



مدیریت آب و آبیاری

دوره ۵ ■ شماره ۱ ■ بهار و تابستان ۱۳۹۴

صفحه‌های ۴۱-۲۷

پیش‌بینی احتمالاتی اثرهای تغییر اقلیم بر آبخوان ابرفتی دشت همدان - بهار

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

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

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

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱/۲۹

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۳/۶/۱۸

چکیده

در این مطالعه، اثرهای تغییر اقلیم بر آبخوان ابرفتی دشت همدان-بهار، واقع در غرب ایران بررسی شده است. مدل‌های مختلف اقلیمی بر مبنای توانایی آنها در شبیه‌سازی متغیرهای اقلیمی در دوره پایه (۲۰۰۰-۱۹۷۰) وزن‌دهی شده‌اند. 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 می‌شود. در این بررسی، از داده‌های اقلیمی ایستگاه سینوپتیک همدان و مقدار تغییرات بارش و دما در سطح احتمال ۹۰ درصد برای سناریوی انتشار A2، به‌عنوان بحرانی‌ترین شرایط از نظر تغذیه آب زیرزمینی استفاده شد. مقادیر بارش و دما نیز به وسیله مدل لارز-دبلیو جی، به شکل روزانه برای دوره آتی تولید گردید. با استفاده از شبکه عصبی چندلایه و مدل آب زیرزمینی مادفلو، به ترتیب مقادیر رواناب روزانه و نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی تخمین زده شد. نتایج نشان‌دهنده افت سطح آب زیرزمینی به میزان ۳۸ متر در دوره آتی، به‌خصوص در مناطق جنوب و جنوب‌غربی آبخوان، ناشی از برداشت چشمگیر آب زیرزمینی است. با توجه به ضخامت اشباع کنونی آبخوان که حدود ۵۰ متر است، در پایان دوره مدل‌سازی، ضخامت اشباع آبخوان حدود ۱۲ متر خواهد بود.

کلیدواژه‌ها: آب زیرزمینی، رواناب، سطوح ریسک، مدل‌های اقلیمی، مدل مادفلو.

مقدمه

به‌طور کلی، منابع آب زیرزمینی برای بشر اهمیت بسیاری دارد. این منابع، تأمین‌کننده نیاز آب شرب برای حدود دو میلیارد نفر در جهان (۱۷)، تأمین‌کننده نیاز آب کشاورزی برای محصولاتی به ارزش کلی ۲۳۰-۲۱۰ میلیارد دلار و کنترل‌کننده جریان آب در زیست‌توده جهانی^۱ است (۲۶). با در نظر گرفتن این اهمیت، طبق گزارش چهارم هیئت بین‌الدول تغییر اقلیم (IPCC)، بسیار ناامیدکننده است که هنوز مطالعات محدودی در زمینه تأثیر تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی انجام شده است (۱۴). در واقع، این اصل پذیرفته شده است که تغییرات دما و بارش در آینده، مقدار تغذیه آبخوان‌ها را تحت تأثیر قرار خواهد داد و تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی، اولین واکنش آبخوان‌های آزاد به تغییرات میزان دما و بارندگی است (۹، ۳۲).

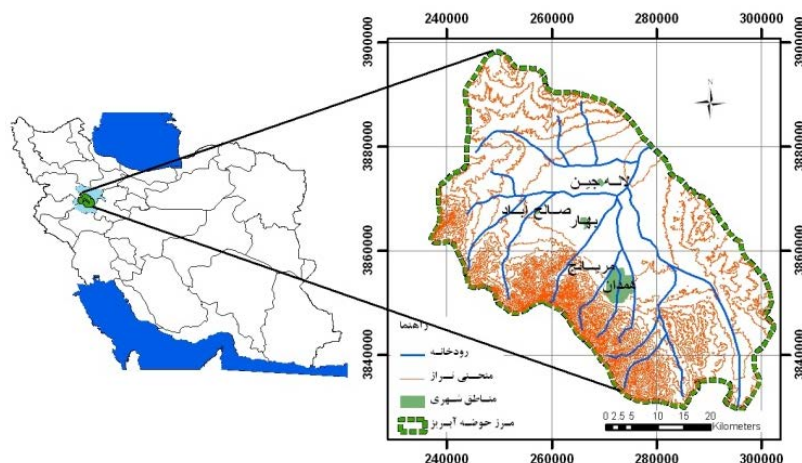
در سال‌های اخیر، تعداد مطالعات بررسی اثرهای تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی با استفاده از خروجی مدل‌های اقلیمی جهانی^۲ و منطقه‌ای^۳ رشد چشمگیری داشته است (۵). در بیشتر این مطالعات، مقادیر بارندگی در آینده شبیه‌سازی شده و تأثیر آن بر تغذیه آبخوان و تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی بررسی شده است (۱۳، ۲۳، ۲۸). تعداد محدودی از مطالعات، به بررسی اثرهای تغییرات اقلیم بر جریان آب سطحی رودخانه و نقش آن در تغذیه آبخوان پرداخته‌اند (۲۴، ۲۹). برخی مطالعات نیز به بررسی اثرهای تغییرات کاربری اراضی و اقلیم بر منابع آب زیرزمینی پرداخته‌اند (۱۱، ۲۹). مشخص کردن میزان تغییرات در تغذیه آبخوان، به دلیل تأثیر درخور توجه متغیرهای اقلیمی بر این مؤلفه بیلان آب زیرزمینی از

اهمیت فراوانی برخوردار است (۵)؛ درحالی‌که در بیشتر مطالعات، از تعداد اندکی از مدل‌های اقلیمی یا متوسط چندین مدل اقلیمی استفاده شده است. بر همین اساس، مطالعات اندکی وجود دارد که از چندین سناریوی انتشار^۴ و مدل‌های اقلیمی جهانی متعدد استفاده کرده باشد. دلیل این موضوع نیز تعداد زیاد مدل‌های اقلیمی (حدود ۲۵ مدل)، سناریوهای انتشار و روش‌های متعدد ریزمقیاس‌نمایی داده‌های اقلیمی است (۲، ۸، ۲۲، ۳۱، ۳۳). بررسی‌ها نشان‌دهنده این واقعیت‌اند که برای ارزیابی اثرهای تغییر اقلیم بر آب زیرزمینی، استفاده از چندین مدل اقلیمی و سناریوهای انتشار مناسب‌تر است (۱۰). در بررسی انجام‌شده، با استفاده از خروجی مدل‌های مختلف اقلیمی و سه سناریوی انتشار تغییرات، میزان تغذیه آب زیرزمینی در دوره آتی (۲۰۵۰-۲۰۱۵) نسبت به گذشته با استفاده از مدل WAVES برای آبخوانی آبرفتی وسیعی در آمریکا برآورد شده است. تغییرات تغذیه بین +۸ درصد تا -۱۰ درصد در بخش‌های مختلف آبخوان بود (۲۱). اثرهای تغییر اقلیم و تغییرات تراز سطح آب دریای بالتیک بر آبخوان کم‌عمق و آزاد ساحلی در جنوب فنلاند بررسی شده است (۱۵). نتایج این بررسی که با استفاده از مدل MODFLOW انجام شده است، نشان‌دهنده تغییرات فصلی درخور توجه در تغذیه آبخوان طی دوره آتی است؛ به‌طوری‌که منطقه، زمستان‌های پرآب‌تر و تابستان‌های خشک‌تری را تجربه خواهد کرد.

