

پیش‌یابی دمای شمال غرب ایران و ارتباط آن با ارتفاع ژئوپتانسیل

عبدالحسین عادل زاده، کارشناس ارشد آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه اصفهان، ایران
adelh1392@gmail.com

وصول: ۱۳۹۴/۶/۱۹ پذیرش: ۱۳۹۵/۸/۲۵
صص: ۳۲-۱۷

چکیده

بررسی دما در مکان و زمان معین نشان می‌دهد که این متغیر به شدت در تأثیر الگوهای گردش جوئی است. بنابراین هدف از این نوشتار، بررسی دما و ارتباط آن با ارتفاع ژئوپتانسیل است. در این پژوهش از دو پایگاه داده استفاده شده است. پایگاه نخست، پایگاه داده‌های رویداد محیطی (سطحی) است که در این راستا از داده‌های سطحی دمای منتخب ایستگاه‌های شمال غرب ایران استفاده شده است. بیشینه و کمینه این ایستگاه‌ها در بازه زمانی ۱۳۵۷/۱۰/۱۱ تا ۱۳۹۰/۱۰/۱۱ خورشیدی به مدت ۱۲۰۵۴ روز از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. پایگاه دیگر، داده‌های جوئی را شامل می‌شود که چگونگی جریان جوئی را مشخص می‌کند. این پایگاه، دربردارنده داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است که داده‌های آن از تارنمای NCEP/DOE وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده استخراج شده است. بازه زمانی این داده‌ها از ۱۹۷۹/۰۱/۰۱ تا ۲۰۱۲/۰۱/۰۱ میلادی است. برای انجام این تحقیق به طور جداگانه همبستگی میانگین روزانه دما، کمینه و بیشینه (۹ ایستگاه منتخب) با ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شد. سپس این همبستگی‌ها در نرم‌افزار سرفر وارد شد و چهار منطقه در نیمکره شمالی به دست آمد که با ایستگاه‌های منتخب، همبستگی بالایی را نشان می‌دهند. به طور کلی، ۱۸۰ یاخته با میانگین دما، ۱۹۰ یاخته با بیشینه و ۱۶۸ یاخته با کمینه دما در نیمکره شمالی، همبستگی بسیار بالایی با ایستگاه‌های منتخب داشتند. پس از این مراحل، میانگین وزنی یاخته‌های ارتفاع ژئوپتانسیل گرفته شد و معادله آن‌ها با رگرسیون چندگانه به دست آمد. نتایج مدل‌های پیش‌یابی نشان می‌دهد که به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در این نمایه رخ دهد، میانگین روزانه دمای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب بین ۰/۱ تا ۱/۵، دمای بیشینه ۰/۱ تا ۱/۶ و دمای کمینه ۰/۱ الی ۱/۲ درجه سلسیوس افزایش نشان خواهد داد.

واژه‌های کلیدی: پیش‌یابی، دما، تصریح، ارتفاع ژئوپتانسیل

مقدمه و طرح مسئله

ایران به دلیل شرایط خاص جغرافیایی یعنی موقعیت کشور در روابط با الگوهای گردشی عمومی جو و قرار گرفتن در عرض‌های میانه، در طول سال مورد هجوم توده‌های هوایی با منشأ مختلف و خصوصیات فیزیکی گوناگون

قرار می‌گیرد که با ایجاد تغییرات مکانی- زمانی، موجبات نوسان‌های آب و هوایی در سطح کشور می‌گردد. پرفشار آزرورز، پرفشار سیبری، کم فشار گنگک، کم فشارهای جنب قطبی، رودباد جنب قطبی، رودباد جنب حاره، فرود موسمی، فرود دریای سرخ و بادهای غربی از جمله اجزاء گردش عمومی جو هستند که آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار داده‌اند (مسعودیان، ۱۳۸۷). بررسی دما در مکان و زمان معینی نشان می‌دهد که این متغیر شدیداً تحت تأثیر الگوهای گردش جوی است. و با شناسایی الگوهای گردش جو می‌توان تغییرات، فراوانی، شدت و توزیع مکانی متغیر دما را بررسی و دلایل فیزیکی آن را بیان نمود (ویسنته‌سرانو و لیوز^۱، ۲۰۰۶، ۱۴۲۸).

دماهای بسیار بالا یا بسیار پایین می‌تواند زیان‌های کلانی به مردم وارد آورد. به طوری که تغییرات ناگهانی دما می‌تواند سبب خسارت‌های بی‌شماری گردد. اگر بتوان به طریقی دما را پیش‌یابی یا پیش‌بینی کرد امکان پیشگیری از این زیان‌ها وجود خواهد داشت. تاکنون درباره‌ی تأثیر الگوهای گردشی هواسپهر بر عناصر اقلیمی پژوهش‌های در بازه‌های زمانی و مکانی مختلف ایران به انجام رسیده است اما در مورد ارتباط دما با ارتفاع ژئوپتانسیل با معادله‌ی پیش‌یابی^۲ پژوهشی چندانی صورت نگرفته است. از آنجایی که بررسی‌ها نشان می‌دهد دمای دو متری سطح زمین وابسته به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی هواسپهر است بر آنیم که ارتباط دماهای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب ایران را با تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) مورد واکاوی هم‌دیدگی - آماری قرار دهیم.

پیشینه‌ی پژوهش

در چند دهه اخیر واکاوی نوسان دما در دراز مدت (روند) و کوتاه مدت (چرخه‌ی سالانه و فصلی) آن مورد توجه بسیاری از جغرافیدانان، آب و هواشناسان و متخصصان علوم جوی قرار گرفته است (جهانبخش اصل و باباپور ۱۳۸۲، ۳۵). مطالعات در باب دما را می‌توان به دو بخش عمده دسته‌بندی نمود. بخش نخست محققانی که با واکاوی آماری دما شامل (روند، پیش‌یابی، پیش‌بینی و مدل‌سازی با استفاده از تکنیک‌های آماری و ریاضی) به بررسی زمانی و مکانی این فراسنج پرداختند (الکساندر و همکاران^۳، ۲۰۰۶، ۱۰۲۹ مقادیر حدی دما و بارش در تغییرات جهانی؛ کاررا و هرناندزو گاسکین^۴، ۲۰۰۷، ۲۳۱ به تحلیل زمانی - مکانی بارش و دماهای روزانه‌ی حوضه‌ی مکزیک؛ اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶، ۱۱۷ شناسایی رژیم دمایی و پهنه‌بندی نواحی دمایی ایران؛ منتظری، ۱۳۹۰، ۱۷۳ شناسایی فصول دمایی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای و هژبرپور و علیجانی، ۱۳۸۶، ۸۹ تحلیل هم‌دیدگی یخبندان‌های استان اردبیل) را می‌توان نام برد. دماهای بسیار گرم و یا بسیار سرد به عنوان عامل خطر یا بحران برای انسان تعریف شده‌اند و همه ساله افراد بیشتری به جهت گسترش وقوع موج‌های گرما و یا بوران‌های سرمای‌ی هلاک می‌شوند (علیجانی، ۱۳۹۰، ۹). در پژوهشی دیگر زاهدی و همکاران (۱۳۸۶، ۱۸۳) با بررسی تغییرات زمانی - مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران نشان دادند که شمال غرب ایران در دوره‌ی آماری مورد مطالعه منطقه‌ی همگنی از لحاظ دمایی نبوده و متوسط دمای سالانه با ارتفاع رابطه‌ی معکوس و معنی‌داری داشته است. همچنین اکثر مناطق شمال غرب کشور با روند افزایشی دما مواجه بوده و این گرمایش

