

آب و هوای ایران

نویسنده:

سید ابوالفضل مسعودیان

پیشکش به همه‌ی اقلیم‌شناسان ایرانی از جوان‌ترین تا کهن‌ترین
پیشکش به خواهر و برادرانم

دکتر محمود خسروی	دکتر بهروز ساری صراف	دکتر هوشمند عطایی
دکتر بهرام نجف پور	دکتر مجید منتظری	دکتر حسن ذوالفقاری
دکتر حسین محمدی	دکتر محمد نجار سلیقه	دکتر حسن لشکری
دکتر قاسم عزیزی	دکتر تقی طاووسی	دکتر غلامرضا براتی
دکتر مهران شبانکاری	دکتر جواد خوشحال	دکتر فیروز مجرد
دکتر زهرا حجازی زاده	دکتر کمال امیدوار	دکتر منوچهر فرج زاده
دکتر عباس مفیدی	دکتر حسین عساکره	دکتر بختیار محمدی

آب و هوای ایران



نویسنده : سید ابوالفضل مسعودیان

فهرست

فصل اول سازندگان آب و هوای ایران

۱	 اقلیم چیست
۶	 عرض جغرافیایی
۹	 ناهمواری‌ها
۱۴	 دوری و نزدیکی به دریا
۱۷	 پدیده‌های کلان اقلیم‌شناختی
۲۰	 پرفشار سیری
۲۴	 کم‌فشار گنگ
۲۹	 فرود دریای سرخ
۳۱	 پرفشار آزور
۳۳	 رودبادها
۳۷	 رودباد جبهه قطبی
۳۷	 بادهای غربی
۳۹	 جبهه قطبی
۴۲	 چرخندها
۴۵	 پیوند از دور

فصل دوم فشار و باد

پیشگفتار	۴۹
فشار	۵۴
باد	۵۶
روزهای غباری	۶۳

فصل سوم سرما و گرما

آفتاب گیری	۶۹
دما	۷۴
دمای کمینه و بیشینه	۸۰
نواحی دمای ایران	۸۲
روند دمای ایران	۸۸
یخبندان	۹۱

فصل چهارم نم و ابر

رطوبت جو	۹۷
فشار بخار آب	۹۸
شرجی	۱۰۴

۱۰۹	 ابرناکی
-----	---------------

فصل پنجم بارش

۱۱۳	 بارش
۱۱۳	 الگوی مکانی بارش در ایران
۱۲۱	 رابطه بارش و ناهموازی
۱۲۴	 الگوی زمانی بارش در ایران
۱۲۵	 خشکسالی و ترسالی
۱۲۸	 روزهای بارانی
۱۳۲	 روزهای برفی
۱۳۳	 روزهای تندری
۱۳۴	 روند بارش ایران
۱۳۶	 رژیم‌های بارش ایران
۱۳۸	 شاخص یکنواختی بارش و نواحی آبی ایران
۱۰۷	 پهنه‌بندی نواحی آبی
۱۴۰	 پهنه‌بندی نواحی بارشی ایران

فصل ششم نواحی اقلیمی ایران

۱۵۹	 پیشگفتار
۱۶۱	 روش‌های سنتی طبقه‌بندی اقلیم

۱۶۳	 روش دمارتون
۱۶۵	 روش ایوانوف
۱۶۸	 روش آمبرژه
۱۷۳	 روش سلیانینوف
۱۷۴	 روش کوپن
۱۸۲	 روش‌های نوین طبقه‌بندی اقلیم
۱۸۳	 روش انجام پهنه‌بندی اقلیمی
۱۸۷	 نواحی اقلیمی ایران
۱۷۰	 فرهنگ واژه‌ها
۱۸۵	 واژه‌نامه
۱۸۹	 کتابنامه

فصل اول: سازندگان آب و هوای ایران

اقلیم چیست؟

اقلیم دستگاه بسیار بزرگی است که خود از اندرکنش میان چندین دستگاه بزرگتر (هولسپهر، آب سپهر، یخ سپهر، سنگ سپهر و زیست سپهر) پدید می آید. اگر در یکی از این دستگاه ها تغییری پدید آید دیگر دستگاه ها به تندی یا به آرامی خود را با آن تغییر هماهنگ می سازند. پیمدهای این هماهنگی، دامن همان دستگاهی که آغازگر تغییر بوده است را نیز می گیرد و زنجیره ی بی پایانی از پیوندها، این دستگاه ها را به هم گره می زند. اندرکنش میان دستگاه های سازنده ی اقلیم از راه داد و ستد ماده، انرژی و اطلاعات انجام می پذیرد. مثلاً اگر می گوئیم هواسپهر با آب سپهر اندرکنش دارد یعنی بین این دو دستگاه ماده، انرژی و یا اطلاعات مبادله می شود. برای نمونه تصور کنید به هر دلیل دمای هواسپهر افزایش یابد، در این صورت گرما از جو به اقیانوس منتقل می شود (انتقال انرژی از جو به اقیانوس). با گرمتر شدن آب اقیانوس، تبخیر افزایش یافته و توان نگهداشت دی اکسید کربن در آب کاهش می یابد در نتیجه بخار آب و دی اکسید کربن از اقیانوس به جو منتقل می شود (انتقال ماده از اقیانوس به جو). چون هر دوی این مواد (بخار آب و دی اکسید کربن) ویژگی گلخانه ای دارند جو گرمتر می شود. به بیان دیگر نه تنها ماده (بخار آب و دی اکسید کربن) از اقیانوس به جو منتقل می شود بلکه چون این دو گاز ویژگی گلخانه ای دارند محتوای اطلاعاتی جو نیز دستخوش تغییر شده و جو درمی یابد که از این پس باید انرژی فروسخ بیشتری را جذب کند.

از این گونه زنجیره های مبادله ی ماده، انرژی و اطلاعات در بین دستگاه های سازنده ی اقلیم بسیار فراوان است و چون این مبادلات با سرعت های بسیار متفاوتی رخ می دهند دستگاه اقلیم رفتاری آشوب مند دارد یعنی هرگز رفتار گذشته ی خود را تکرار نمی کند و رفتار آینده ی آن پیش بینی پذیر نیست.

همین داستان در باره‌ی هر یک از دستگاه‌های سازنده‌ی اقلیم نیز به تنهایی صادق است. به بیان دیگر اجزاء سازنده‌ی هر یک از این دستگاه‌ها با یکدیگر اندرکنش‌های تودرتو دارند. رفتار هر یک از اجزاء این دستگاه‌ها بستگی به مقدار ماده، انرژی و اطلاعاتی دارد که از همسایگان خود دریافت می‌کند بنابراین اجزائی که برونداد ماده، انرژی و اطلاعات بیشتری دارند رفتار همسایگان خود را تعیین می‌کنند و از پایگاه بلندتری برخوردارند. به این ترتیب اجزاء سازنده‌ی هر دستگاه در ساختاری پایگانی جای دارند که برخی از اجزاء (اجزائی که برونداد ماده، انرژی و اطلاعات بزرگ‌تری دارند) فرادست و برخی فرودست (اجزائی که برونداد ماده، انرژی و اطلاعات کوچک‌تری دارند) هستند. اجزاء فرادست رفتار اجزاء فرودست را از راه مقدار ماده، انرژی و اطلاعاتی که به آنها می‌فرستند تغییر می‌دهند.

برآیند همه‌ی اندرکنش‌هایی که در درون و در بین دستگاه‌های هواسپهر، آب‌سپهر، یخ‌سپهر، سنگ‌سپهر و زیست‌سپهر برقرار است اقلیم یک محل معین را می‌سازد.

هواسپهر از دستگاه‌های فرادستی اُبردستگاه اقلیم است و شناخت اجزاء و اندرکنش‌های آن نخستین گام در شناخت آب و هوای هر محل است. بنابراین در این نوشتار عمدتاً توجه خود را به ابعاد جوی اقلیم معطوف داشته‌ایم اما جا به جا و به مناسبت، از نقش دیگر دستگاه‌ها هم سخن به میان آورده‌ایم.

چون هر یک از اجزاء سازنده‌ی دستگاه اقلیم بُرد (دامنه‌ی مکانی) و بازه‌ی (دامنه‌ی زمانی) معینی دارند یعنی اندوّه و عمر مشخصی دارند اقلیم اساساً دستگاهی مقیاس‌مند است. به همین دلیل اقلیم‌شناسی را از دیدگاه مقیاس (بُرد و بازه) به شاخه‌های مختلف کلان اقلیم‌شناسی، اقلیم‌شناسی همدید، میان اقلیم‌شناسی، اقلیم‌شناسی محلی و خُرد اقلیم‌شناسی تقسیم می‌کنند. این تقسیم‌بندی از آن جهت معتبر، ارزشمند و لازم است که بسته به مقیاس مورد بررسی، بازیگرانی که در شکل‌گیری آب‌وهوا نقش بازی می‌کنند متفاوتند. مثلاً در مطالعات خُرد اقلیم‌شناسی توجه اقلیم‌شناس معطوف به بازیگرانی است که در میان اقلیم‌شناسی و کلان اقلیم‌شناسی اساساً نقش بزرگی در شکل‌گیری آب‌وهوا بازی نمی‌کنند. از سوی دیگر بین شاخه‌های اقلیم‌شناسی کلان،

همدید، میانه، محلی و خُرد یک ارتباط پایگانی وجود دارد به طوری که می توان گفت چارچوب و استخوان بندی اقلیم هر محل را بازیگرانی تعیین می کنند که در مقیاس کلان نقش آفرینی می کنند. چون این بازیگران بسیار قوی هستند و در ابعاد سیره ای فعالیت می کنند. پرفشارهای جنب حاره، کم فشارهای جنب قطبی و رودبادها از جمله ی بازیگرانی هستند که در مقیاس کلان، آب و هوای سیاره ی ما را شکل می دهند. تناقض زیبا و باشکوهی که در دانش اقلیم شناسی وجود دارد آن است که همین بازیگران بزرگ و قدرتمند هنگامی که پای مطالعه ی اقلیم در مقیاس های کوچک تر پیش کشیده می شود، مثلاً مغلوب و مقهور ناهمواری های کوچکی می شوند که نقش آفرین اصلی آب و هوا در مقیاس های کوچک تر هستند. به همین دلیل است که هر چند پرفشار جنب حاره ای آزر در دوره ی گرم سال بر فراز بخش بسیار بزرگی از ایران حاکم می شود و هوای گرم و بدون بارش را بر کشور چیره می سازد اما به لطف ناهمواری هایی همچون کرکس، شیرکوه، هزار و لاله زار و ... جزایری از اقلیم معتدل در دل اقیانوس گرم و بی بارشی که آزر بر ایران مستولی کرده دیده می شوند. گرچه این ناهمواری های کوچک، در مقیاس سیاره ای ارزش و اعتباری ندارند اما در مقیاس های کوچک تر نقش بزرگی در تعیین آب و هوا بازی می کنند و اثر اقلیمی سامانه های بزرگ و پر قدرت سیره ای را هر چند در ابعاد کوچک، خنثی می کنند. به همین نحو نقش توده های بزرگ آب در شمال و جنوب ایران در آب و هوای خشکی های مجاور آنها کاملاً آشکار است. پدیده ی شرجی که در کرانه های دریای عمان، خلیج فارس و کرانه های خزر دیده می شود معلول همین همسایگی است. از سوی دیگر نقش رشته کوه های البرز و زاگرس نیز در دمای کشور کاملاً مشهود است و در مورد زاگرس این نقش گرمائی چون توان انبارش آب را در ارتفاعات تضمین می کند از دیدگاه منابع آب نیز بسیار بسیار مهم است. به همین دلیل است که برخی از مهم ترین رودخانه های ایران (کلرون، کرخه، دز، زاینده رود، گُز) از این ارتفاعات سرچشمه می گیرند.

بنابراین برای شناخت آب و هوای هر محل باید از بازیگرانی که در مقیاس کلان نقش آفرینی می کنند آغاز کرد، سپس به بازیگرانی که در مقیاس همدید و میان مقیاس اهمیت دارند پرداخت و

سرانجام به بازیگران مقیاس محلی و خُرد رسید زیرا برخی از جنبه‌های آب و هوایی هر محل به یاری بازیگران کلان، برخی به یاری بازیگران همدید و میانه و برخی به یاری بازیگران محلی و خُرد توجیه و تبیین می‌شود. با درپیش گرفتن این روش می‌توان منشأ پیدایش یک اقلیم معین در یک مکان معین را روشن ساخت.

به همین دلیل است که هرچند اقلیم‌شناسی بر حسب موضوع به چندین شاخه تقسیم می‌شود (اقلیم‌شناسی فیزیکی، اقلیم‌شناسی پویشی (دینامیکی)، اقلیم‌شناسی همدید) اما چنان که پیش از این هم گفتیم به دلیل ویژگی مقیاس‌مندی، بر حسب مقیاس زمانی و مکانی (بُرد و بازه) نیز اقلیم‌شناسی به چندین شاخه تقسیم می‌شود. اقلیم‌شناسی کلان (بررسی اقلیم در ابعاد صدها کیلومتر تا صدها هزار کیلومتر)، اقلیم‌شناسی همدید (بررسی اقلیم در ابعاد هزار تا دوهزار کیلومتر)، اقلیم‌شناسی میانه (دهها کیلومتر تا صدها کیلومتر)، اقلیم‌شناسی محلی (صدها متر تا پنجاه کیلومتر) و اقلیم‌شناسی خُرد (چند سانتیمتر تا چند کیلومتر). این تقسیم‌بندی بدان معناست که اقلیم دارای ویژگی لانه‌گزینی است. یعنی همواره این امکان وجود دارد که در دل یک پهنه‌ی اقلیمی بزرگ‌تر پهنه‌های اقلیمی خردتری را یافت که نسبت به اقلیم زمینه، از آب و هوای بسیار متفاوتی برخوردار باشند. برای نمونه در دل سرزمین‌های بسیار گرم و خشکی که شهرهای ابرکوه و یزد را در خود جای داده‌اند روستاهایی با اقلیم معتدل در دامن شیرکوه پدیدارند (شکل ۱-۱). روستای ییلاقی طزرجان در دامن شیرکوه تا نمکزار گرم و خشک ابرکوه حدود ۷۰ کیلومتر و تا شهر تقدیده‌ی بادگیرها یزد حدود ۴۰ کیلومتر فاصله دارد. نخلستان‌های سرسبز بم که در دل کویرهای جنوب شرقی کشور دامن گسترده‌اند از همین دست است. جیرفت که به لطف هلیل رود پدید آمده با این که در قلمروی نواحی گرم و بسیار کم‌بارش ایران جای دارد از تولیدات کشاورزی چشمگیری برخوردار است و از این نمونه‌ها در ایران فراوان یافت می‌شود.

مثلاً در مورد بم، همزمان با فعالیت (گُشش) سامانه‌های جوی بسیار بزرگی همچون پرفشار آزور که اقلیمی گرم و خشک را بر بخش بزرگی از ایران حکمفرما می‌سازد گسل‌ها بازمین‌سازی برای اَباشت آب‌های زیرزمینی، حجم بزرگی از آب را فراهم می‌سازند و امکان پیدایش و بقای آن

نخلستان‌های زیبا را در دل کویر پیرامون بم فراهم می‌آورند. تضاد باشکوه سبزی نخلستان‌ها با خاک تفدیده و مسین کویر محصول کنش هواسپهر (پرفشار آزور) از یک سو و سنگ سپهر (گسل) از سوی دیگر است. در مورد روستاهای ییلاقی شیرکوه نیز همین تعامل بین هواسپهر (پرفشار آزور) و سنگ سپهر (نقش دمای ارتفاعات شیرکوه) برقرار است.