نوآوری این تحقیق، رویکرد احتمالاتی در بررسی اثرهای تغییر اقلیم بر آبخوان در دشت همدان-بهار و کالیبراسیون مدل آب زیرزمینی برای دوره‌ای بیست‌ساله است؛ به‌طوری‌که بتوان اثرهای تغییر دما و بارش را بر آبخوان در انتهای دوره آتی مشاهده کرد (شکل ۱).

4. Emission scenario

1. World's biomes
2. Global climate models, GCMs
3. Regional climate models, RCMs



شکل ۱. موقعیت حوضه آبریز همدان-بهار

۱. منطقه مورد مطالعه با استفاده از خروجی ۱۶ مدل AOGCM تحت سناریوهای انتشار A2 و B1؛
۲. تهیه تابع توزیع احتمال جمعیتی برای سناریوهای مختلف و محاسبه تغییرات پارامترهای اقلیمی در سطوح مختلف احتمال؛
۳. تهیه سری زمانی روزانه داده‌های بارش و دما در سطوح مختلف احتمال توسط مدل مولد آب‌وهوای LARS-WG (۲۵)؛
۴. مدل‌سازی تأثیرات تغییر اقلیم بر رواناب سطحی و منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت همدان-بهار.

تولید سناریوهای تغییر اقلیم

با توجه به اهمیت دو سناریوی انتشار A2 و B1، در این تحقیق از خروجی ۱۶ مدل AOGCM تحت این دو سناریو، مربوط به آخرین گزارش ارزیابی IPCC استفاده شده است. مشخصات این مدل‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. داده‌های مشاهداتی پارامترهای اقلیمی استفاده شده در این تحقیق، متعلق به ایستگاه سینوپتیک فرودگاه همدان است (شکل ۱).

برای این مهم و کاهش عدم قطعیت مدل‌های تغییر اقلیم، اطلاعات ۱۶ مدل سه‌بعدی جفت‌شده اتمسفر-اقیانوس چرخش عمومی جو^۱ (AOGCM) با استفاده از سناریوهای A2 و B1 در سطوح ریسک ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد استخراج شده و از نتایج آن برای بررسی تأثیرات بر نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی در دوره آتی (۱۴۲۳-۱۳۹۳ شمسی) استفاده شده است. گفتنی است که آبخوان همدان-بهار از سال ۱۳۷۰ ممنوعه اعلام شده است. این آبخوان از دشت‌های بسیار پررونق کشور است که تأمین‌کننده نیاز آبی بخش‌های کشاورزی، صنعت و بخشی از نیاز شرب منطقه و شهر همدان است که با توجه به وجود اطلاعات هیدروژئولوژیکی مناسب، برای مدل‌سازی آب زیرزمینی در این مطالعات انتخاب شده است.

مواد و روش‌ها

مراحل اصلی انجام این تحقیق به شرح زیر است:

۱. تجزیه و تحلیل تغییرات ماهیانه دما و بارندگی در

1. Atmosphere-Ocean General Circulation Models

جدول ۱. مشخصات مدل‌های AOGCM استفاده‌شده در این تحقیق

سناریوی انتشار	گروه مؤسس و کشور	قدرت تفکیک در امتصتر	قدرت تفکیک	نام مدل
A2,B1	Hadly Centre for Climate Prediction and Reaserch/Met office. UK	2.5° × 3.75°, L19	1.25° × 1.25°, L20	HadCm3
A2,B1	Germany Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO)	T63(-1.9° × 1.9°), L31	1.5° × 1.5°, L40	ECHAM5/MPI-OM
A2,B1	Atmospheric Research, Australia	T63(-1.9° × 1.9°), L18	0.8° × 1.9°, L31	CSIRO-MK3.5
A2,B1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA	2.0° × 2.5°, L24	0.3°-1.0° × 1.0°	GFDL-CM2.0
A2,B1	Meteo-France/Centre National de Recherches Meteorologiques, France	T63(-1.9° × 1.9°), L45	0.5°-2° × 2°, L31	CNRM-CM3
A2,B1	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	T63(-1.9° × 1.9°), L31	0.9° × 1.4°, L29	CGCM3(T63)
A2,B1	NASA/GISS (USA)	4° × 5°, L20	4° × 5°, L13	GISS-ER
A2,B1	Meteorological Research Institute, Japan	T42(-2.8° × 2.8°), L30	0.5°-0.7° × 1.1°, L40	MRI-CGM2.3.2a
A2,B1	Institute Pierre Simon Laplace, France	2.5° × 3.75°, L19	2° × 2°, L31	IPSL-CM4
A2,B1	University of Bonn, Meteorological Research Germany/Korea	T85(1.4° × 1.4°), L26	0.3°- 1° × 1°, L40	CCSM3
A2,B1	Bjerknes Centre for Climate Research, Norway	T30(-3.9° × 3.9°), L19	0.5°- 2.8° × 2.8°, L20	ECHO-G
A2,B1	Centre for Climate System Research (University of Tokyo), Japan	T63(1.9° × 1.9°), L31	0.5°- 1.5° × 1.5°, L35	BCCR-BCM2.0,2005
A2,B1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, NOAA, USA	T106(-1.1° × 1.1°), L56	0.2° × 0.3°, L47	MIROC3.2 medres
A2,B1	Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science.	2.0° × 2.5°, L24	0.3°-1.0° × 1.0° L50	GFDL-CM2.1
A2,B1	National Center for Atmospheric Research (NCAR), NASA, and NOAA	5.0° × 4.0°, L21	2.5° × 2°, L33	INMCM3.0
A2,B1		T42(2.8° × 2.8°), L26	1.12° × 0.27°, L40	NCARPCM

(۳)؛ بنابراین، ترسیم تصویری از آینده‌نه‌چندان دور در آبخوان همدان-بهار، می‌تواند ابزاری بسیار سودمند و مفید در اتخاذ سیاست‌های مدیریتی صحیح و کارآمد در مدیریت منابع آب زیرزمینی دشت به حساب آید.