¹ Vicente-Serrano & Lopez

² Diagnostic Equation

³ Alexander et al

⁴ Carrera-Hernandez & Gaskin

از غرب به شرق بارزتر است. البته در نوار باریکی از غرب منطقه‌ی مورد مطالعه روند کاهشی دما به صورت معنی‌دار اتفاق افتاده است. ذوالفقاری و همکاران (۱۳۸۸، ۳۴) در بررسی دماهای شمال غرب نشان دادند که به ازای افزایش ارتفاع، نیازهای گرمایش در منطقه افزایش می‌آید و از نیازهای سرمایش کاسته می‌شود. همچنین علیجانی و همکاران (۱۳۹۰، ۵۳) با توجه به جابه‌جایی هسته‌های مکانی و زمانی موج‌های سرماهای نمایه در غرب و شمال غرب ایران نشان دادند که دمای موج‌های نمایه روندی کاهشی داشته‌اند، یعنی به سمت سردتر شدن سوق پیدا کرده‌اند. بخش دوم پژوهش‌های است که به وردایی دما و ارتباط آن با الگوهای کلان مقیاس جوی پرداختند. در همین ارتباط؛ فتاحی و رضیئی (۱۳۸۹، ۱۸۹) نشان دادند که دگرگونی‌های اخیر دمای کره زمین به شدت تابع الگوهای گردشی کلان مقیاس ویژه‌ای است که از چرخش عمومی جو ناشی شده است. هوث^۱ (۲۰۰۰، ۱) یک روش طبقه‌بندی برای الگوهای گردشی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بهره‌گیری از روش (PCA) ارائه نمودند. همچنین لوپس و همکاران^۲ (۲۰۰۲، ۱۷۲) به تحلیل مکانی - زمانی هم‌پراش دمای هوای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای تراز دریا در حوضه‌ی مدیترانه پرداختند و ارتباط آن را با گردش‌های جوی بررسی کردند. و نشان دادند که در زمستان ارتباط معنی‌داری بین جریان‌های غربی اروپا - شرق مدیترانه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و ارتباط ضعیفی بین جریان شرق و غرب مدیترانه برای دمای تراز دریا وجود دارد. در تابستان ارتباط قوی بین این دو وجود ندارد. اما ارتباط معنی‌داری بین دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال گیتوا و دمای تراز دریا در بخش‌های غربی مدیترانه وجود دارد. تاتلی و همکاران^۳ (۲۰۰۴، ۳۳۱) برای شناسایی گردش هوا در تراز بالای جو از داده‌های واکاوی شده‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و داده‌های مربوط به ستبرای^۴ تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز بین ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده‌ی آمریکا NCEP/DOE استفاده کردند. آن‌ها نشان دادند که ارتباط معنی‌داری بین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دماهای بیشینه در بخش‌های غربی و شمالی ترکیه در تابستان و بهار وجود دارد. عساکره (۱۳۸۰، ۱۶) بر این باور است که در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و در ماه‌های سرد پرفشار آזור نسبت به ماه‌های گرم پیوستگی کمتر داشته و پرنده‌های تشکیل‌دهنده آن عمدتاً پرنده‌هایی فرعی می‌باشند. مرز شمالی این پرفشار طی ماه‌های سرد برخلاف ماه‌های گرم به ایران وارد نمی‌شود. علیجانی (۱۳۸۱، ۸) با مطالعه هم‌دید الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، نتیجه گرفته است که در دوره‌ی سرد سال، بادهای غربی قوی‌تر بوده، تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند، اما در دوره‌ی گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به جای آن‌ها پرفشار جنب حاره‌ای آזור گسترش می‌یابد که جابه‌جایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره است. مسعودیان (۱۳۸۵، ۵۱) طی پژوهشی به عنوان زیج سی ساله الگوهای گردشی تراز میانی جو ایران پرداخت. ابتدا داده‌های روزانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۱۲ زلو را از پایگاه داده نوآ^۵ استخراج کرده است. سپس نامبرده با اجرای تحلیل مؤلفه‌های اصلی یازده مؤلفه اصلی را شناسایی کرده است. این یازده مؤلفه ۹۲ درصد پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. در پژوهش

¹ Huth

² Loils et al

³ Tatli et al

⁴ Thickness

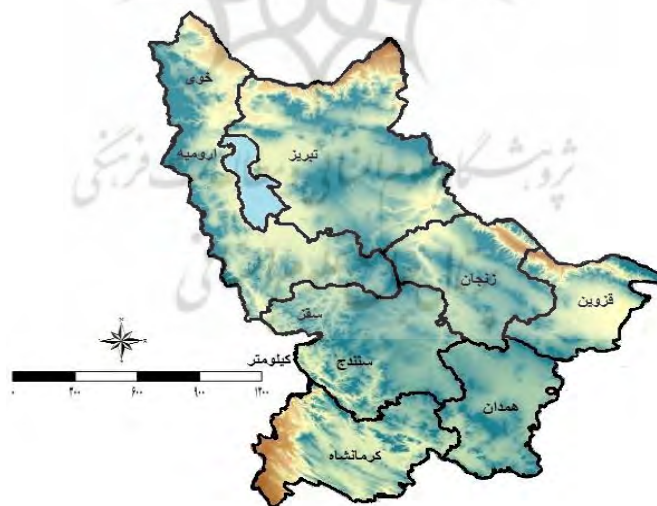
⁵ www.cdc.noaa.gov

مذکور، سرانجام با اجرای تحلیل خوشه‌ای هشت الگوی گردشی اصلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شناسایی شده است. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۶، ۵۴) بر این باورند که هر الگوی گردشی تمایل دارد در ماه‌های ویژه‌ای فعال شود. به بیان دیگر الگوهای گردشی دارای رفتار فصلی هستند به همین دلیل است که برخی از الگوهای گردشی با الگوهای دیگر ناسازگارند و با برخی دیگر سازگاری بیشتری نشان می‌دهند. با این حال الگوهای دیگری هم وجود دارند که بتوانند پس از هر الگوی گردشی دیگری ظاهر شوند و نقش پل ارتباطی (گذار) میان الگوهای ناسازگار را بازی کنند.

مطالعات نشان می‌دهد آب و هوای سطح زمین به شدت تحت تأثیر تغییرات فشار در ترازهای مختلف جوی قرار دارد. برخی از محققان دما را به شدت تابع الگوهای کلان مقیاس ناشی از چرخش عمومی جو می‌دانند و بخاطر اینکه وردایی دما در زمان و مکان‌ها مختلف رخ می‌دهد از الگوی خاصی تبعیت نمی‌کند (هانا و باکس^۱، ۲۰۰۴، ۱۹۳؛ سو و همکاران^۲، ۲۰۰۶، ۴۴۲۳؛ برنز و همکاران^۳، ۲۰۰۷، ۱۵۵؛ کوگک و همکاران^۴، ۱۴۷۰، ۲۰۱۰؛ هونگ و همکاران^۵، ۲۰۱۲، ۱۲۹؛ باقری، ۱۳۸۹، ۱۵۳ و مسعودیان و دارند، ۱۳۹۰، ۱۶۵).

