0 and 5.8 percent for A2, A1B and B1 scenarios, respectively.

Reference

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

2- Babaeian, I and Kouhi, M. 2012. Agroclimatic Indices Assessment over Some Selected Weather Stations of Khorasan Razavi Province Under Climate Change Scenarios: Journal of Water and Soil. 26 (4): 953-967. (In Persian).

3- Behmanesh, J., Azad Talatappeh, N., Montaseri, M., Rezayi, H. and Khalili, K. 2015. Climate Change Impact on Reference Evapotranspiration, Precipitation Deficit and Vapor Pressure Deficit in Urmia: Water and Soil Science- University of Tabriz, 25 (2), 79-91. (In Persian).

4- Delghandi, M. 2016. Assessment of Climate Change Risk Impacts on Potential Evapotranspiration; Case Study Shahrood Region: Journal of Irrigation and Water Engineering, 6 (23), 156-167. (In Persian)

5- Harmsen, E, Miller, N, Schlegel, N. and Gonzalez, JE. 2009. Seasonal climate change impacts on evapotranspiration, precipitation deficit and crop yield in Puerto Rico. Agricultural Water Management. 96:1085-1095.

6- Sheidaeian, M. Ziatabar Ahmadi, M.Kh. and Fazloula, R. 2015. Study on Climate Change Effect on Net Irrigation Requirement and Yield for Rice Crop (Case Study: Tajan Plain): Journal of Water and Soil. 28 (6): 1284-1297. (In Persian).