ارزیابی و تعیین احتمال^۱

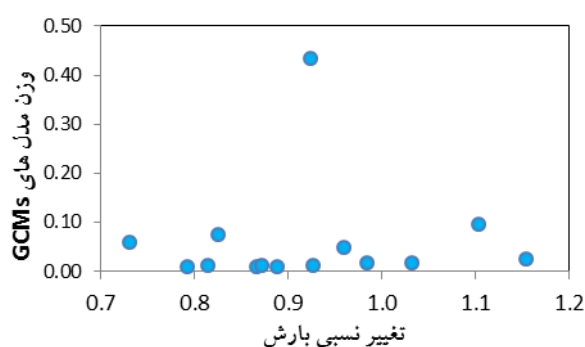
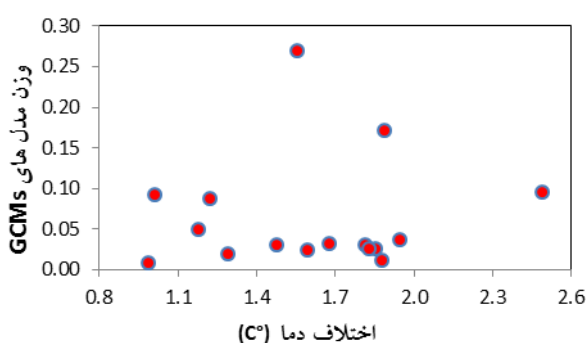
روش احتمالاتی استفاده‌شده در این تحقیق دارای مراحل زیر است:

مرحله اول: مدل‌های AOGCMs با استفاده از رابطه^۱ بر مبنای روش میانگین دما- بارش اندازه‌گیری و وزن‌دهی شده‌اند (۲).

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

در این رابطه، W_{ij} وزن، GCM شماره، Δd_{ij} ز در ماه Δm و Δd_{ij} اختلاف بین مقدار شبیه‌سازی‌شده توسط مدل Δm در دوره پایه و مقدار اندازه‌گیری‌شده در ایستگاه در ماه Δm است. شکل ۲، نمودارهای متغیر دما و بارندگی در ایستگاه همدان را نشان می‌دهد که منحنی‌های گسسته توزیع احتمال است.

سناریوی A2 بر هویت‌های منطقه‌ای و حفظ آنها تکیه دارد که سبب افزایش جمعیت می‌شود. همچنین رشد اقتصادی و فناوری در این سناریو کندتر است (بدبینانه)؛ اما در سناریوی B1، رشد جمعیت سریع بوده و تأکید بیشتر در استفاده از انرژی‌های پاک، پایداری محیط زیست و اقتصاد در سطح جهانی است. برای محاسبه سناریوی تغییر اقلیم در هر مدل AOGCM، مقادیر «اختلاف» برای دما و نسبت برای بارندگی بین میانگین سی‌ساله در دوره آتی (۱۳۹۳-۱۴۲۳) و دوره شبیه‌سازی‌شده پایه (۱۳۷۸-۱۳۴۸) توسط همان مدل برای هر سلول از شبکه محاسبه می‌شود. این مقادیر بیانگر میزان میانگین سی‌ساله تغییر اقلیم نسبت به دوره پایه می‌شود. در ارتباط با انتخاب دوره آتی ۱۳۹۳-۱۴۲۳ به‌عنوان دوره آتی در این تحقیق، باید گفت به دلیل نیاز مدیران و تصمیم‌گیرندگان محدوده آبخوان همدان-بهار، برای مدیریت و جلوگیری از افت سطح تراز آب زیرزمینی و ایجاد شرایط بحرانی (البته هم‌اکنون آبخوان در این شرایط قرار گرفته است)، این تحقیق بر آینده نزدیک متمرکز شده است. طی سال‌های گذشته، آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار در بیشتر مناطق دشت با افت درخور توجه سطح آب زیرزمینی مواجه بوده است



شکل ۲. منحنی گسسته توزیع احتمالی که نشان‌دهنده مقادیر تغییرات دما و بارش در برابر وزن‌های متناظر مدل‌های AOGCM است:

نمودار راست، نشان‌دهنده منحنی توزیع احتمال بارندگی است و نمودار چپ نشان‌دهنده منحنی توزیع احتمال دما

کم مدل‌های AOGCMs، عامل تأثیرگذار بر میزان انطباق تابع برازش شده است. این عامل، یعنی دسترسی به اطلاعات تعداد اندکی از مدل‌ها، از محدودیت‌های این نوع ارزیابی است.

مرحله سوم: این مرحله شامل تهیه تابع توزیع تجمعی^۲ (CDFs) است که با استفاده از تابع توزیع تهیه شده در مرحله قبل (PDFs) تهیه شده است. با استفاده از این تابع، مقدار تغییر متغیرهای اقلیمی دما و بارش (ΔT و ΔP) در سه سطح احتمال مختلف (۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد) استخراج می‌شود و برای ارزیابی اثرهای تغییر اقلیم بر آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار از آن‌ها استفاده می‌شود.

ریز مقیاس نمایی تصادفی^۳

مدل LARS-WG از مولدهای آب‌وهوای تصادفی است که قادر به تولید سری زمانی روزانه متغیرهای اقلیمی با هر طول زمانی است (۲۵). با توجه به اهداف این تحقیق، مدل LARS-WG برای تولید سری زمانی بارش و دما برای دوره آبی تحت سناریوهای تغییر اقلیم استفاده شده است. پس از انتخاب بهترین تابع توزیع سری زمانی داده‌های روزانه مشاهداتی 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 برای هر یک از سناریوهای انتشار تولید می‌کند. 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، از دوره ۱۴۲۳-۱۳۹۳ به‌عنوان نزدیک‌ترین دوره پیش‌بینی مدل به زمان حال استفاده شده است.