داده‌ها و روش‌ها

در این نوشتار دمای منتخب ایستگاه‌های همدید شمال غرب ایران مورد واکاوی قرار گرفته است. به دیگر سخن این ایستگاه‌ها جزء ناحیه سرد و نیمه‌سرد ایران می‌باشد این ناحیه از دیدگاه جغرافیایی شامل نواحی مرتفع کوهستانی عرض‌های جغرافیایی بالاست که از لحاظ رطوبت جوی فقیرند بنظر می‌رسد سردی هوا بیشتر ناشی از ارتفاع باشد (مسعودیان، ۱۳۹۳، ۸۹). موقعیت مکانی و جغرافیایی آن‌ها در نگاره‌ی (۱) و جدول (۱) نمایش داده شده است.



نگاره ۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های همدید مورد بررسی

¹ Hana & Box

² Su et al

³ Burns et al

⁴ Kug et al

⁵ Hong et al

جدول ۱- موقعیت مکانی ایستگاه‌های منتخب شمال غرب

ردیف	ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا
۱	خوی	۴۴/۹۶	۳۸/۵۵	۱۱۰۳
۲	تبریز	۴۶/۲۸	۳۸/۰۸	۱۳۶۱
۳	ارومیه	۴۵/۰۸	۳۷/۵۱	۱۳۱۵/۹
۴	سقز	۴۶/۲۶	۲۵/۳۶	۱۵۲۲/۸
۵	سنندج	۴۷	۳۵/۳۳	۱۳۷۳/۴
۶	کرمانشاه	۴۷/۱۵	۳۴/۳۵	۱۳۱۸/۶
۷	همدان	۴۸/۷۳	۳۵/۲۶	۱۶۷۹/۷
۸	قزوین	۵۰/۰۵	۳۶/۲۵	۱۲۷۹/۲
۹	زنجان	۴۸/۴۸	۳۶/۶۸	۱۶۶۳

برای انجام این نوشتار، از دو پایگاه داده استفاده شده است. پایگاه نخست پایگاه داده‌های رویداد محیطی (سطحی) می‌باشد که در این راستا از داده‌های سطحی دمای منتخب ایستگاه‌های شمال غرب ایران استفاده شده است. بیشینه و کمینه این ایستگاه‌ها در بازه‌ی زمانی ۱۳۵۷/۱۰/۱۱ الی ۱۳۹۰/۱۰/۱۱ خورشیدی به مدت ۱۲۰۵۴ روز از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید که ویژگی آماری آن‌ها در جدول (۲) نمایش داده شده است.

جدول ۲- دمای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب ایران (درجه‌ی سلسیوس)

ردیف	ایستگاه	کمینه	میانگین	بیشینه
۱	خوی	-۱۸/۴	۱۱/۹	۳۰
۲	تبریز	-۱۳/۹	۱۲/۸	۳۳/۵
۳	ارومیه	-۱۵/۳	۱۱/۱	۲۹/۴
۴	سقز	-۲۲/۵	۱۱	۳۳
۵	سنندج	-۱۹	۱۳/۴	۳۵/۵
۶	کرمانشاه	-۱۸/۵	۱۴/۶	۳۴/۲
۷	همدان	-۲۳/۵	۱۱/۹	۳۰
۸	قزوین	-۱۶	۱۳/۷	۳۳
۹	زنجان	-۲۰	۱۱	۳۰/۴

پایگاه دیگر، شامل داده‌های جوی است که چگونگی جریان جوی را مشخص می‌نماید. این پایگاه، شامل داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است که داده‌های آن از تارنمای NCEP/DOE^۱ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده در ساعت‌های ۰۰:۰۰؛ ۰۳:۰۰؛ ۰۶:۰۰؛ ۰۹:۰۰؛ ۱۲:۰۰؛ ۱۵:۰۰؛ ۱۸:۰۰ و ۲۱:۰۰ زولو استخراج شده است. بازه‌ی زمانی این داده‌ها از ۱۹۷۹/۰۱/۰۱ الی ۲۰۱۲/۰۱/۰۱ میلادی با شبکه‌بندی ۲/۵×۲/۵ درجه

^۱ National_Center_for_Environmental_Prediction (NCEP)

قوسی بوده است که سراسر نیمکره‌ی شمالی با طول جغرافیایی ۰ تا ۳۶۰ درجه‌ی شرقی و عرض جغرافیایی ۹۰- تا ۹۰ درجه‌ی شمالی را در برمی‌گیرد. انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان لایه میانی جو به این دلیل است که در مجموع این تراز بهتر می‌تواند الگوهای جوی را نشان دهد. برای پیش‌یابی میانگین روزانه‌ی دما^۱ و میانگین داده‌های تمام ساعت شبانه‌روز ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و برای پیش‌یابی دمای کمینه و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۰۳:۰۰ زلو که تقریباً برابر با ۰۶:۳۰ به وقت محلی، و برای پیش‌یابی دمای بیشینه و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۱۲:۰۰ زلو که تقریباً برابر با ۱۵:۳۰ بعد از ظهر به وقت محلی می‌باشد مورد استفاده قرار گرفته است.

در این نوشتار از روش تصریح^۲ استفاده شده است. تصریح یک روش آماری است که در ابتدا توسط سازمان هواشناسی ایالات متحده به منظور انجام پیش‌بینی‌های ماهانه طراحی شده است. هدف از این روش، پیش‌یابی اقلیم به کمک نقشه‌های ژئوپتانسیل است. بنابراین چون در روش تصریح ارتباط گردش‌های جوی با اقلیم سطحی مطرح می‌شود (یارنال^۳، ۱۹۹۳؛ برگردان: مسعودیان، ۱۳۹۰، ۱۶۳). در نوشتار حاضر از رویکرد گردشی به محیطی استفاده شده است در این رویکرد داده‌های محیطی بر اساس الگوهای گردشی ارزیابی می‌شود. محقق نخست الگوهای همدید را تشکیل داده و سپس رابطه آن را با محیط سطحی در یک منطقه بررسی می‌کند.

بطوری کلی مراحل انجام این نوشتار بدین صورت: ابتدا گردآوری داده‌های کمینه، بیشینه و میانگین ایستگاه‌های منتخب؛ گردآوری داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ محاسبه همبستگی^۴ داده‌های دما با داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل؛ ترسیم نقشه همبستگی؛ گزینش یاخته‌های دارای بیشترین همبستگی بالا؛ تدوین مدل رگرسیون چند متغیره^۵ بین دمای ایستگاه و یاخته‌های گزینش شده و نتیجه‌گیری می‌باشد.

