

آشکار سازی اثر نوسانات بارش بر روان آب سطحی حوضه آبریز دریاچه

ارومیه

حسین حدادی: کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران*

حسن حیدری: استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

وصول: ۱۳۹۱/۳/۲ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۲۸، صص ۲۶۲-۲۴۷

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی اثرات تغییر بارش بر روی دبی در سطح دریاچه ارومیه است. محاسبات و تحلیل‌ها بر روی میانگین بارش و آب‌دهی حوضه آبریز ارومیه صورت گرفته است. این مطالعه در یک دوره آماری ۴۲ ساله از سال ۱۳۴۵ تا سال ۱۳۸۶ برای عناصر بارش و دبی سنجی صورت گرفت. برای شناسایی نوسانات بارش و دوره‌های خشکسالی از مدل SPI استفاده شد و در ادامه به وسیله آزمون همبستگی اسپیرمن میزان ارتباط بارش و دبی در ایستگاه‌های مختلف نمایش داده شد. تحلیل نمودارهای ترسیمی نشان می‌دهد که نوسانات در میزان بارش موجب نوسان در دبی گردیده و سال‌هایی که مدل SPI خشکسالی را نشان می‌دهد در میانگین متحرک دبی نیز کاهش دبی نسبت به سطح متوسط حاکم بوده و بر اساس فازهای کاهش و افزایش بارش در میان سال‌های ۱۳۸۵-۱۳۶۵ دبی نیز از این فازهای تاثیر پذیرفته است. خشکی‌های شدید بارش و تاثیر آن بر روی رواناب موجب جهش در آزمون من کندال شده و این مدل نیز کاهش دبی را نمایش می‌دهد. این جهش در سال ۱۳۷۴ شکل گرفته و تا پایان دوره مطالعاتی ادامه یافته است. با کاهش میزان بارش، از میانگین دبی و انحراف معیار ایستگاه کاسته و معادله خط رگرسیونی دبی روندی کاهشی را در پیش گرفته و تا به امروز این سیر نزولی ادامه یافته است.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، دبی، آشکار سازی، حوضه آبریز ارومیه

مقدمه

روندی رو به افزایش را داشته و به دلیل تغییر در میزان گازهای گل‌خانه‌ای دمای کره زمین به میزان ۰/۷۴ درجه سانتی‌گراد در میان سال‌های ۱۹۰۶-۲۰۰۵ افزایش داشته، که نتیجه آن موجب ذوب شدن یخچال‌های طبیعی و بالا آمدن سطح آب دریاها به میزان ۷۰ سانتی‌متر بوده است (Church et al., 2001). تغییر اقلیم نتیجه افزایش میزان غلظت گازهای گل‌خانه‌ای که موجب گرمایش جهانی و در پی آن،

تغییر اقلیم یکی از بزرگترین چالش‌های در پیش روی بشر است (T. Spickett et al; 2011). آب و هوای زمین بسیار متغیر و در دوره‌های گذشته با گرمایش و سرمای‌های متداول همراه بوده است. (Jansen et al; 2007). بر اساس محاسبات هیئت بین‌الدول تغییر اقلیمی (IPCC) دمای جهانی از اوایل دوران صنعتی

اگر چه تغییرات برای تمامی کره زمین قطعی بوده؛ اما این گرمایش در برخی نواحی به مانند نیم‌کره شمالی قابل توجه‌تر است (Chaouche et al., 2010).

مطالعات نشان می‌دهد که با افزایش هر ۱ درجه سانتیگراد دمای محیط، میزان جریان آب سطحی به میزان ۴ درصد افزایش یافته و باعث تغییر در روان‌آب سطحی، بار رسوبی و املاح آب رودها می‌شود (Sereda et al., 2011) به طور کلی، گرمایش جهانی باعث تشدید چرخه جهانی آب‌شناختی و در نهایت افزایش جریان روان‌آب سطحی در مناطق عرض‌های جغرافیایی بالا مانند آمریکای شمالی، کانادا و شمال اروپا می‌گردد (Zhang et al., 2011). اما در عرض‌های پایین‌تر و مناطق گرم و خشک میزان روان‌آب‌های سطحی در برابر تغییر اقلیم واکنش کاملاً متفاوتی به نسبت عرض‌های بالا نشان می‌دهد؛ و از میزان دبی رودها کاسته می‌شود. در این میان رخداد طوفان‌ها، سیلاب‌ها، خشک‌سالی‌ها، گرمایش و سرمایش‌های با شدت بیشتری و فاصله زمانی کوتاه‌تری روی خواهند داد (Jentsch and beierkuhnlein, 2008).

نتیجه گرمایش به واقع تاثیر عمیقی بر روی چرخه‌آب، به ویژه در منطقه مدیترانه می‌گذارد، زیرا این منطقه در میان آب و هوای گرم و خشک شمال آفریقا و سرد و مرطوب اروپا قرار دارد (Goubanova and Li, 2007). پیش‌بینی‌ها حاکی از آن است که متغیرهایی اقلیمی فصلی شدت بیشتری یافته‌اند (Diodato, 2004; Haas, 2002) به این صورت که از یک طرف فصل تابستان در مناطق خشک و نیمه خشک، خشک‌تر و گرم‌تر گردیده (Planton et al, 2005) همچنین روان‌آب‌های سطحی چه از نظر حجم آب، و چه از نظر شدت

افزایش رطوبت مطلق در لایه‌های جوی نزدیک سطح زمین و تغییر در رژیم بارندگی جهانی در قرن حاضر است (Chmura; et al; 2011).

لبیت و همکاران (۲۰۰۴)، در یک دوره آماری ۱۰۰ ساله رابطه بین امواج گرمایی را بر روی رودهای بزرگ در سراسر جهان مطالعه کرده و نشان دادند، که رابطه نزدیکی میان دما، بارش و جریان آب سطحی وجود دارد. گرمایش زمین و سناریوهای تغییرات اقلیمی در چرخه آب شناختی نمود کاملاً بارزی می‌یابند، که تمامی اجزاء آن تحت تاثیر تغییرات حاصله در میزان تبادلات انرژی و جرم قرار می‌گیرند؛ نیاز به این منابع با افزایش تبخیر و تعرق در شرایط گرم‌تر، خشک و آفتابی‌تر بیشتر می‌شود.

تغییر اقلیم فرایندی کاملاً طبیعی نبوده و تحت تاثیر شرایط اقتصادی و اجتماعی جامعه نیز قرار دارد و در سال‌های اخیر سرعت و روند نامشخص‌تری به خود گرفته است. (Kabashi et al., 2010) افزایش گازهای مختلف گلخانه‌ای از جمله CO_2 , CH_4 , NO_x و ذرات گرد و غبار آلوده کننده هوا از جمله Co , So_2 گرمایش جهانی تحت تاثیر فعالیت‌های بشر را شدت بخشیده، که از این میان دی اکسید کربن جو سهم بیشتری به خود اختصاص داده، که این امر تحت تاثیر فعالیت‌های انسانی برای کسب انرژی و تولید بیشتر ملی در بازار جهانی روند به شدت رو به رشدی داشته است (Hatzigeorgiou et al., 2010). چین و هند جزء بزرگترین کشورهای هستند که طبیعت را قربانی تولید کرده و در صدر کشورهای تولید کننده CO_2 می‌باشند (Doucette et al., 2010)؛ این امر موجب ادامه سیر گرمایش زمین با روند نامشخص‌تری شده است.

به طور کلی می‌توان اثرات تغییر اقلیم و آسیب‌هایی طبیعی و انسانی که در پی دارد را به صورت موارد زیر تفکیک و مورد مطالعه قرار داد: (۱) شیلات (۲) انرژی و حمل و نقل (۳) سلامتی انسان (۴) توریسم و گردشگری (۵) منابع آب (Hofmann et al; 2011)

تغییر اقلیم بیشترین اثرات منفی خود را در کشورهای فقیر و در حال توسعه نشان می‌دهد، زیرا این کشورها در مقایسه با دیگر کشورها در تعامل بیشتری با آب و هوا هستند و حیات آن‌ها محدود به منابع طبیعی و کشاورزی است؛ از دیگر سو، ظرفیت انطباقی این کشورها با محیط طبیعی کمتر است (Tol et al; 2004).