مرحله دوم: با توجه به تعداد محدود ΔP و ΔT (۱۶ عدد برای هر ماه) نمی‌توان به آن‌ها توزیع مناسبی برازش داد و روش‌های معمول در برازش تابع، کارایی خود را از دست می‌دهند. بنابراین، با توجه به خصوصیات تابع توزیع بتا، روشی با استفاده از این توزیع به کار رفته است که با در نظر داشتن محدودیت‌های موجود بتواند تحلیل مناسب و قابل قبولی ارائه کند. تابع توزیع بتا توسط دو پارامتر شکل و حد بالا و پایین 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 به شمار رود. فرم عمومی برای تابع چگالی احتمال توزیع بتا به صورت زیر است (رابطه ۲):

$$f(x) = \frac{(x-a)^{p-1} (b-x)^{q-1}}{B(p,q)(b-a)^{p+q-1}} \quad (2)$$

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

در این رابطه، p و q پارامترهای شکل، a و b به ترتیب حد پایین و بالای داده و $B(p,q)$ تابع بتاست. بنابراین، توزیع بتایی به سناریوهای تغییر اقلیم بارش، دمای حداقل و حداکثر مربوط به هر ماه برازش داده می‌شود. با استفاده از این توزیع می‌توان سناریوهای تغییر اقلیم بارش و دما را در سطوح احتمالی مختلف تعیین کرد.

در این تحقیق، از مقدار مجموع مربع خطا^۱ (SSE) برای بررسی تطابق تابع بتا بهره گرفته شده است (رابطه ۳).

$$SSE = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{Y}_i)^2 \quad (3)$$

در این رابطه، y_i مقدار واقعی داده، \hat{Y}_i مقدار تخمین زده شده توسط تابع بتا و n برابر با ۱۶، یعنی تعداد مدل اقلیمی استفاده شده است. درخور توجه است که تعداد

2. Cumulative Distribution Function, CDFs

3. Stochastic Downscaling

1. Sum of Squared Error

شبکه عصبی مصنوعی

شبکه عصبی نوع پرسپترون چندلایه (MLP)^۱ از روش‌های مرسوم در شبیه‌سازی فرایند بارش- رواناب است (۱). هرچه تعداد داده‌های ورودی بیشتر باشد، شبکه، فرایند آموزش و یادگیری را به شکل مطلوب‌تری انجام می‌دهد. الگوریتم پس‌انتشار خطا^۲ از پرکاربردترین روش‌ها برای یادگیری شبکه است که در این تحقیق برای یادگیری و آموزش شبکه از آن استفاده شده است. گفتنی است که برای مقایسه نتایج 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 یادشده برای سنجش عملکرد مدل‌های به کار گرفته شده‌اند. 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.

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i} \quad (4)$$

$$MPE = \sum_{i=1}^n \frac{|O_i - P_i|}{O_i} \times 100 \quad (5)$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \quad (6)$$

در این روابط، O_i مقدار رواناب مشاهده‌ای، P_i مقدار رواناب برآوردشده، \bar{O} میانگین مقدار رواناب مشاهده‌شده، \bar{P} میانگین مقدار برآوردشده و n تعداد داده‌هاست.

مدل آب زیرزمینی MODFLOW

مدل MODFLOW، نوعی مدل جریان آب زیرزمینی تفاضل محدود سه‌بعدی مودولار^۳ است. جریان آب زیرزمینی در آبخوان با استفاده از روش تفاضل محدود و به روش بلوک مرکزی^۴ شبیه‌سازی می‌شود (۱۴). معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی در مدل آب زیرزمینی تهیه‌شده به شرح رابطه ۷ است:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K_x h \frac{\partial}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y h \frac{\partial}{\partial y} \right] = S_y \left[\frac{\partial h}{\partial t} \right] \quad (7)$$

در این رابطه، h هد هیدرولیکی، k هدایت هیدرولیکی، S_y ضریب ذخیره و t زمان است.

آزمایش‌های پمپاژ ۱۱ حلقه چاه در سطح دشت انجام شده است که بر مبنای آن، مقدار هدایت هیدرولیکی بین کمتر از ۱ متر تا بیش از ۳۰ متر در روز در برخی مناطق متغیر است. ضریب ذخیره متوسط به شکل اولیه ۵ درصد برای سطح دشت در نظر گرفته شد که در مرحله واسنجی اصلاح شد. 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 بین کمتر از ۱۰ متر در نواحی جنوبی تا حدود ۵۰ متر در بخش‌های میانی آبخوان در تغییر است. جهت کلی جریان آب زیرزمینی از جنوب به شمال است. برای بررسی رفتار آبخوان ناشی از اثرهای تغییر اقلیم، مدل ریاضی آبخوان برای دوره‌های بیست‌ساله واسنجی و صحت‌سنجی شده است. آمار نوسانات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای بین سال‌های ۱۳۷۰-۱۳۹۰ جمع‌آوری و سال آبی ۱۳۷۰-۱۳۷۱ به عنوان سال مبنا برای مدل‌سازی انتخاب شد.

3. Modular

4. Block centered

1. Multi Layer Perceptron, MLP

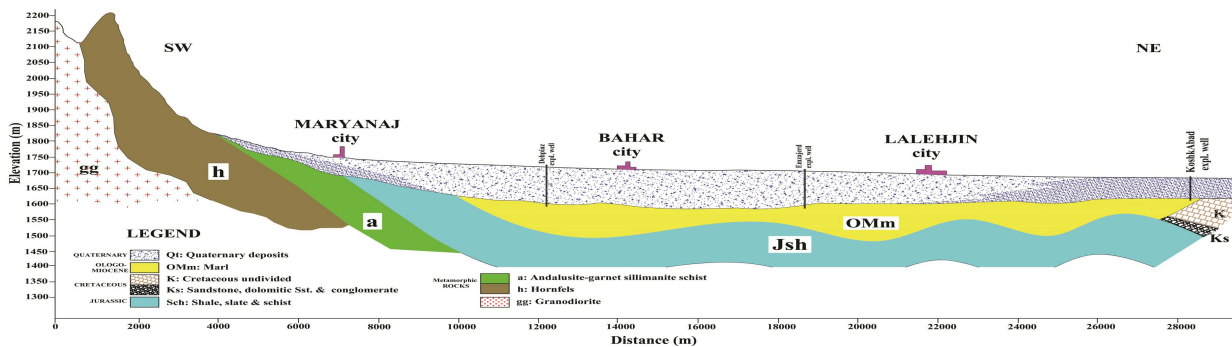
2. Error Back Propagation Training Method

نتایج

توابع توزیع احتمال (PDFs)

توابع توزیع احتمال گسسته، برای هر ماه جداگانه تهیه و با استفاده از روش تخمین پارامتری، به تابع پیوسته احتمال تبدیل شد. در جدول ۲، مقادیر مجموع مربع خطا (SSE) و ضرایب توزیع بتا برای دما ارائه شده است. مقادیر کم مجموع مربع خطا نشان‌دهنده مناسب بودن تابع گاما برای تبدیل تابع احتمال گسسته به تابع احتمال پیوسته است. به‌طور کلی، مقادیر پیش‌بینی شده برای تغییرات بارش در آینده از عدم قطعیت بیشتری نسبت به داده‌های دما برخوردارند. به‌منظور 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 قبلاً توضیح داده شد، تهیه شده است. در ادامه، در سه سطح ریسک مختلف ۱۰، ۵۰ و ۹۰ درصد، مقادیر تغییر در دما و بارش برای سناریوهای مختلف از تابع CDFs استخراج شده است (شکل ۴).