بحث

واژه‌نامه‌ی انجمن هواشناسی ایالات متحده‌ی آمریکا (۲۰۱۲) معادله‌ی پیش‌یابی را چنین تعریف کرده است. هر معادله‌ی که در آن مشتقات زمانی وجود ندارد و تنها ترازمندی میان چندین کمیت را در قلمرو مکانی برای یک لحظه‌ی زمانی معین نشان می‌دهد، را معادله‌ی پیش‌یابی گویند. برای نیل به این هدف بطور جداگانه همبستگی میانگین روزانه‌ی دما، کمینه و بیشینه (۹ ایستگاه منتخب) با ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال محاسبه گردید، همبستگی آماده شده وارده نرم افزار سرفر گردید، برای مشخص شدن بیشترین نقاط همبستگی از تک تک ایستگاه‌ها میانگین‌گیری شد و در یک ستون به عنوان میانگین همبستگی کُل ایجاد گردید. سپس این همبستگی‌ها وارد نرم افزار سرفر گردید که چهار منطقه در نیمکره‌ی شمالی بدست آمد که با ایستگاه‌های منتخب همبستگی بالایی نشان دادند که شامل: ایالات متحده‌ی آمریکا با مختصات طول جغرافیایی ۹۱- تا ۱۰۱- و عرض جغرافیایی ۴۲ تا ۵۲ درجه‌ی شمالی، آفریقا با مختصات طول

¹ Mean daily temperature

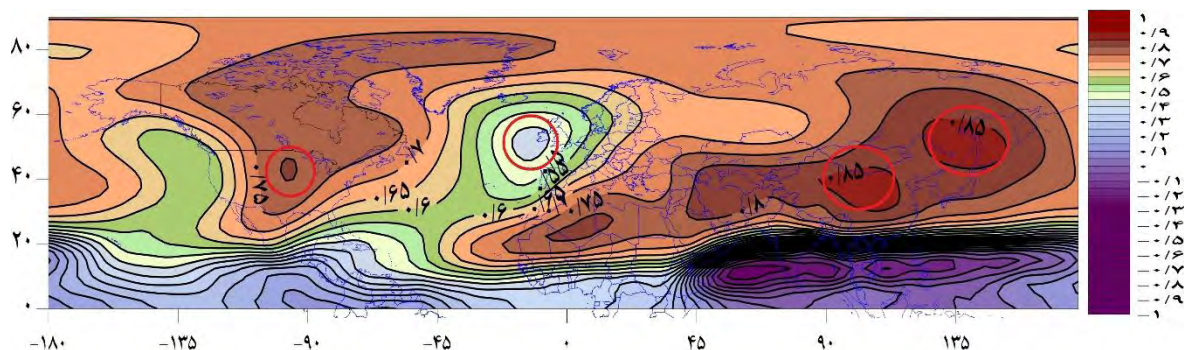
² Specification

³ Yarnal

⁴ Correlation

⁵ Multiple Regression

جغرافیایی ۵- تا ۱۵ و عرض جغرافیایی ۲۴ تا ۳۱ درجه‌ی شمالی، شمال چین با مختصات طول جغرافیایی ۱۰۰ تا ۱۱۰ و عرض جغرافیایی ۳۱ تا ۴۰ درجه‌ی شمالی و ژاپن با مختصات طول جغرافیایی ۱۲۶ تا ۱۵۵ و عرض جغرافیایی ۴۵ تا ۵۴ درجه‌ی شمالی می‌باشد (نگاره ۲).



نگاره ۲ - همبستگی دما و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ایستگاه‌های منتخب نیمکره‌ی شمالی

به طور کلی ۱۸۰ یاخته با میانگین دما، ۱۹۰ یاخته با بیشینه و ۱۶۸ یاخته با کمینه دما در نیمکره‌ی شمالی همبستگی بسیار بالایی با ایستگاه‌های منتخب دارند. پس از این مراحل میانگین وزنی یاخته‌های ارتفاع ژئوپتانسیل گرفته شد با استفاده از رابطه‌ی (۱) و نهایتاً به وسیله رگرسیون چندگانه معادله‌ی آن‌ها به دست آمد.

$$WM = \sum_{n=1}^{180} a_i \cdot \sum a_i \cdot hgt \quad (1)$$

در این رابطه: a_i ، مساحت هر یاخته؛ hgt ، ارتفاع ژئوپتانسیل هر یاخته می‌باشد. لازم به ذکر است که برای دمای میانگین ۱۸۰ و برای دمای کمینه ۱۶۸ و برای بیشینه ۱۹۰ در رابطه جاگزین شده است.

پیش‌یابی دماهای کمینه

کمترین دمای دیده شده در یک شبانه روز را دمای کمینه (شب‌هنگام) می‌گویند (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۲۲۹). کمینه‌ی دمای ۹ ایستگاه منتخب شمال غرب تابع تغییرات این نمایه است. دماهای بالا همبستگی بیشتری با ارتفاع ژئوپتانسیل دارند در واقع از انسجام بیشتری نسبت به دماهای پایین برخوردارند. پراکندگی دماهای پایین بیانگر عدم همبستگی با ارتفاع ژئوپتانسیل می‌باشد. همبستگی بین دمای کمینه در نیمه‌ی گرم سال بیشتر از نیمه‌ی سرد سال می‌باشد. بنابراین پراکندگی در دمای کمینه متأثر از شرایط سطحی و ناهمواری‌ها است. دماهای پایین از نمایه پیروی چندانی ندارند.

سقر زمستان‌ها بسیار سرد دارد و بر اساس داده‌ها هواشناسی در دسترس یکی از سردترین شهرهای کشور ایران است. پایین‌ترین دمایی که در این دوره‌ی آماری در این ایستگاه به ثبت رسیده است ۲۲/۵- درجه‌ی سلسیوس بوده است. در بیشتر ایام سال ناهمواری‌ها و پوشش برف بر دمای ایستگاه سقر تأثیر مثبت داشته است.

اقلیم زنجان متأثر از عوامل مهمی همچون نحوه ورود جبهه‌های بزرگ رطوبتی و حرارتی، وضعیت توپوگرافی (ناهمواری) و ارتفاع از سطح دریا می‌باشد. تپ غالب استان زنجان نیمه خشک فراسرد و سرد می‌باشد. وجود ارتفاعات پوشیده از برف و دره‌های معتدل، پستی و بلندی‌ها بر دمای کمینه ایستگاه زنجان می‌تواند مؤثر باشند.

تغییرات در دمای کمینهی سنندج را می‌توان بیشتر به عرض جغرافیایی، ارتفاع و ورود توده‌های سرد شمال عنوان کرد. خوی در شمال غربی در آخرین نقطه‌ی مرزی ایران واقع شده است. کوهستانی بودن و قرار گرفتن در بین ارتفاعات بلند آب و هوای خوی را متفاوت کرده است. بنابر این شاید بتوان گفت که دماهای پایین این ایستگاه به شدت از شرایط نوع پوشش و ناهمواری تبعیت می‌کند. خوی در تابستان گرم و در زمستان بسیار سرد است. این وضعیت نشان می‌دهد در زمستان تحت تأثیر هواهای متفاوت قرار می‌گیرد ولی در تابستان هوای نسبتاً آرام و یک‌دستی بر ایستگاه حاکم است. نوسان‌های دمایی در شب بسیار بیشتر از روز می‌باشد. روزهای یخبندان بالا و تقریباً نزدیک به ۹۵ تا ۱۰۵ روز گزارش شده است.

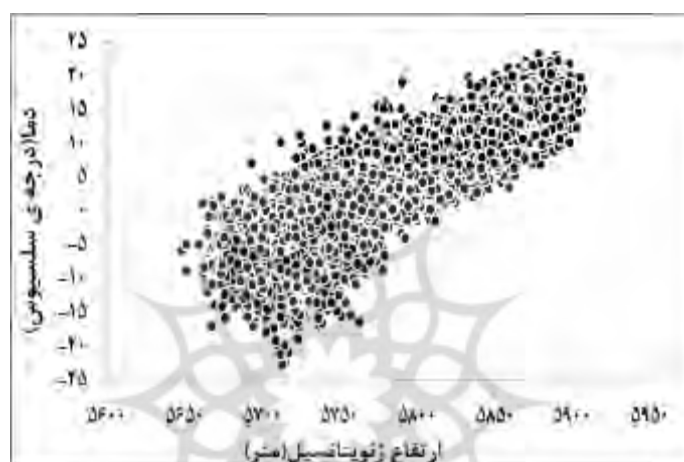
مدل‌ها نشان می‌دهد به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در این نمایه رخ دهد کمینه‌ی دماهای منتخب شمال غرب بین ۰/۱ الی ۱/۲ درجه‌ی سلسیوس افزایش نشان خواهد داد. ایستگاه همدان با ۱/۲ بیشترین و سنندج با ۰/۱ درجه‌ی سلسیوس کمترین افزایش را داشته است. مدل خطی و مدل پیش‌یابی دمای کمینه چنین بدست آمده است (جدول ۳).

