

تأثیر عدم قطعیت خروجی مدل‌های اقلیمی در پیش‌بینی تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان دشت همدان-بهار)

همت سلامی^{۱*}، حمیدرضا ناصری^۲، علیرضا مساح بوانی^۳

۱- دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- دانشیار گروه مهندسی آبیاری و زهکشی، پردیس ابوریحان، دانشگاه تهران، پاکدشت

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۸/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۸

چکیده

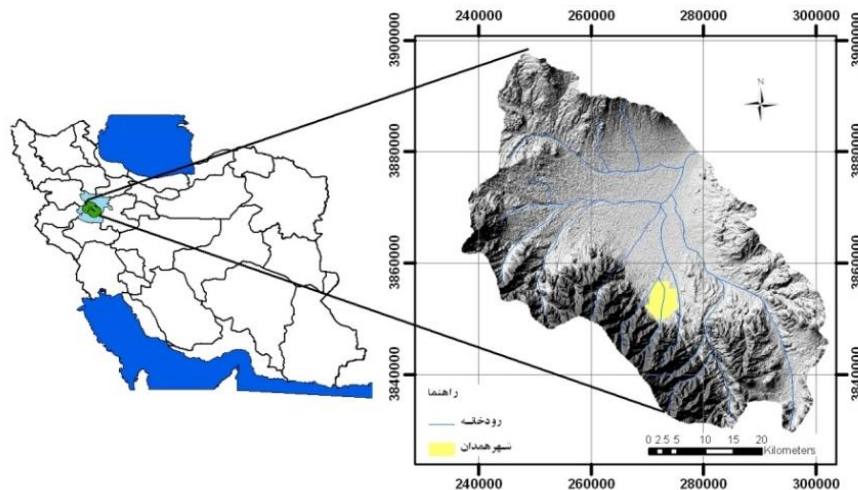
با توجه به عدم قطعیت‌های موجود در خروجی مدل‌های اقلیمی در این تحقیق از خروجی ۱۶ مدل اقلیمی برای پیش‌بینی تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی در آبخوان دشت همدان-بهار در دوره آتی استفاده شده است. برای این منظور مدل‌های مختلف اقلیمی بر مبنای توانایی آنها در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۰) وزن‌دهی شده و سپس بر مبنای وزن مدل‌های اقلیمی و مقادیر پیش‌بینی شده توسط آنها در دوره آتی (۲۰۴۵-۲۰۱۵) تغییرات بارندگی و دما در سطوح احتمال مختلف ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد محاسبه شده است. با استفاده از داده‌های اقلیمی ایستگاه سینوپتیک همدان و مقدار تغییرات پیش‌بینی شده بارش و دما در سطوح احتمال مختلف، برای سناریو انتشار A2، مقادیر بارش و دما توسط مدل LARS-WG به شکل روزانه تولید شده است. با توجه به مقادیر پیش‌بینی شده بارش و رواناب تخمین زده شده توسط شبکه عصبی مصنوعی، تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی در سطوح ریسک مختلف شبیه‌سازی شده است. میزان افت متوسط سالانه تراز آب زیرزمینی در دوره ۲۰ ساله مشاهداتی ۰/۷۲ متر می‌باشد و این میزان برای سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد به ترتیب ۰/۵۳، ۱/۱ و ۱/۳ متر می‌باشد. با توجه به اینکه ضخامت متوسط زون اشباع در شرایط کنونی آبخوان حدود ۵۰ متر می‌باشد لذا با حفظ شرایط کنونی برداشت از منابع آب زیرزمینی و وقوع مقادیر پیش‌بینی شده تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی به خصوص در سطح ریسک ۵۰ و ۱۰ درصد، عملاً در ۳۰ سال آینده آبخوان دشت همدان-بهار از بین خواهد رفت.

واژه‌های کلیدی: آبخوان همدان-بهار، تغییر اقلیم، سطوح ریسک، عدم قطعیت، مدل‌های اقلیمی.

مقدمه

تغییرات دما و بارش در آینده مقدار تغذیه آبخوان‌ها را تحت تاثیر قرار خواهد داد. تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی اولین عکس‌العمل آبخوان‌های آزاد به تغییرات میزان دما و بارندگی می‌باشد (ژکستر و لوآشیگا، ۱۹۹۳؛ چنگنون و همکاران، ۱۹۸۸). طبق گزارش چهارم هیات بین‌الدول تغییر اقلیم، IPCC، مطالعات محدودی در ارتباط با تاثیر تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی با استفاده از خروجی مدل‌های اقلیمی جهانی و منطقه‌ای انجام شده است (کاندزویچ و همکاران، ۲۰۰۷). اما در سال‌های اخیر این نوع از مطالعات افزایش یافته است (آلن و همکاران، ۲۰۱۰). در غالب این مطالعات مقادیر بارندگی در آینده شبیه‌سازی شده و تاثیر آن بر تغذیه آبخوان و تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی بررسی شده است (توز و آلن، ۲۰۰۹؛ جیرکاما و اسکایز، ۲۰۰۷؛ سیبک و آلن، ۲۰۰۶). در تعداد محدودی از مطالعات اثرات تغییرات اقلیم بر جریان آب سطحی رودخانه و نقش آن در تغذیه آبخوان بررسی شده است (سیبک و همکاران، ۲۰۰۷؛ ون رزمالن و همکاران، ۲۰۰۷). در برخی از مطالعات نیز به بررسی اثرات تغییرات کاربری اراضی و اقلیم بر منابع آب زیرزمینی پرداخته شده است (هولمن، ۲۰۰۶). در حالی که در بیشتر مطالعات انجام شده تعداد اندکی از مدل‌های اقلیمی یا متوسط چندین مدل اقلیمی استفاده شده است، تنها در برخی از چندین سناریو انتشار و تعداد زیادتری مدل اقلیمی استفاده شده است (مساح بوانی، ۱۳۸۵). دلیل این موضوع نیز تعداد زیاد مدل‌های اقلیمی (حدود ۲۵ مدل)، سناریوهای انتشار و روش‌های متعدد ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی می‌باشد (کانن، ۲۰۰۸؛ یاتس و همکاران، ۲۰۰۳؛ زوریتا و ون استورچ، ۱۹۹۹؛ اشنور و لتنمایر، ۱۹۹۸). بررسی‌های انجام شده نشان دهنده این واقعیت است که برای ارزیابی