حوضه آبریز دریاچه ارومیه و خود دریاچه، امروزه با چالش‌های مختلفی مواجه بوده که از جمله این چالش‌ها، کاهش روان آب سطحی در این حوضه آبریز و متعاقب آن کاهش سطح آب این دریاچه، که یکی از عوامل کاهش سطح آب، تغییر اقلیم و فازهای خشکی شدید در این منطقه است. با کاهش سطح آب این دریاچه، نمک حاصل از آن در جو معلق گردیده و موجب آسیب به انسان‌ها و مزارع این منطقه می‌گردد. موارد ذکر شده در بالا، موجب اهمیت مطالعه بر روی منابع آب و مطالعه روند تغییرات پارامترهای اقلیمی و دبی سنجی برای پیش‌بینی ریسک و مدیریت منابع آب گردیده است. هدف از این پژوهش بررسی اثرات تغییر بارش بر روی دبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه است.

داده‌ها و روش کار

حوضه آبریز دریاچه ارومیه در میان استان‌های آذربایجان غربی، آذربایجان شرقی و کردستان واقع گردیده است. مساحت این حوضه در حدود ۵۲۳۵۷

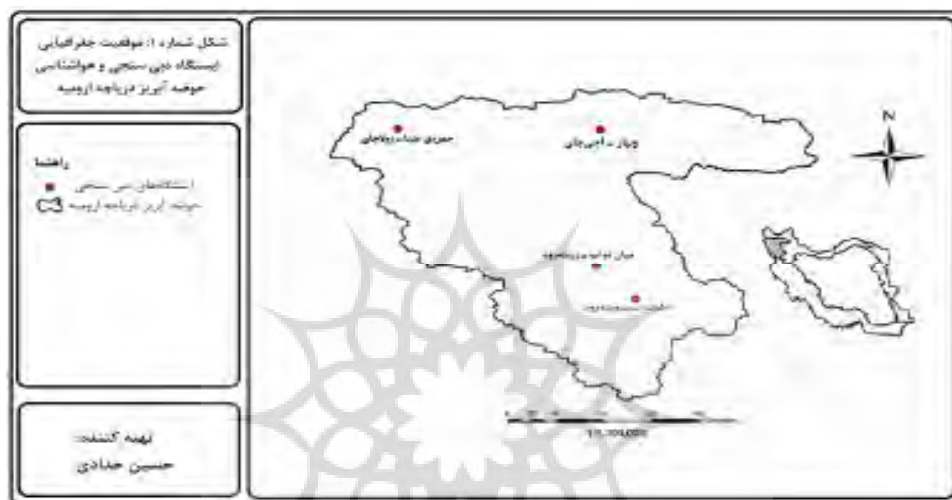
جریان کاهش یافته، که به دنبال این رخدادها میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی نیز کاهش یافته‌اند (Booij, 2004; Zhang et al., 2005). یکی از اساسی‌ترین مشکلات برای درک تغییرات اقلیم، ابهام در مورد تغییرات اقلیم در مقیاس محلی است (Wigley, 2003)

از مطالعاتی که در ایران صورت گرفته می‌توان کار کوچکی (۱۳۸۷) روی تاثیر تغییر اقلیم، با استفاده از مدل SUCROSE؛ که برای محاسبه اثر افزایش غلظت CO2 بر پارامترهای فتوسنتزی اصلاح شده بود، اشاره کرد. عزیزی (۱۳۸۷) داده‌های ماهانه ۱۶ متغیر اقلیمی برای دوره ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۰) مورد استفاده قرار داد. داده‌ها شامل دو گروه متغیرهای دما و رطوبت می‌شوند. روش تحقیق مبنی بر تحلیل آماری چند متغیر و مدل‌های پیش‌بینی باکس‌جنگیز است. با توجه به محاسبات صورت گرفته بر روی داده‌ها، متغیرهای دمایی به ویژه میانگین دمای حداقل و دمای نقطه شبنم، دارای روند تغییرات معنی‌دار ولی با جهت متفاوت بوده‌اند. همچنین داده‌های رطوبت و بارش از روند تغییرات معنی‌داری برخوردار نیستند.

مساح (۱۳۸۴) نیز، با تجزیه و تحلیل مدل گردش عمومی HadCM3 در دو دوره ۲۰۳۹-۲۰۱۰ و ۲۰۹۹-۲۰۷۰ نشان از کاهش بارندگی، افزایش دما و افزایش سال‌های خشک متوالی تا سال ۲۱۰۰ دارد. شبیه‌سازی دبی ورودی به سد چادگان با استفاده از تکنیک شبکه عصبی - مصنوعی و مدل سازی تخصیص آب در حوضه با مدل ZWAM نیز افت جریان ورودی به سد و کاهش آب تخصیص یافته به بخش کشاورزی را نشان می‌دهد.

بارش در سراسر این حوضه ۳۳۶/۲۹ میلی‌متر است. در سطح این حوضه آبریز؛ هشت رودخانه با مساحت آبریز بیش از هزار کیلومتر مربع وجود دارد که سیمینه‌رود، زرینه‌رود، آجی‌چای و زولاچای از پر اهمیت‌ترین این رودها می‌باشند. میزان متوسط روان‌آب سطحی در سراسر این حوضه مقداری برابر با ۱۷۰/۲۶ متر مکعب است.

متر مربع است و به دلیل مساحت کم و اقلیم واحد در این حوضه، دارای تقسیمات درون‌حوضه‌ای ناست. حوضه آبریز دریاچه ارومیه در میان عرض‌های جغرافیایی ۳۵ درجه تا ۳۹ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۴ درجه تا ۴۸ درجه شرقی واقع شده است. اصلی‌ترین عامل بارندگی در این حوضه موج‌های بادهای غربی و همرفت است. میزان متوسط



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و موقعیت جغرافیایی ایستگاه دبی سنجی و هواشناسی

باشد، احتمال تجمعی کل که دربرگیرنده مقادیر صفر نیز باشد از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$H(x) = q + pf(x)$$

که q احتمال صفر بودن مقدار بارندگی و $P=1-q$ است اگر m تعداد داده‌های بارندگی صفر در سری زمانی n تایی باشد آنگاه، q از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$q = \frac{m}{n}$$

پس از محاسبه احتمال تجمعی کل، $H(x)$ ، مقدار متغیر تصادفی نرمال استاندارد هم احتمال با احتمال مذکور که دارای میانگین صفر و انحراف معیار یک

در این مطالعه از داده‌های بارش و دبی از ایستگاه‌های واقع بر مسیر جریان رودها در یک دوره آماری ۴۲ (۱۳۸۶-۱۳۴۵) ساله در تمامی ایستگاه‌های دبی سنجی به همراه بارش ایستگاه سینوپتیک ارومیه استفاده گردید. به منظور این مطالعه به وسیله شاخص خشکی SPI سال‌های همراه با خشکسالی و ترسالی و نوسانات بارش در طی سال‌های مورد مطالعه استخراج گردید که میزان اثر نوسانات بارش و سال‌های خشک و تر و اثر آن بر روی دبی نمایش داده شود.

به منظور محاسبه SPI حوضه آبریز ارومیه، چون تابع گاما برای $x=0$ (بارندگی صفر ملی متر) تعریف نشده است و توزیع بارش ممکن است دارای مقادیر صفر

است محاسبه می‌گردد. این مقدار همان شاخص SPI است. که:

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1-H(x))^2} \right]}$$

ثابت‌های معادلات فوق الذکر عبارتند از:

$$C_0 = 2.515517 \quad d_1 = 1.432188$$

$$C_1 = 0.802853 \quad d_2 = 0.189269$$

$$C_2 = 0.010328 \quad d_3 = 0.001308$$

طبقات مختلف SPI در جدول شماره ۱ نشان داده شده است.

$$Z = SPI = - \left[t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right]$$

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]} \quad \text{که:}$$

و برای $0.5 < H(x) < 1$:

$$Z = SPI = + \left[t - \frac{C_0 + C_1 t + C_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right]$$

جدول ۱: رتبه بندی طبقات مختلف شاخص‌های خشکسالی مورد بررسی

SPI	طبقات شدت خشکسالی	SPI	طبقات شدت خشکسالی
+1 تا (-1)	نرمال	+1 تا (-1)	نرمال
*	ترسالی ضعیف	*	خشکسالی ضعیف
1 تا 1.5	ترسالی متوسط	-1 تا -1.5	خشکسالی متوسط
1.5 تا 2	ترسالی شدید	-1.5 تا -2	خشکسالی شدید
بیشتر از 2	ترسالی بسیار شدید	کمتر از -2	خشکسالی بسیار شدید

* تعریف نشده است.