شکل ۱-۱) ویژگی لانه‌گزینی پهنه‌های اقلیمی



از این مقلمه‌ی کوتاه چنین بر می‌آید که برای شناخت آب و هوای هر قلمرو جغرافیایی گذشته از شرایط جوی (هواسپهر) باید به شرایط آب‌شناختی، زمین‌شناختی و بوم‌شناختی آن نیز توجه کرد. از سوی دیگر همواره باید بررسی اقلیم هر قلمرو جغرافیایی را از مقیاس کلان آغاز کرد و در صورت لزوم تا مقیاس خُرد به پیش برد چون چارچوب اقلیم هر محل محصول عملکرد پدیده‌های کلان مقیاس است و پدیده‌های خُرد مقیاس عامل شکل‌گیری خُرده نواحی اقلیمی هستند. در این بررسی همواره باید این نکته را در نظر داشته باشیم که در هر مقیاس معین، یا بازیگران متفاوتی نقش‌آفرینی می‌کنند و یا بازیگران یکسانی با درجات اهمیت متفاوت عمل می‌کنند. ویژگی‌های نسبتاً ثابتی که در آب و هوای نواحی مختلف ایران دیده می‌شود عمدتاً به سبب عرض جغرافیائی، ناهمواری و همسایگی با توده‌های بزرگ آب شکل گرفته‌اند و

ویژگی‌های متغیر و بی‌ثبات آن بیشتر ناشی از چگونگی عملکرد سامانه‌های جوی است. بنابراین پیش از بررسی وجوه بی‌ثبات‌تر اقلیم ایران، به بررسی وجوه ثابت‌تر آن می‌پردازیم.

عرض جغرافیائی

عرض جغرافیائی از یک سو تعیین‌کننده‌ی موقعیت جغرافیائی ایران نسبت به محل استقرار و مسیر جابه‌جایی سامانه‌های همدید و از سوی دیگر تعیین‌کننده‌ی اندازه‌ی تابش دریافتی کشور است. اهمیت عرض جغرافیائی در شکل‌گیری اقلیم ایران و مرزبندی نواحی اقلیمی در ایران به دلیل ارتباط آن با زاویه‌ی تابش خورشید و در نتیجه مقدار تابش دریافتی کشور در ایام مختلف سال است. یکی از دلایلی که گرم‌ترین نواحی اقلیمی ایران در کمربند ساحلی جنوب ایران استقرار یافته‌اند همین است. اساساً جابه‌جایی کمربندهای گرمائی ایران در طول سال از تغییرات زاویه‌ی تابش خورشید و در نتیجه تغییر ترازمندی تابش خالص پیروی می‌کند. با این حال نقش عرض جغرافیائی در آرایش نواحی گرمائی ایران بسیار ضعیف‌تر از ارتفاع است. نقش ارتفاعات در شکل‌گیری نواحی گرمائی ایران صدها برابر نقش عرض جغرافیائی است.

چنان‌که گفتیم نقش اقلیمی عرض جغرافیائی بیشتر از لحاظ مقدار تابش دریافتی است. زاویه‌ی تابش و طول روز تعیین‌کننده‌ی مقدار تابشی است که یک محل معین می‌تواند دریافت کند و هر دو به عرض جغرافیائی محل بستگی دارند. از آنجا که ایران عمدتاً در منطقه‌ی جذب حاره قرار گرفته در تمام طول سال زاویه‌ی تابش خورشید در مناطق جنوبی آن بیشتر است (شکل ۱-۲). مقدار تابش دریافتی هر محل طبق روابط ذیل به ارتفاع خورشید و عرض جغرافیائی محل بستگی دارد.

$$I = I_0 \times \sin \alpha \quad \alpha = 90 - \varphi + \delta$$

$$\delta = 23.45 \times \sin \left[\frac{360}{365} N \right] \quad I_0 = 240 \text{ w.m}^{-2}$$

در اینجا N تعداد روزهای سپری شده از اول فروردین، δ زاویه‌ی میل خورشید، α ارتفاع خورشید، φ عرض جغرافیائی، I ثابت خورشیدی و I مقدار تابش دریافتی محل مورد نظر است.

پیش: مقدار تابش دریافتی یزد در روز بیستم اردیبهشت چه اندازه است. عرض جغرافیایی یزد

۳۱ درجه و ۵۴ دقیقه شمالی است.

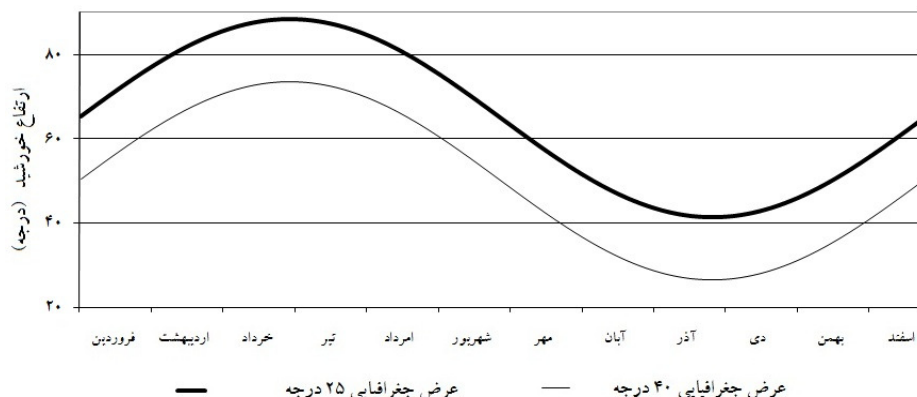
پاسخ: برای روز بیستم اردیبهشت $N = 31 + 20 - 1$ و مقدار میل خورشید $17/8$ درجه، زاویه ی

تابش در هنگام ظهر $75/9$ درجه و مقدار تابش دریافتی $232/8$ وات بر متر مربع در مرز جو.

آزمون: ارتفاع خورشید در هنگام ظهر (نیمروز) اول فروردین، اول تیر و اول دی ماه را برای محل زندگی خود محاسبه و بر روی شکل ۱-۲ پیاده کنید. محل زندگی شما در قیاس با زاویه تابش خورشید در شمال و جنوب ایران چه موقعیتی دارد؟

آزمون: مقدار تابش دریافتی محل زندگی خود را در روز اول فروردین، اول تیر و اول دی ماه محاسبه کنید.

شکل ۱-۲) مقایسه ی ارتفاع خورشید در جنوب و شمال ایران

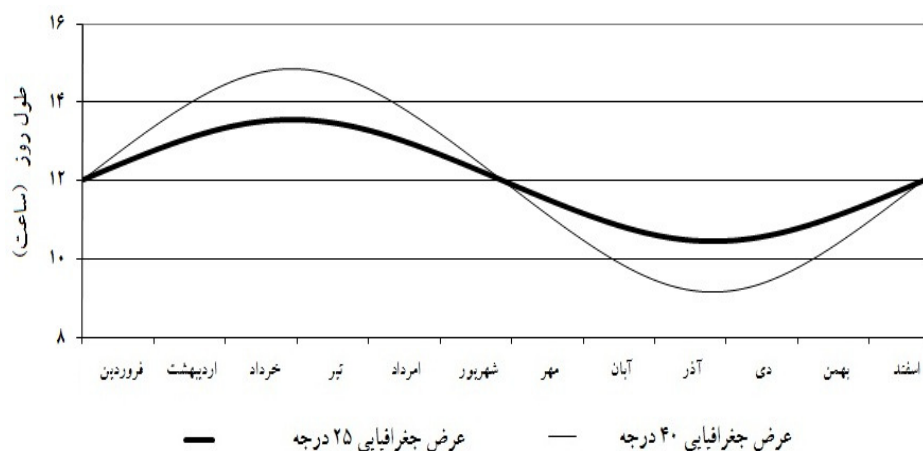


از سوی دیگر طول روز که بستگی به موقعیت دایره ی روشنائی دارد در نیمه ی گرم سال که خورشید در نیمکره ی شمالی است در عرض های بالاتر، بیشتر است. در نیمه ی سرد سال که خورشید به نیمکره ی جنوبی منتقل شده است طول روز در عرض های پایین تر، بلندتر است (شکل ۱-۳). در نتیجه در نیمه ی گرم سال، بلندی طول روزها در عرض های شمالی تر، کوچکی زاویه ی

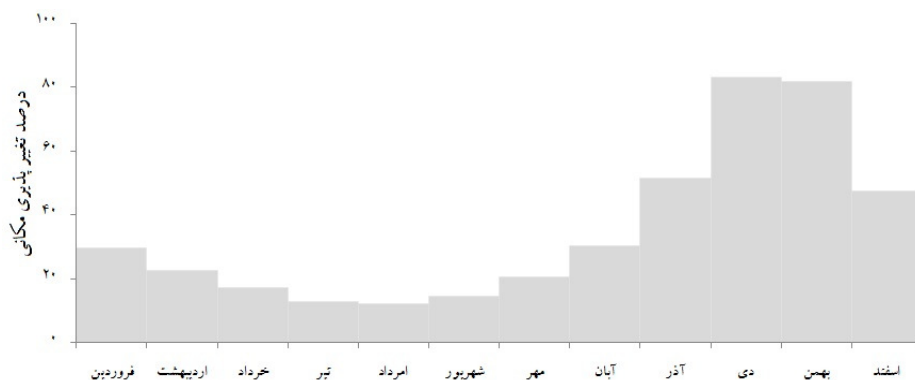
تابش خورشید را تا اندازه‌ای جبران می‌کند و در عرض‌های جنوبی‌تر هر چند زاویه‌ی تابش بزرگ است اما طول روزها کوتاه‌تر است و به همین دلیل تفاوت انرژی دریافتی نواحی شمالی و جنوبی کشور کاهش می‌یابد و انرژی دریافتی در سراسر ایران زیاد است و اقلیمی گرم همه‌ی کشور را در بر می‌گیرد. بررسی ضریب تغییرپذیری مکانی دمای ایران در ماه‌های مختلف که نشان دهنده‌ی میزان تفاوت مکانی دما است مؤید همین واقعیت است. به بیان دیگر با نزدیک شدن به نیمه‌ی گرم سال از تفاوت‌های مکانی دما کاسته می‌شود (شکل ۴-۱).

از آنجا که مسیر حرکت سامانه‌های بارانزایی که از ایران می‌گذرند عمدتاً غربی است طبعاً عرض جغرافیائی نقشی در آرایش مکانی بارش بازی نمی‌کند اما چون سامانه‌های بارانزا مسیرهای مداری دارند زمان دریافت بارش آرایشی مداری دارد. در عین حال در سراسر کمربند شمالی ایران عرض جغرافیائی بالاتر امکان بهره‌مندی این مناطق را از منابع رطوبتی مسیرهای بارانزای شمالی‌تر فراهم ساخته است. با این حال عرض جغرافیائی را در مجموع به عنوان یک عامل خیلی قوی در شکل‌گیری نواحی اقلیمی ایران ارزیابی نمی‌کنیم. گرچه از آن جهت که تعیین‌کننده‌ی موقع ریاضی کشور است نقش بسیار مهمی دارد.

شکل ۳-۱) مقایسه‌ی طول روز در جنوب و شمال ایران



شکل ۴-۱) ضریب تغییرپذیری مکانی دما در ایران (درصد)



آزمون: ضریب تغییرپذیری ماهانه دمای نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به محل زندگی خودتان را محاسبه کنید. در چه ماه‌هایی تغییرپذیری دما بیشتر است؟ تفاوت تغییرپذیری دما را چگونه توجیه می‌کنید؟ مقادیر به دست آمده را با مقادیر شکل ۴-۱ مقایسه کنید.

آزمون: طول روز در اول تیر و اول دی ماه در محل زندگی شما چه اندازه است. مقادیر به دست آمده را بر روی شکل ۳-۱ پیاده کنید و طول روز در محل زندگی خود را با شمال و جنوب کشور مقایسه کنید.

نهمولری ها

چنان‌که پیش از این گفتیم اقلیم هر قلمرو جغرافیایی گذشته از شرایط جوی به وضعیت آب‌شناختی، زمین‌شناختی و بوم‌شناختی نیز بستگی دارد. در حالی که شرایط جوی چارچوب اقلیم

هر قلمرو را می‌سازد و اقلیم پهنه‌های کلان را تعیین می‌کند تفاوت مکانی شرایط غیرجوی منجر به شکل‌گیری پهنه‌های اقلیمی متمایز در دل پهنه‌های اقلیمی بزرگ‌تر می‌شود. در ایران ناهمواری و دوری و نزدیکی به دریا از مهم‌ترین بازیگران اقلیمی هستند.

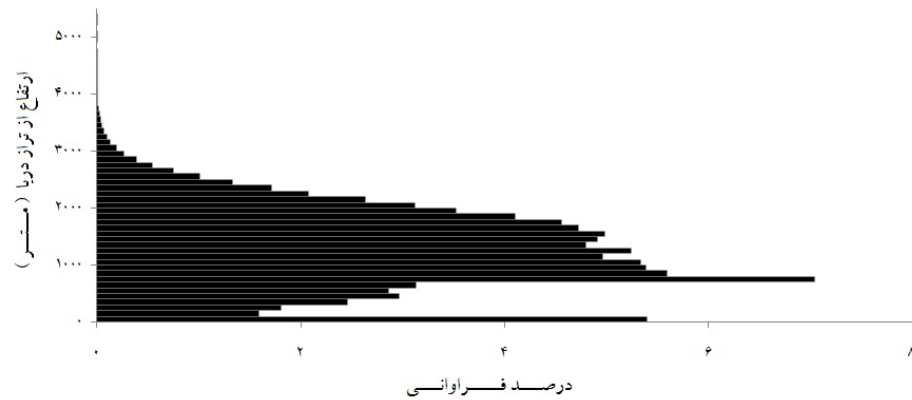
نقش ناهمواری‌ها در آرایش نواحی اقلیمی ایران بسیار مهم است. در این میان به ویژه باید به نقش ناهمواری‌های بزرگ یعنی رشته کوه‌های زاگرس و البرز اشاره کرد که به ویژه آرایش مکانی دما و بارش را تعیین می‌کنند. به همین دلیل است که مرز نواحی آب و هوایی ایران عمدتاً از پیکربندی ناهمواری‌ها پیروی می‌کند.

ایران کشوری است ناهموار و ارتفاع میانگین آن از تراز دریا حدود هزار و دویست و پنجاه متر است. با این حال دامنه‌ی تغییرات ارتفاع بسیار زیاد است و از کراهِه‌های خزر که ارتفاع آن زیر سطح آب‌های آزاد است تا چکاد دماوند که بیش از پنج هزار و ششصد متر از سطح آب‌های آزاد ارتفاع دارد در تغییر است (شکل ۵-۱، شکل ۸-۱). همین تنوع ناهمواری یکی از اساسی‌ترین عوامل تنوع اقلیمی در ایران است؛ به طوری که کمربندهای ارتفاعی مختلف، آب و هواهای متفاوتی را تجربه می‌کنند.