اثرات تغییر اقلیم بر آب زیرزمینی استفاده از چندین مدل اقلیمی و سناریوهای انتشار مناسب‌تر می‌باشد (هولمن و همکاران، ۲۰۱۲). نتایج مطالعات انجام شده با استفاده از خروجی مدل‌های مختلف اقلیمی بر روی آبخوان سوماس نشان دهنده این واقعیت است که میزان تغذیه پیش‌بینی شده آبخوان در آینده بستگی به نوع مدل اقلیمی استفاده شده و همچنین دوره زمانی مورد نظر دارد و با افزایش فاصله از زمان حال میزان عدم قطعیت خروجی مدل‌های اقلیمی افزایش می‌یابد به طوری که در دوره ۲۰۸۰ (فاصله بین سال‌های ۲۰۹۹-۲۰۷۰) میزان تغذیه پیش‌بینی شده آبخوان توسط مدل‌های مختلف اقلیمی نسبت به زمان پایه بین ۱۰/۵-٪ تا ۲۳/۲+٪ متفاوت می‌باشد (آلن و همکاران، ۲۰۱۰). مطالعات انجام شده در یک آبخوان آزاد در فنلاند نشان دهنده این واقعیت است که نوع روش ریزمقیاس‌نمایی و همچنین مدل اقلیمی استفاده شده در نتایج مقادیر تغذیه پیش‌بینی شده توسط مدل HELP تاثیرگذار بوده است. محدوده این تغییرات میزان تغذیه پیش‌بینی شده آبخوان نسبت به زمان پایه مدل‌سازی (۲۰۰۰-۱۹۶۱ میلادی) بین ۵۸+٪ تا ۶-٪ بوده است (لوما و اوکنن، ۲۰۱۴). در بررسی دیگری در یک آبخوان آبرفتی در آمریکا، تغییرات میزان تغذیه آب زیرزمینی در دوره آتی (۲۰۵۰-۲۰۱۵ میلادی) نسبت به دوره پایه با استفاده از مدل WAVES برآورد شده است که نتایج آن نشان دهنده تغییرات میزان تغذیه بین ۸+٪ تا ۱۰-٪ می‌باشد (راسل و همکاران، ۲۰۱۳). جهت بررسی تاثیر عدم قطعیت موجود در خروجی مدل‌های مختلف اقلیمی در پیش‌بینی نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی آبخوان دشت همدان-بهار مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱). این آبخوان در غرب ایران قرار داشته و از شهرهای مهم آن می‌توان به همدان، لاله‌چین و بهار اشاره نمود.



شکل ۱: موقعیت حوزه آبریز همدان-بهار

هر یک از مدل‌های اقلیمی استفاده شده، مقادیر "اختلاف" برای دما و "نسبت" برای بارندگی بین میانگین‌های ماهانه دما و بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل و اندازه‌گیری شده در ایستگاه سینوپتیک فرودگاه همدان در دوره پایه یعنی یک دوره ۳۰ ساله در فاصله بین سال‌های ۱۳۴۸ تا ۱۳۷۸ مشخص شده است. مدل‌های AOGCMs با استفاده از رابطه ۱ بر مبنای روش میانگین دما-بارش اندازه‌گیری شده، وزن‌دهی شده‌اند (مساح‌بوانی و مرید، ۲۰۰۵).

$$\text{رابطه ۱)} \\ W_{ij} = \frac{\left(\frac{1}{\Delta d_{ij}}\right)}{\sum_{j=1}^{13} \left(\frac{1}{\Delta d_{ij}}\right)}$$

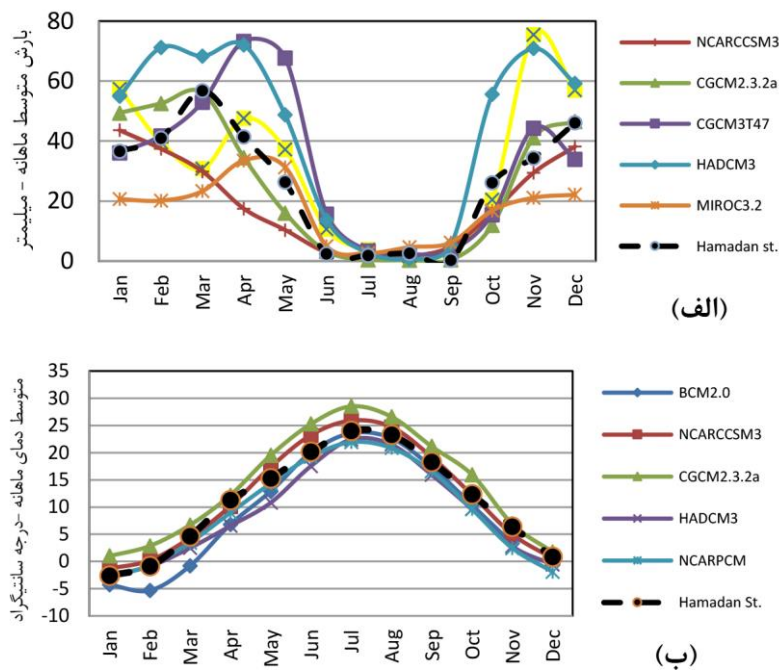
که در این رابطه، W_{ij} وزن GCM شماره j در ماه i ام و Δd_{ij} اختلاف بین مقدار شبیه‌سازی شده توسط مدل j ام در دوره پایه و مقدار اندازه‌گیری شده در ایستگاه در ماه i ام می‌باشد.

مواد و روش‌ها

جهت استفاده از داده‌های مدل‌های اقلیمی در پیش‌بینی نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی مراحل زیر به ترتیب انجام شده است.

- استخراج اطلاعات مدل‌های مختلف اقلیمی و وزن‌دهی آنها

در این تحقیق از خروجی ۱۶ مدل اقلیمی، AOGCM، تحت سناریوی انتشار A2، مربوط به چهارمین گزارش ارزیابی IPCC، استفاده شده است (شکل ۲). مشخصات این مدل‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. سناریو A2 بر هویت‌های منطقه‌ای و حفظ آنها تکیه دارد که منجر به افزایش جمعیت می‌شود. همچنین رشد اقتصادی و فناوری در این سناریو کندتر می‌باشد. در واقع در این سناریو مقادیر افزایش گازهای گلخانه‌ای بیشتر فرض شده است که نتیجه آن افزایش دما و کاهش بارندگی در بیشتر مناطق کره زمین می‌باشد. جهت وزن‌دهی و سنجش توانایی

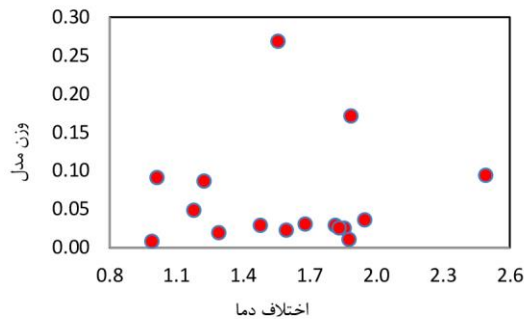


شکل ۲: مقادیر اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده بارش (الف) و دما (ب) توسط مدل‌های اقلیمی در منطقه مطالعاتی

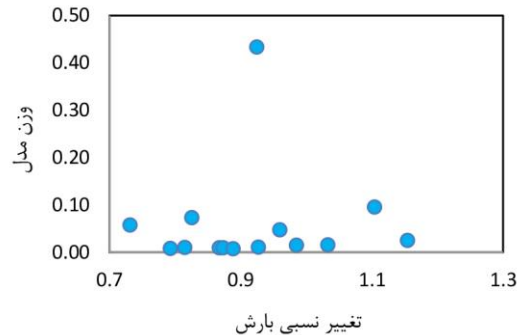
جدول ۱: مشخصات مدل‌های AOGCM مورد استفاده در این تحقیق