جدول ۳- مدل خطی کمینه‌ی دمای ایستگاه‌های منتخب و مدل پیش‌یابی

ردیف	ایستگاه	عرض از مبدأ	شیب خط	همبستگی	ضریب تبیین
				(درصد)	(درصد)
۱	همدان	$T = (0.1230 * I - 706/8)$	$T = (0.1230 \pm 0.0023) * I + (-706/8 \pm 12/8)$	۸۳۴	۶۹
۲	قزوین	$T = (0.1156 * I - 662/9)$	$T = (0.1156 \pm 0.0011) * I + (-662/9 \pm 6/7)$	۸۷۷	۷۷
۳	خوی	$T = (0.1171 * I - 672/4)$	$T = (0.1171 \pm 0.0013) * I + (-672/4 \pm 7/2)$	۷۶۲	۷۴
۴	سنندج	$T = (0.0787 * I - 450/4)$	$T = (0.0787 \pm 0.0020) * I + (450/4 \pm 11/4)$	۵۸۶	۳۴
۵	ارومیه	$T = (0.1178 * I - 676/9)$	$T = (0.1178 \pm 0.0011) * I + (-676/9 \pm 6/1)$	۸۹۸	۸۰
۶	سقز	$T = (0.1105 * I - 636/5)$	$T = (0.1105 \pm 0.0016) * I + (-636/5 \pm 9/2)$	۷۸۲	۶۱
۷	زنجان	$T = (0.1151 * I - 662/5)$	$T = (0.1151 \pm 0.0013) * I + (-662/5 \pm 7/6)$	۸۴۷	۷۲
۸	کرمانشاه	$T = (0.0917 * I - 524/9)$	$T = (0.0917 \pm 0.0015) * I + (-524/9 \pm 6/3)$	۷۳۵	۵۴
۹	تبریز	$T = (0.1151 * I - 662/5)$	$T = (0.1151 \pm 0.0013) * I + (-662/5 \pm 7/5)$	۸۴۷	۷۱

بررسی‌ها نشان می‌دهد که بیشترین همبستگی دمای کمینه با ارتفاع ژئوپتانسیل را ایستگاه ارومیه کسب کرده است. همبستگی بدست آمده در این ایستگاه ۰/۸۹۸ برآورد شده است. به بیان دیگر نزدیک به ۸۰ درصد می‌توان تغییرات دمای کمینه ارومیه را به کمک مدل پیش‌یابی تبیین کرد. با توجه به نزدیکی این ایستگاه به دریاچه ارومیه توزیع زمانی و مکانی ماهانه، فصلی و سالانه نشان داده که شیو دما در فصول سرد سال خیلی بیشتر از فصول گرم سال است با احتمال می‌توان ورودی و خروجی آب‌های که وارد دریاچه می‌شوند را یکی از عوامل تأثیرگذار روی دمای ارومیه عنوان

نمود، که در فصل سرد به دلیل افزایش ورودی این عامل تشدید می‌شود. دریاچه ارومیه خصوصیات منحصر به فردی در ارتباط دما و تبادل انرژی با محیط اطراف خود را ایفا می‌کند. مطالعات نشان می‌دهد که عامل اصلی سرماهای شدید ارومیه مربوط به پرفشار سیبری است. ناوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال سرماهای شدید و بسیار عمیق را از عرض‌های بالا به سمت ارومیه سرازیر می‌کند. در مجموع نزدیک به ۱۲۰ روز از سال در فصول سرد این ایستگاه یخبندان را تجربه می‌کند. با توجه به خصوصیات ارائه شده از موقعیت ایستگاه ارومیه می‌توان این چنین عنوان کرد که در چندین روزی سردی که دمای نزدیک به ۱۵- درجه‌ی سلسیوس ثبت شده است شرایط سطحی حاکم برایستگاه بر شرایط همدید جو میانی غلبه داشته است که چنین دمای پایینی دیده شده است (نگاره ۳).



نگاره ۳- همبستگی دمای کمینه (درجه‌ی سلسیوس) ارومیه با ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

پیش‌یابی دماهای بیشینه

بیشترین دمای دیده شده در یک شبانه روز را دمای بیشینه (روزهنگام) می‌گویند (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۲۲۹). بیشینه‌ی دمای ۹ ایستگاه منتخب شمال غرب به شدت تابع تغییرات این نمایه است. با این حال بررسی دقیق‌تر نشان می‌دهد که وابستگی این دو متغیر (دما و ارتفاع ژئوپتانسیل) در دماهای زیاد بسیار نیرومندتر از دماهای پایین است. وجود رشته کوه‌های بلند و برف‌گیر آب و هوای کرمانشاه را دگرگون و از دیگر شهرهای اطراف خود متمایز کرده است. کرمانشاه به دلیل ارتفاع زیاد رقیق بودن جو این شهر بیشترین دریافت انرژی تابشی روزانه را در نیمه‌ی گرم دارد. بنا به خصوصیات یاد شده این چنین می‌توان گفت که عوامل درونی در رأس آن‌ها ارتفاع بر کاهش و افزایش دما اثرات چشمگیری داشته است. در نیمه‌ی سرد سال ایستگاه‌های شمال غرب متأثر از جریان‌های پرفشار سیبری و تقویت پرفشار سیاه است. پرفشار سیبری گستردگی زیادی دارد و تقریباً بیشتر مناطق آسیا را پوشش می‌دهد و جریان ناشی از پرفشار سیبری هوای سرد و بری را از قسمت شمال غربی به غرب کشور انتقال می‌دهد.

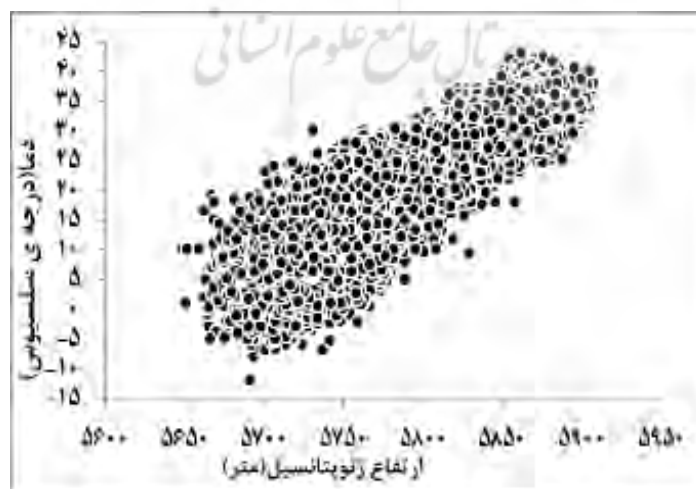
مدل‌ها نشان می‌دهد به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در این نمایه رخ دهد بیشینه‌ی دماهای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب بین ۰/۱ الی ۱/۶ درجه‌ی سلسیوس افزایش نشان خواهد داد. ایستگاه قزوین با ۱/۶ بیشترین و

کرمانشاه با ۰/۱ درجه‌ی سلسیوس کمترین افزایش را داشته است. مدل خطی و مدل پیش‌یابی دمای بیشینه چنین بدست آمده است (جدول ۴).