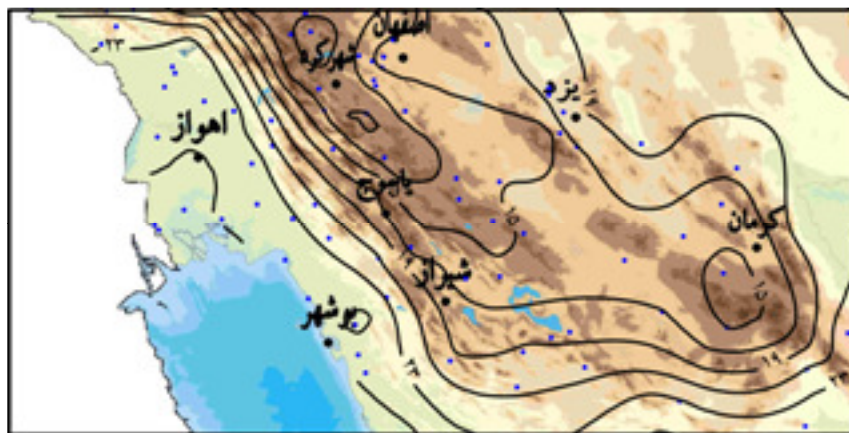
نقش ناهمواری‌ها در آرایش مکانی دما در ایران بسیار آشکار است و در همه جا با افزایش ارتفاع از دمای هوا کاسته می‌شود (شکل ۶-۱). با این حال دخالت دیگر عناصر جوی به ویژه رطوبت سبب می‌شود تا افتاهنگ محیطی دما در همه جای ایران یک اندازه نباشد. اگر ایران سرزمینی هموار همچون شبه‌جزیره‌ی عربستان بود دمای آن حدود شش درجه‌ی سلسیوس گرم‌تر از دمای کنونی آن می‌بود. بنابراین رشته کوه‌های ایران نقش بسیار مهمی در تعدیل دما بازی می‌کنند و از شدت حاکمیت یک اقلیم بیابانی بر ایران می‌کاهند. چیرگی اقلیم بیابانی بر چاله‌ها و دشت‌های کم‌ارتفاع داخلی مؤید همین نظر است.

سازندگان آب و هوای ایران ۱۱

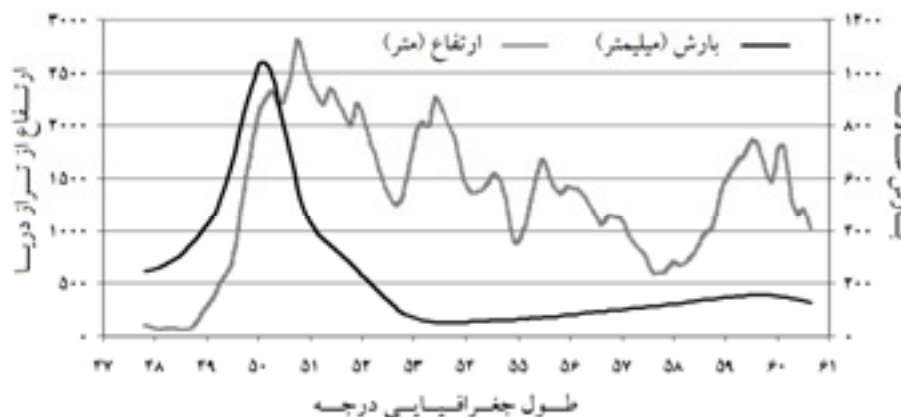
شکل ۱-۵) توزیع ارتفاعی ایران (درصد مساحت واقع بین خطوط هم ارتفاع)



شکل ۱-۶) پیروی دما از پیکربندی ناهموری



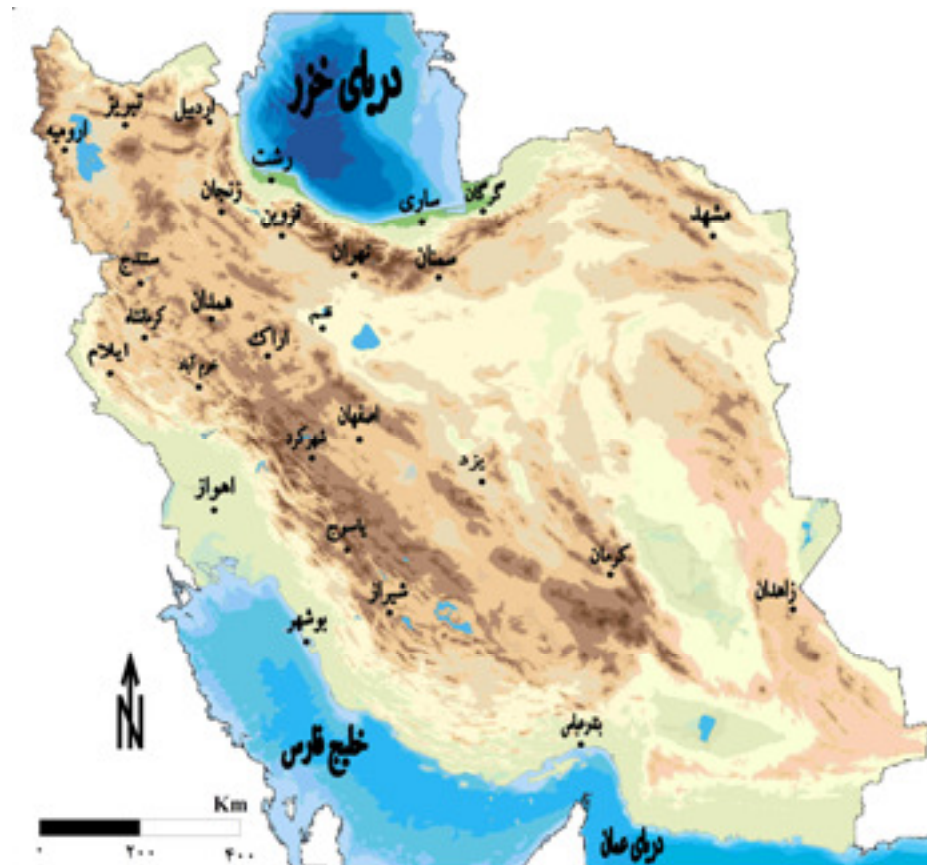
شکل ۱-۷) برش بارش و ارتفاع در راستای مدار ۳۲ درجه



اثر ناهمگونی بر بارش به چند دلیل چندان ساده نیست. یکی این که شیو عمودی بارش (نسبت اختلاف بارش دو نقطه به اختلاف ارتفاع همان دو نقطه که می توان مثلاً آن را بر حسب میلیمتر بر متر سنجید) در همه ی کوهستان های کشور یک اندازه نیست و حتی در یک کوهستان معین شیو عمودی بارش بر روی دامنه های روبه باد (بادگیر) و پشت به باد (بادپناه) یکی نیست. دوم این که در همه جا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی یابد. سوم این که در مناطقی هم که مقدار بارش با افزایش ارتفاع زیادتر می شود این همبستگی تا چکاد کوه ها ادامه نمی یابد و از یک ارتفاع معین به بالا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی یابد (شکل ۱-۷).

چهارم و بدتر از همه این که در کنار پیچیدگی رابطه ی بارش و ارتفاع چون بلندترین ایستگاه اندازه گیری در ایران در ارتفاع حدود ۲۷۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد برای بخش مهمی از کشور که در واقع منبع و انبار آب کشور به شمار می آید آگاهی اقلیمی در دست نداریم.

شکل ۸-۱) ساختار کلی نهاموری های ایران



آزمون: در باره ی ارتفاع یزد و شیرکوه تحقیق کنید. سپس به شکل ۶-۱ نگاه کنید. در حالی که همدمای ۱۸ درجه سلسیوس ل نزدیک یزد می گذرد بر روی دامنه ی شیرکوه همدمای ۱۵ درجه دیده می شود. اختلاف دمای یزد و شیرکوه را با اختلاف ارتفاع آنها مقایسه و درباره ی آن بحث کنید.

آزمون: به شکل ۱-۶ نگاه کنید و درباره‌ی اثر دمای توده‌ی هزار و لاله‌زار بحث کنید.

آزمون: به شکل ۱-۶ دقت کنید. خطوط همدم در جنوب توده‌ی هزار و لاله‌زار فشرده و روی دامنه‌های شمالی و غربی آن باز است. اگر فشردگی خطوط همدم در شرق و غرب شهرکرد را نیز مقایسه کنید همین تفاوت را خواهید دید. تفاوت شیب دما در شرق و غرب شهرکرد و شمال و جنوب توده‌ی هزار و لاله‌زار را چگونه توجیه می‌کنید.

آزمون: شکل ۱-۷ نشان می‌دهد که با گذر از دامنه‌های غربی زاگرس ارتفاع اثر چندانی بر بارش ندارد این پدیده را چگونه توجیه می‌کنید.

آزمون: محل زندگی شما از تراز دریا چه اندازه ارتفاع دارد؟ آیا ارتفاع نقش تعیین‌کننده‌ای بر اقلیم محل زندگی شما دارد؟ ارتفاع بر چه جنبه‌هایی از اقلیم محل زندگی شما اثر می‌گذارد؟

آزمون: ارتفاع و میانگین دمای سالانه‌ی شش ایستگاه هواسنجی پیرامون محل زندگی خود را بر روی یک نمودار پیاده کنید و درباره‌ی اثر ارتفاع بر دما بحث کنید. با توجه به نموداری که رسم کرده‌اید مقدار کاهش دما به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع چه اندازه است؟

آزمون: به کمک نموداری که در آزمون پیشین رسم کردید بگویید اگر محل زندگی شما در تراز دریا قرار داشت دمای آن چه اندازه بود؟

آزمون: درباره‌ی تفاوت‌ها و شباهت‌های اقلیمی دو نقطه‌ی هم ارتفاع که یکی بر روی دامنه‌ی برآفتاب و دیگری بر روی دامنه‌ی نسا راست بحث کنید.

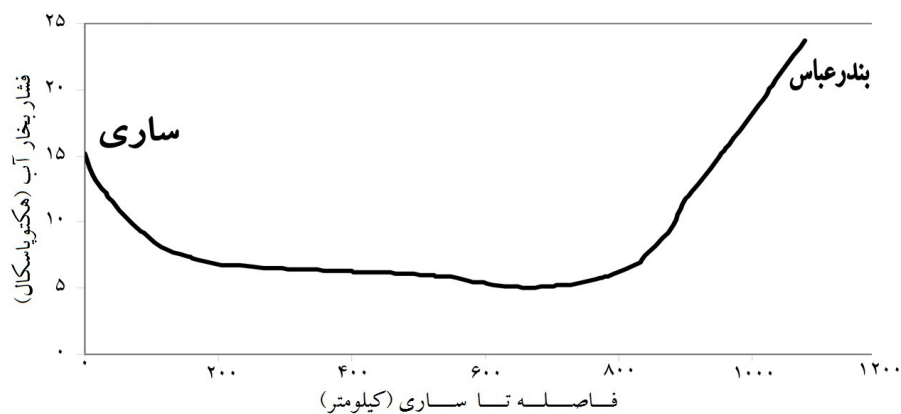
آزمون: درباره‌ی تفاوت‌ها و شباهت‌های اقلیمی دو نقطه‌ی هم ارتفاع که یکی بر روی دامنه‌ی بدگیر و دیگری بر روی دامنه‌ی بادپناه است بحث کنید.

آزمون: ارتفاع و میانگین بارش سالانه‌ی شش ایستگاه هواسنجی پیرامون محل زندگی خود را بر روی یک نمودار پیاده کنید و درباره‌ی اثر ارتفاع بر بارش بحث کنید. با توجه به نموداری که رسم کرده‌اید مقدار تغییر بارش به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع چه اندازه است؟ آیا وابستگی بارش به ارتفاع قوی‌تر است یا وابستگی دما به ارتفاع؟ تفاوت وابستگی این دو عنصر اقلیمی به ارتفاع را چگونه ارزیابی می‌کنید؟

دوری و نزدیکی به دریا

در ایران مقدار رطوبت جو بستگی زیادی به فاصله‌ی نقاط تا توده‌های بزرگ آب در شمال و جنوب کشور دارد. در شمال به دلیل وجود سد کوهستانی البرز رطوبت دریا نمی‌تواند تا اعماق خشکی گسترش یابد اما در جنوب به دلیل وجود سرزمین‌های هموار در راستای ساحل، رطوبت دریا تا عمق خشکی نفوذ می‌کند (شکل ۹-۱). با این وجود در جنوب به دلیل پایداری پویشی، تزریق رطوبت دریا به جو تنها سبب حاکمیت شرجی می‌شود و به تشکیل ابر و بارش منتهی نمی‌شود. در مقابل، در کرانه‌های شمالی عملکرد عوامل صعود، رطوبت تزریق شده به جو را به ابر و بارش تبدیل می‌کند. بنابراین موقعیت کرانه‌ای، مفهوم اقلیمی دارد و در مرزبندی نواحی اقلیمی خود را نشان می‌دهد.

شکل ۹-۱) اثر همسایگی با توده‌های بزرگ آب بر رطوبت جو
(نیمرخ میانگین سالانه فشار بخار جو از ساری تا بندرعباس)



آزمون: از روی شکل ۹-۱ شیب کاهش رطوبت جوی با دور شدن از دریا را برای شمال و جنوب ایران محاسبه کنید. اندازه‌ی شیب شمال و جنوب را مقایسه کنید. چه دلایلی برای تفاوت آنها می‌توان برشمرد؟

آزمون: شکل ۹-۱ نشان می‌دهد که مقدار رطوبت جوی در یک مسافت تقریباً شصصد کیلومتری ثابت مانده است. این ویژگی را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: با توجه به این که فشار بخار آب در ایران بزرگ‌ترین حدود ۷ هکتوپاسکال است آیا انجام عملیات بارورسازی ابرها را راه حل افزایش بارش در ایران می‌دانید؟

آزمون: رطوبت جوی در کرانه‌های شمالی کشور بیشتر است یا کرانه‌های جنوبی؟ تفاوت مقدار

رطوبت جوی در کرانه‌های شمالی و جنوبی کشور را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: با توجه به کمبود شدید بارش و محدودیت منابع آب آیا امکان بهره‌برداری از رطوبت جوی در کرانه‌های جنوبی کشور وجود دارد؟

آزمون: با توجه به تعریف فشار آب موجود در جوی که فشار بخار آب آن ۲۰ هکتوپاسکال باشد چه اندازه است؟

پدیده‌های کلان اقلیم شناختی

گردش عمومی هوا از اجزاء مختلف ولی مرتبط به هم تشکیل شده است. مقیاس زمانی و مکانی کش این اجزاء متفاوت است. با این‌که به دلیل وجود سازوکار پیوند از دور در دستگاه اقلیم تغییر هر یک از این اجزاء، کم و بیش بر اقلیم همه‌ی سیاره اثر می‌گذارد اما چون هر یک از اجزاء گردش عمومی هوا در بُرد و بازه‌ی ویژه‌ای فعالیت می‌کنند اقلیم هر قلمرو عمدتاً تابعی از همان اجزائی از گردش عمومی هواست که در همسایگی آن محل فعالند.