نام مدل	قدرت تفکیک در اقیانوس	قدرت تفکیک در اتمسفر	گروه موسس و کشور
HadCm3	$1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$, L20	$2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$, L19	Hadly Centre for Climate Prediction and Reaserch/Met office, UK
ECHAM5/MPI-OM	$1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$, L40	$T63(\sim 1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ})$, L31	Germany Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) Atmospheric Research, Australia
CSIRO-MK3.5	$0.8^{\circ} \times 1.9^{\circ}$, L31	$T63(\sim 1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ})$, L18	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory , USA
GFDL-CM2.0	$0.3^{\circ}-1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$	$2.0^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, L24	Meteo-France/Centre National de Recherches Meteorologiques, France
CNRM-CM3	$0.5^{\circ}-2^{\circ} \times 2^{\circ}$, L31	$T63(\sim 1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ})$, L45	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada
CGCM3(T63)	$0.9^{\circ} \times 1.4^{\circ}$, L29	$T63(\sim 1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ})$, L31	NASA/GISS (USA)
GISS-ER	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$, L13	$4^{\circ} \times 5^{\circ}$, L20	Meteorological Research Institute, Japan
MRI-CGM2.3.2a	$0.5^{\circ}-0.7^{\circ} \times 1.1^{\circ}$, L40	$T42(\sim 2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ})$, L30	Institute Pierre Simon Laplace, France
IPSL-CM4	$2^{\circ} \times 2^{\circ}$, L31	$2.5^{\circ} \times 3.75^{\circ}$, L19	University of Bonn, Meteorological Research
CCSM3	$0.3^{\circ}-1^{\circ} \times 1^{\circ}$, L40	$T85(1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ})$, L26	Germany/Korea
ECHO-G	$0.5^{\circ}-2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$, L20	$T30(\sim 3.9^{\circ} \times 3.9^{\circ})$, L19	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway
BCCR-BCM2.0,2005	$0.5^{\circ}-1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$, L35	$T63(1.9^{\circ} \times 1.9^{\circ})$, L31	Centre for Climate System Research (University of Tokyo), Japan
MIROC3.2 medres	$0.2^{\circ} \times 0.3^{\circ}$, L47	$T106(\sim 1.1^{\circ} \times 1.1^{\circ})$, L56	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA, USA
GFDL-CM2.1	$0.3^{\circ}-1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ L50	$2.0^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, L24	Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science.
INMCM3.0	$2.5^{\circ} \times 2^{\circ}$, L33	$5.0^{\circ} \times 4.0^{\circ}$, L21	National Center for Atmospheric Research (NCAR), NASA, and NOAA
NCARPCM	$1.12^{\circ} \times 0.27^{\circ}$, L40	$T42(2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ})$, L26	

مدلهایی که از توانایی بیشتری در شبیه‌سازی پارامترهای اقلیمی در دوره پایه برخوردار باشند، وزن بیشتری خواهند داشت.



در شکل ۳ نمودارها برای متغیر دما و بارندگی در ایستگاه همدان نشان داده شده است که منحنی‌های گسسته توزیع احتمال می‌باشد. مطابق این شکل



شکل ۳: منحنی گسسته توزیع احتمالی، که نشان دهنده مقادیر تغییرات دما و بارش در برابر وزن‌های متناظر مدل‌های AOGCM، نمودار (راست) منحنی توزیع احتمال بارندگی، نمودار (چپ) منحنی توزیع احتمال دما

می‌شود. با استفاده از این توزیع می‌توان در سطوح احتمالی مختلف سناریوهای تغییر اقلیم بارش و دما را تعیین نمود. در این تحقیق مقدار مجموع مربع خطا (SSE) جهت بررسی تطابق تابع بتا مورد استفاده قرار گرفته است (رابطه ۳).

رابطه (۳)

$$SSE = \sum_{i=1}^n (y_i - Y_i)^2$$

که در این رابطه، y_i مقدار واقعی داده و Y_i مقدار تخمین زده شده توسط تابع بتا و n برابر با ۱۶ یعنی تعداد مدل اقلیمی مورد استفاده می‌باشد. قابل توجه است که تعداد کم مدل‌های AOGCMs عامل تاثیرگذار بر میزان انطباق تابع برازش شده می‌باشد و این عامل، یعنی دسترسی به اطلاعات تعداد محدودی مدل، یکی از محدودیت‌های این نوع ارزیابی می‌باشد. با استفاده از تابع توزیع تهیه شده در مرحله قبل، تابع توزیع تجمعی (CDFs) تهیه شده است (شکل ۴). با استفاده از این تابع توزیع تجمعی مقدار تغییر متغیرهای اقلیمی دما و بارش ($P\Delta$ و $T\Delta$) در سه سطح احتمال مختلف (۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد) استخراج شده و برای ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار مورد استفاده قرار می‌گیرد.

-تعیین مقادیر تغییرات بارش ($P\Delta$) و دما ($T\Delta$) در سطوح احتمال مختلف

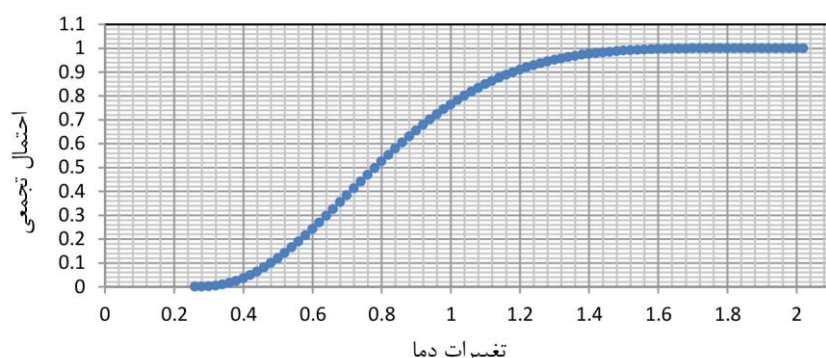
با توجه به تعداد محدود $P\Delta$ و $T\Delta$ (۱۶ عدد برای هر ماه) نمی‌توان به آن‌ها توزیع مناسبی جهت تبدیل توزیع گسسته به پیوسته برازش داد و روش‌های معمول در برازش یک تابع کارایی خود را از دست می‌دهند. تابع توزیع بتا توسط دو پارامتر شکل و حد بالا و پائین داده‌ها تعریف می‌شود. این توزیع می‌تواند با تغییر دادن دو پارامتر شکل بر اساس چولگی داده‌ها تعیین شود. بنابراین با توجه به تعداد کم سناریوهای تغییر اقلیم می‌تواند توزیع مناسبی برای فرموله کردن عدم قطعیت‌ها بشمار رود. فرم عمومی برای تابع چگالی احتمال توزیع بتا مطابق رابطه ۲ می‌باشد (رزم‌آرا و همکاران، ۲۰۱۳).

رابطه (۲)

$$f(x) = \frac{(x-a)^{p-1} (b-x)^{q-1}}{B(p,q)(b-a)^{p+q-1}}$$

$$a \ll x \ll b; p, q > 0$$

در این رابطه p و q پارامترهای شکل، a و b به ترتیب حد پائین و بالای داده و $B(p, q)$ تابع بتا می‌باشد. بنابراین، توزیع بتایی به سناریوهای تغییر اقلیم بارش، دمای حداقل و حداکثر مربوط به هر ماه برازش داده



شکل ۴: منحنی پیوسته توزیع احتمالی تجمعی تغییرات دما در ماه ژانویه

جزئیات مربوط به صحت سنجی مدل LARS-WG ارائه شده است.