مرحله بعدی فراوانی تجمعی آماره t_i (معادله ۲) مورد محاسبه قرار گرفت. در گام‌های بعد به ترتیب آماره‌های E_i که معرف امید ریاضی، V_i یا واریانس و U_i که شاخص مقایسه‌ای آزمون من-کندال است، مورد محاسبه قرار گرفت. معادله آماره‌های فوق الذکر به شرح ذیل هستند:

$$t_i = \sum_{i=1}^n t_i$$

$$E_i = \frac{n_i(n_i - 1)}{4}$$

$$V_i = \frac{n_i(n_i - 1)(2n_i + 5)}{72}$$

$$U_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V_i}}$$

در ادامه با توجه به سال‌های همراه با خشکسالی سعی شد که از طریق آزمون پیرسون میزان همبستگی عناصر اقلیمی بارش و دبی بررسی و سطح ارتباط بین این دو عنصر و میزان معناداری در طی سال‌های مورد مطالعه توجیه گردد.

همچنین با استفاده از میانگین‌های متحرک سه ساله و آزمون ناپارامتری من-کندال جهت آزمون معناداری روند و آشکار سازی جهش در سری‌های زمانی دبی استفاده شد. آزمون رتبه‌ای من-کندال در چند مرحله صورت می‌گیرد به این ترتیب که ابتدا داده‌ها را رتبه بندی کرده و آماره t_i را که نسبت رتبه i به رتبه‌های ماقبل خود است، مورد محاسبه قرار می‌گیرد. در

متوسط دبی سالانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۱۷۰/۱۲ متر مکعب در ثانیه است. این حوضه در گذشته به نسبت زمان حال، دارای آب بیشتری بوده است، ولی در حال حاضر، به علت پایین افتادن سطح آب‌های زیرزمینی تحت تاثیر تغییر اقلیم، برداشت بیش از حد از منابع آب و در پی آن قطع شدن زهکش‌ها، به عنوان منبع اصلی تغذیه رود و احداث سد در مسیر جریان‌های سطحی این حوضه، میزان دبی رو به کاهش است. دبی پایه حوضه آبریز دریاچه ارومیه در طی دوره مورد مطالعه، دارای الگوی ماهانه یکسانی نبوده است، کمترین میزان دبی مربوط به مهر ماه، با دبی متوسط ۴۷/۴ متر مکعب در ثانیه و بیشترین میزان دبی مربوط به فروردین (۳۴۷ متر مکعب ثانیه) و اردیبهشت ماه با متوسط دبی ۵۱۰/۶ متر مکعب در ثانیه است. از نقطه نظر نوسانات نیز، میزان انحراف معیار حوضه نیز ۸۵/۳ است که از اختلاف بهاره و تابستانه این حوضه ایجاد شده است. میزان انحراف معیار در فروردین ماه ۳۳۸/۵ و در شهریور ماه ۲۳/۴۶ است که نشان از ثبات شهریور و نوسانات آن در فصل

بهار طی سال‌های مورد مطالعه دارد. (جدول ۲)

جدول ۲: میزان روان آب سطحی و نوسانات آن در سطح حوضه آبریز

شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر
آبدهی ماهانه حوضه آبریز دریاچه ارومیه (M ³ /s)											
۱۷۰.۱۲۶	۵۴.۶	۶۴.۴	۹۳.۵	۲۱۴.۰	۵۱۰.۶	۴۷۶.۰	۲۲۱.۲	۱۱۰.۱	۹۵.۶	۸۲.۶	۴۷.۴
۴۵۵.۳۹۰	۹۸.۵	۱۴۰.۷	۲۱۷.۹	۵۸۸.۸	۱۳۰۱.۱	۱۵۶۹.۶	۱۱۹۱.۶	۳۰۰.۵	۴۰۷.۳	۲۱۶.۰	۱۰۶.۶
۳۸.۸۹۶	۱۱.۱	۱۵.۳	۲۹.۳	۵۱.۵	۸۷.۴	۶۷.۴	۲۵.۸	۱۳.۱	۹.۹	۱۰.۸	۱۰.۰
۸۵.۳۰۴	۲۳.۴۶۴	۲۷.۴۰۵	۴۴.۷۷۲	۱۲۳.۶۳	۲۹۲.۷۸	۳۳۸.۵۵	۱۹۸.۴۷	۶۶.۴۳۶	۷۴.۵۸۲	۵۲.۸۰۸	۲۵.۷۸۹

ایستگاهی در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایستگاه جهریق علیا بر روی رود زولاجای و با میزان انحراف معیار ۱/۸۷ مشاهده می‌گردد. تغییرات ماهانه این دو ایستگاه نیز نشان می‌دهد که در ایستگاه دبی سنجی داشبند در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بیشترین

در معادلات فوق n_i ترتیب زمانی داده‌ها است. برای ترسیم نمودار من-کندال و آشکار سازی معنی داری یا غیر معنی دار بودن روند سری زمانی باید آماره‌های قرینه ای تحت عناوین t'_i, E'_i, V'_i, U'_i نیز مورد محاسبه قرار گیرند. معادله آماره‌های فوق الذکر به شرح زیر می باشد:

$$t'_i = \sum_{i=1}^n t_i$$

$$E'_i = \frac{[N - (n_i - 1)](N - n_i)}{4}$$

$$V'_i = \frac{[[N - (n_i - 1)](N - n_i)][2(N - n_i)] + 5}{72}$$

$$U'_i = \frac{(\sum t_i - E_i)}{\sqrt{V'_i}}$$

در معادلات فوق N طول دوره آماری یا حجم نمونه است. محل تلاقی U_i و U'_i در محدوده اطمینان ۹۵ درصدی، بیانگر تغییرات معنی دار سری زمانی اقلیمی بوده و رفتار U_i بعد از محل تلاقی وضعیت نزولی یا صعودی سری اقلیمی را مشخص می‌کند (زاهدی و همکاران، ۱۳۸۶، ص ۱۸۸).

نتایج و بحث

تحلیل تغییرات دبی

در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، بیشترین میزان نوسانات سالانه دبی متعلق به ایستگاه داشبند بر روی رود سیمینه رود است. میزان نوسانات انحراف معیاری سالانه این ایستگاه (۱۰/۱۱) است. کمترین میزان تغییرات

بیشترین میزان نوسان انحراف معیار در اردیبهشت ماه (۷/۵۹) مشاهده می‌گردد. کمترین میزان نوسانات دبی در این ایستگاه نیز در اوایل پاییز و مهر ماه با میزان انحراف معیار ۰/۷۵ داده است. (جدول شماره ۳)

نوسان انحراف معیاری ماهانه در فروردین (۵۶/۵۱) روی داده است. کمترین میزان انحراف معیار نیز در اواخر تابستان و اوایل پاییز مشاهده می‌گردد. میزان انحراف معیار در شهریور ماه (۰/۵۵) و در مهر (۰/۵۸) است. در ایستگاه دبی سنجی جهریق علیا نیز