در مرحله ماندگار، زمان مدل دوره‌ای ۳۶۵ روز در نظر گرفته شد و در ادامه، در مرحله غیرماندگار، با دوره‌های تنش^۱ یک‌ساله، مدل برای مدت ۱۵ سال واسنجی گردید. حجم آورد سالانه رودخانه‌های منطقه با استفاده از دبی‌های روزانه ثبت‌شده در محل ایستگاه‌های هیدرومتری محاسبه و ۳۰ درصد آن به‌عنوان مقدار اولیه برای نفوذ سالانه، از بستر رودخانه‌های حوضه به داخل آبخوان در نظر گرفته شد و در مرحله واسنجی تدقیق گردید. با توجه به نتایج حفاری‌های اکتشافی، برداشت‌های صحرائی و مطالعات ژئوفیزیک انجام‌شده در محدوده دشت، مدل مفهومی آبخوان تهیه و در شکل ۳ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، تماس آبرفت با واحدهای زمین‌شناسی کم‌تراوی دگرگونه^۲ در بخش‌های جنوبی دشت، سبب قطع ارتباط هیدرولیکی آبخوان با سنگ‌های سخت^۳ منطقه شده است.



شکل ۳. نیم‌رخ محدوده آبخوان آبرفتی دشت همدان - بهار

1. Stress period
2. Low permeability metamorphic rocks
3. Hard rocks

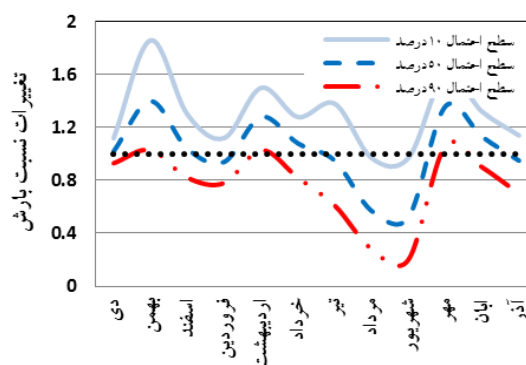
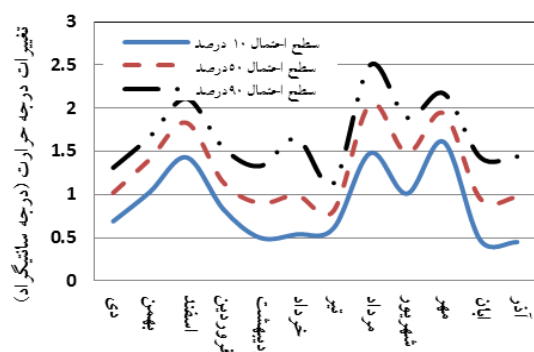
مدیریت آب و آبیاری

دوره ۵ ■ شماره ۱ ■ بهار و تابستان ۱۳۹۴

جدول ۲. پارامترهای تخمین‌زده‌شده توزیع گاما برای تغییرات دما

A2					B1					سناریو انتشار
α	β	a	b	SSE	α	β	a	b	SSE	ماه
۲/۶۶	۶/۲۳	-۰/۲۶	۲/۱۰	۰/۰۲	۶/۰۰	۳/۵۴	-۰/۰۰	۱/۶۰	۰/۰۲	دی
۳/۶۴	۵/۰۱	-۰/۳۳	۱/۹۵	۰/۰۳	۶/۴۵	۲/۴۱	-۰/۱۰	۱/۸۵	۰/۰۴	بهمن
۵/۹۰	۳/۶۲	-۰/۵۰	۲/۵۰	۰/۰۳	۶/۸۳	۲/۵۰	-۰/۴۰	۲/۳۰	۰/۰۴	اسفند
۴/۶۳	۴/۷۸	-۰/۲۰	۳/۵۰	۰/۲۳	۳/۰۰	۶/۷۰	-۰/۵۷	۲/۵۰	۰/۰۳	فروردین
۲/۸۶	۷/۰۰	-۰/۲۳	۳/۷۵	۰/۰۲	۴/۰۶	۵/۰۰	-۰/۰۰	۲/۰۲	۰/۰۴	اردیبهشت
۳/۲۵	۵/۶۵	-۰/۶۲	۳/۵۵	۰/۰۹	۲/۳۱	۶/۸۲	-۰/۲۵	۳/۴۰	۰/۰۸	خرداد
۳/۰۰	۶/۹۹	-۰/۷۴	۲/۵۱	۰/۰۸	۲/۰۰	۷/۴۳	-۰/۵۱	۲/۱۰	۰/۰۶	تیر
۶/۸۱	۳/۰۰	-۰/۷۵	۲/۵۶	۰/۰۲	۶/۲۰	۲/۸۷	-۰/۲۰	۲/۸۵	۰/۰۲	مرداد
۴/۰۰	۵/۸۹	-۰/۶۸	۲/۸۵	۰/۰۳	۵/۹۰	۳/۹۲	-۰/۱۱	۲/۳۶	۰/۰۴	شهریور
۵/۸۹	۳/۶۴	۱/۰۰	۲/۴۰	۰/۰۵	۶/۷۰	۲/۲۰	-۰/۷۲	۲/۳۰	۰/۰۲	مهر
۲/۹۹	۷/۰۰	-۰/۳۰	۲/۲۰	۰/۰۲	۴/۹۹	۴/۹۶	-۰/۲۶	۲/۱۵	۰/۰۳	آبان
۴/۹۳	۴/۹۶	-۰/۰۴	۲/۵۰	۰/۰۳	۶/۰۰	۳/۸۵	-۰/۰۶	۱/۹۵	۰/۰۴	آذر

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



شکل ۴. مقدار تغییرات دمایی (چپ) و بارش (راست) پیش‌بینی‌شده در سطوح احتمال مختلف تحت سناریوی B1

متفاوت، از تغییرات درخور توجهی برخوردار است. این نتایج نشان‌دهنده تغییرات مثبت و تغییرات منفی مقدار بارش پیش‌بینی‌شده در دوره آبی برای ماه‌های مختلف و در سطوح ریسک متفاوت است.