-تخمین میزان رواناب ورودی به آبخوان در دوره آتی برای تخمین میزان رواناب در دوره آتی از شبکه عصبی^۲ استفاده شده است. شبکه عصبی نوع پرسپترون چند لایه، MLP^۳، یکی از روش‌های مرسوم در شبیه‌سازی فرایند بارش-رواناب می‌باشد (امیدوار و اژدرپور، ۱۳۹۱). الگوریتم پس انتشار خطا^۴ یکی از پر کاربردترین روش‌ها برای یادگیری شبکه است که در این تحقیق از آن استفاده شده است. قابل ذکر است که برای مقایسه نتایج حاصل از شبکه عصبی مصنوعی با داده‌های مشاهده‌ای، از سه پارامتر باقی‌مانده ریشه میانگین مربعات خطا (RRMSE)، میانگین درصد خطا (MPE) و ضریب همبستگی (r) استفاده شده است. معیارهای فوق برای سنجش عملکرد مدل‌های بکار گرفته شده می‌باشند. RRMSE و MPE دو شاخص کمی مناسب در برآورد دقت شبکه به صورت تفاضل بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی شده و r نیز بیان‌کننده میزان همبستگی بین مقادیر واقعی و پیش‌بینی است (روابط ۵، ۶ و ۷).

-ریزمقیاس‌نمایی تصادفی^۱ داده‌های مدل‌های اقلیمی با توجه به ابعاد بزرگ شبکه‌بندی در مدل‌های اقلیمی نیاز به ریزمقیاس‌نمایی اطلاعات آنها می‌باشد. مدل LARS-WG از جمله مولدهای آب و هوای تصادفی است که قادر به تولید سری زمانی روزانه متغیرهای اقلیمی با هر طول زمانی می‌باشد (سمونف و بارو، ۲۰۰۲). با توجه به اهداف این تحقیق، مدل LARS-WG برای تولید سری زمانی بارش و دما برای دوره آتی استفاده شده است. پس از انتخاب بهترین تابع توزیع سری زمانی داده‌های روزانه مشاهداتی ایستگاه سینوپتیک فرودگاه همدان در دوره پایه (۱۳۷۸-۱۳۴۸)، مدل LARS-WG سری روزانه داده‌های ساختگی را بر مبنای سناریوهای تغییر اقلیم تهیه شده در سطوح ریسک مختلف ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد تولید می‌نماید. با توجه به اینکه طی سال‌های گذشته آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار در بیشتر مناطق دشت با افت قابل توجه سطح آب زیرزمینی مواجه بوده است به همین دلیل دوره ۱۳۹۳-۱۴۲۳ شمسی به عنوان نزدیک‌ترین دوره پیش‌بینی مدل به زمان حال مورد استفاده قرار گرفته است. در جدول ۲

3 -Multi-Layer Perceptron, MLP
4-Error Back Propagation Training Method

1-Stochastic Downscaling
2 -Artificial Neural Network

جدول ۲: جزئیات آماری مربوط به صحت‌سنجی مدل LARS-WG

ماه	دمای حداقل				دمای حداکثر				بارش			
	X2	P-value	t	P-value	X2	P-value	t	P-value	X2	P-value	t	P-value
دی	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۷۵	۰/۵۲	۰/۱۰	۱/۰۰	-۱/۲۹	۰/۲۰
بهمن	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۷۱	۰/۵۴	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۱۲	۰/۲۷
اسفند	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۱۴	۰/۸۹	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۷۱	۰/۵۵	۰/۱۰	۱/۰۰	-۰/۱۵	۰/۸۸
فروردین	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۲۶	۰/۸۰	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۴۹	۰/۱۴	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۱۰	۰/۹۲
اردیبهشت	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۱۷	۰/۸۷	۰/۰۵	۱/۰۰	-۲/۱۵	۰/۰۳	۰/۰۶	۱/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۵
خرداد	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۵۶	۰/۵۸	۰/۱۱	۱/۰۰	۲/۲۲	۰/۰۳	۰/۳۵	۰/۰۹	-۱/۴۵	۰/۱۵
تیر	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۲۷	۰/۷۹	۰/۱۶	۰/۹۲	-۱/۹۸	۰/۰۵	۰/۳۸	۰/۰۵	-۲/۱۷	۰/۰۳
مرداد	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۷	۰/۱۶	۰/۹۱	۰/۷۰	۰/۵۵	۰/۲۷	۰/۳۲	-۱/۹۵	۰/۰۶
شهریور	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۰۲	۰/۳۱	۰/۱۱	۱/۰۰	۱/۵۸	۰/۱۲	۰/۲۷	۰/۳۴	-۰/۵۴	۰/۵۹
مهر	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۴۴	۰/۷۶	۰/۰۵	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۹۲	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۴۸	۰/۷۳
آبان	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۷۹	۰/۴۹	۰/۰۵	۱/۰۰	۰/۲۵	۰/۸۰	۰/۰۹	۱/۰۰	-۱/۱۱	۰/۲۷
آذر	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۷۵	۰/۴۶	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۳۳	۰/۷۵	۰/۱۰	۱/۰۰	-۱/۹۰	۰/۰۶

روش تفاضل محدود و به روش بلوک مرکزی شبیه‌سازی می‌شود. معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی در آبخوان محصور به شرح رابطه ۸ می‌باشد:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{k \cdot b} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{رابطه ۸}$$

که در این رابطه، h بار هیدرولیکی، k هدایت هیدرولیکی، S_y ضریب ذخیره و t زمان می‌باشد.

آزمایشات پمپاژ ۱۱ حلقه چاه در سطح دشت انجام شده است که بر مبنای آن مقدار هدایت هیدرولیکی کمتر از یک متر در روز تا بیش از ۳۰ متر در روز در برخی مناطق متغیر می‌باشد (دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۹). ضریب ذخیره متوسط به شکل اولیه ۵ درصد برای سطح دشت در نظر گرفته شد که در مرحله واسنجی اصلاح گردید. بر مبنای لاگ چاه‌های اکتشافی گسترش سطحی آبخوان حدود ۴۴۰ کیلومتر مربع و به شکل یک لایه و از نوع آزاد در نظر گرفته شده است. همچنین عمق آب زیرزمینی از کمتر از ۱۰ متر در نواحی جنوبی تا حدود ۵۰ متر در بخش‌های میانی آبخوان در تغییر می‌باشد. جهت کلی جریان آب زیرزمینی از جنوب به شمال می‌باشد. برای بررسی رفتار آبخوان ناشی از اثرات تغییر اقلیم، مدل ریاضی آبخوان برای یک دوره ۲۰ ساله واسنجی و

رابطه ۵)

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

رابطه ۶)

$$MPE = \sum_{i=1}^n \frac{|O_i - P_i|}{O_i} \times 100$$

رابطه ۷)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 (P_i - \bar{P})^2}}$$