جدول شماره ۳: دبی متوسط ایستگاه‌ها و نوسانات آن در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
آبدهی ماهانه ایستگاه وینار (حوضه دریاچه ارومیه - زرنه رود) (M ³ /s)												
میانگین	۱۶۰	۴۰۱۷	۵۰۵	۷۰۴	۹۶۰	۱۷۰۲۵	۳۶۰۹۴	۴۷۰۹۲	۱۵۰۹۰	۲۳۰۳۹	۰۰۰	۱۲۰۴۷
حداکثر	۲۳۰۸۲	۲۷۰۴۶	۱۶۰۹۴	۲۱۰۱۷	۲۸۰۴۷	۸۸۰۱۰	۱۷۸۰۲۹	۴۳۰۹۲	۱۱۰۱۲	۶۰۷۸	۱۷۰۱۲	۴۲۰۸۴
حداقل	۰۰۰	۰۰۷	۰۰۵	۰۰۵	۰۰۵	۰۰۸۶	۰۰۶۳	۰۰۱۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۷۲
انحراف معیار	۳۰۶۳	۵۰۵۱	۳۰۶۰	۵۰۰۱	۶۰۸۲	۱۳۰۵۸	۲۶۰۵۱	۳۱۰۸۱	۱۳۰۲۷	۲۰۵۹	۲۰۴۹	۷۰۲۱
آبدهی ماهانه ایستگاه داشبند (حوضه دریاچه ارومیه - سیمینه رود) (M ³ /s)												
میانگین	۰۰۶۸	۴۰۲۰	۷۰۶۶	۱۱۰۶۸	۱۵۰۹۵	۲۳۰۰۹	۳۰۰۹۴	۳۰۰۹۹	۵۰۹۱	۱۰۰۳۷	۰۰۶۲	۱۵۰۳۲
حداکثر	۲۰۲۰	۵۱۰۵۹	۳۴۰۱۶	۵۱۰۳۲	۵۹۰۵۵	۲۵۰۷۹	۳۵۰۰۳	۱۱۰۲۴	۲۶۰۷۵	۳۰۸۰	۲۰۲۷	۵۳۰۱۱
حداقل	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰
انحراف معیار	۰۰۵۸	۷۰۷۸	۷۰۶۹	۱۲۰۸۰	۱۲۰۸۳	۴۰۰۷۱	۵۶۰۵۱	۲۴۰۷۲	۵۰۷۵	۱۰۱۹	۰۰۷۹	۱۰۰۱۱
آبدهی ماهانه ایستگاه جهریق علیا (حوضه دریاچه ارومیه - زولاجای) (M ³ /s)												
میانگین	۱۰۹۴	۲۰۲۲	۱۰۹۲	۱۰۸۸	۱۰۸۶	۲۰۶۱	۶۰۵۲	۱۰۰۲۲	۶۰۸۴	۴۰۱۶	۲۰۶۳	۳۰۷۸
حداکثر	۴۰۲۴	۴۰۲۲	۳۰۵۷	۳۰۷۹	۳۰۸۵	۵۰۶۰	۱۵۰۴۵	۳۱۰۸۴	۲۲۰۲۴	۱۰۰۵۱	۶۰۲۸	۸۰۸۲
حداقل	۰۰۷۳	۰۰۷۳	۰۰۶۴	۰۰۶۹	۰۰۸۴	۰۰۹۱	۱۰۰۰	۱۰۸۴	۱۰۲۸	۰۰۴۰	۰۰۶۳	۱۰۲۰
انحراف معیار	۰۰۷۵	۰۰۸۹	۰۰۷۷	۰۰۸۰	۰۰۵۷	۱۰۱۹	۳۰۵۹	۷۰۵۹	۵۰۴۹	۲۰۴۸	۱۰۴۰	۱۰۸۷

بارش در این ماه‌ها مشاهده می‌گردد. میزان انحراف معیار در اسفند ماه ۲۳/۱۴ و در فروردین ماه رقمی برابر با ۲۲/۲۲ را شامل می‌گردد. دلیل بارش زیاد در اواخر زمستان و بهار توفان‌های تندی تحت تاثیر همرفت و موج‌های بادهای غربی است. کمترین میزان بارش نیز در مرداد ماه بوده و میزان متوسط آن در میان سال‌های مورد مطالعه ۲/۶۷ میلی متر است. بر همین اساس کمترین میزان انحراف معیار مشاهده شده نیز در این ماه (۳/۱۹) است (جدول ۴).

حوضه آبریز دریاچه ارومیه به طور متوسط سالانه در حدود ۳۲۶/۲۹ میلی متر بارش دریافت می‌کند. میزان انحراف معیار در این حوضه آبریز ۷۶/۵۴ است که تحت تاثیر اختلاف فصلی بارش ایجاد شده است (جدول شماره ۴).

از نظر ماهانه نیز بیشترین میزان بارش ماهانه در اسفند ماه (۴۷/۲۱ میلی متر) و فروردین ماه (۵۴/۲۹ میلی متر) مشاهده می‌گردد. بر همین اساس بیشترین میزان انحراف معیاری نیز به دلیل نوسانات بالای سالانه

جدول ۴: بارش متوسط و نوسانات آن در حوضه آبریز دریاچه ارومیه عمان

(گزارش سازمان مدیریت منابع آب ایران سال ۱۳۸۸)

مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سالانه
بارش ماهانه حوضه دریاچه ارومیه (mm)												
میانگین	۱۴۰۳	۳۷۰۵۲	۲۲۰۱۵	۳۵۰۰۰	۴۷۰۲۱	۵۴۰۲۹	۴۸۰۹۲	۱۵۰۹۵	۵۰۸۵	۲۰۶۷	۴۰۰۲	۲۳۶۰۲۹
حداکثر	۵۱۰۷۵	۹۷۰۷۰	۶۶۰۴۳	۹۸۰۲۰	۱۱۷۰۱۲	۱۰۸۰۱۱	۱۰۵۰۴۸	۳۹۰۲۲	۲۸۰۲۳	۱۳۰۴۸	۲۲۰۴۰	۵۴۳۰۶۱
حداقل	۰۰۸۵	۴۰۱۷	۳۰۰۰	۵۰۲۸	۱۸۰۷۹	۴۰۸۰	۱۴۰۰۰	۱۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۰	۱۸۹۰۵۰
انحراف معیار	۱۱۰۴۲۷	۲۶۰۷۰۵	۲۱۰۱۸۸	۱۴۰۱۸۱	۱۴۰۴۳۴	۲۲۰۲۲۴	۲۲۰۲۲۴	۲۲۰۲۲۴	۶۰۵۵۴۲	۳۰۱۹۷۶	۵۰۳۵۲۱	۷۶۰۵۴۳

بارش‌های تندی بهاره در خرداد ماه و با میزان انحراف معیار ۱۱۱/۸۸ مشهود است. کمترین میزان نوسانات ماهانه در این ایستگاه در مرداد ماه با میزان انحراف معیار ۱۰/۹ بوده و در ایستگاه دبی سنجی و نیار نیز بیشترین میزان نوسانات ماهانه در اردیبهشت ماه و با میزان انحراف معیار ۳۱/۶۸ است. کمترین میزان نوسانات در ایستگاه و نیار در تیر و مرداد ماه نمایان می‌شود. (جدول ۵)

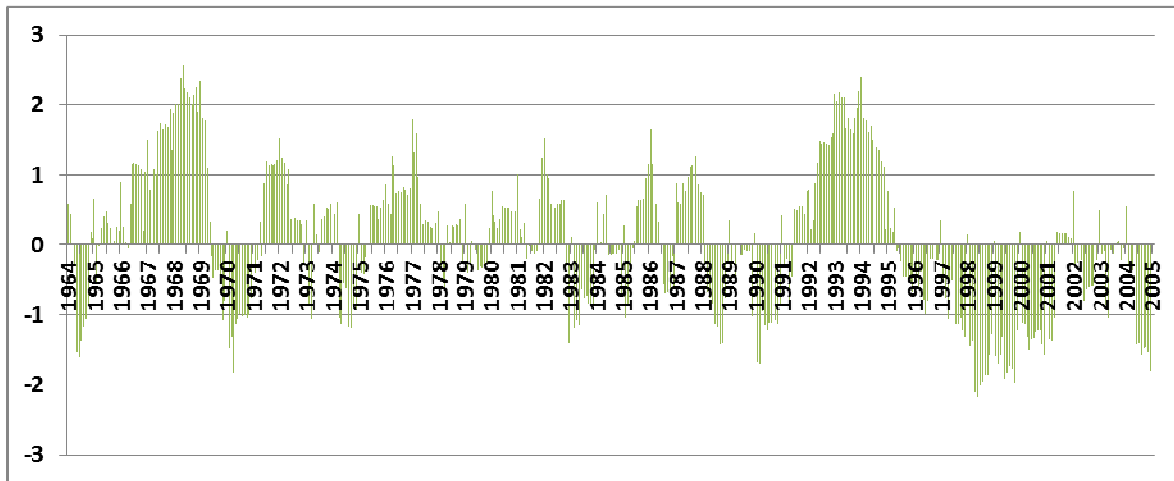
در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، بیشترین میزان نوسانات سالانه متعلق به ایستگاه جهریق علیا و در غرب حوضه است. میزان نوسانات انحراف معیاری سالانه بارش در این ایستگاه باران سنجی رقمی برابر با ۱۷۹/۷۷ را نمایش می‌دهد. کمترین میزان تغییرات ایستگاهی در میان ایستگاه‌های مورد مطالعه در ایستگاه و نیار در شرق حوضه و با میزان انحراف معیار ۱۰۳/۵۲ مشاهده می‌گردد. (جدول شماره ۵) از نظر ماهانه در ایستگاه باران‌سنجی جهریق علیا در غرب حوضه بیشترین نوسان تحت تاثیر