چرخه‌ی هدلی، چرخه‌ی فرل، چرخه‌ی قطبی، پرفشارهای جنب‌حاره، بادهای غربی، رودبادها

(رودباد شرقی، رودباد جنب‌حاره، رودباد جبهه‌قطبی)، کم‌فشارهای جنب‌قطبی، تاوه‌ی قطبی،

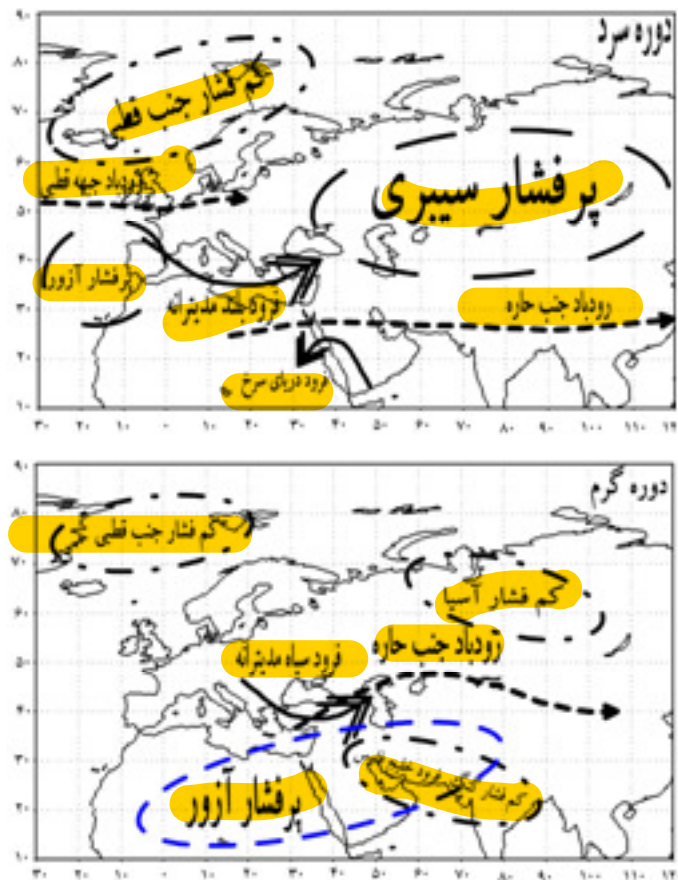
امواج ژرَبای، کمربند همگرایی حاره و جبهه‌ی قطبی نمونه‌هایی از اجزاء گردش عمومی هوا هستند. آب و هوای ایران به دلیل موقعیت جغرافیایی آن وابسته به برخی از این اجزاء است که

عبارتند از: پرفشار آزور، کم‌فشار گنگ و فرود خلیج فارس، کم‌فشار جنب‌قطبی، کم‌فشار آسیایی،

رودباد جنب حاره، رودباد جبهه‌ی قطبی، جبهه‌ی قطبی، فرود سیاه - مدیترانه، فرود دریای سرخ،

پرفشار سیری، فرود بلند مدیترانه، و بادهای غربی (شکل ۱۰-۱).

شکل ۱۰-۱) برخی از سامانه‌های همدید مؤثر بر اقلیم ایران



تاکنون پژوهش‌های زیادی درباره‌ی نقش برخی از این سامانه‌های جوی در اقلیم پاره‌ای از ایستگاه‌های هواشناسی ایران انجام شده است. در گذشته اکثر قریب به اتفاق این تحقیقات به کمک نقشه‌های سنتی ماهانه انجام می‌شد اما امروزه واکاوی (تحلیل) رقومی داده‌های روزانه بیشتر مورد توجه قرار گرفته است. به همین دلیل در پژوهش‌های اخیر امکان انجام تحلیل‌های همدید نوین مانند تحلیل همبستگی، تحلیل مؤلفه‌ی اصلی و تحلیل خوشه‌ای فراهم شده و انجام گرفته است. در

واقع دانش اقلیم‌شناسی همدید به آن معنایی که پس از جنگ جهانی دوم در ایالات متحده پدید آمد در ایران دانشی جوان به شمار می‌آید. اگر بخواهیم اثر هر یک از اجزاء گردش عمومی هوا را بر اقلیم ایران بشناسیم ناگزیریم دست کم اصول واکاوی‌های رقومی (سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی)، تحلیل‌های چندمتغیری، اصول زمین آمار و دینامیک جو را بدانیم و بتوانیم این تحلیل‌ها را در محیط‌های رایانه‌ای پیاده کنیم. در ایران تعداد تحقیقاتی که برای این پشته‌ی قوی استوار بوده باشد رو به افزایش است و اقلیم‌شناسی همدید در ایران همچنان مسائل فراوانی برای بررسی در دست دارد که حل آنها به افزایش شناخت ما از آب و هوای کشور خواهد انجامید. اگر ادعا کنیم که هم اکنون آگاهی‌های ما از اقلیم ایران حتی نسبت به آنچه با داده‌ها و ابزارهای کنونی می‌توانستیم داشته باشیم بسیار ناچیز است چندان اشتباه نکرده‌ایم. به ویژه در این روزها که فراوانی، شدت و قلمرو نفوذ توفان‌های گرد و غبار افزایش یافته، تعداد بیشتری از توفان‌های حاره‌ای جنوب شرق ایران را تهدید می‌کند، بر تعداد روزهای بسیار گرم کشور افزوده شده، خشکسالی‌های بلندمدت فشار شدیدی بر منابع آبی کشور وارد آورده و ما را در آستانه‌ی بحران‌های اجتماعی، اقتصادی و زیست محیطی قرار داده است. در یک کلام فهرست بلندی از بلایای اقلیمی همه‌ی ما را به چالش کشیده است. در چنین شرایطی کوشش برای شناخت آب و هوای ایران نه یک فعالیت دانشگاهی محض بلکه یک ضرورت عملی است. در اینجا رفتار برخی از سامانه‌های جوی مؤثر بر آب و هوای ایران که از راه واکاوی همدید آشکار شده‌اند را بررسی می‌کنیم.

آزمون: سامانه‌های همدید تأثیرگذار بر آب و هوای ایران در دوره‌ی گرم و سرد سال کدامند؟

آزمون: سامانه‌های همدید دور از ایران چگونه بر آب و هوای کشور اثر می‌گذارند؟

پرفشار سیری

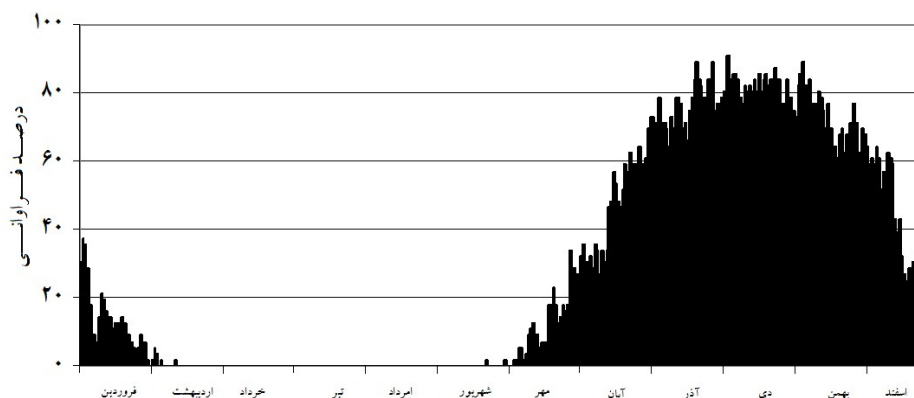
خیزید و خز آرید که هنگام خزان است باد خنک از جانب خوارزم وزل است

پرفشار سیری از میانه‌ی مهر تا میانه‌ی فروردین بر آسیا حاکم است (شکل ۱۱-۱). این سلمانه به سبب گستردگی زیاد از باز یگران اصلی اقلیم اوراسیا در نیمه‌ی سرد سال است. شواهدی در دست است که نشان می‌دهد پرفشار سیری بر روی اقلیم عرض‌های میانه و بالا در اوراسیا اثر بسیار زیادی دارد. برخی محققان بر این باورند که برای تقویت پرفشار سیری، همزمان با سرمایش سطح زمین، تشکیل یک فراز مانع در ورسپهر بالایی نیز لازم است. ایشان فراز مانع یاد شده را جزئی از رشته‌امواجی می‌دانند که از اقیانوس اطلس آغاز می‌شوند. دانشمندان نقش پرفشار سیری را در چارچوب پیوند از دور بر روی اقلیم نیمکره‌ی شمالی بررسی کرده‌اند. ایشان نقش پوشش برفی (برفپوش) آسیا را در شکل‌گیری این پرفشار مهم دانسته‌اند. نقش پرفشار سیری در پیدایش موسمی‌های زمستانی آسیای شرقی نیز با اهمیت است. پژوهشگران نشان داده‌اند که هرچند موسمی‌های زمستانی آسیای شرقی با پرفشار سیری مرتبط است اما امواج سرمای این منطقه با اوج پرفشار سیری همزمان نیست. ایشان تغییرات سالانه‌ی پرفشار سیری را در مجموع با نوسان جنوبی همبسته می‌دانند. برخی از پژوهشگران وجود پیوند ناهم فاز بین پرفشار سیری و نوسان قطبی را پیشنهاد کرده‌اند. به نظر ایشان با تضعیف نوسان قطبی شرایط پویایی (دینامیک) برای تقویت پرفشار سیری فراهم می‌شود.

گونگ (۲۰۰۲:۲) برای بررسی اثر این سامانه بر دما و بارش اوراسیا شاخصی به نام شدت کانون پرفشار سیری تعریف کرده است. این شاخص بر پایه‌ی میانگین منطقه‌ای فشار تراز دریا در محدوده‌ی ۷۰ تا ۱۲۰ درجه‌ی شرقی و ۴۰ تا ۶۰ درجه‌ی شمالی محاسبه می‌شود زیرا به نظر گونگ بخش مرکزی پرفشار سیری عموماً در محدوده‌ی این چارگوش قرار می‌گیرد و فشار آن عموماً از ۱۰۲۸ هکتوپاسکال بیشتر است. با این حال کانون پرفشار سیری همیشه در چارچوب پیشنهادی گونگ قرار نمی‌گیرد. از این گذشته آرایش همفشارها و گسترش مداری زبانه‌های

پرفشار سیری نقش مهم‌تری در اقلیم اوراسیا بازی می‌کند و تنها با تکیه بر فشار مرکزی این سامانه نمی‌توان تصویر درستی از اثر اقلیمی پرفشار سیری بدست آورد (شکل ۱۲-۱).

شکل ۱۱-۱ درصد فراوانی روزانه‌ی پرفشار سیری

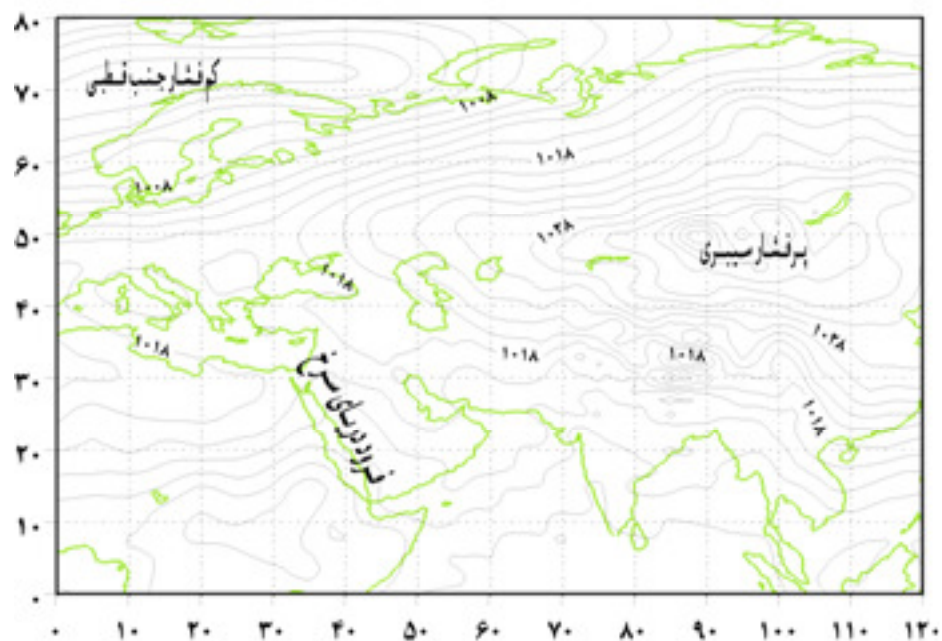


پرفشار سیری یکی از سامانه‌هایی است که در کرانه‌های خزر به ویژه در کرانه‌های جنوب‌غربی، در ایجاد بارش نقش بازی می‌کند. پرفشار دریای سیاه نیز در ایجاد بارش در کرانه‌های خزر نقش بسیار مهمی دارد. البته نقش پرفشار دریای سیاه در ایجاد بارش‌های سنگین بسیار بیش از پرفشار سیری است. در زمان حاکمیت پرفشار دریای سیاه هوای سرد و خشک مسیری طولانی را در راستای نصف‌النهاری بر روی دریا درمی‌نوردد و محتوای رطوبتی آن به شدت افزایش می‌یابد. در مقابل، در زمان حاکمیت پرفشار سیری هوای سرد و خشک مسیری کوتاه‌تر را در راستای مدارها می‌پیماید و مجال چندانی برای افزایش رطوبت پیدا نمی‌کند.

پرفشار سیری نقش دمايي مهمی هم در ایران بازی می‌کند. این پرفشار عمدتاً از شمال شرق و گاهی از شمال غرب در ایران نفوذ می‌کند و هوای بسیار سرد و خشک را بر بخش‌هایی از کشور سرازیر می‌کند. این پدیده به ویژه زمانی که کانون پرفشار موقعیتی غربی‌تر پیدا می‌کند مشهودتر است. بیشتر سرماهای شدیدی که در خراسان دیده شده با گسترش پرفشار سیری و ورود زبانه‌ای از این پرفشار به ایران همراه بوده است. در برخی موارد تقویت کم‌فشار جنب‌قطبی و گسترش آن

به سوی شرق، پرفشار سیری را به درون ایران می‌رانند. یورش هوای سرد به درون کشور در زمانی که پرفشار سیری از شدت چندانی هم برخوردار نیست به همین طریق انجام می‌پذیرد. به همین دلیل اندرکنش پرفشار سیری با کم‌فشار جنب قطبی نقش مهمی در سرماهای شدید ایران بازی می‌کند. گاهی با وجود این که پرفشار سیری بسیار قوی بوده اما چون کانون آن شرقی بوده به ایران وارد نشده است. به همین دلیل شاید اندرکنش یاد شده از موضوع شدت پرفشار سیری مهم‌تر باشد.

شکل ۱۲-۱) میانگین فشار تراز دریا در روز پنجم دی (روزاوج سامانه‌ی سیری)



نقش سرمایشی بادهای شمال شرقی برای ایران چنان مهم است که در سروده‌های چاه‌سرایان خراسانی مانند منوچهری دامغانی بازتاب یافته و آغاز خزان که با وزش بادهای سرد از سوی

خوارزم همراه است را یادآوری می کند چنان که در سروده ی صدراین بخش پاره ای از سروده ی شناخته شده ی او را آورده ایم.