ریز‌مقیاس‌نمایی داده‌های دما و بارش

در جدول ۳، نتایج آزمون‌های آماری انجام‌شده برای دمای حداقل، دمای حداکثر و بارش شبیه‌سازی‌شده توسط مدل LARS-WG ارائه شده است. با توجه به مقدار P در نظر

مطابق شکل ۴، در تمامی ماه‌ها، مقدار دما در سطوح مختلف احتمال افزایش می‌یابد؛ اما مقدار این افزایش بسیار متغیر است. همچنین مقادیر افزایش دمای پیش‌بینی‌شده تحت سناریوی A2، غالباً بیش از سناریوی B1 است و تنها در مرداد افزایش دما برای سناریوی B1 بیشتر از سناریوی A2 پیش‌بینی شده است. تغییرات پیش‌بینی‌شده بارش در سطوح احتمال مختلف در دوره آبی در شکل ۴ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، مقدار تغییرات بارش برای یک ماه در سطوح احتمال

A2، شرایط اقلیمی برای دوره آتی، خشک‌تر از سناریوی B1 پیش‌بینی شده است. تغییرات متوسط سالانه بارش در دوره آتی بین حدود ۴۱+ تا ۳۸- درصد و تغییرات دمای متوسط سالانه با روند افزایشی در دوره آتی بین ۰/۹۶+ تا ۱/۹۲+ در سطوح احتمال مختلف پیش‌بینی شده است.

گرفته شده برای غالب آزمون‌های آماری در این تحقیق نیز حد معناداری آن، ۰/۰۵ در نظر گرفته شده است. به‌طور کلی، محدوده تغییرات بارندگی در سناریوی B1 بیشتر از سناریوی A2 است. همچنین تابستان در سناریوی B1 مرطوب‌تر از سناریوی A1 پیش‌بینی شده است. در مجموع، در سناریوی

جدول ۳. 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	-۰/۶۵	۰/۵۲	۰/۱۰	۱/۰۰	-۱/۲۹	۰/۲۰
بهمن	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۶۱	۰/۵۴	۰/۰۵	۱/۰۰	-۱/۱۲	۰/۲۷
اسفند	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۱۴	۰/۸۹	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۶۱	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	۰/۶۰	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	۰/۶۶	۰/۰۵	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۹۲	۰/۱۱	۱/۰۰	-۰/۴۸	۰/۶۳
آبان	۰/۰۵	۱/۰۰	-۰/۶۹	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

تخمین رواناب روزانه با استفاده از شبکه عصبی

ابتدا بدون هیچ‌گونه پیش‌پردازشی، از شبکه پیش‌خور پرسپترون چندلایه مدل ANN برای مدل‌سازی جریان روزانه استفاده شد. نتایج آزمایش تعداد نرون‌های بیش از پنج در لایه پنهان نشان داد که این افزایش نورون سبب کارایی بهتر نمی‌شود و دقت آن همچنان ثابت می‌ماند. محققان دیگر نیز این نتیجه هیدرولوژی را اثبات کرده‌اند (۴، ۱۸). بیشتر بودن ضریب هم‌بستگی رواناب با بارش به دلیل ارتباط تنگاتنگ بین هر دو متغیر است. طبق بررسی، بیشترین ضریب هم‌بستگی رواناب با علامت مثبت به عامل بارش و کمترین ضریب هم‌بستگی توأم با علامت منفی به عوامل مختلف دمایی (دمای حداکثر) اختصاص دارد. با اجرای روش حذف متناوب بر عوامل بردارهای ورودی در

مدل شبکه عصبی به‌عنوان مدل هوشمند در برآورد رواناب، آماره‌های خط‌سنجی برای هر حالت محاسبه و در جدول ۴ ارائه شده است. در قالب زیر، حوضه‌های منطقه مورد بررسی شبکه عصبی مناسب برای تخمین رواناب روزانه شامل یک لایه ورودی (متشکل از چهار نورون)، یک لایه پنهان با کمتر از ۷ نورون و یک لایه خروجی است که همان مقدار متوسط رواناب روزانه در دوره آتی است. مقادیر رواناب روزانه به‌دست‌آمده توسط شبکه عصبی، با استفاده از بسته تغذیه^۱ که در مدل مادفلو وجود دارد، به مدل آب زیرزمینی وارد شده است.

1. Recharge package

پیش‌بینی احتمالاتی اثرهای تغییر اقلیم بر آبخوان آبرفتی دشت همدان-بهار

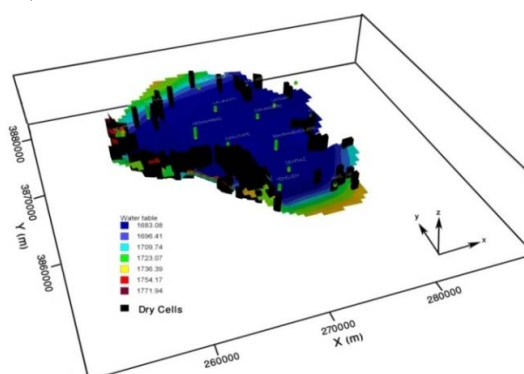
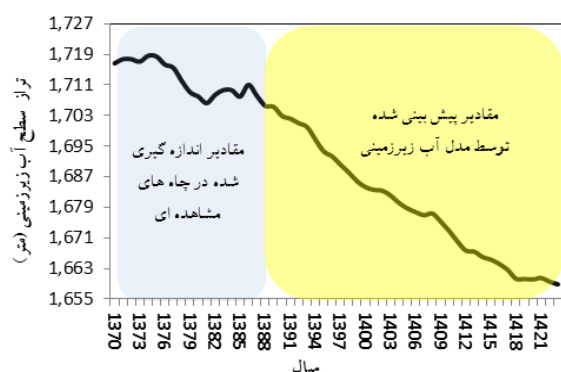
جدول ۴. مقایسه آماره‌های مدل شبکه عصبی مصنوعی با حذف متناوب عوامل برداری