جدول ۵: بارش متوسط ایستگاه‌ها و نوسانات آن در حوضه آبریز دریاچه ارومیه

سالانه	شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر
آبدهی ماهانه ایستگاه و نیار (حوضه دریاچه ارومیه - آبی جی) (mm)												
میانگین	۲۲۸.۱۲	۵۰.۵	۱.۹۷۶۷	۲۰.۸۶۷	۲۲.۰۳۷	۴۴.۱۹۷	۳۶.۴۵۳	۲۶.۱۶	۲۰.۲۵۳	۱۴.۰۰۷	۱۸.۴۶۳	۲۲.۵۱۳
حداکثر	۵۵۲.۱	۴۰	۲۵	۲۴	۷۷	۱۳۷.۶	۱۰۸.۳	۱۱۷.۵	۷۳.۲	۶۲	۷۳.۵	۷۲
حداقل	۹۸.۷	۰	۰	۰	۰	۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰
انحراف معیار	۱۰۳.۵۲	۱۰.۸۵	۵.۲۱۲	۵.۰۳۸۲	۱۹.۶۹	۳۱.۶۸۴	۲۶.۵۵	۲۲.۷۰۴	۱۹.۸۰۶	۱۳.۹۷	۱۷.۲۹۴	۲۴.۰۰۳
آبدهی ماهانه ایستگاه داشبند (حوضه دریاچه ارومیه - سیمینه رود) (mm)												
میانگین	۴۱۴.۴۳	۱.۲۶۶۷	-۶.۸۵۷	۳.۴۸۱	۱۷.۲۹۵	۷۳.۹۱۴	۷۴.۶۰۷	۵۷.۲۴۳	۲۸.۰۶۲	۳۸.۷۴۵	۴۴.۹۳۱	۴۹.۹۹۸
حداکثر	۹۲۰.۴	۲۹.۵	۵	۵۱.۸	۱۰۲.۸	۲۲۶.۴	۱۸۷.۶	۱۹۸.۵	۲۲۱	۱۰۷.۴	۱۵۳.۵	۱۵۳.۸
حداقل	۱۵۲.۳	۰	۰	۰	۰	۰	۷	۵	۳	۲.۸	۰	۰
انحراف معیار	۱۷۱.۱۵	۴.۶۷۹۶	۱.۵۴۶۱	۱۰.۷۴۱	۲۴.۰۶۲	۵۸.۳۳۵	۴۹.۸۳۴	۳۷.۹۱۶	۳۶.۸۲۱	۲۵.۵۹۲	۳۲.۵	۴۹.۶۹۸
آبدهی ماهانه ایستگاه جهریق علیا (حوضه دریاچه ارومیه - زولاجی) (mm)												
میانگین	۳۷۴.۵۵	۷.۶۷۰۷	۸.۲۳۱۷	۱۶.۵۷۱	۵۱.۸۴۱	۶۰.۵۲۴	۵۲.۱۸۳	۳۸.۷۰۷	۲۷.۲۴۴	۲۵.۳۰۵	۳۱.۰۰۷	۳۴.۹۰۲
حداکثر	۱۲۵۱.۵	۴۷.۵	۵۷.۵	۸۵	۲۲۷	۱۸۹.۵	۱۳۱	۸۸	۹۶	۶۵	۹۱.۵	۸۶.۵
حداقل	۱۴۸.۵	۰	۰	۱	۶.۵	۳	۳.۵	۵	۲.۵	۴.۵	۰	۰
انحراف معیار	۱۷۹.۷۷	۱۱.۳۳۹	۱۰.۹۷۳	۱۸.۵۲۲	۱۱۱.۸۸	۳۸.۰۰۲	۳۰.۸۷۶	۲۲.۲۲۲	۱۸.۴۶۳	۱۵.۲۷۳	۲۳.۲۳۱	۲۰.۷۸۴

بارش، خشکسالی حاکم گردیده است. سال‌های ۱۹۹۵ تا سال ۲۰۰۵ (۱۳۷۳-۱۳۸۳) طولانی‌ترین دوره خشکی در حوضه آبریز ارومیه است که میزان بارش نسبت به میانگین افت چشمگیری یافته و خشک‌ترین ماه‌ها در طی سال‌های مورد مطالعه را در بر گرفته است (شکل شماره ۲).

با توجه به شاخص خشک سالی SPI، ایستگاه نوسانات مختلفی را در طی سال‌های مورد مطالعه نمایش می‌دهد. اما بر اساس گراف شماره ۲ پس از دوران ترسالی که در میان سال‌های ۱۹۹۱ تا سال ۱۹۹۵ (۱۳۶۹-۱۳۷۳) در سطح حوضه حاکم بوده است؛ بارش متوسط ماهانه ایستگاه کاهش چشمگیری یافته و در نتیجه سطح حوضه به دلیل کاهش چشمگیر



شکل ۲: شاخص ۱۲ ماهه SPI برای بارندگی حوضه آبریز ارومیه (ایستگاه سینوپتیک ارومیه)

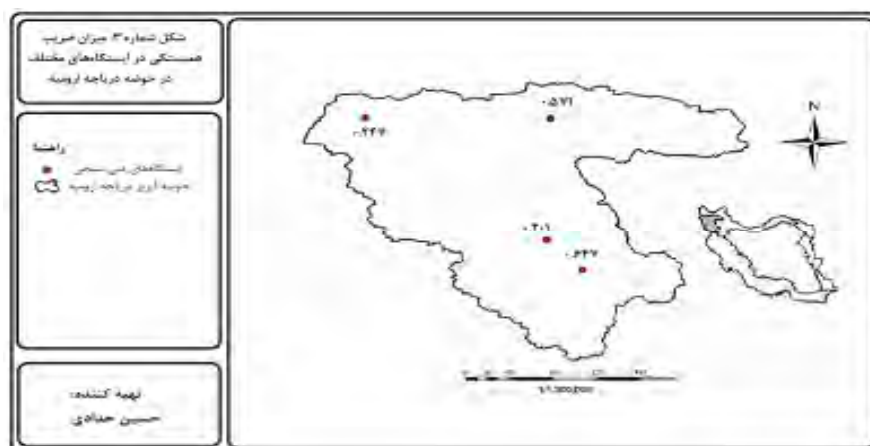
29	ترسالی شدید
64	خشکسالی متوسط
44	ترسالی متوسط
310	نرمال

با توجه به شاخص SPI بارش در طی سال‌های اخیر دچار نوسانات بسیاری گردیده است. مهمترین پارامتر تاثیر گذار بر روی میزان روان آب سطحی میزان بارش روی داده در سطح حوضه است. میزان تاثیر پذیری روان آب سطحی از نوسانات بارش در تمامی سطح حوضه به یک میزان نبوده و از ایستگاهی به ایستگاه دیگر با توجه به نوع پوشش گیاهی و میزان بهره برداری از منابع سطحی، متغیر است (شکل شماره ۳).

به طور کلی، حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۱۸ دوره ترسالی شدید و ۴۴ دوره نسبتاً مرطوب را تجربه کرده است. همچنین از نظر ماه‌های همراه با خشکسالی، ایستگاه ۳ ماه با خشکسالی بسیار شدید و ۲۶ ماه با خشکسالی شدید را تجربه کرده است. بیشتر ماه‌های خشکی شدید در سال‌های اخیر یعنی در میان سال‌های ۱۹۹۵-۲۰۰۵ روی داده است (جدول شماره ۶).