آزمون: در محل زندگی شما بادهای سرد از چه سمتی می وزند؟ آیا این باد نام ویژه ای دارد؟

آزمون: داده های دمای بیشینه ی نزدیک ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. این داده ها را از کوچک به بزرگ مرتب کنید. ده مورد از سردترین روزها را انتخاب کنید. داده های فشار تراز دریای این روزها را برای چهارچوبی که در شکل ۱۲-۱ می بینید از تارنمای سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده که در نشانی زیر قابل دستیابی است <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.surface.html> استخراج کنید. درباره ی نقش پرفشار سیری در ایجاد این سرماها بحث کنید. چند درصد از سرماها ناشی از نفوذ پرفشار سیری به محل زندگی شما بوده اند. چند درصد از آنها توسط سامانه های همدید دیگری پدید آمده اند؟ چند درصد از روزهای سرد محلی وده و با آرایش خطوط فشار قابل توجیه نیستند؟

آزمون: داده های دمای بیشینه ی نزدیک ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را برای تاریخ های داده شده، در جدول زیر گردآوری کنید. آیا این تاریخ ها از سردترین روزهای محل زندگی شما بوده اند؟ نقشه های فشار تراز دریا را برای تاریخ های داده شده استخراج کنید. در کدام یک از این تاریخ ها پرفشار سیری در رخداد سرما نقش داشته است؟ چه سامانه های همدید دیگری در ایجاد سرماهای محل زندگی شما نقش داشته اند؟ درباره ی چگونگی نقش آنها بحث کنید. برای تبدیل تاریخ های خورشیدی به میلادی مثلاً می توانید به نشانی زیر مراجعه کنید.

<http://www.fourmilab.ch/documents/calendar/>

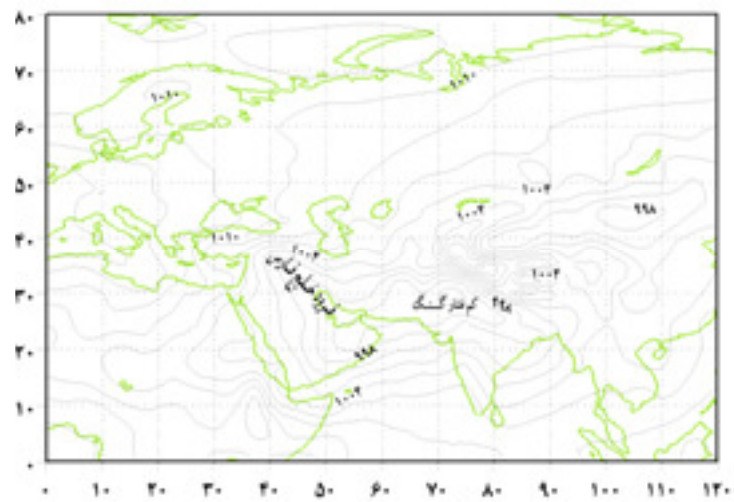
ردیف	تاریخ	ردیف	تاریخ	ردیف	تاریخ
۱	۱۳۵۱/۱۰/۰۴	۴	۱۳۴۲/۱۰/۰۷	۷	۱۳۵۱/۱۰/۰۶
۲	۱۳۵۱/۱۰/۰۵	۵	۱۳۵۱/۱۰/۱۳	۸	۱۳۴۲/۱۰/۳۰
۳	۱۳۴۲/۱۰/۰۶	۶	۱۳۵۱/۱۰/۱۲	۹	۱۳۵۰/۱۲/۰۴

کم فشار گنگ

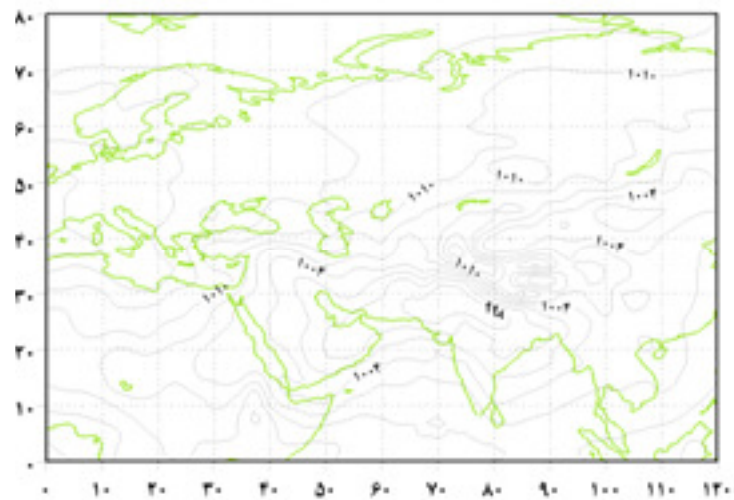
کم فشار گنگ بخشی از گردش موسمی هند است. شکل گیری این کم فشار از اوایل اردیبهشت آغاز می شود، در اواخر تیر به اوج فعالیت خود می رسد (شکل ۱۳-۱) و در اواخر شهریور عملاً محو می شود. به سبب استقرار پر فشار آزر، گرمایش بی در و لژ یک سو و پایداری هوا و افزایش تابش های کوتاه دریافتی به دلیل عدم وجود ابر از سوی دیگر، گرمایش شدیدی در سطح زمین پدید می آید و منجر به گسترش این سامانه ی کم فشار و کم ضخامت به سوی غرب می شود. ضخامت متوسط این کم فشار حدود دو تا سه کیلومتر است. زبانه ای از این کم فشار که از اوایل خرداد بر روی خلیج فارس گسترش می یابد فرود خلیج فارس نامیده می شود (شکل ۱۴-۱).

بلرش های تابستانی در جنوب شرق ایران و بادهای ۱۲۰ روزه ی سیستان با شکل گیری این سامانه ارتباط دارند. جریان پادساعتگرد هوا در این سامانه رطوبت دریاهای جنوبی را به درون خشکی می راند و شرایط شرجی را در کرانه های جنوبی ایران پدید می آورد؛ زیرا به دلیل استقرار پر فشار پویشی آزر بر روی کم فشار کم ضخامت گنگ غالباً امکان صعود و تشکیل ابر و بلرش فراهم نمی شود. در عوض، توفان های گرد و غبار شدیدی شکل می گیرد که تا آن سوی آب های ساحلی ایران و پاکستان گسترش می یابد (شکل ۱۵-۱).

شکل ۱۳-۱) استقرار کم فشار گنگ بر روی ایران در تیر



شکل ۱۴-۱) موقعیت متوسط کم فشار گنگ در دوره ی فعالیت (۶/۱۹ تا ۲/۳)

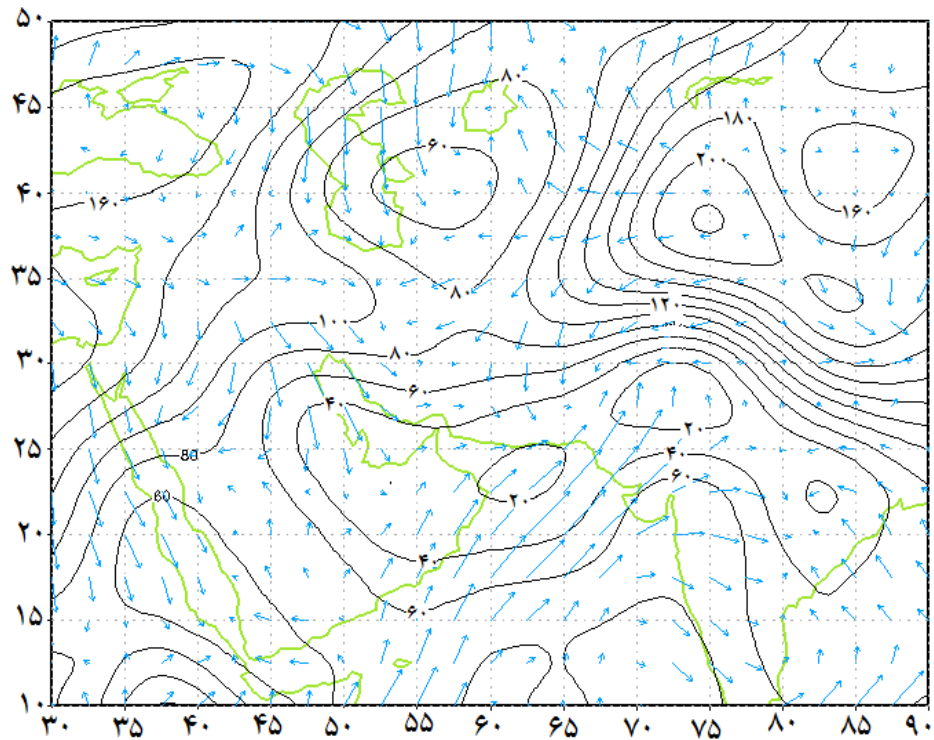


گاهی با تضعیف موضعی پرفشار پوششی لایه‌ی میانی جو، کم‌فشار گنگ رشد عمودی بیشتری پیدا می‌کند و شرایط تشکیل ابر و بارش فراهم می‌شود. در این شرایط بارش‌های بسیار سنگینی در جنوب شرق ایران ریزش می‌کند. شواهد ژئومورفولوژیک (مانند مخروط‌افکنه‌ی عظیم درختگان در نزدیکی شهداد) نشانگر آن است که این گونه رویدادهای جوی پیشینه‌ای طولانی دارد. در منطقه‌ی لوت حاکمیت اقلیم بسیار گرم و خشک در مدتی طولانی سبب انباشت مقادیر بسیار زیادی از مواد خرد شده در حوضه‌های آبی می‌شده است و این بارش‌های سیل آسای همه‌ی این مواد را شسته و مخروط‌افکنه‌های بسیار کلانی همچون درختگان را پدید آورده است. شکل‌گیری کلوت‌ها نیز با همین گونه بارش‌ها ارتباط دارد.

شکل ۱۵-۱) توفان گرد و غبار ناشی از کم فشار گنگ در روز چهارشنبه ۱۳۸۰/۲/۲۶
به لکه‌ی غبار شمال غرب خلیج فارس و غبار بر روی دریای عرب و دریای عمان توجه کنید.
نقشه‌ی ژئوپتانسیل و سرعت باد نشان می‌دهد که غبار حاکم بر خلیج فارس از عراق و غبار حاکم
بر روی دریای عرب و دریای عمان از شبه جزیره‌ی عربستان سرچشمه گرفته است. حاکمیت
کم فشار گنگ با ارتفاع مرکزی یست ژئوپتانسیل متر به روشنی دیده می‌شود. به استقرار فرود
خلیج فارس بر روی شمال غربی خلیج فارس دقت کنید.



شکل ۱۵-۱) دنباله



آزمون: آیا در محل زندگی شما بارش‌های تابستانی رخ می‌دهد؟ آیا در بهار و تابستان از توفان‌های گرد و غبار رنج می‌برید؟

آزمون: اگر در جنوب شرق ایران زندگی می‌کنید فهرستی از روزهای آبی که در ایستگاه هواشناسی نزدیک شما بارش تابستانی ثبت شده تهیه کنید. نقشه فشار تراز دریای این روزها را از تارنمای سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده (<http://www.esrl.noaa.gov/psd>) استخراج

و بررسی کنید. در چند درصد روزهای همراه با بارش تابستانی کم فشار گنگ هم دیده شده است؟ نقش کم فشار گنگ بر روی بارش های تابستانه محل زندگی خود را بحث کنید.

آزمون: داده های بارش روزانه ی یکی از ایستگاه های هواسنجی نزدیک به شهرهای سراوان، ایرانشهر، نیک شهر، لار یا حاجی آباد را گردآوری کنید. نقشه ی فشار تراز دریای این روزها را از تارنمای سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده استخراج و بررسی کنید. در چند درصد روزهای همراه با بارش تابستانی کم فشار گنگ هم دیده شده است؟ چند درصد از بارش ایستگاه انتخابی شما تابستانه است؟

آزمون: فهرستی از روزهایی که در ایستگاه هواسنجی نزدیک شما توفان گرد و غبار با منشأ بیرونی ثبت شده تهیه کنید. نقشه ی فشار تراز دریای این روزها را از تارنمای سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) استخراج و بررسی کنید. در چند درصد روزهای همراه با توفان گرد و غبار کم فشار گنگ هم دیده شده است؟ نقش کم فشار گنگ بر روی توفان های گرد و غبار محل زندگی خود را بحث کنید. تصاویر ماهواره ای روزهای همراه با توفان گرد و غبار را از تارنمای سازمان هوا فضایی ایالات متحده (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>) استخراج کنید. در بلره ی منشأ غبار و موقعیت محل زندگی خود نسبت به قلمرو کش توفان بحث کنید.

فروود دریای سرخ

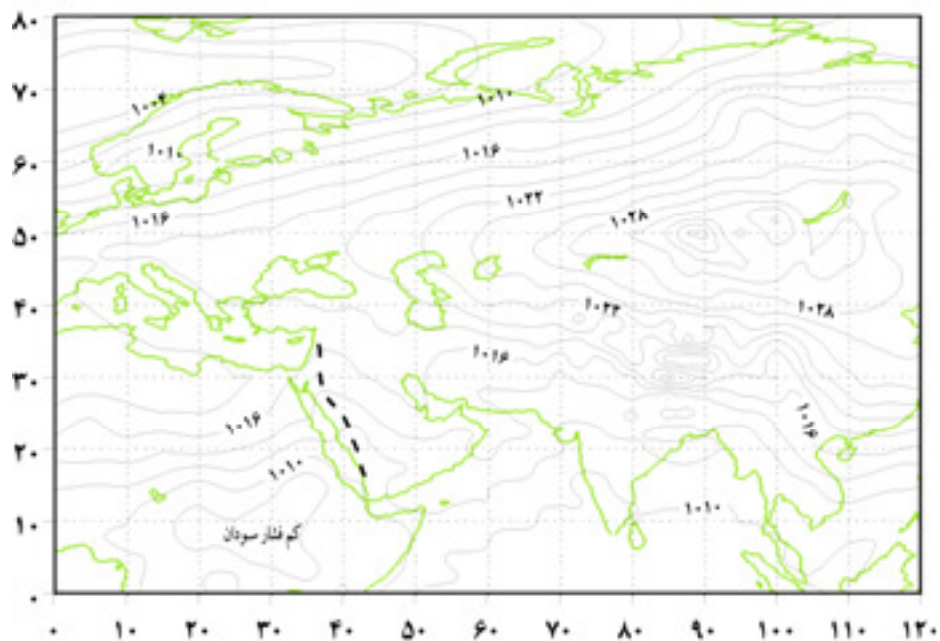
فروود دریای سرخ سامانه ی همدید کم ضخامتی است که از ۴ آبان تا ۲۴ بهمن به مدت ۸۸ روز فعال است. این فروود زبانه ای از کم فشار سودان است که فشار مرکزی آن حدود ۱۰۰۶ هکتوپاسکال است. کانون اول این کم فشار در حوالی بحرالجبیل در ۸۰۰ کیلومتری جنوب غربی

خارطوم و کانون دوم آن در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرقی خارطوم قرار می گیرد. اگر فرود دریای سرخ با استقرار یک فرود در تراز میانی جو همراه شود امکان صعود عمیق و تشکیل ابر و بارش فراهم می شود. در این صورت فرود دریای سرخ در حالت بارانی است. در این مواقع امکان ریزش های سنگین و سیل آسا در جنوب غرب ایران وجود دارد. در صورتی که فرود دریای سرخ با فرود تراز میانی جو همراهی نشود جریان های گرم و خشک را از روی عربستان و عراق به ایران هدایت می کند و توفان های گرد و غبار پدید می آورد در این صورت فرود دریای سرخ در حالت خشک قرار دارد. بنابر این توفان های گرد و غبار و بارش های سیل آسای مناطق جنوب غربی ایران با این سامانه ارتباط دارد. در جنوب، حتی بارش ۲۰۰ میلیمتر در روز نیز در محلی که بارش سالانه ی آن حدود ۱۰۰ میلیمتر است دیده شده است.