جدول ۴- مدل خطی بیشینه‌ی دمای ایستگاه‌های منتخب و مدل پیش‌یابی

ردیف	ایستگاه	عرض از مبدأ	شیب خط	همبستگی (درصد)	ضریب تبیین (درصد)
۱	همدان	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۲	قزوین	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۳	خوی	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۴	سندج	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (/ ع /)$		
۵	ارومیه	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۶	سقز	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۷	زنجان	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۸	کرمانشاه	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		
۹	تبریز	$T = (/ * I - - /)$	$(/ ع /) * I + (- / ع /)$		

نگاره‌ی (۴) نشان می‌دهد که همبستگی این دو متغیر (دما و ارتفاع ژئوپتانسیل) در دماهای بالا بسیار نیرومندتر از دماهای پایین می‌باشد. در دماهای پایین پراکندگی بسیار زیاد است. به احتمال بسیار زیاد می‌توان گفت بیشترین دماهای پایین قزوین از سامانه‌های پرفشار سبیری از شمال شرق و یا تقویت پرفشار سیاه که وارد کشور می‌شوند نشأت می‌گیرد. همچنین ارتفاعات بلند در حوالی قزوین نقش کلیدی را در کاهش و افزایش دما بازی می‌کند. در چند روز متفاوت که نمایه‌ی چارگانه ۵۷۴۰ ژئوپتانسیل متر بوده است بیشینه‌ی دمای قزوین بین ۵- تا ۲۵+ درجه‌ی سلسیوس ثبت شده است. با وجود یکسان بودن ارتفاع ژئوپتانسیل دماهای متفاوتی این ایستگاه تجربه نموده است. در چند روزی که دمای ۱۲- درجه‌ی سلسیوس ثبت شده است به احتمال بسیار زیاد شرایط سطحی حاکم بر ایستگاه بر شرایط همدید جو میانی غلبه داشته است که چنین دمای پایینی دیده شده است (نگاره ۴).



نگاره ۴- همبستگی دمای بیشینه‌ی (درجه‌ی سلسیوس) قزوین با ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

پیش‌یابی میانگین روزانه‌ی دما

میانگین دما در طی یک روز خورشیدی متوسط یعنی یک دوره‌ی ۲۴ ساعته که از نیمه شب به وقت محلی آغاز می‌شود را میانگین روزانه‌ی دما می‌گویند (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۲۲۹). میانگین دمای ۹ ایستگاه منتخب شمال غرب تابع تغییرات این نمایه است. در توجیه این رفتارها شاید بتوان گفت دماهای پایین به شدت از شرایط سطحی مانند نوع پوشش زمین و ناهمواری اثر می‌پذیرند. ممکن با وجود یکسان بودن ارتفاع ژئوپتانسیل این ایستگاه‌ها دماهای بسیار متفاوتی را تجربه کرده باشد.

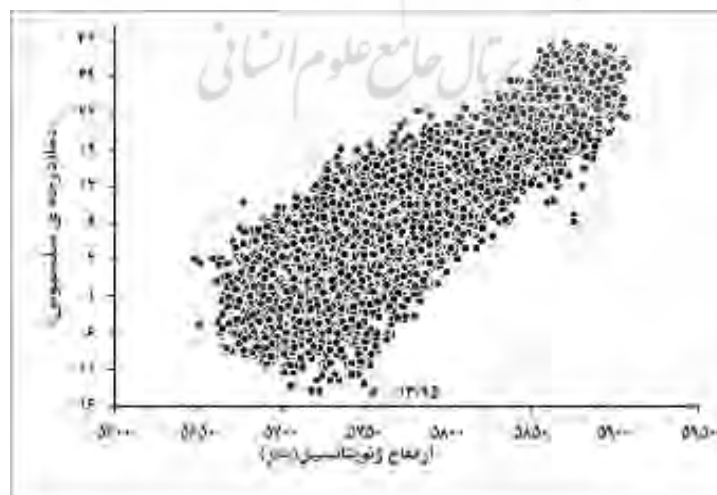
زنجان با داشتن تنوع نقاط ارتفاعی از یک سو و از سوی دیگر تأثیرپذیر با توده هوایی خزری، مدیترانه‌ی و صحرای مرکزی صاحب یک اقلیم متنوعی می‌باشد. خصوصیات ذکر شده زنجان را یکی از شهرهای سرد تبدیل کرده است. دو باد محلی معروف مه و شره است، باد مه از جهت شمال به جنوب در منطقه حرکت می‌کند و رطوبت دریای خزر را به این نواحی منتقل کرده موجب برودت و کاسته شدن درجه حرارت می‌گردد، دومی باد شره در جهت جنوب غرب و شمال شرق حرکت می‌کند. در زمستان تفاوت بین هوای سرد سیبری - آسیای مرکزی و نفوذ پی‌درپی توده‌های هوای گرم و مرطوب مدیترانه، وضع آب و هوای زنجان را تبیین می‌کند. توده هوای قطبی که در فصل زمستان وارد کشور می‌شود، از شمال غرب آب و هوای این استان را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. این توده هوا خیلی معتدل تر و مرطوب‌تر از توده هوایی است که از شمال شرق کشور وارد می‌شود. بخصوص اگر از روی مدیترانه و دریای سیاه عبور کرده باشد رطوبت زیادی با خود همراه خواهد داشت. منشأ تشکیل آن اروپای شمال شرقی و یا اقیانوس اطلس شمالی می‌باشد. استان زنجان معمولاً از حدود آذر تا اوایل اسفند ماه بطور متناوب تحت تأثیر این توده هوا که از غرب وارد کشور می‌گردد قرار گرفته و باعث ریزش باران و برف شده و همچنین دمای هوا را پایین و عموماً به زیر صفر می‌آورد. در تابستان نیز زنجان تحت تأثیر توده هوای مداری قاره‌ای قرار گرفته که در این فصل بجزء سواحل خزر در کل کشور گسترده می‌شود. این توده هوا معمولاً از شمال آفریقا یا عربستان شکل گرفته و یا اینکه در خود ایران در فصل تابستان تشکیل می‌گردد. همچنین اگر همراه با چرخندها باشد بجای بارش، طوفان و گرد و غبار ایجاد می‌کند. هر چند اغلب نقاط استان در ارتفاع بالاتری از سطح دریا واقع شده ولی گرمی و خشکی هوا در تابستان کاملاً تحت تأثیر توده هوای مذکور ایجاد می‌شود. البته در بعضی موارد توده هوای مرطوب خزری با عبور از ارتفاعات شمالی وارد منطقه شده و ایجاد بارش‌های خفیف می‌نماید. در مواقعی که ابرهای باران آور در بالای ارتفاعات شمالی منطقه قرار گیرند آن روز بلا استثناء هوا خنک می‌باشد. بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که دلیل بسیار عمده خنکی هوای در شمال غرب ایران بخصوص زنجان وجود تپه ماهورها و نسیم دره و کوهستان می‌باشد. در تابستان تپه ماهورها باعث شده که همرفت شدید اتفاق بیفتد. این عمل باعث کاهش دما و منجر به هوای دلپذیر و مطبوع می‌شود. دلیل دیگر نسیم دره به کوهستان می‌باشد هنگام صبح دو طرف دره آسمان صاف اما تا ظهر اطراف دره‌ها ابرها شکل می‌گیرند این ابرها از اطراف به مرکز دره حرکت می‌کنند و گاه اتفاق می‌افتد در بعد از ظهرها زمان اوج گرما بین ساعت ۱۴ تا ۱۶ شاهد باران در زنجان باشیم. بارش با نسیم ملایم موجب شده است که در فصل تابستان که اوج دماهای فرین گرم است زنجان هوای نسبتاً خنک را تجربه کند.