نام ایستگاه	آماره	بارش، دما میانگین، حداکثر و حداقل	دما میانگین، حداکثر و حداقل	بارش، دما میانگین، حداکثر و حداقل	بارش، دما میانگین، حداکثر و حداقل	بارش، دما حداکثر و حداقل
قره آغاچ	MPE	۷/۹۲	۱۲/۱۳	۱۰/۱	۹/۰۴	۱۵/۹
	RRMSE	۰/۱	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۸
	r	۰/۷۹	۰/۶۱	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۶
صالح آباد	MPE	۵/۸۲	۱۱/۴	۱۱/۴	۱۱/۵	۱۸/۴
	RRMSE	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۲
	r	۰/۸۶	۰/۶۱	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۳
بهداربیگ	MPE	۷/۱۵	۱۱/۱	۹/۲	۹/۰۸	۱۳/۰۱
	RRMSE	۰/۱	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۸
	r	۰/۷۸	۰/۴۲	۰/۷	۰/۷	۰/۴۲

نتایج مدل آب زیرزمینی

طبق مدل مفهومی کنتاکت، آبرفت با واحدهای زمین‌شناسی کم‌تراوای دگرگونه در بخش‌های جنوبی و غربی دشت و رخنمون مارن‌های الیگومیوسن در دامنه ارتفاعات بخش‌های شرقی دشت، سبب 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 روی آبخوان انجام می‌پذیرد. با توجه به طول دوره مدل‌سازی (بیست سال)، دوره‌های تنش یک‌ساله در نظر گرفته شده است. پس از اینکه پارامترهای مورد نیاز وارد مدل شد، برای اولین بار مدل اجرا گردید. سپس با در نظر گرفتن معیار واسنجی ۰/۵ متر، اقدام به

واسنجی دستی شده است. در این مرحله، دو پارامتر تغذیه و هدایت هیدرولیکی به‌طور سیستماتیک و در حدود مجاز تغییر داده شدند و پس از هر تغییر مدل اجرا شدند و با تغییرات و اجراهای متعدد مدل، برازش نسبتاً مناسبی بین سطح آب مشاهده‌ای و محاسبه‌ای به دست آمد. پس از واسنجی و صحت‌سنجی مدل آب زیرزمینی، با توجه به داده‌های دما و بارش پیش‌بینی شده تحت سناریوی انتشار A2، در سطح احتمال ۹۰ درصد (ریسک ۱۰ درصد)، به‌عنوان شرایط بحرانی از نظر تغذیه آب زیرزمینی، نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی برای دوره‌ای سی‌ساله در آینده (۱۴۲۳-۱۳۹۳) توسط مدل پیش‌بینی شد.



شکل ۵. تراز آب زیرزمینی و سلول‌های خشک‌شده در سال ۱۴۲۳
شکل ۶. نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده در آینده در آبخوان همدان- بهار

مدیریت آب و آبیاری

در شکل ۵، منحنی های هم تراز شبیه سازی شده توسط مدل پس از واسنجی در سال ۱۴۲۳ نشان داده شده است که از انطباق مناسبی با جهت جریان واقعی برخوردار است. سلول های سیاه، نشان دهنده سلول هایی است که در آن سطح تراز آب زیرزمینی منطبق بر تراز سنگ بستر شده است یا به اصطلاح، سلول خشک شده است. با توجه به مقادیر تراز پیش بینی شده توسط مدل، برای دوره آتی هیدروگراف معرف آب زیرزمینی تهیه و در شکل ۶ نشان داده شده است.

بحث و نتیجه گیری

تفاوت اصلی این مطالعه با دیگر مطالعات مربوط به ارزیابی اثرهای تغییر اقلیم بر منابع آب زیرزمینی، بیان عدم قطعیت ها در غالب سطوح احتمال است که ابزار مناسبی را برای تصمیم گیری در اختیار مدیران و مسئولان قرار می دهد. با توجه به مدل مفهومی تهیه شده، وجود تشکیلات ژوراسیک در دامنه ارتفاعات غربی، هورنفلس ها در دامنه های جنوبی و مارن های الیگومیوسن در بخش های شرقی آبخوان سبب شده است که تغذیه آبخوان از واحدهای زمین شناسی اطراف، چندان درخور توجه نباشد. شبیه سازی تغییرات سطح تراز آب زیرزمینی در آبخوان برای دوره سی ساله آتی تحت سناریوی A2 در سطح احتمال ۹۰ درصد، نشان دهنده کاهش شدید حجم مخزن به خصوص در نیمه جنوب - جنوب غربی آبخوان است. در واقع، مقدار متوسط بارندگی در این سناریو در مقایسه با دوره پایه مدل سازی (۱۳۹۰-۱۳۷۰) به مقدار ۱۸ درصد کاهش نشان می دهد. این مقدار تغییر در بارش سبب شده است که مقدار افت متوسط سالانه سطح تراز آب زیرزمینی، از ۰/۷۲ متر به ۱/۲۶ متر افزایش یابد. این مقدار افزایش افت سالانه در سطح تراز آب زیرزمینی، با احتساب ضریب ذخیره متوسط ۵ درصد و وسعت ۴۰۰

کیلومتر مربعی آبخوان، سبب شده است که متوسط سالانه کسری مخزن از حدود ۱۴ میلیون مترمکعب در دوره مدل سازی به ۲۵ میلیون مترمکعب در دوره آتی افزایش یابد.

تداوم کسری مخزن در دوره آتی سبب کاهش ضخامت زون اشباع آبخوان به میزان حدود ۳۸ متر در پایان دوره مدل خواهد شد و با توجه به اینکه ضخامت متوسط زون اشباع در شرایط کنونی آبخوان حدود ۵۰ متر است، با حفظ شرایط کنونی، برداشت از منابع آب زیرزمینی و وقوع مقادیر پیش بینی شده بارش، عملاً در سی سال آینده آبخوان دشت همدان - بهار از بین خواهد رفت. خشک شدن مناطق جنوب و جنوب باختری آبخوان، علاوه بر کاهش میزان تغذیه ناشی از کم بودن مقادیر قابلیت انتقال آبخوان در این مناطق است. بیان این مهم ضروری است که به دلیل وجود لایه های مارنی در سنگ بستر آبخوان با کاهش تدریجی سطح تراز آب زیرزمینی و افزایش عمق برداشت، کیفیت آب نیز با کاهش همراه خواهد شد که از عواقب آن می توان به تخریب بافت و کیفیت خاک اراضی کشاورزی اشاره کرد. از آنجایی که بخش کشاورزی، سهم اصلی برداشت از منابع آب زیرزمینی دشت (حدود ۸۷ درصد مصارف آب زیرزمینی) را به خود اختصاص داده است، ادامه این روند برداشت، سبب وارد آمدن صدمات جبران ناپذیر به منابع آب زیرزمینی دشت خواهد شد. بنابراین، با در نظر گرفتن محدودیت برداشت از منابع آب زیرزمینی در دشت همدان - بهار و کمبود عرصه های مناسب برای تغذیه مصنوعی و پخش سیلاب، در ارائه راهکارهای سازگاری با اثرهای تغییر اقلیم، حتماً باید به مقوله تغییر الگوی کشت و افزایش راندمان آبیاری از مقیاس مزرعه ای تا مقیاس منطقه ای توجهی خاص شود.