آزمون: داده های بارش روزانه ی نزدیک ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را برای تاریخ های داده شده در جدول زیر گردآوری کنید آیا در این تاریخ ها در محل زندگی شما بلرش رخ داده است؟ نقشه های فشار تراز دریا را برای تاریخ های داده شده استخراج کنید. در کدام یک از این تلریخ ها فرود دریای سرخ در ایجاد بلرش نقش داشته است؟ چه سامانه های همدمید دیگری در ایجاد بارش در محل زندگی شما نقش داشته اند؟ در بلره ی چگونگی نقش آنها بحث کنید.

ردیف	تاریخ	ردیف	تاریخ	ردیف	تلریخ
۱	۱۳۷۱/۱۱/۱۴	۴	۱۳۸۰/۱۰/۲۱	۷	۱۳۵۸/۱۱/۲۲
۲	۱۳۷۱/۱۱/۱۵	۵	۱۳۶۵/۰۹/۰۹	۸	۱۳۷۶/۱۰/۱۵
۳	۱۳۶۵/۰۹/۱۰	۶	۱۳۶۵/۰۹/۱۱	۹	۱۳۷۱/۱۱/۱۳

شکل ۱۶- میانگین فشار تراز دریا در دوره‌ی فعالیت فروود دریای سرخ (۴ آبان تا ۲۴ بهمن). محور فروود با خط چین مشخص شده است



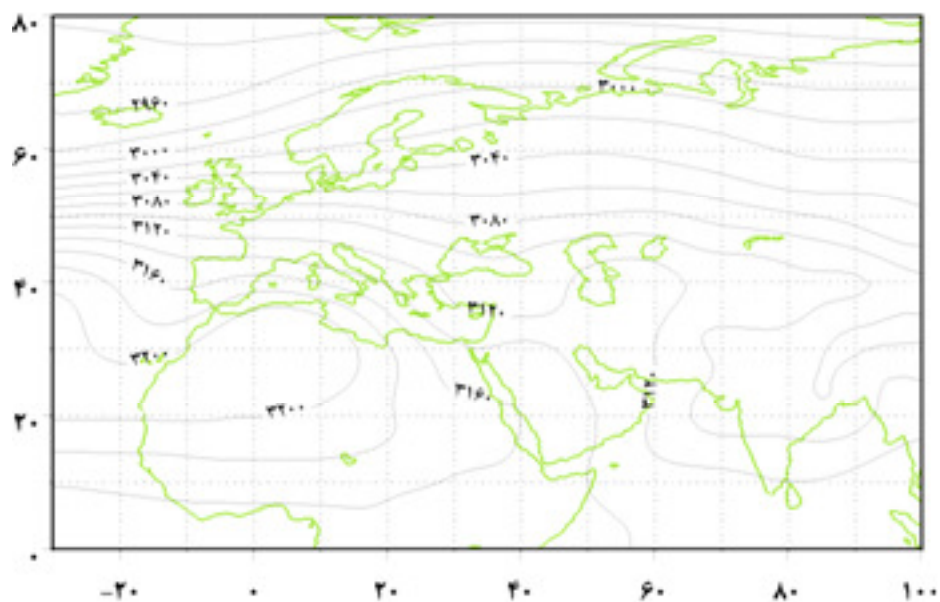
پرفشار آזור

جریان‌های مداری هوا در محل رودباد جنب حاره، سبب انباشت هوا در وردسپهر بالایی در حوالی مدار ۳۰ درجه می‌شود. به سبب همین انباشتگی، هوا از بالا به سوی سطح زمین جریان می‌یابد و سامانه‌های پرفشاری را پدید می‌آورد که به نام پرفشارهای جنب حاره شناخته می‌شوند. پرفشارهای جنب حاره سامانه‌های پویشی بزرگی هستند که محل فرونشینی هوا می‌باشند. این سامانه‌ها به دلیل گرمایش بی‌دررو و ایجاد پایداری، با هوای گرم، آفتابی و خشک همراه هستند. در دوره‌ی گرم

سال زبانه‌ای از پرفشارجذب حاره‌ای آזור که بر روی اقیانوس اطلس شمالی تشکیل می‌شود بر روی ایران استقرار می‌یابد (شکل ۱۷-۱). قلمرو عملکرد این زبانه از تراز ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال گسترش دارد و سبب حاکمیت هوایی گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود. در زیر این پرفشار، کم‌فشار گرمائی کم‌ضخامتی تشکیل می‌شود که به دلیل غلبه‌ی پرفشار پویشی امکان تشکیل ابر و بارش را پیدا نمی‌کند.

با این حال گاهی به دلیل تضعیف پرفشار پویشی، این کم‌فشار گرمائی که از رطوبت بسیار زیادی برخوردار است به تراز چگالش می‌رسد و بارش‌های سنگینی را در جنوب ایران پدید می‌آورد. در دوره‌ی سرد سال با پیشروی بلاهای غربی، پرفشار آזור به عرض‌های جنوبی‌تر مهاجرت می‌کند و راه را برای ورود سامانه‌های بلرانزا به ایران باز می‌کند.

شکل ۱۷-۱) میانگین موقعیت زبانه‌ی پرفشار آזור بر ایران در تیر ماه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال



آزمون: داده‌های دمای بیشینه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را برای آذر ماه ۱۳۷۷ در نظر بگیرید. آیا در این ماه از گرم‌ترین روزهای محل زندگی شما رخ داده‌اند؟ نقشه‌های روزانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را برای این ماه و در چارچوب شکل ۱۷-۱ از تارنمای سازمان جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده استخراج کنید. آیا سامانه‌های حاره‌ای در رخداد گرما در این ماه نقش داشته‌اند؟ چه سامانه‌های هم‌دید دیگری در ایجاد گرما در این ماه در محل زندگی شما نقش داشته‌اند؟ درباره‌ی چگونگی نقش آنها بحث کنید.

رودبادها

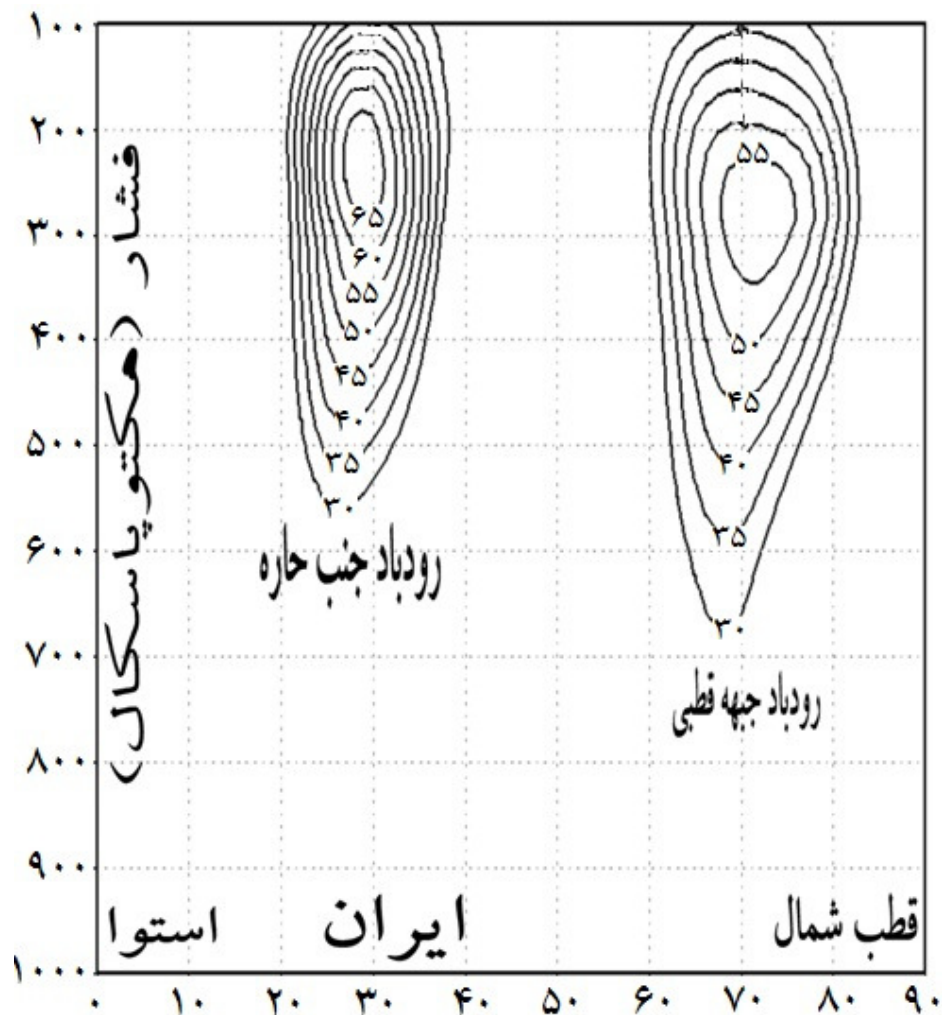
سرعت باد در ارتفاعات مختلف متفاوت است. شیو سرعت باد نسبت به ارتفاع را شیو عمودی باد می‌نامند. در جو آزاد مقدار شیو، تابعی از ساختار دمای جو است. در مناطقی که جو سردتر است ضخامت جو کمتر و در مناطق گرم بیشتر است. مثلاً ضخامت جو بین تراز ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در مناطق استوایی بیشتر و در عرض‌های متوسط و مناطق قطبی کمتر است. در این لایه باد به موازات خطوط هم‌ضخامت می‌وزد و سرعت آن متناسب با شیو ضخامت است. این باد نظری را باد گرمائی می‌نامند. در نیمکره‌ی شمالی اگر پشت به باد بایستیم مناطق کم ضخامت (سرد) در سمت چپ و مناطق پر ضخامت (گرم) در سمت راست قرار می‌گیرد. بنابراین در چنین شرایطی باد دارای جهت غربی خواهد بود. از آنجا که شیو نصف‌النهاری دما در زمستان (نیمکره‌ی شمالی) قوی‌تر است این بادهای غربی در زمستان شدیدترند.

بر اساس آنچه گفته شد در هر دو نیمکره در فاصله‌ی پرفشارهای جنب حاره و کم‌فشارهای جنب قطبی باد عمده‌تاً غربی است و در فاصله‌ی پرفشارهای جنب حاره و استوا بادها شرقی‌اند. کانون بالائی پرفشارهای جنب حاره بر روی مدار ۱۵ درجه قرار می‌گیرد. حداکثر سرعت بادهای غربی بین ۴۵ تا ۶۷ متر بر ثانیه است و در زمستان حتی به ۱۳۵ متر بر ثانیه هم می‌رسد. محدوده‌ی

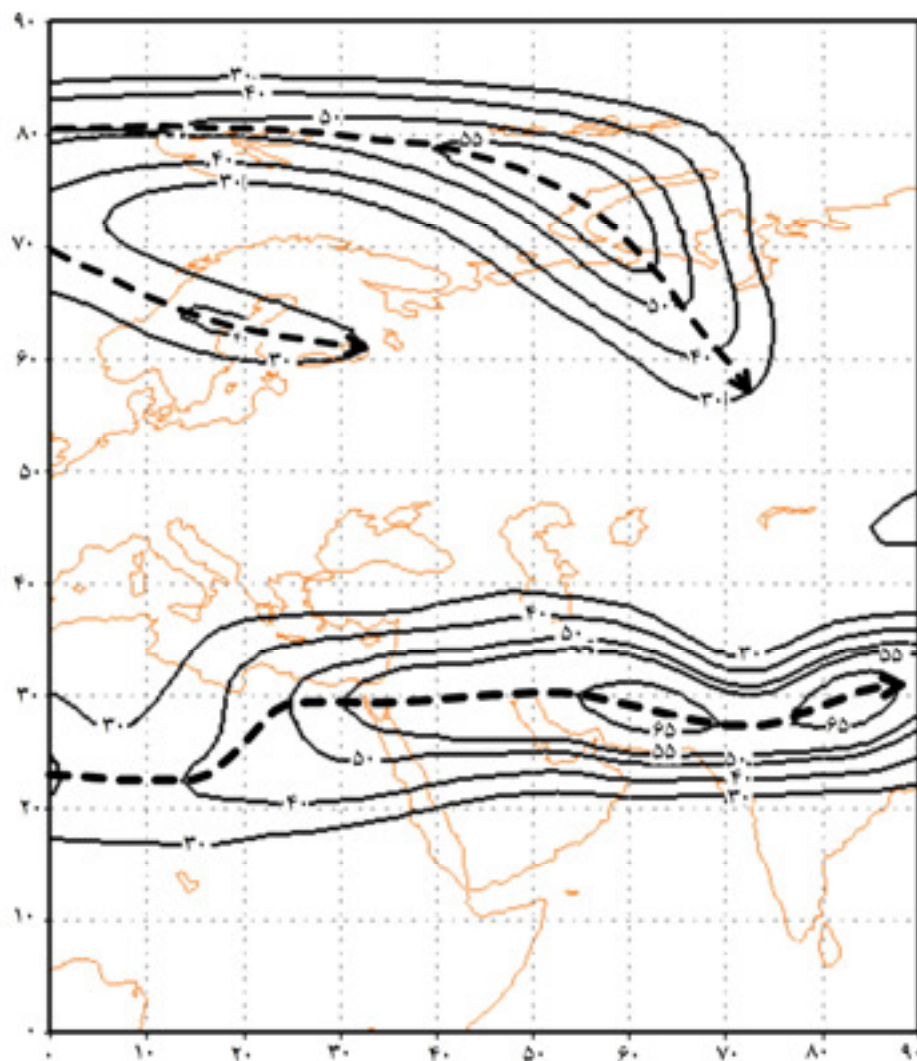
وزش این بادهای بسیلر باریک است و بر روی مدار ۳۰ درجه در ارتفاعی بین ۹ تا ۱۵ کیلومتر قرار دارد. این بادهای پرسرعت را رودباد می‌نامند (شکل ۱۸-۱). محل تشکیل رودبادها منطبق بر کمربند حداکثر شیب وردیست است یعنی منطبق بر محلی است که شیو دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد. بادگرانی مهم‌ترین مؤلفه‌ی رودبادهاست اما دلیل تمرکز شیو نصف‌النهار دما در یک یا چند کمربند باریک هنوز مشخص نیست. برخی معتقدند همشاری باد سبب تمرکز شیو دما در یک محدوده‌ی باریک می‌شود. در نیمکره‌ی شمالی دو رودباد غربی وجود دارد. رودباد شمالی‌تر را رودباد جبهه‌ی قطبی و رودباد جنوبی‌تر را رودباد جنب‌حاره می‌نامند (شکل ۱۹-۱). رودباد جبهه‌ی قطبی محصول شیو شدید دمای هوای قطبی و حاره‌ای است. در حالی که رودباد جنب‌حاره حاصل شیو دمای موجود در وردیست و محدود به وردسپهر بالائی است. رودباد جبهه‌ی قطبی عمدتاً فاقد یکپارچگی است و موقعیت مکانی منظمی ندارد در حالی که رودباد جنب‌حاره خیلی یکپارچه‌تر است. به همین دلیل است که بر روی نقشه‌های میانگین، موقعیت رودباد جنب‌حاره آشکار می‌شود ولی اثری از رودباد جبهه‌ی قطبی دیده نمی‌شود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که هسته‌ی رودبادهای قوی منطبق بر فرودهای امواج رزبای بلند است. در تابستان بر روی هند و افریقا به دلیل گرمایش شدید قاره‌ها شیو دما در وردسپهر بالائی عکس می‌شود و از حالت جنوبی-شمالی به حالت شمالی-جنوبی تغییر جهت می‌دهد. به همین دلیل در این هنگام یک رودباد شرقی حاره‌ای شکل می‌گیرد که تعیین‌کننده‌ی شرایط جوی این مناطق در فصل تابستان است.