جدول ۶: دوره‌های همراه با خشکسالی و ترسالی بر

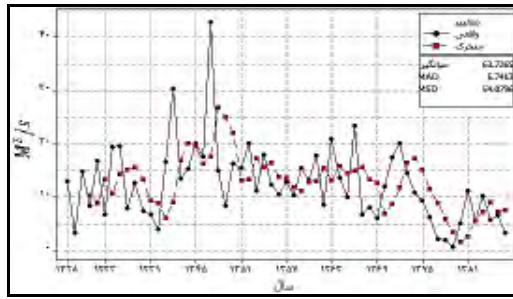
اساس شاخص SPI	
3	خشکسالی بسیار شدید
18	ترسالی بسیار شدید
26	خشکسالی شدید



شکل ۳: میزان ضریب همبستگی در ایستگاه‌های مختلف در حوضه دریاچه ارومیه

دریاچه ارومیه، چندین دوره خشکی و ترسالی در حوضه مورد مطالعه روی داده است. یکی از طولانی‌ترین دوره‌های همراه با خشکسالی، در میان سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۷۳ است؛ در این سال‌ها دبی در تمامی ایستگاه‌ها به حداقل میزان خود نزول یافته که در شکل شماره ۲، SPI چنین خشکی و کاهش بارشی را نیز نمایش می‌دهد. در میان سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۷۹ تمامی ایستگاه‌ها دبی سنجی حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارای روندی مثبت در میزان روان‌آب سطحی گردیده و نرخ دبی از متوسط میانگین متحرک بیشتر شده است. این روند افزایشی دبی پایدار نبوده و از سال ۱۳۸۲ مجدد کاهش یافته است و تا به امروز این نرخ کاهشی ادامه می‌یابد. در شاخص SPI، در میان این سال‌ها بارش ماهانه به حد نرمال نزدیکتر شده ولی باز میزان بارش از سال ۱۳۸۲ کاسته و با توجه به آزمون میانگین متحرک دبی نیز کاهش یافته است. به عنوان مثال ایستگاه دبی سنجی و نیار بر روی رود آجی‌چای به عنوان یک ایستگاه شاخص برای تغییرات در تمامی سطح حوضه است؛ در این ایستگاه، تغییرات خط تند به نسبت خط کندتر چندین دوره ترسالی و

همان‌گونه که از نقشه بالا بر می‌آید همبستگی میان دبی و بارش در ایستگاه دبی سنجی داشبند (سیمینه رود) با میزان همبستگی ۰/۶۴۷ و سطح معناداری کمتر از ۰/۰۰۰۱ بیشترین مقدار همبستگی را دارا است. در این ایستگاه‌ها متناسب با افزایش در میزان بارش دبی نیز افزوده می‌شود (شکل شماره ۳). پایین‌ترین میزان همبستگی میان دبی و بارش در ایستگاه‌های دبی سنجی میان دو آب (رود زرينه‌رود) مشاهده می‌گردد که به دلیل تاثیر دیگر پارامترها چون پوشش گیاهی و کاربری اراضی و میزان برداشت آب در این ایستگاه، از میزان همبستگی میان بارش و دبی در مسیر این رود کاسته شده است. بنابراین با توجه به ضریب همبستگی میان بارش و دبی، بر می‌آید که قسمتی از نوسانات دبی به وسیله بارش قابل توجیه باشد. با توجه به شکل شماره ۲ که شاخص SPI را برای حوضه آبریز دریاچه ارومیه نمایش می‌دهد، می‌توان دید که بارش ایستگاه در سال‌های اخیر کاهش یافته و این کاهش بر میزان روان‌آب سطحی حوضه نیز تاثیر گذار بوده است. با توجه به میانگین‌های سه ساله دبی در حوضه آبریز



شکل ۴: میانگین متحرک سه ساله دبی برای ایستگاه

شاخص ونیار (رود آجی چای)

نوسانات بارش و در نتیجه آن دبی و کاهش آن در سال‌های اخیر بیش از یک نوسان اقلیمی نمود یافته است. بر اساس آزمون ناپارامتری من-کندال در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، یک جهش را در سطح ایستگاه‌های حوضه نمایش می‌دهد. در میان سال‌های ۱۳۸۶ - ۱۳۷۴ گراف من-کندال برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه جهش و کاهش در نرخ دبی و در برخی از ایستگاه‌ها مانند ونیار خروج از محدوده اطمینان ۹۵ درصد را نمایش می‌دهد. به عنوان نمونه گراف من-کندال در ایستگاه دبی سنجی ونیار در شکل شماره ۵ نمایش داده شده است.

با توجه به نمودار من-کندال؛ در حوضه رود آجی چای در طول دوره آماری (۱۳۸۶-۱۳۴۵) یک جهش در میزان دبی در میان سال‌های مورد مطالعه از خود نشان می‌دهد. در سال ۱۳۷۴ یعنی سال‌هایی که دوره خشکی و افت بارش و در نتیجه دبی ایستگاه شروع شده است، دو خط U_i و U'_i در داخل محدوده بحرانی $\pm 1/96$ به یک دیگر رسیده و با تغییر روند، تغییرات در نرخ دبی معنا دار گردیده و سیر نزولی یافته است. این روند کاهشی در طی سال‌های متوالی ادامه یافته تا این که در سال ۱۳۸۵ خط U_i از محدوده

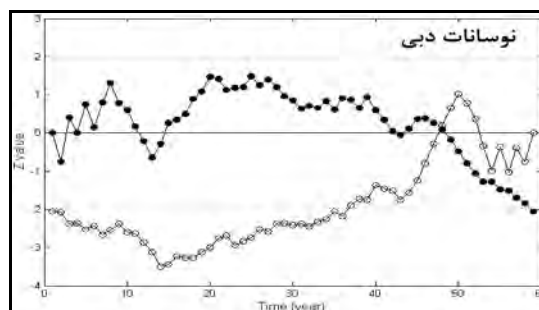
خشکی را نمایش می‌دهد. طولانی‌ترین دوره‌های با حجم دبی بالا در ده‌های اخیر مربوط به سال‌های ۱۳۷۳-۱۳۶۹ است. در میان این سال‌های SPI برای بارندگی ماهانه دورانی با بارش بیش از حد متوسط را نمایش می‌دهد و حجم بارش بیش از مقدار متوسط شده است. دبی در طی این دوره آماری و در سال ۱۳۷۲ بالغ بر ۲۰ مترمکعب در ثانیه گزارش شده است، در سال‌های اخیر نیز دبی به صورت موقت نرخ افزایشی داشته و در سال ۱۳۸۱ میزان دبی به بیش از ۱۲ مترمکعب در ثانیه رسیده است. بیشترین میزان دبی مربوط به سال ۱۳۴۷ با حجم دبی ۴۳ مترمکعب در ثانیه است (شکل ۳).

طولانی‌ترین دوره خشکی و حجم دبی کم نیز در میان سال‌های خشکی ایستگاه در سال‌های اخیر یعنی، ۱۳۷۹-۱۳۷۳ است که دبی در خشک‌ترین سال، در این دوره خشکی به کمتر از ۱ متر مکعب در ثانیه رسیده و این دوره یکی از خشک‌ترین دوره‌ها برای روان آب سطحی این ایستگاه است. کمترین میزان روان آب سطحی مشاهده شده در این ایستگاه نیز در میان همین دوره و در سال ۱۳۷۹ است که میزان دبی به کمترین میزان خود، یعنی کمتر از ۱ متر مکعب در ثانیه رسیده است. نوسانات دبی در طی دوره مورد مطالعه سیر نزولی داشته و تا سال‌های اخیر این کاهش دبی ادامه یافته است (شکل). با توجه به مدل SPI بارش در این سال‌ها کاهش و از میانگین متوسط بسیار کمتر شده است (شکل ۲).