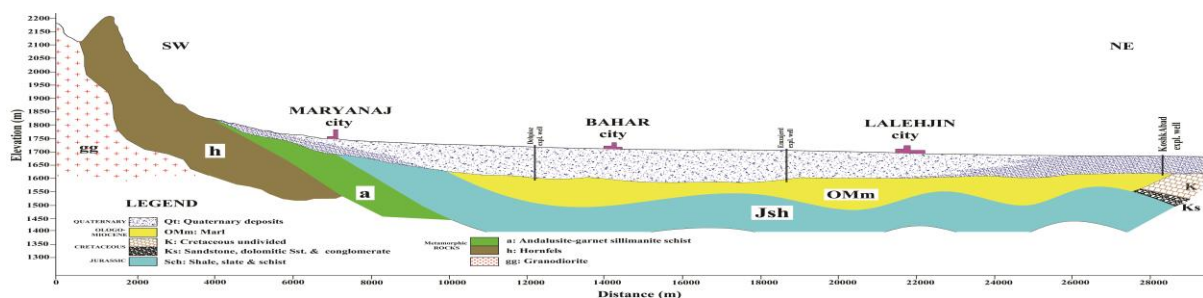
که در این روابط، O_i مقدار رواناب مشاهده‌ای، P_i مقدار رواناب برآورد شده، \bar{O} میانگین مقدار رواناب مشاهده شده، \bar{P} میانگین مقدار برآورد شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

-پیش‌بینی نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی در دوره آتی

مدل ریاضی آب زیرزمینی MODFLOW، یک مدل جریان آب زیرزمینی تفاضل محدود سه بعدی مودولار می‌باشد. جریان آب زیرزمینی در آبخوان با استفاده از

رودخانه‌های حوضه به داخل آبخوان در نظر گرفته شده و در مرحله واسنجی تدقیق گردیده است. با توجه به نتایج حفاری‌های اکتشافی، برداشت‌های صحرایی و مطالعات ژئوفیزیک انجام شده در محدوده دشت مقطع زمین‌شناسی آبخوان تهیه و در شکل ۵ نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود تماس آبرفت با واحدهای زمین‌شناسی کم تراوی دگرگونه در بخش‌های جنوبی دشت باعث قطع ارتباط هیدرولیکی آبخوان با سنگ‌های سخت منطقه شده است.

صحت‌سنجی شده است. آمار نوسانات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای ما بین سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۰ جمع‌آوری شده و سال آبی ۷۱-۱۳۷۰ به عنوان سال مبناء جهت مدل‌سازی انتخاب گردید. در مرحله ماندگار مدت زمان مدل یک دوره ۳۶۵ روز در نظر گرفته شد و در ادامه در مرحله غیر ماندگار با دوره‌های تنش یک ساله مدل برای مدت ۱۵ سال واسنجی گردید. حجم آورد سالانه رودخانه‌های منطقه با استفاده از دبی‌های روزانه ثبت شده در محل ایستگاه‌های هیدرومتری محاسبه و مقدار ۳۰ درصد آن به عنوان مقدار اولیه برای نفوذ سالانه از بستر



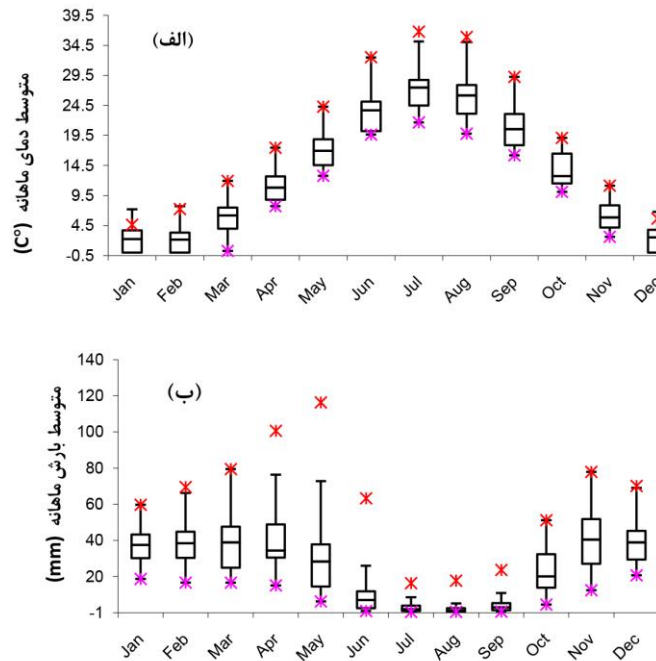
شکل ۵: نیمرخ محدوده آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار

تبدیل شده است. در جدول ۳ مقادیر مجموع مربع خطا (SSE) و ضرایب توزیع بتا برای دما ارائه شده است. مقادیر پائین مجموع مربع خطا نشان دهنده مناسب بودن تابع بتا برای تبدیل تابع احتمال گسسته به تابع احتمال پیوسته می‌باشد. به طور کلی مقادیر پیش‌بینی شده برای تغییرات بارش در آینده از عدم قطعیت بیشتری نسبت به داده‌های دما برخوردار می‌باشد. به منظور برخورد و کنترل این عدم قطعیت، پس از وزن‌دهی مدل‌های مختلف GCM، توابع توزیع احتمال (PDFs) و تابع توزیع تجمعی (CDFs) بارش و دما طبق آنچه که قبلاً توضیح داده شد، تهیه شده است. در ادامه در سه سطح احتمال مختلف ۱۰، ۵۰

نتایج

بررسی خروجی‌های دما و بارش متعلق به مدل‌های اقلیمی استفاده شده در این تحقیق نشان دهنده اختلاف قابل توجه در مقادیر دما و بارش پیش‌بینی شده توسط آنها در دوره‌های آتی می‌باشد که این مهم خود یکی از منابع اصلی عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های مرتبط با تغییر اقلیم در دوره‌های آتی می‌باشد. در شکل ۶ میزان تغییرات متوسط ماهانه دما و بارش پیش‌بینی شده توسط مدل‌های اقلیمی نشان داده شده است. توابع توزیع احتمال گسسته برای هر ماه جداگانه تهیه گردیده و با استفاده از روش تخمین پارامتری این تابع گسسته به تابع پیوسته احتمال

و ۹۰ درصد مقادیر تغییر در دما و بارش برای سناریوهای مختلف از تابع CDFs ساختگی، استخراج شده است (شکل ۷).



شکل ۶: تغییرات دما (الف) و بارش (ب) پیش‌بینی شده توسط مدل‌های مختلف اقلیمی

جدول ۳: پارامترهای تخمین زده شده توسط توزیع بتا برای تبدیل تابع گسسته احتمال به تابع پیوسته