آزمون: در بلره‌ی نقش رودبادها در شکل‌گیری چرخه‌های عرض میانه تحقیق کنید و در این زمینه گزارشی بنویسید. داده‌های بلرش روزانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را برای بهمن ماه ۱۳۷۱ گردآوری کنید. آیا در بازه‌ی ۱۳ بهمن ۱۳۷۱ تا ۱۶ بهمن ۱۳۷۱ در این ایستگاه بارندگی رخ داده است. داده‌های بادمداری و نصف‌النهار را گردآوری کنید و در بلره‌ی موقعیت و نقش رودباد در بلرش بحث کنید.

شکل ۱۸-۱) برش عمودی رودباد جنب حاره و رودباد جنبه قطبی در ۱۳۶۲/۱۲/۱ (۶۰ شرقی)



شکل ۱۹-۱) مسیر همان رودبادهای در همان روز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال



رودباد جبهه‌ی قطبی

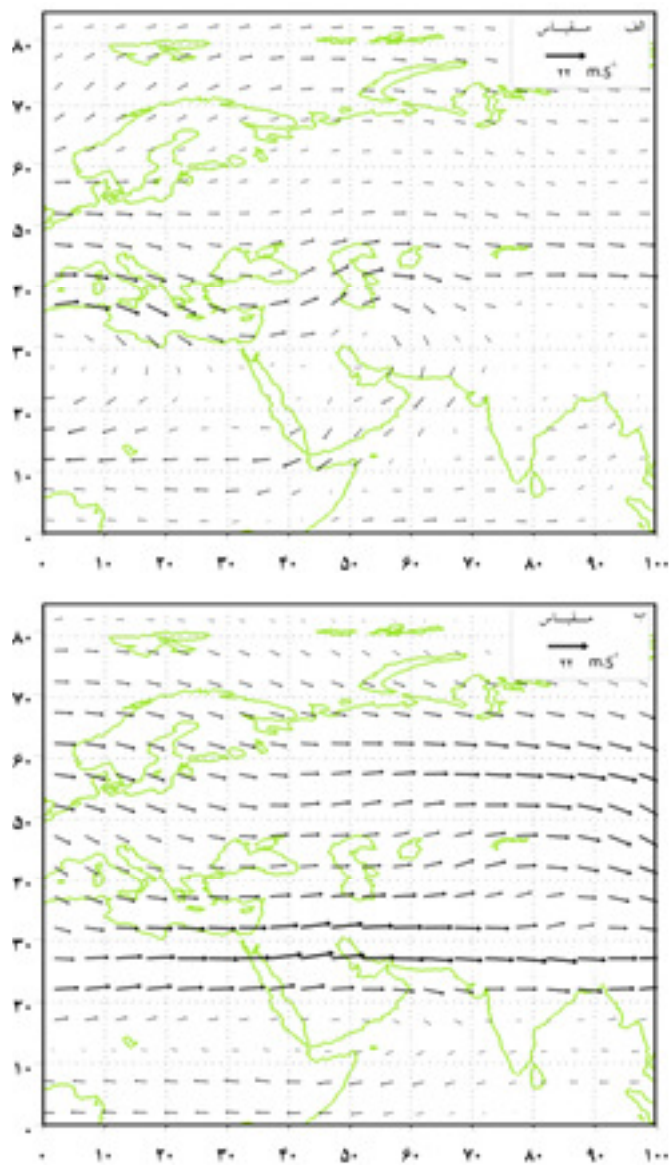
این رودباد بر فراز جبهه‌ی قطبی در تراز ۳۵۰ هکتوپاسکال تشکیل می‌شود. با این حال این رودباد از گسترش ارتفاعی زیادی برخوردار است. هسته‌های سرعت در درون این رودباد بسوی مشرق جابجا می‌شوند. بنابراین هم‌چنان که جبهه‌ی قطبی در شکل‌گیری چرخندها نقش دارد، رودباد جبهه‌ی قطبی و هسته‌های سرعت آن در هدایت و مسیر جابجایی چرخندها نقش دارند. به بیان دیگر موقعیت و شدت چرخندهای عرض میانه به شکل و موقعیت امواجی که در رودباد جبهه‌ی قطبی پدید می‌آیند بستگی دارد و مسیر جابجایی آنها نیز تابعی از مسیر عبور رودباد است. چرخندها در بخش شرقی فرودهای رودباد جبهه‌ی قطبی تشکیل می‌شوند و در زیر رودباد به‌سوی شرق جابجا می‌شوند.

آزمون: درباره‌ی نقش رودباد جبهه‌ی قطبی در شکل‌گیری چرخندهای عرض میانه تحقیق کنید و در این زمینه گزارشی بنویسید.

بادهای غربی

بادهای غربی بادهای ملاوم و گسترده‌ای هستند که جهت غربی دارند. این بادهای وجه غالب جریان‌های جوی در عرض‌های میانه هستند. در نزدیکی سطح زمین بادهای غربی بین مدار ۳۵ تا ۶۵ درجه گسترش دارند اما در ارتفاعات بالاتر جو، بر وسعت آنها افزوده می‌شود و تا عرض‌های شمالی‌تر و جنوبی‌تر کشیده می‌شوند. در دوره‌ی سرد سال با پسروی رودباد جنب حاره از ایران، بادهای غربی وارد کشور می‌شوند و تقریباً در سراسر این دوره بر هوای کشور غلبه دارند (شکل ۲۰-۱). این بادهای سلیمان‌های ناپایدار را به ایران وارد می‌کنند و به همراهی جبهه‌ی مدیترانه‌ای ایران را عرصه‌ی فعالیت اغتشاشات جوی می‌سازند.

شکل ۲۰-۱) وزش بادهای غربی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در تیر ماه (الف) و آذرماه (ب)



جبهه‌ی قطبی

جبهه‌ی قطبی منطقه‌ی ناپوستگی بین هوای گرم عرض‌های پایین با هوای سرد قطبی است که در صورت مهیایی شرایط شکل می‌گیرد. بیشتر چرخندهای عرض‌های میانه محصول جبهه‌ی قطبی هستند. جبهه‌ی قطبی از نظم و پیوستگی زمانی و مکانی چندانی برخوردار نیست. بخشی از جبهه‌ی قطبی که در فصل زمستان بر روی مدیترانه - خزر تشکیل می‌شود جبهه‌ی مدیترانه‌ای نامگذاری شده است. همگرایی هوای قطبی بحری از روی اقیانوس اطلس یا هوای قطبی بری از روی جنوب شرقی اروپا از یک سو با هوای گرم شمال آفریقا از سوی دیگر، سبب تشکیل جبهه بر روی محور مدیترانه - خزر می‌شود. در فصل تابستان این منطقه تحت حاکمیت پرفشار جنب حاره‌ای آزور در می‌آید و جبهه‌زایی متوقف می‌شود. قطعاتی از جبهه‌ی قطبی که بر روی غرب اقیانوس اطلس و همچنین اقیانوس آرام شکل می‌گیرند در تابستان حدود ده درجه به عرض‌های بالاتر منتقل می‌شوند. در این موقع یک کمربند جبهه‌ای بر روی اوراسیا و میانه‌ی امریکای شمالی تشکیل می‌شود علت تشکیل این کمربند جبهه‌ای از یک سو شیونصف‌النهار دما و از سوی دیگر، اثر ناهمواری‌های بزرگ برگردش عمومی هوست است.

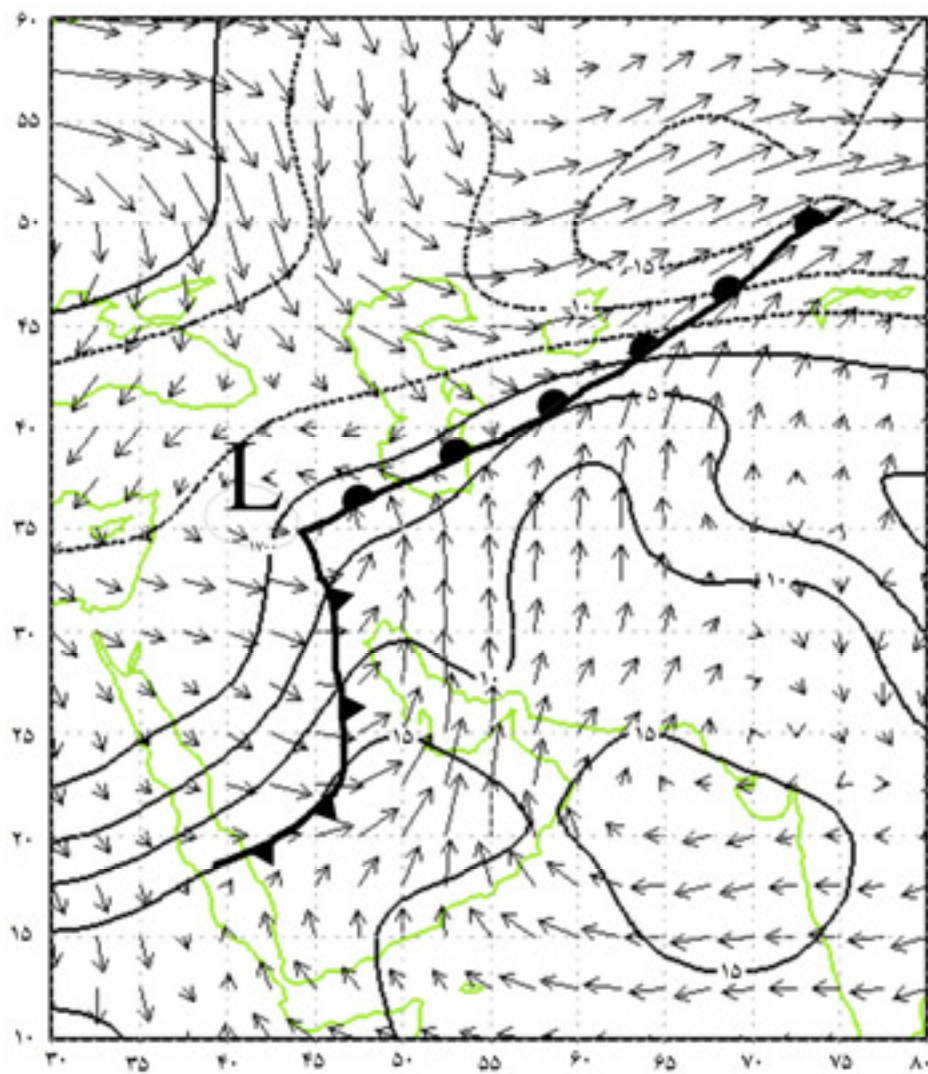
آزمون: در مکتب برگن جبهه‌ی قطبی چگونه توصیف می‌شود و چه رابطه‌ای با شکل‌گیری چرخندهای عرض میانه دارد؟ در این زمینه گزارشی بنویسید.

در زمان تشکیل جبهه‌ی مدیترانه‌ای، جوی کثرفشار و ناپایدار بر منطقه حاکم می‌شود. در صورت همراهی دیگر شرایط، در محل این جبهه چرخندهای جبهه‌دار تشکیل شده و به سوی شرق مهاجرت می‌کنند. بنابراین محل جبهه‌ی قطبی منطقه‌ی مبدله‌ی مقادیر زیادی انرژی است که به صورت چرخندهای عرض میانه در این منطقه‌ی جبهه‌ای پدید می‌آیند. این چرخندها در تأمین بارش ایران نقش مهمی دارند.

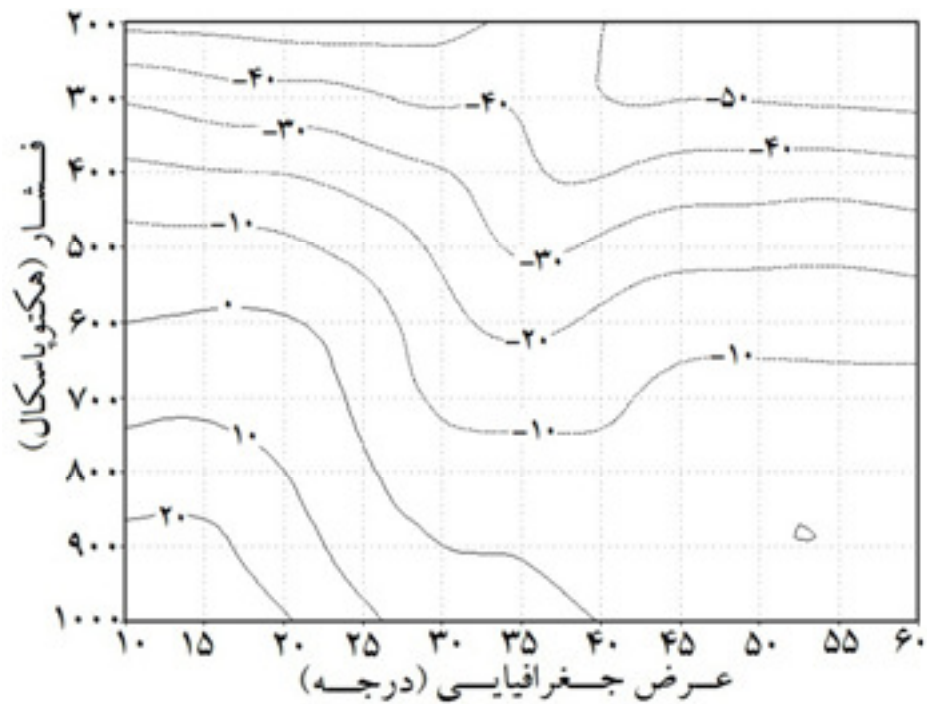
در دوره‌ی سرد سال جبهه‌ی قطبی به عرض‌های پایین‌تر کشیده می‌شود و قلمرو فعالیت آن ایران را نیز فرا می‌گیرد. چون ضخامت این منطقه‌ی جبهه‌ای زیاد است امکان صعود عمیق فراهم می‌شود.

برای نمونه به شکل ۱-۲۱ که مربوط به پربارش‌ترین روز ایران است توجه کنید. در این روز هسته‌ی کم‌فشار در مرز ترکیه، سوریه و عراق حضور دارد و جریان پادساعتگرد هوا را برقرار می‌سازد. در این چرخند جبهه‌دار، ریزش هوای سرد اروپا بر روی شبه جزیره‌ی عربستان از یک سو و استقرار سامانه‌ی وچرخندی بر روی جنوب پاکستان که هوای گرم و مرطوب دریای عرب و دریای عمان را به قطاع گرم سامانه‌ی چرخندی تزریق می‌کند از سوی دیگر موجب بارش سنگین بر روی کشور شده است. شیب تند خطوط همدم که در شکل ۱-۲۲ دیده می‌شود نماینده‌ی کثرفشاری شدید و عمیق بین دریای عمان و خاک ایران است.