مدیریت آب و آبیاری

منابع

9. Changnon SA, Huff FA and Hsu CF (1988) Relations between precipitation and shallow groundwater in Illinois. *Journal of Climate*. 1: 1239–1250.
10. Holman IP, Allen DM, Cuthbert MO and Goderniaux P (2012) Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeology Journal*. 20: 1-4.
11. Holman IP (2006) Climate change impacts on groundwater recharge: uncertainty, shortcomings and the way forward? *Hydrogeol Journal*. 14:637–647.
12. Ines AVM and Hansen JW (2006) Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and Forest Meteorology*. 138(1–4):44–53.
13. Jyrkama MI and Sykes JF (2007) The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River Watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*. 338:237–250.
14. Kundzewicz ZW, Mata LJ, Arnell NW, Döll P, Kabat P, Jiménez B, Miller KA, Oki T, Sen Z and Shiklomanov IA (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, Pp: 173-210.
15. 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*. 6 (12): 3671–3700. doi:10.3390/w6123671
1. امیدوار ک. و اژدرپور م (۱۳۹۱) استفاده از مدل شبکه عصبی مصنوعی در برآورد بارش - رواناب در حوضه آبریز رودخانه اعظم هرات. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. ۲۷ (۴): ۶۴۰-۶۲۰.
۲. مساح بوانی ع.ر (۱۳۸۵) ارزیابی ریسک تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب، مطالعه موردی حوضه زاینده‌رود اصفهان. پژوهشکده مهندسی آب دانشگاه تربیت مدرس. تهران. پایان‌نامه دکتری.
۳. دفتر مطالعات پایه منابع آب (۱۳۸۹) گزارش تمدید ممنوعیت دشت همدان-بهار. شرکت آب منطقه‌ای استان همدان. ۴۰ صفحه.
4. Abrahart RJ and See L (2000) Comparing neural network (ANN) and Auto Regressive Moving Average (ARMA) techniques for the provision of continuous river flow forecasts in two contrasting catchment. *Hydrological Process*. 14:2157-2172.
5. Allen DM, Cannon AJ, Toews MW and Scibek J (2010) Variability in simulated recharge using different GCMs. *Water Resource Research*. 46 (10): 1-18.
6. Alley WM, Healy RW and LaBaugh JW (2002) Flow and storage in groundwater systems. *Science* 296:1985–1990.
7. Block PJ, Souza Filho FA, Sun L and Kwon HH (2009) A stream flow forecasting framework using multiple climate and hydrological models. *Journal of American Water Resource Association*. 45(4): 828–43.
8. Cannon AJ (2008) Probabilistic multisite precipitation downscaling by an expanded Bernoulli-gamma density network. *Journal of Hydrometeorology*. 9 (6): 1284–1300.

16. McDonald MG and Harbaugh AW (1988) Techniques of water resources investigations reports, Book 6: Modeling techniques, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 258 p.
17. Morris BL, Lawrence ARL and Chilton PJC (2003) Groundwater and its susceptibility to degradation: a global assessment of the problem and options for management. Early Warning and Assessment Report Series, RS. 03-3. United Nations Environment Program, Nairobi, Kenya. 140 p.
18. Nourani V, Komasi M and Mano A (2009) A multivariate ANN-Wavelet approach for rainfall-runoff modeling. *Water Resource Management*. 23: 2877-2894.
19. Piani C, Haerter JO and Coppola E (2010) Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology Journal*. 99(1):187-92.
20. Pindyck RS (2012) Uncertain outcomes and climate change policy. *Journal of Environmental Economics and Management*. 63(3):289-303.
21. Russell S. Crosbie, Bridget R. Scanlon, Freddie S. Mpelasoka, Robert C. Reedy, John B. Gates and Zhang L (2013) Potential climate change effects on groundwater recharge in the high plains aquifers, USA. *Water Resources Research Journal*. 49: 1-16. doi:10.1002/wrcr.20292.
22. Schnur R and Lettenmaier DP (1998) A case study of statistical downscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. *Journal of Hydrology*. 212-213: 362-379.
23. Scibek J and Allen DM (2006) Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels. *Water Resource Research Journal*, 42, W11405. doi:10.1029/2005WR004742.
24. Scibek J, Allen DM and Cannon A (2007) Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*. 333:165-181.
25. Semenov MA and Barrow EM (2002) LARS-WG: a stochastic weather generator for use in climate impact studies. Version 3.0 user manual, 28 p.
26. Shah T, Burke J and Villholth K (2007) Groundwater: a global assessment of scale and significance. In: Molden D (Eds.), *Water for food, water for Life: A comprehensive assessment of water management in agriculture*. Earthscan London, and International Water Management Institute, Colombo, pp: 395-424.
27. Teutschbein C and Seibert J (2012) Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*. 456-457:12-29.
28. Toews MW and Allen DM (2009) Simulated response of groundwater to predicted recharge in a semi-arid region using a scenario of modeled climate change. *Environmental Research Letters Journal*. 4:035003. doi.org/10.1088/1748-9326/4/3/035003.
29. van Roosmalen L, Christensen BSB and Sonnenborg TO (2007) Regional differences in climate change impacts on groundwater and stream discharge in Denmark. *Vadose Zone Journal*. 6(3):554-571.
30. Wilby RL, Dawson CW and Barrow EM (2002) A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling and Software*. 17 (2): 145-157.

31. 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*. 39 (7), 1199. doi:10.1029/2002WR001769.
32. Zektser IS and Loaiciga HA (1993) Groundwater fluxes in the global hydrologic cycle: Past, present, and future. *Journal of Hydrology*. 144: 405– 427.
33. Zorita E and von Storch H (1999) The analog method – a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*. 12: 2474–2489.