حداکثر میزان دبی ماهانه متعلق به اردیبهشت ماه است که روان آب حاصل از ذوب برف در ارتفاعات حوضه و همچنین بارش‌های تندری بهاره ارتفاعات حوضه موجب جریان روان آبی با میزان $109/84$ متر مکعب در ثانیه در این ماه گردیده است. حداقل میزان روان آب سطحی در این سال، در ماه مرداد است که میزان روان آب سطحی در این ماه به $0/625$ متر مکعب در ثانیه نازل می‌گردد که این امر موج انحراف معیار بالای حوضه در این سال شده است. (شکل ۶ - ب)

حداقل میزان دبی در سال ۱۳۷۹ روی داده و این امر باعث شده که انحراف معیار و تغییرات دبی در این سال به حداقل میزان خود کاهش یابد. در سال ۱۳۷۹ حداکثر میزان انحراف معیار ماه فروردین بوده و میزان متوسط دبی در این ماه $3/149$ متر مکعب در ثانیه شده که این میزان دبی تحت تاثیر باران‌های تندری بهاره و ذوب برف شکل گرفته است. میزان دبی در اکثر ماه‌های سال نزدیک صفر بوده و رود بیشتر مسیل آبی بوده که بارش‌های ناگهانی در آن جریان می‌یافته است. این اختلاف فصلی ناچیز میان روان آب سطحی موجب شده که انحراف معیار در این سال به حداقل میزان خود ($1/139$) نازل گردد. (شکل ۶ - ب)

اطمینان $\pm 1/96$ خارج شده و تغییرات در حوضه و ایستگاه مطالعاتی روی داده است (شکل ۵).



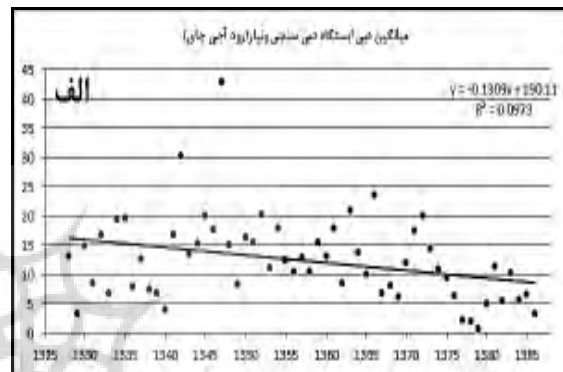
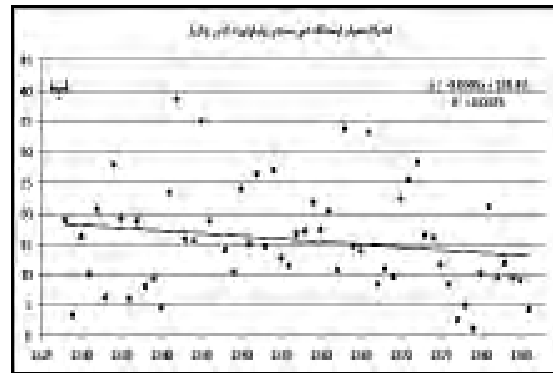
شکل ۵: گراف من - کنдал برای رود آجی چای (ایستگاه دبی سنجی و نیار)

روند کلی بارش و دبی نشان از کاهش نرخ این دو پارامتر در سطح حوضه دارد که این امر موجب شده اختلافات میان نرخ دبی در فصول مختلف به حداقل میزان کاهش یابد. در سال‌های اخیر با کاهش میزان بارش از میزان دبی کاسته شده است. این امر باعث کاهش اختلاف میان دبی فصلی رود و در نهایت انحراف معیار دبی رود گردیده است. با کاهش انحراف معیار خط رگرسیونی برای دبی و انحراف معیار روندی منفی در پیش گرفته و تا سال‌های اخیر خط رگرسیون برای تمامی ایستگاه‌ها به ویژه در ایستگاه و نیار به عنوان ایستگاه شاخص، سیری نزولی را در پیش گرفته است. (شکل شماره ۶ - الف و ب)

یک مقدار حداکثر دبی (30 متر مکعب در ثانیه) در سال ۱۳۴۲ مشاهده شده (شکل شماره ۶ - الف) که این امر موجب گردیده است که حداکثر میزان انحراف معیار در سطح حوضه در طی دوره مطالعاتی در این سال (1342) مشاهده گردد که انحراف معیار دبی در این سال در ایستگاه و نیار بر روی رود آجی چای به حداکثر میزان خود ($38/53$) در میان سال‌های مورد مطالعه بالغ گردیده است. (شکل ۶ - ب) در این سال

آبریز دریاچه ارومیه سال‌های ترسالی خود را پشت سر نهاده است. در میان سال‌های ۱۳۷۳-۱۳۷۹ در حوضه دریاچه ارومیه دوران کاهش بارش حاکم بوده که این امر موجب کاهش روان آب سطحی حوضه تحت تاثیر بارش کم است با افزایش میزان شدت خشکی، مقادیر بارش و دبی در سطح حوضه آبریز و ایستگاه‌های دبی سنجی به حداقل میزان خود در میان سال‌های مورد مطالعه نازل می‌گردد. میزان روان آب سطحی در برخی از ایستگاه‌ها در سال ۱۳۷۹ به کمتر از یک متر مکعب در ثانیه نازل گردیده است. با کاهش در نرخ دبی از میزان اختلاف فصلی دبی در این حوضه نیز کاسته و این امر موجب کاهش انحراف معیار در سطح حوضه و کم شدن نوسانات فصلی دبی در این حوضه گردیده است. با کاهش بارش و دبی از میزان انحراف معیار کاسته شده و خط رگرسیونی ایستگاه‌های حوضه نیز به سمت صفر سیر کرده و روندی منفی را در پیش گرفته است. در میان سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۷۹ تمامی ایستگاه‌ها دبی سنجی حوضه آبریز دریاچه ارومیه دارای روندی مثبت در میزان روان آب سطحی گردیده و نرخ دبی از متوسط میانگین متحرک بیشتر شده است. این روند افزایشی دبی پایدار نبوده و از سال ۱۳۸۲ مجدد کاهش یافته است و تا به امروز این نرخ کاهشی ادامه می‌یابد. نوسانات دبی در سال‌های اخیر بیش از دیگر سال‌ها بوده و دوره‌های خشکی و ترسالی طولانی مدت‌تر و با شدت بیشتری به نسبت سال‌های قبل مشاهده می‌شود.

این دوران طولانی مدت کاهش بارش موجب تغییر در نرخ دبی شده و دبی سیر نزولی یافته است. دوران خشکی مجدد پس از سال ۱۳۸۲، تکرار شده و میزان



شکل ۶: تغییرات دبی و انحراف معیاری در ایستگاه دبی سنجی (ونیار)

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های صورت گرفته بر روی حوضه آبریز دریاچه ارومیه، این نتایج حاصل گردید که با توجه به مدل SPI سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۵ خشکی طولانی مدت در سطح حوضه حاکم شده و میزان بارش نسبت به میانگین افت محسوسی یافته است. در این سال‌ها بر اساس مدل در بیشتر ماه‌ها خشکی شدید و بسیار شدید حاکم است. قسمتی از تغییرات روان آب تحت تاثیر بارش نوسان یافته که برای تمامی ایستگاه‌ها این مقدار یکسان ناست. در سطح حوضه آبریز در میان پارامترهای دبی و بارش در تمامی ایستگاه‌های همبستگی وجود دارد، یعنی با افزایش کاهش میزان بارش دبی نوسان یافته و تحت تاثیر قرار می‌گیرد. در میان سال‌های ۱۳۶۵ تا سال ۱۳۷۳ حوضه

عزیزی، قاسم، شمسی پور، علی اکبر، یاراحمدی، داریوش، (۱۳۸۷)، بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چند متغیره؛ پژوهش‌های جغرافیای طبیعی پژوهش‌های جغرافیایی، (۶۶): ۱۹-۳۵

علیزاده، امین، (۱۳۸۵)، اصول هیدرولوژی کاربردی، نشر آستان قدس رضوی، نوبت چاپ: ۲ (ص: ۴۶۹).

کوچکی، علیرضا، نصیری محلاتی، مهدی، (۱۳۸۷)، تاثیر تغییر اقلیم همراه با افزایش غلظت CO₂ بر عملکرد گندم در ایران و ارزیابی راهکارهای سازگاری، پژوهش‌های زراعی ایران، (۱۶): ۱۵۳-۱۳۹.

مدرسی، فرشته، عراقی نژاد، شهاب، ابراهیمی، کیومرث، خیاط خلقی، مجید، (۱۳۸۹)، بررسی منطقه ای پدیده تغییر اقلیم با استفاده از آزمون‌های آماری مطالعه موردی: حوضه آبریز گرگانود-قره سو، آب و خاک علوم و صنایع کشاورزی، (۳): ۴۸۹-۴۷۶.