A2 (Temperature)					A2 (Precipitation)					سناریو انتشار
a	β	a	b	SSE	a	β	a	b	SSE	ماه
۲.۶۶	۶.۲۳	۰.۲۶	۲.۱۰	۰.۰۲	۶.۱۰	۳.۰۷	۰.۶۰	۱.۳۰	۰.۰۸	ژانویه
۳.۶۴	۵.۰۱	۰.۳۳	۱.۹۵	۰.۰۳	۶.۱۰	۳.۳۰	۰.۷۳	۱.۲۸	۰.۰۵	فوریه
۵.۹۰	۳.۶۲	۰.۵۰	۲.۵۰	۰.۰۳	۴.۰۵	۵.۰۰	۰.۶۴	۱.۳۵	۰.۰۷	مارچ
۴.۶۳	۴.۷۸	۰.۲۰	۳.۵۰	۰.۲۳	۴.۰۱	۴.۵۰	۰.۱۰	۲.۰۵	۰.۰۸	آوریل
۲.۸۶	۷.۰۰	۰.۲۳	۳.۷۵	۰.۰۲	۴.۹۸	۴.۸۶	۰.۳۰	۱.۸۵	۰.۰۹	می
۳.۲۵	۵.۶۵	۰.۶۲	۳.۵۵	۰.۰۹	۴.۰۰	۵.۰۰	۰.۲۰	۱.۴۵	۰.۰۳	ژوئن
۳.۰۰	۶.۹۹	۰.۷۴	۲.۵۱	۰.۰۸	۴.۰۰	۵.۰۱	۰.۰۰	۲.۱۰	۰.۰۶	جولای
۶.۸۱	۳.۰۰	۰.۷۵	۲.۵۶	۰.۰۲	۲.۷۵	۶.۹۹	۰.۰۰	۱.۹۷	۰.۰۵	آگوست
۴.۰۰	۵.۸۹	۰.۶۸	۲.۸۵	۰.۰۳	۳.۱۲	۵.۴۰	۰.۰۰	۳.۰۵	۰.۰۶	سپتامبر
۵.۸۹	۳.۶۴	۱.۰۰	۲.۴۰	۰.۰۵	۶.۱۲	۳.۰۲	۰.۳۰	۱.۷۰	۰.۰۱	اکتبر
۲.۹۹	۷.۰۰	۰.۳۰	۲.۲۰	۰.۰۲	۳.۰۱	۶.۰۳	۰.۶۰	۱.۷۰	۰.۰۳	نوامبر
۴.۹۳	۴.۹۶	۰.۰۴	۲.۵۰	۰.۰۳	۲.۸۸	۶.۵۲	۰.۴۵	۱.۹۰	۰.۰۲	دسامبر

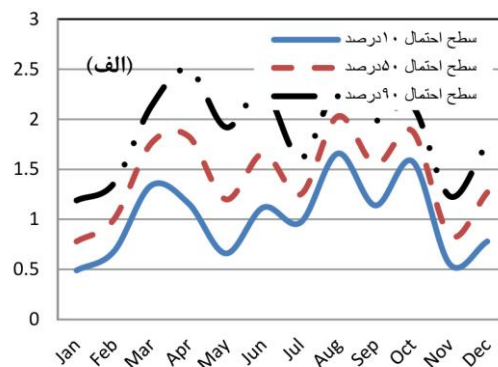
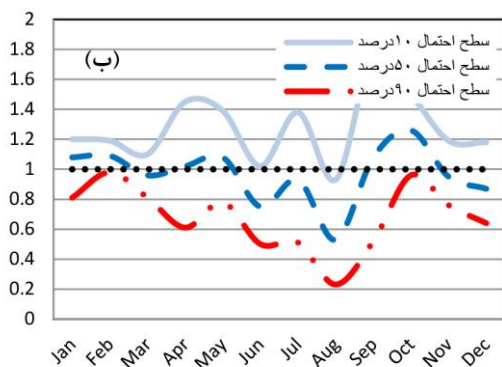
a و b: مقادیر حداقل و حداکثر تغییرات دمایی در هر PDFs برای هر ماه

افزایش بسیار متغیر می‌باشد. در واقع در ماه مارس بیشترین افزایش دما و در ماه ژانویه کمترین میزان

مطابق این شکل در تمامی ماه‌ها در سطوح مختلف احتمال مقدار دما افزایش می‌یابد اما این مقدار

استخراج مقادیر $P\Delta$ و $T\Delta$ در سطوح احتمال مختلف با استفاده از سری روزانه مشاهداتی دما و بارش ایستگاه سینوپتیک همدان در یک دوره ۳۰ ساله و مدل LARS-WG سری زمانی روزانه داده‌های بارش و دما برای دوره آتی پیش‌بینی گردیده است. مقایسه مقادیر بارش و دما در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی در جدول ۴ ارائه شده است.

افزایش دما در دوره آتی پیش‌بینی شده است. مقدار تغییرات بارش برای یک ماه در سطوح احتمال متفاوت، از تغییرات قابل توجهی برخوردار می‌باشد. چنانچه سطح احتمال ۵۰ درصد در بررسی تغییرات بارش پیش‌بینی شده توسط انواع مدل‌های اقلیمی لحاظ گردد، در شش ماه از سال کاهش بارندگی و در شش ماه دیگر افزایش مقدار بارندگی پیش‌بینی شده است. همانطور که قبلاً نیز اشاره گردید پس از



شکل ۷: مقدار تغییرات دما (الف) و بارش (ب) در سطوح احتمال مختلف (استخراج شده از تابع CDFs)

جدول ۴: تغییرات دما و بارش در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی در ایستگاه سینوپتیک فرودگاه همدان

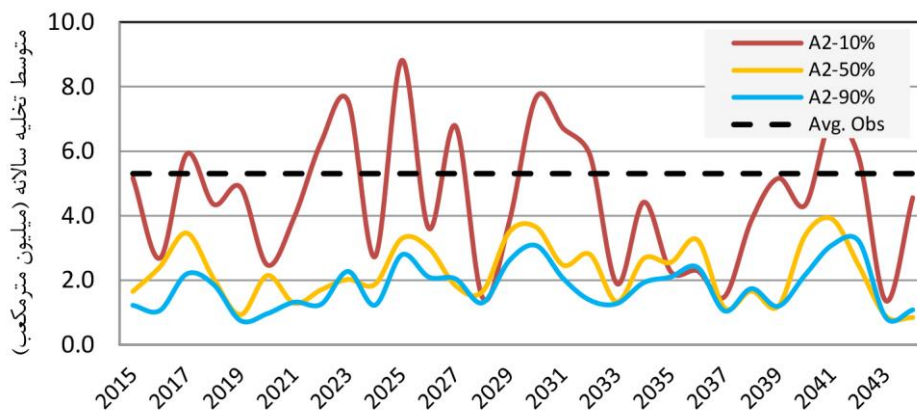
سناریو A2		A2-10%	A2-50%	A2-90%
تغییرات دما (درجه سانتیگراد)	سالانه	۱,۰۵	۱,۴۶	۱,۹۲
	پائیز	۰,۷۶	۱,۱۳	۱,۵۱
	زمستان	۱,۰۲	۱,۳۸	۱,۷۷
	بهار	۱,۰۹	۱,۶۷	۲,۳۴
	تابستان	۱,۳۳	۱,۶۸	۲,۰۵
تغییرات بارش (درصد)	سالانه	۱۳,۹۳	-۱۳,۴۰	-۳۸,۲۶
	پائیز	۱۱,۴۴	-۱۰,۹۶	-۳۱,۶۸
	زمستان	۸,۰۹	-۳,۱۰	-۲۰,۰۴
	بهار	۳۰,۹۶	-۴,۹۷	-۲۵,۰۳
	تابستان	۵,۲۳	-۳۴,۵۸	-۶۶,۲۹

سال و در تمامی سطوح احتمال افزایش دما پیش‌بینی شده است. مقدار افزایش دما در دوره آتی برای سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد به ترتیب برابر با ۱/۱،

نکته قابل توجه در جدول ۴ این مهم می‌باشد که به غیر از فصل پائیز که در سطح احتمال ۱۰ درصد برای آن کاهش دما پیش‌بینی شده است در سایر فصل‌های

رواناب، آماره‌های خطاسنجی برای هر حالت محاسبه شده است. در غالب موارد شبکه عصبی مناسب برای تخمین رواناب روزانه شامل یک لایه ورودی (متشکل از چهار نرون)، یک لایه پنهان با کمتر از ۷ نرون و یک لایه خروجی است که همان مقدار متوسط رواناب روزانه در دوره آتی می‌باشد. در شکل ۸ مقدار رواناب تخمین زده شده در رودخانه قره‌آغاج واقع در بخش‌های باختری آبخوان، به همراه مقدار متوسط سالانه مشاهداتی ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌گردد مقدار رواناب در غالب سال‌های دوره آتی کمتر از مقدار متوسط سالانه (متوسط سالانه دبی بین سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۹۰ شمسی) می‌باشد. مقدار رواناب سالانه در دوره آتی نسبت به دوره مشاهداتی برای سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد به ترتیب برابر با ۱۵، ۵۸ و ۶۶ درصد کاهش یافته است.