مدل‌ها نشان می‌دهد به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در این نمایه رخ دهد میانگین روزانه‌ی دماهای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب بین ۰/۱ الی ۱/۵ درجه‌ی سلسیوس افزایش نشان خواهد داد. ایستگاه تبریز با ۱/۵ بیشترین و سنندج با ۰/۱ درجه‌ی سلسیوس کمترین افزایش را داشته است. مدل خطی و مدل پیش‌یابی میانگین روزانه‌ی دما چنین بدست آمده است (جدول ۵).

جدول ۵- مدل خطی میانگین روزانه‌ی دمای ایستگاه‌های منتخب و مدل پیش‌یابی

ردیف	ایستگاه	عرض از مبدأ	شیب خط	همبستگی (درصد)	ضریب تبیین (درصد)
	همدان	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	قزوین	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	خوی	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	سنندج	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (\quad / \quad ع \quad /)$		
	ارومیه	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	سفر	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	زنجان	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	کرمانشاه	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		
	تبریز	$T = (/ \quad * I - - \quad /)$	$(/ \quad ع \quad /) * I + (- \quad / \quad ع \quad /)$		

میانگین روزانه‌ی دمای ایستگاه تبریز به شدت تابع تغییرات نمایه‌ی حاضر است. همبستگی این دو متغیر ۰/۹۱۱ برآورد شده است. به بیان دیگر نزدیک به ۸۳ درصد تغییرات میانگین دمای روزانه‌ی تبریز را می‌توان به کمک این نمایه تبیین کرد. با این حال بررسی دقیق‌تر نشان می‌دهد که وابستگی این دو متغیر در دماهای زیاد بسیار نیرومندتر است، تا در دماهای پایین. برای نمونه ممکن است در چند روز متفاوت که نمایه برابر ۵۷۴۰ ژئوپتانسیل متر بوده است میانگین روزانه‌ی دمای ایستگاه تبریز بین ۴- تا ۱۳ درجه‌ی سلسیوس به ثبت رسیده است (نگاره ۵).



نگاره ۵- همبستگی میانگین دمای (درجه‌ی سلسیوس) تبریز و ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

آب و هوای تبریز استپی خشک با تابستان‌های گرم و خشک و زمستان‌های سرد است. سرمای زمستانی این ایستگاه از ارتفاع بالا، توپوگرافی کوهستانی منطقه و یا تقویت پرفشار سیاه تأثیر پذیرفته است. به دلیل وجود کوه سهند تابستان‌ها در این استان درجه حرارت تعدیل می‌یابد. موقعیت و قدرت سامانه‌های که بر ایستگاه حاکم است بر شدت سرما بسیار تأثیر گذار است که می‌توان به عمیق شدن ناوه کم فشار شمال دریای خزر اشاره کرد. با توجه به مطالعات انجام شده گاهی اوقات استقرار ناوه ساحل شرقی دریای مدیترانه را می‌توان سبب بروز سرمای زیاد در ایستگاه تبریز به شمار آورد. در توجیه این رفتارها شاید بتوان گفت دماهای پایین به شدت از شرایط سطحی مانند نوع پوشش زمین و ناهمواری اثر می‌پذیرند. ممکن با وجود یکسان بودن ارتفاع ژئوپتانسیل ایستگاه تبریز دماهای بسیار متفاوتی را تجربه کرده باشد. در روز سردی که دمای ۱۴- درجه‌ی سلسیوس به ثبت رسیده است به احتمال فراوان شرایط حاکم بر ایستگاه بر شرایط همدید جو میانی غلبه داشته است که چنین دمای پایینی دیده شده است. یکی دیگر از علل تأثیر گذار بر آب و هوای تبریز نسیم کوه و دره می‌باشد. این نوع بادها در مناطق کوهستانی و جاهایی که دارای پستی و بلندی زیاد می‌باشند وجود دارد. در طول روز با گرم شدن هوا دمای دره نسبتاً از کوه‌ها بیشتر است. بنابر این هوای گرم دره‌ها در طول روز از دره بر روی کوه‌ها صعود می‌کند که بعنوان نسیم دره شناخته می‌شوند. در همین مناطق در طول شب‌ها هوا روی دامنه کوهستان به علت تماس با شیب سرد، و سریعتر از هوای دره خنک شده بنابر این هوای کوهستان به طرف دره نزول می‌کند. نسیم کوهستان باعث افت ناگهانی دره می‌شود و پستی و بلندی محل بر این فرآیند بسیار تأثیر گذار است. در فصل بهار بخصوص موقع گل‌دهی محصولات کشاورزی بشدت سرما زده می‌شوند و کشاورزان با خسارات زیادی از نوع سرمازدگی مواجه می‌شوند.

مدل خطی میانگین روزانه‌ی دمای تبریز و مدل پیش‌یابی چنین بدست آمده است (رابطه ۲).

$$T = (\frac{I}{C}) * I + (- \frac{I}{C}) \quad n = \quad (2)$$

$$T = (\frac{I}{C} * I - \frac{I}{C})$$

این مدل نشان می‌دهد که به احتمال ۹۵ درصد اطمینان میانگین روزانه‌ی دمای ایستگاه تبریز را بتوان بین ۸/۹- تا ۲۹/۶ درجه‌ی سلسیوس تخمین زد. به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در مدل پیش‌یابی رخ دهد میانگین روزانه‌ی دمای تبریز ۱/۵ درجه‌ی سلسیوس افزایش نشان خواهد داد.

یافته‌ها

دما و حالت‌های آن از بنیادی‌ترین شناخت آب و هوایی است. دماهای بالا (رخداد روز گرم) و دماهای پایین (رخداد روز سرد) را می‌توان به عنوان یک ناهنجاری دمایی به شمار آورد که حاصل شرایط خاصی از وضعیت جوی می‌باشد. روزهای گرم و سرد بر آسایش انسانی از اهمیت شایانی برخوردار است. لذا آگاهی از شناخت دماهای فرین امری ضروری به نظر می‌رسد.

یافته‌ها نشان می‌دهد میزان همبستگی به‌دست آمده برای هر ایستگاه که از الگوهای گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفته با دمای دو متری سطح زمین تقریباً برای همه ایستگاه‌ها همبستگی مثبت و بالایی برقرار کرده

است. همچنین تغییرات دما در تمام ایستگاه‌های منتخب شمال غرب مشهود است. ارتفاع نقش کلیدی در روند دما بخصوص کمینه دما دارد. عرض جغرافیایی و دوری و نزدیکی به دریا نیز از دیگر عوامل مؤثر بر دما هستند. بررسی‌های بیشتر نشان می‌دهد که این مدل‌ها را در نیمه‌ی گرم سال با اطمینان بیشتری نسبت به نیمه‌ی سرد سال می‌توان به کار برد. همچنین دماهای بالا همبستگی بیشتری نسبت به دماهای پایین داشته است. دماهای پایین به شدت از شرایط سطحی مانند نوع پوشش زمین و ناهمواری اثر می‌پذیرند.