مساح بوانی، علیرضا، مرید، سعید، (۱۳۸۴)، اثرات تغییر اقلیم بر جریان رودخانه زاینده رود اصفهان، علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، (۴): ۲۷-۱۲.

Alcamo, J., Doll, P. (2003). Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability. *Hydrol. Sci. J.* 48, 317-337.

Booij, M.J. (2005). Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolution. *J.Hydrol.* 303 (1-4), 176-198.

Chaouche Keltoum, Neppel Luc, Dieulin Claudine, Pujol Nicolas, Ladouche Bernard,

دبی مجدد کاهشی شده که این امر موجب گردیده گراف من - کندال از محدهده اطمینان ۹۵ درصد خارج و تغییرات معنادار شود.

از کارهای مشابه که در ایران انجام یافته، می‌توان به مطالعات مدرسی و همکاران (۱۳۸۹) و همچنین خوش اخلاق و همکاران (۱۳۸۹) اشاره کرد. در این مطالعات دماهای حداقل و حداکثر در سطح ایستگاه‌ها افزایش را نشان می‌دهد؛ این امر موجب کاهش در میزان رطوبت جو و در نتیجه کاهش بارش می‌گردد. در این مطالعه با در نظر گرفتن کاهش رطوبت و کاهش میزان بارش، تمرکز بر روی کاهش نرخ دبی و در نتیجه کاهش اختلافات فصلی در میزان دبی که نتیجه آن کاهش انحراف معیار سالانه بوده است.

منابع

ابراهیمی حسین، علی‌زاده امین، جوانمرد، سهیلا، (۱۳۸۴)، بررسی وجود تغییر دما در دشت مشهد به عنوان نمایه تغییر اقلیم در منطقه؛ تحقیقات جغرافیایی، ۴ (۲۰ پیاپی ۷۹) ۱۸-۵.

خوش اخلاق فرامر، افشار منش، حمیده، شفیع، زلیخا، آقاعلیخانی، مرضیه، (۱۳۸۹)، ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی آبهای سطحی، مطالعه موردی: رودخانه کارون، ۱۹۵-۲۳ اردیبهشت ۸۹، موسسه ژئوفیزیک، مقالات پوستری، فیزیک فضا، صفحه ۱۹۲ چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ۲۱.

زاهدی، مجید، ساری صراف، بهروز، جامعی، جاوید، (۱۳۸۶)، تحلیل تغییرات زمانی-مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۱۹۸-۱۸۳.

- of the Coastal Zone Management Subgroup, Response Strategies Working Group of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Ministry of Transport, Public Works and Water Management, The Hague, The Netherlands, Appendix C, 27pp.
- IPCC. Climate Change (2007): Synthesis Report. An Assessment of Intergovernmental Panel on Climate Change. (2007) Geneva, Switzerland, <http://ipcc.ch/index.html>.
- J. Chmura Daniel, D. Anderson Paul, T. Howe Glenn, A. Harrington Constance, E. Halofsky Jessica, L. Peterson David, C. Shaw David, St.Clair J. Brad. (2011). Forest responses to climate change in the northwestern United States: Ecophysiological foundations for adaptive management; *Forest Ecology and Management* 261 1121–1142.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007. Paleoclimate. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 433–497.
- Jentsch, A., Beierkuhnlein, C. (2008). Research frontiers in climate change: Effects of extreme meteorological events on ecosystems. *C. R. Geoscience* 340, 621–628.
- Kabashi Skender, Bekteshi Sadik, Ahmetaj Skender, Kabashi Gazmend, Najdovski Dimitrij, Zidanšek Aleksander, Šlaus Ivo. (2011). *Applied Energy* 88 473–478.
- Kerkhoven E., Gan T.Y. (2011). Unconditional uncertainties of historical and simulated river flows subjected to climate change; *Journal of Hydrology* 396 113–127.
- Labat David, Godd_ eris Yves, Luc Probst Jean, Loup Guyot Jean; 2004; Evidence for Diodato, N. (2004). Local models for rainstorm induced hazard analysis on Mediterranean river torrential geomorphological systems. *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.* 4 (0), 389–397.
- Church, J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D., Woodworth, P.L. (2001). Changes in sea level. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Xiaosu, D. (Eds.), *Climate Change*. (2001). The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge, pp.639–693.
- Doucette Reed T., McCulloch Malcolm D. (2011). Modeling the CO2 emissions from battery electric vehicles given the power generation mixes of different countries; *Energy Policy* 39 803–811.
- E. Hofmann Mareen, Hinkel Jochen, Wrobel Marku; (2011). Classifying knowledge on climate change impacts, adaptation, and vulnerability in Europe for informing adaptation research and decision-making: A conceptual meta-analysis; *Global Environmental Change* 21 - 1106–1116
- Goubanova, K., Li, L. (2007). Extremes in temperatures and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. *Glob. Planet. Change* 57, 27–42.
- Haas, L. (2002). Mediterranean water resource planning and climate change adaptation. Water, wetlands and climate change. Building linkages for their integrated management. Mediterranean Regional Roundtable. Athens, Greece, December 10–11 Draft for Discussion, 62 p.
- Hatzigeorgiou Emmanouil, Polatidis Heracles, Haralambopoulos Dias. (2011). CO2 emissions, DP and energy intensity: A multivariate cointegration and causality analysis for Greece, 1977–2007; *Applied Energy* 88 1377–1385.
- IPCC CZMS. (1992). A common methodology for assessing vulnerability to sea-level rise second revision. In: *Global Climate Change and the Rising Challenge of the Sea*. Report

- salinization: Rapid changes in the limnology of two northern plains lakes; *Limnologica* 41_1_9.
- T. Spickett Jeffery, L. Brown Helen, Katscherian Dianne. (2011). Adaptation strategies for health impacts of climate change in Western Australia: Application of a Health Impact Assessment framework; *Environmental Impact Assessment Review* 31 - 297-300
- Tabari. Hossein, Shifteh Somee. Behzad, Rezaeian Zadeh. Mehdi. (2011). Testing for long-term trends in climatic variables in Iran; *Atmospheric Research* 100-132-140.
- Tol Richard S.J., Downing Thomas E, Kuik Onno J, Smith Joel B. (2004). Distributional aspects of climate change impacts; *Global Environmental Change* 14 - 259-272
- Wigley, T.(2003). Modelling Climate Change under No-Policy and Policy Emissions Pathways. OECD, Paris (ENV/EPOC/GSP(2003)7/FINAL).
- Zhang ua Huang Guo, H., Dunling Wang, Zhang Xiaodong. (2011) Uncertainty assessment of climate change impacts on the hydrology of small prairie wetlands; *Journal of Hydrology* 396_94_103
- Zhang, X.B., Zwiers, F.W., Li, G.L. (2004). Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values. *J. Climate* 17, 1945-1952.
- global runoff increase related to climate warming; *Advances in Water Resources* 2_631_642
- Liu Qiang, Cui Baoshan. (2011). Impacts of climate change/variability on the streamflow in the Yellow River Basin, China; *Ecological Modelling* 222 _ 268_274.
- Martin Eric, Salas Dallas, Caballero Yvan(2010). Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change; *C. R. Geoscience* 342-234-243.
- Mitchell, J. F. B., C. A. Senior, and W. J. Ingram, 1989: CO2 and climate: a missing feedback? *Nature*, 341, 132-134.
- Naudts K, Berge J. Van, Janssens I.A, Nijjs I., Ceulemans; R. (2011). Does an extreme drought vent alter the response of grassland communities to a changing climate; *Environmental and Experimental Botany* 70_151_157.
- Pearce Fred.(2006). Atmospheric CO2 accumulating faster than ever, *NewScientist.com* news service, March 2006.
- Planton, S., Deque, M., Douville, H., Spagnolli, B. (2005). Impact du re' chauffage climatique sur le cycle hydrologique. *C. R. Geoscience* 337, 193-202.
- Sereda Jeff, Bogard Matthew, Hudson Jeff, Helps Devin, Dessouki Tarik. (2011). Climate warming and the onset of