۱/۵ و ۱/۹ درجه سانتیگراد می‌باشد. در ارتباط با تغییرات بارش در سطح احتمال ۱۰ درصد مقدار بارش افزایش می‌یابد که بیشترین مقدار آن برابر با ۳۰ درصد در فصل بهار می‌باشد. اما در سطوح احتمال ۵۰ و ۹۰ درصد کاهش مقدار بارندگی برای حوضه آبریز همدان-بهار پیش‌بینی شده است که این کاهش به ترتیب برابر با ۱۳ و ۳۸ درصد در دوره آتی می‌باشد. پس از برآورد میزان بارندگی در دوره آتی مقدار رواناب زیر حوضه‌های مشرف به آبخوان همدان-بهار با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی تخمین زده است. برای این منظور از اطلاعات روزانه دبی ثبت شده در محل ایستگاه‌های هیدرومتری و بارش ثبت شده در ایستگاه سینوپتیک همدان در یک دوره ۱۰ ساله استفاده شده است. با اجرای روش حذف متناوب بر عوامل بردارهای ورودی در مدل شبکه عصبی به عنوان مدل هوشمند در برآورد



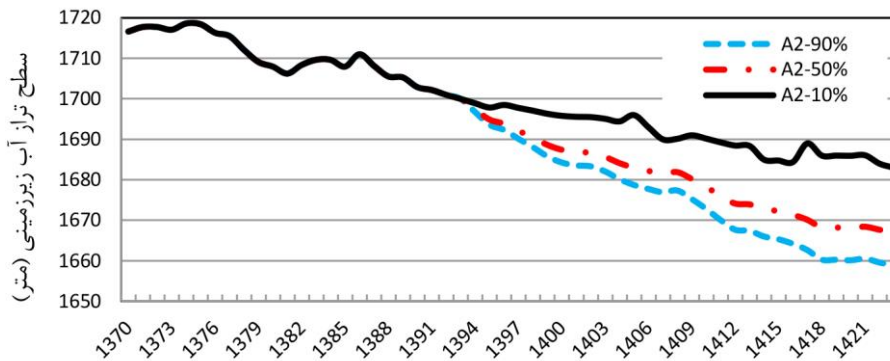
شکل ۸: مقدار تغییرات دما (الف) و بارش (ب) در سطوح احتمال مختلف (استخراج شده از تابع CDFs)

دشت و همچنین رخنمون مارن‌های الیگومیوسن در دامنه ارتفاعات بخش‌های شرقی دشت باعث قطع ارتباط هیدرولیکی آبخوان با سازند سخت منطقه شده است. این بدان معنی است که تغذیه آبخوان غالباً از طریق ریزش‌های جوی روی سطح دشت و جریانات سطحی جاری بر روی آبخوان انجام می‌پذیرد. پس از واسنجی و صحت‌سنجی مدل آب زیرزمینی، با توجه

جهت بررسی اثرات تغییر مقادیر بارش و رواناب سطحی در دوره آتی بر روی آبخوان دشت همدان-بهار مدل آب زیرزمینی این دشت برای یک دوره ۲۰ ساله (فاصله بین سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۰) واسنجی و صحت‌سنجی شده است. طبق پروفیل زمین‌شناسی تهیه شده مرز تماس آبرفت با واحدهای زمین‌شناسی کم تراوای دگرگونه در بخش‌های جنوبی و غربی

تراز پیش‌بینی شده توسط مدل برای دوره آتی هیدروگراف معرف آب زیرزمینی برای سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد تهیه و در شکل (۹) نشان داده شده است.

به داده‌های دما و بارش پیش‌بینی شده در سطوح احتمال مختلف، نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی برای یک دوره ۳۰ ساله در آینده (۱۳۹۳-۱۴۲۳) توسط مدل پیش‌بینی گردیده است. با توجه به مقادیر



شکل ۹: تغییرات پیش‌بینی شده سطح تراز آب زیرزمینی در سطوح احتمال مختلف

همکاران، ۲۰۱۳). تفاوت اصلی این مطالعه با دیگر مطالعات انجام شده در خصوص ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی، بیان عدم قطعیت‌ها در غالب سطوح احتمال می‌باشد. این رویکرد ابزار مناسبی را برای تصمیم‌گیری در اختیار مدیران و مسئولان قرار می‌دهد تا بسته به وضعیت فعلی آبخوان و مقدار ریسک مورد نظر (که غالباً مرتبط با میزان بودجه می‌باشد) برنامه‌های مدیریتی و تعادل بخشی آبخوان را اجرا نمایند. طبیعتاً برای آبخوانی مانند آبخوان دشت همدان-بهار که دارای وضعیت بحرانی است و از سال ۱۳۷۰ ممنوعه اعلام شده است بایستی سطح ریسک پائین را لحاظ نمود. شبیه‌سازی تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی در آبخوان همدان-بهار برای دوره ۳۰ ساله آتی در سطوح احتمال مختلف، نشان‌دهنده کاهش شدید حجم مخزن به خصوص در نیمه جنوب-جنوب غربی آبخوان می‌باشد. میزان افت سطح تراز آب زیرزمینی در دوره آتی در سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد به ترتیب برابر با ۱۵/۹، ۳۰/۳ و ۳۷/۹ متر می‌باشد که این اختلاف ناشی از عدم قطعیت‌های موجود در خروجی مدل‌های اقلیمی می‌باشد. میزان افت متوسط سالانه تراز آب زیرزمینی

نتیجه‌گیری

با توجه به عدم قطعیت‌های موجود، در این تحقیق از رویکرد احتمالاتی در بررسی اثرات تغییر اقلیم بر آبخوان دشت همدان-بهار استفاده شده است. برای این مهم و به جهت کاهش عدم قطعیت مدل‌های تغییر اقلیم، اطلاعات ۱۶ مدل اقلیمی در سطوح ریسک ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد برای سناریو انتشار A2 استخراج شده و نتایج آن جهت بررسی نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی در دوره آتی (۱۳۹۳-۱۴۲۳ شمسی) مورد استفاده قرار گرفته است. مطابق نتایج این تحقیق، مدل‌های اقلیمی محدوده وسیعی از تغییرات دما و بارش را در آینده پیش‌بینی نموده‌اند و نمی‌توان تنها بر روی خروجی یک مدل اتکا نمود (هولمن و همکاران، ۲۰۱۲). از مهمترین نتایج این تحقیق می‌توان به پیش‌بینی مدل‌های اقلیمی در ارتباط با دما اشاره نمود. در تمامی سطوح احتمال، اقلیم گرمتری برای آبخوان مورد مطالعه در آینده پیش‌بینی شده است که این وضعیت در دیگر مناطق ایران نیز پیش‌بینی شده است (رزمارا و همکاران، ۲۰۱۳؛ گوهری و همکاران، ۲۰۱۳؛ مشکین‌نژاد و