نتایج مدل‌های پیش‌یابی نشان می‌دهد که به ازای هر یک ژئوپتانسیل متر افزایشی که در این نمایه رخ دهد میانگین روزانه‌ی دماهای ایستگاه‌های منتخب شمال غرب بین ۰/۱ الی ۱/۵، دمای بیشینه‌ی ۰/۱ الی ۱/۶ و دمای کمینه ۰/۱ الی ۱/۲ درجه‌ی سلسیوس افزایش نشان خواهد داد. همچنین ایستگاه قزوین با ۱/۶ بیشترین و کرمانشاه با ۰/۱ درجه‌ی سلسیوس کمترین افزایش را داشته است.

سپاس‌گزاری

بدیهی است که دستاوردهای این پژوهش از مراحل ابتدایی تا نتایج زیر نظر اساتید گرانقدر حاصل شده است. نگارنده در این پژوهش از راهنمایی‌های جناب آقای پروفیسور سیدابوالفضل مسعودیان بهره وافر برده است. بدینوسیله از این استاد گرانقدر قدردانی می‌نماید.

منابع

- ۱- اکبری، طیبه و مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۸). شناسایی رژیم دمایی و پهنه‌بندی نواحی دمایی ایران، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳۳، ۷۴-۵۹.
- ۲- باقری، جلیل. (۱۳۸۹). ارتباط الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تیپ‌های هوای منطقه اقلیمی کوهستانی ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۶، ۱۷۶-۱۵۳.
- ۳- جهانبخش اصل، سعید و باباپور، علی اکبر. (۱۳۸۲). بررسی و پیش‌بینی متوسط دمای ماهانه تبریز با استفاده از مدل آریم، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۰، ۴۶-۳۴.
- ۴- ذوالفقاری، حسن؛ هاشمی، رضا و رادمهر، پیروش. (۱۳۸۸). تحلیلی بر نیازهای سرمایشی و گرمایشی در شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، ۳۴-۲۱.
- ۵- زاهدی، مجید؛ ساری صراف، بهروز و جامعی، جاوید. (۱۳۸۶). تحلیل تغییرات زمانی - مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، ۱۹۸-۱۸۳.
- ۶- عساکره، حسین. (۱۳۸۰). تجزیه و تحلیل آماری - اقلیمی سریهای زمانی دما در ایران (برازش مدل‌های ARIMA بر داده‌های دمایی و توجیه تغییرات دما بوسیله توابع انتقال)، اساتید راهنما: کاویانی، محمدرضا و حسنعلی غیور، رساله دکترای اقلیم‌شناسی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه اصفهان، ۲۳۹.

- ۷- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱، مجله نیوار، شماره‌های ۴۴ و ۴۵، ۲۹-۷.
- ۸- علیجانی، بهلول. (۱۳۹۰). تحلیل فضایی دماها و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران، نشریه‌ی تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره‌ی ۱۷، شماره ۲۷، ۳۰-۹.
- ۹- علیجانی، بهلول؛ محمودی، پیمان و پناهی، علی. (۱۳۹۰). مطالعه جابه‌جایی هسته‌های زمانی و مکانی دماهای حداقل در غرب و شمال غرب ایران، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره پیاپی ۴۱، شماره ۱، ۶۸-۵۳.
- ۱۰- فتاحی، ابراهیم و رضیعی، طیب. (۱۳۹۰). الگوهای گردشی جوی روزانه بر روی ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره پیاپی ۱۵۶۷۲-۱۵۶۴۳، شماره ۹۳، ۷۴-۴۵.
- ۱۱- محمدی، بختیار و مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۶). ارتباط تیپ‌های همدید هوای ایستگاه سنندج با الگوهای گردشی، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، ۵۵-۳۹.
- ۱۲- مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۷). شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز.
- ۱۳- مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۵). زیج سی‌ساله الگوهای گردشی تراز میانی جو ایران، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۳۳-۷، ۶۴-۵۱.
- ۱۴- مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول، ۲۷۷.
- ۱۵- مسعودیان، سیدابوالفضل و دارند، محمد. (۱۳۹۰). تحلیل همدید سرماهای فرین ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، ۱۸۵-۱۶۵.
- ۱۶- منتظری، مجید. (۱۳۹۰). شناسایی فصول دمایی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره پیاپی ۱۰۱، شماره ۲، ۱۹۸-۱۷۳.
- ۱۷- هژبرپور، قاسم و علیجانی، بهلول. (۱۳۸۶). تحلیل همدید یخبندان‌های استان اردبیل، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، ۱۰۶-۸۹.
- ۱۸- یارنال، برنت. (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، برگردان: مسعودیان، سیدابوالفضل، ۱۳۹۰، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ دوم، ۲۱۸.

19- Alexander, L. X., Zhang, T. C., Peterson Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Taghipour, A, Rupa Kumar, K, Revadekar, J, Griffiths, G, Vincent, L, Stephenson, D, Burn, J, Aguilar, E, Brunet, M, Taylor, M, New, M, Zhai, P, Rusticucci, M. And Vazquez-Aguirre, J., 2006, Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation Geophysical Research Letters, 10, 1029-1080.

20- American Meteorological Society (AMS), 2012, <http://amsglossary.allenpress.com>.

- 21- Burns, D. A, Klaus, J, and McHale M. R., 2007, Recent Climate Trends and Implications for Water Resources in the Catskill Mountain Region New York., USA. *Journal of Hydrology*, 336, 155-170.
- 22- Carrera-Hernandez, J. J. and Gaskin, S. J., 2007, Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico, *Journal of Hydrology*, 336, 231° 249.
- 23- Hana, E. and Box, T. J., 2004, an Analysis of Icelandic Climate since the Nineteenth Century, *International Journal of Climatology*, 24, 1193-1210.
- 24- Hong, L. R. and Fei-Fei, J. Li. G, 2012, Anatomy of Synoptic Eddy° NAO Interaction through Eddy Structure Decomposition. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 2171-2191.
- 25- Huth, R, 2000, a circulation classification scheme applicable in GCM studies, *Theor. International journal of climatology*, 67, 1-18.
- 26- Jesse, K. and Gabrielele, C. H, 2007, Influence of Modes of Climate Variability on Global Temperature Extremes, *International journal of climatology*, 21, 38-72.
- 27- Kug, J. S, Choi, D. H, Jin, F. F, Kwon, W. T. and Ren, H. L, 2010, Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing, *Geophysical Research Letters*, 37, 1470-1493.
- 28- Lolis, C. J, Bartzokas, A. and Katosulis, D, 2002, Spatial and temporal 850 hpa air, *International Journal of Climatology*, 33, 169-197.
- 29- Su, B. D, Jiang, T. and Jin, W. B, 2006, Recent Trends in Observed Temperature and Precipitation Extremes in the Yangtze River Basin, China, *Journal of Theoretical and Applied C.*, Nakamura, H, 2005, Mechanism of Inter Seasonal Amplification of the Cold Siberian High, *Journal Atmospheric Science*, 62, 4423-4440.
- 30- Tatli, H, Dalfesh, N. and Menten, S, 2004, Surface Air Temperature Variability over Turkey and Its Connection to large-Scale Upper Air circulation Via Multivariate Techniques, *International journal of climatology*, 25, 331-350.
- 31- Vicente-Serrano, S. M. and Lopez-Moreno, J. I., 2006, the influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in northeast Spain, *International journal of climatology*, 26, 1427° 1453.