آبخوان با کاهش تدریجی سطح تراز آب زیرزمینی و افزایش عمق برداشت، کیفیت آب نیز با کاهش همراه خواهد شد که از جمله عواقب آن می توان به تخریب بافت و کیفیت خاک اراضی کشاورزی اشاره نمود. بنابراین با در نظر گرفتن محدودیت برداشت از منابع آب زیرزمینی در دشت همدان-بهار و همچنین کمبود عرصه های مناسب برای تغذیه مصنوعی و پخش سیلاب، در ارائه راه کارهای سازگاری با اثرات تغییر اقلیم، حتما بایستی به مقوله تغییر الگوی کشت و افزایش راندمان آبیاری از مقیاس مزرعه ای تا مقیاس منطقه ای توجه ای خاص مبذول گردد.

-مساح بوانی، ع.ر.، ۱۳۸۵. ارزیابی ریسک تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب، مطالعه موردی حوضه زاینده رود اصفهان، پژوهشکده مهندسی آب دانشگاه تربیت مدرس، تهران، پایان نامه دکتری.
-دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۱۳۸۹. گزارش تمدید ممنوعیت دشت همدان-بهار، شرکت آب منطقه ای استان همدان، ۴۰ ص.

در دوره ۲۰ ساله مشاهداتی برابر با ۰/۷۲ متر می باشد و این میزان برای سطوح احتمال ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد به ترتیب برابر با ۰/۵۳، ۱/۱ و ۱/۳ متر می باشد. با توجه به اینکه ضخامت متوسط زون اشباع در شرایط کنونی آبخوان حدود ۵۰ متر می باشد لذا با حفظ شرایط کنونی برداشت از منابع آب زیرزمینی و وقوع مقادیر پیش بینی شده تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی به خصوص در سطح ریسک ۵۰ و ۱۰ درصد، عملاً در ۳۰ سال آینده آبخوان دشت همدان-بهار از بین خواهد رفت. ذکر این مهم ضروری است که به دلیل وجود لایه های مارنی در سنگ بستر

منابع

-امیدوار، ک. و ازدرپور، م.، ۱۳۹۱. استفاده از مدل شبکه عصبی مصنوعی در برآورد بارش - رواناب در حوضه آبریز رودخانه اعظم هرات، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۷ (۴)، ص ۶۲۰-۶۴۰.

-Allen, D.M., Cannon, A.J., Toews, M.W. and Scibek, J., 2010. Variability in simulated recharge using different GCMs: *Water Resource Research*, v. 46 (10), p. 1-18.
-Cannon, A.J., 2008. Probabilistic multisite precipitation downscaling by an expanded Bernoulli-gamma density network: *Journal of Hydrometeorology*, v. 9 (6), p. 1284-1300.
-Changnon, S.A., Huff, F.A. and Hsu, C.F., 1988. Relations between precipitation and shallow groundwater in Illinois: *Journal of Climate*, v. 1, p. 1239-1250.
-Gohari, A.R., Eslamian, S., Abedi-Kopaei, J., Massah Bavani, A.R., Dingbao, W. and Madani, K., 2013. Climate change impacts on crop production in Iran's Zayandeh-Rud River Basin: *Science of the Total Environment Journal*, v. 442, p. 405-419.

-Holman, I.P., Allen, D.M., Cuthbert, M.O. and Goderniaux, P., 2012. Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater: *Hydrogeology Journal*, v. 20, p. 1-4.
-Holman, I.P., 2006. Climate change impacts on groundwater recharge: uncertainty, shortcomings and the way forward: *Hydrogeology Journal*, v. 14, p. 637-647.
-Jyrkama, M.I. and Sykes, J.F., 2007. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River Watershed (Ontario): *Journal of Hydrology*, v. 338, p. 237-250.
-Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Döll, P., Kabat, P., Jiménez, B., Miller, K.A., Oki, T., Sen, Z. and Shiklomanov, I.A., 2007. Freshwater resources and their management, *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and*

- Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ and Hanson CE (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 173-210.
- Luoma, S. and Okkonen, J., 2014. Impact of future climate change and Baltic sea level rise on groundwater recharge, groundwater levels, and surface leakage in the Hanko aquifer in southern Finland: *Journal of Water*, v. 6 (12), p. 3671– 3700.
- Massah Bavani, A.R. and Morid, S., 2005. The impacts of climate change on water resources and agricultural production: *Journal of Water Resource Research*, v. 1, p. 17–40.
- Meshkin Nejhada, S., Mashal, M. and Hedayat, N., 2013. Simulation of the climate change impact on runoff in the Dez dam area: *International Journal of Agriculture and Crop Sciences*, v. 6(3), p. 121-126.
- Razmara, P., Massah Bavani, A.R., Motiee, S. and Lotfi, S., 2013. Investigating
- Semenov, M.A. and Barrow, E.M., 2002. LARS-WG: A Stochastic Weather Generator for Use in Climate Impact Studies, Version 3.0 user manual, 28 p.
- Toews, M.W. and Allen, D.M., 2009. Simulated response of groundwater to predicted recharge in a semi-arid region using a scenario of modeled climate change: *Environmental Research Letters Journal*, v. 4, p. 190-211.
- van Roosmalen, L., Christensen, B.S.B. and Sonnenborg, T.O., 2007. Regional analog method- a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods: *Journal of Climate*, v. 12, p. 2474-2489.
- uncertainty of climate change effect on entering runoff to Urmia Lake Iran: *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 10, p. 2183-2214.
- Russell, S., Crosbie, B.R., Scanlon, F.S., Mpelasoka, R.C., Reedy, J., Gates, J. B. and Zhang, L., 2013. Potential climate change effects on groundwater recharge in the high plains aquifers, USA: *Water Resources Research Journal*, v. 49, p. 1–16.
- Schnur, R. and Lettenmaier, D.P., 1998. A case study of statistical downscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning: *Journal of Hydrology*, v. 212–213, p. 362–379.
- Scibek, J. and Allen, D.M., 2006. Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels: *Water Resource Research Journal*, v. 42, W11405. doi: 10.1029/2005WR004742.
- Scibek, J., Allen, D.M. and Cannon, A., 2007. Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model: *Journal of Hydrology*, v. 333, p.165–181.
- differences in climate change impacts on groundwater and stream discharge in Denmark: *Vadose Zone Journal*, v. 6(3), p. 554–571.
- Yates, D., Gangopadhyay, S., Rajagopalan, B. and Strzepek, K., 2003. A technique for generating regional climate scenarios using a nearest-neighbor algorithm: *Water Resource Research Journal*, v. 39 (7), p. 351-376.
- Zektser, I.S. and Loaiciga, H.A., 1993. Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: Past, present, and future: *Journal of Hydrology*, v. 144, p. 405– 427.
- Zorita, E. and Von Storch, H., 1999. Thee