شکل ۲۱-۱) استقرار جبهه بر روی ایران در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روز ۱۳۷۱/۱۱/۱۴



شکل ۱-۲۲) نیمرخ ارتفاعی دما (درجه‌ی سلسیوس) بر روی نصف النهار ۴۰ درجه‌ی شرقی در روز ۱۳۷۱/۱۱/۱۴ (به بخش شیبدار که نماینده‌ی محل جدایی توده هوای گرم و سرد است توجه کنید)



چرخندها

چرخندها سامانه‌های همدیدی هستند که در آنها فشار هوا کم، جریان هوا صعودی و جهت وزش باد (در نیمکره‌ی شمالی) پادساعتگرد است. به دلیل حرکات عمودی هوا در چرخندها امکان پیدایش ابر و بارش فراهم می‌شود. چرخندزایی (پیدایش و رشد چرخند) زمانی رخ می‌دهد که فشار هوا کاهش و حرکات صعودی و تلاوایی افزایش یابد. در شرایط زیر فرایند چرخندزایی شتاب می‌گیرد:

- شیو افقی دما شدید باشد (گرفشاری شدید)؛

- پایداری ایستای ضعیف باشد (افتاهنگ محیطی از افتاهنگ استاندارد شدیدتر باشد)؛
- چرخند در عرض میانه و بالا قرار داشته باشد (چون با افزایش عرض جغرافیایی تاوایی بزرگتر می شود)؛
- رطوبت هوا زیاد باشد (چون در هنگام چگالش مقدار زیادی گرمای نهان آزاد می شود و پایداری ایستای را تضعیف می کند)؛
- رودباد دارای امواج بلند باشد (اگر در شرق یک چرخند سطحی یک فراز بالایی و در غرب آن یک فرود بالایی قرار گیرد و اگرایی بالایی تقویت می شود و حرکات صعودی قوت می گیرد)؛
- چرخندزایی روی دامنه های شرقی بادپناهی محتمل است.

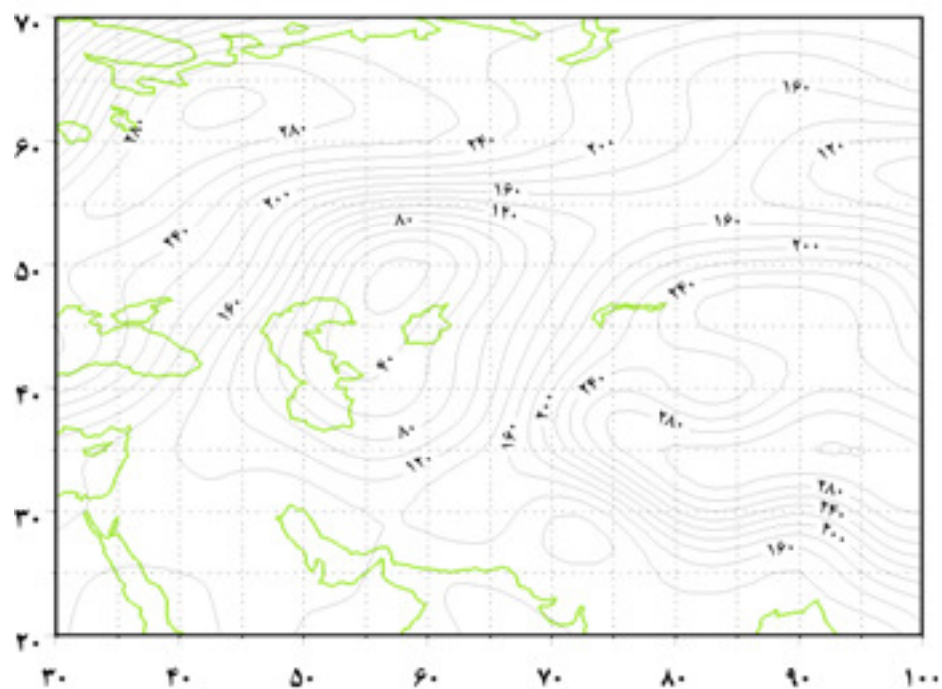
چرخندهای عرض میانه (چرخندهای جبهه دار) حاصل اندرکنش هوای گرم منطقه ی حاره با هوای سرد قطبی هستند که در محل جبهه ی قطبی پدید می آیند. در محل جبهه ی قطبی توده هوای حاره ای بر روی توده هوای سرد قطبی صعود می کند. چرخندهایی که به این ترتیب شکل می گیرند بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر قطر دارند. این سامانه ها فراوان ترین رویداد جوی عرض های میانه هستند و فشار مرکز آنها ممکن است تا ۹۷۰ هکتوپاسکال افت کند که در مقایسه با میانگین فشار جو یعنی ۱۰۱۳ هکتوپاسکال نشانه ی شکل گیری یک منطقه ی فعال جوی است. چرخندهای عرض میانه بسیار پویا هستند و روزانه حدود ۱۲۰۰ کیلومتر جابجا می شوند. چرخندها پس از پیدایش، مسیر رودبادها را دنبال می کنند.

منبع اصلی بارش های ایران همین چرخندها هستند. به ویژه سهم چرخندهای مدیترانه ای در تأمین بارش ایران زیاد است. شکل ۲۳-۱ نمونه ای از این چرخندها را نشان می دهد.

سامانه هایی که تاکنون نام بردیم از بازیگران اقلیم در مقیاس کلان و همدید به شمر می آیند. پدیده های میان اقلیم شناختی که ناشی از عوارض سطح زمین هستند، پدیده های اقلیم محلی که به سبب تفاوت پوشش سطح زمین پدید می آیند و پدیده های خرد اقلیم شناختی که حاصل عملکرد

شرایط فیزیکی سطح زمین مانند رنگ، جنس، و شیب هستند در مقیاس‌هایی عمل می‌کنند که خُردتر از پنجره‌ی نگاه این کتاب هستند و تنها در مطالعات موردی و یا تفصیلی می‌توان به آنها پرداخت. پنجره‌ی دید ما در این کتاب تنها مشاهده‌ی پدیده‌هایی را امکان‌پذیر می‌سازد که در مقیاس کلان و یا هم‌دید عمل می‌کنند.

شکل ۱-۲۳) چرخد مستقرب دریاى خزر در ۱۳۶۳/۹/۸ ساعت ۳/۵ محلی



آزمون: داده‌های ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۱۵۰ هکتوپاسکال را برای بهمن ماه ۱۳۷۱ خورشیدی و در چارچوب شکل ۱-۲۳ بررسی کنید. هسته‌های کمینه ارتفاع ژئوتانسیل را شناسایی و بر روی نقشه پیاده کنید. مراحل شکل‌گیری چرخنده‌های پدید آمده در این ماه را تشریح کنید.

پیوند از دور

جو پدیده‌ای سه بعدی و سیال است که اگر بخشی از آن دچار تغییر شود این تغییر در تمامی سیاره پخش می‌شود و با تأخیر زمانی همه‌ی بخش‌های جو به تغییری که در بخشی از آن پدید آمده پاسخ می‌دهند. بنابراین گردش‌های جوی بسیار تغییرپذیرند. این تغییرات منجر به پیدایش الگوهای هوا و اشکالی از جریان‌های جوی می‌شوند که در مقیاس‌های زمانی متفاوت رخ می‌دهند. برخی از این پدیده‌ها چند روز دوام می‌آورند (مانند سامانه‌های باران‌زای معمولی و جابجایی جبهه‌ها)، برخی چند هفته دوام می‌آورند (مانند موج گرما در میانه‌ی زمستان یا بروز یک دوره‌ی بارانی در میانه‌ی تابستان)، برخی چند ماه طول می‌کشند (مانند سرمای زمستان و گرمای تابستان)، برخی چند سال به طول می‌انجامند (مانند چندین زمستان ناهنجار متوالی) و برخی چند سده به درازا می‌کشند (مانند تغییرات اقلیمی بلندمدت).

الگوی پیوند از دور ناهنجاری‌های متناوب و با دوامی است که در فشار و گردش‌های جوی، در مقیاس کلان، روی قلمروهای جغرافیایی وسیع رخ می‌دهد. الگوهای پیوند از دور، در واقع نوعی نوسان کم بسامد هستند یعنی نوسان‌هایی که دوره‌ی بازگشت آنها طولانی است. این الگوها نوعاً چند هفته تا چند ماه به طول می‌انجامند ولی گاهی هم چندین سال متوالی دوام می‌آورند و به همین دلیل بخش مهمی از نوسان‌های سالانه و ده‌سالانه‌ی گردش‌های جوی هستند. بسیاری از این الگوها ماهیت سیاره‌ای دارند و سراسر اقیانوس‌ها و قاره‌ها را در بر می‌گیرند. مثلاً برخی از این الگوها سراسر اقیانوس آرام شمالی را می‌پوشانند و برخی هم از شرق امریکا شمالی تا مرکز اروپا کشیده می‌شوند و برخی هم سراسر اوراسیا را در بر می‌گیرند.

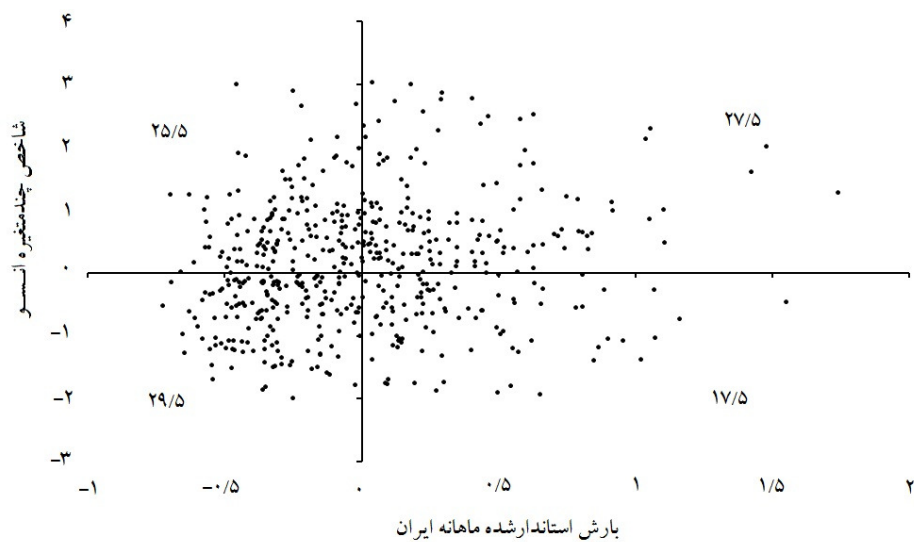
برخی از الگوهای پیوند از دور از راه تأثیری که بر سامانه‌های تعیین‌کننده‌ی اقلیم ایران دارند موجب بروز نوسان‌هایی در هوای کشور می‌شوند. مثلاً پدیده‌ی انسو (النینو - نوسان جنوبی) یک رویداد جوی - اقیانوسی است که هر ۲ تا ۷ سال رخ می‌دهد و از راه تغییر الگوهای فشار، به ویژه در آفریقای حاره‌ای بر اقلیم ایران، به ویژه بر بلرش دریافتی کشور اندکی اثر می‌گذارد. در طی رویداد گرم (النینو) یعنی زمانی که آب‌های سواحل غربی امریکا جنوبی گرم‌تر از معمول است

در ۲۷/۵ درصد مولد ایران بیش از معمول بارش دریافت می‌کند و در ترسالی به سر می‌برد. بر عکس در طی رویداد سرد (لانییا) یعنی زمانی که آب‌های سواحل غربی امریکای جنوبی سردتر از معمول است در ۲۹/۵ درصد موارد ایران کمتر از معمول بارش دریافت می‌کند و در خشکسالی به سر می‌برد (شکل ۲۴-۱). شکل ۲۴-۱ رابطه‌ی بارش ایران با شاخص انسو را نشان می‌دهد. نیمه‌ی بالایی این شکل نماینده‌ی فاز گرم و نیمه‌ی پایینی نماینده‌ی فاز سرد است؛ نیمه‌ی چپ نماینده‌ی خشکسالی و نیمه‌ی راست نماینده‌ی ترسالی است. چنین به نظر می‌رسد که در فاز گرم انسو احتمال بروز ترسالی در ایران اندکی قوی‌تر و در طی فاز سرد احتمال بروز خشکسالی کمی بیشتر است.

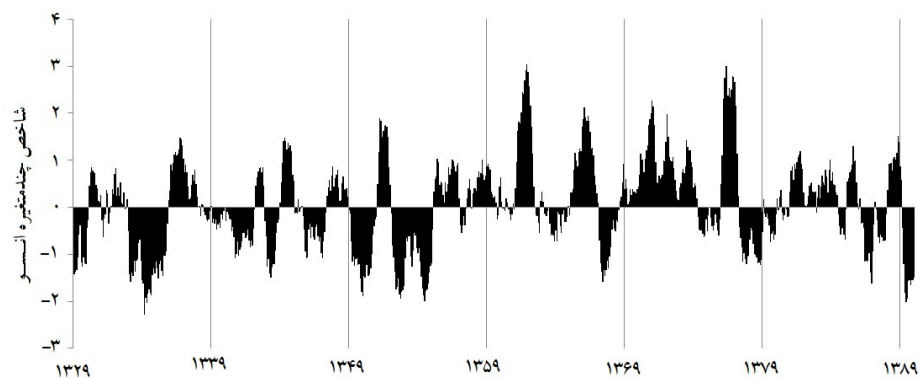
تاکنون چندین الگوی پیوند از دور در نیمکره‌ی شمالی شناسایی شده است. برخی از این الگوها عبارتند از: نوسان اطلس شمالی، الگوی شرق اطلس، الگوی رودباد اطلس شرقی، الگوی اقیانوس آرام غربی، الگوی اقیانوس آرام شرقی، الگوی اقیانوس آرام شمالی، الگوی اقیانوس آرام-آمریکای شمالی، الگوی شرق اطلس-غرب روسیه، الگوی اسکاندیناوی، الگوی قطبی اوراسیا، الگوی حاره‌ای نیمکره شمالی، الگوی انتقالی اقیانوس آرام، الگوی تابستانی آسیا و الگوی دریای شمال-دریای خزر.

گرچه برخی از محققان در باره‌ی اهمیت الگوهای پیوند از دور و سودمندی آن‌ها برای رسیدن به پیش‌بینی‌های اقلیمی زیاده‌روی کرده‌اند اما بررسی‌ها نشان داده است که هرچند برخی از الگوهای پیوند از دور با برخی عناصر اقلیمی ایران ارتباط نشان می‌دهند اما عموماً این ارتباطات از آن چنان قوت و استحکامی برخوردار نیست که بتوان از این راه به پیش‌بینی‌های اقلیمی باارزشی برای ایران دست یافت.

نمودار (۱-۲۴) رابطه‌ی بارش سالانه‌ی ایران با پدیده‌ی انسو



نمودار (۱-۲۵) دنباله‌ی زمانی شاخص چندمتغیره‌ی انسو



آزمون: داده‌های ماهانه‌ی دمای نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. داده‌های یکی از شاخص‌های پیوند از دور را به انتخاب خود از تارنمای سازمان جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده بخش آزمایشگاه پژوهش‌های سامانه‌ی زمینی به نشانی

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/>

استخراج کنید. داده‌های دما و شاخص پیوند از دور را بر روی یک نمودار نسبت به هم پیاده کنید. آیا ارتباطی بین این دو متغیر می‌بینید؟ اگر داده‌های هر ماه را بر روی یک نمودار جداگانه پیاده کنید تغییری در نتیجه حاصل می‌شود؟

فصل دوم: فشار و باد

پیشگفتار

در نواحی مختلف ایران بسته به مجموعه عواملی که بر آب و هوای آن مؤثرند ویژگی‌های زمانی و مکانی عناصر اقلیمی متفاوت است. عناصر اقلیمی مجموعه متغیرهایی هستند که مقادیر آنها در ایستگاه‌های هواسنجی اندازه‌گیری می‌شود. از واکاوی این اندازه‌گیری‌ها با روش‌های مناسب آماری مجموعه آگاهی‌هایی بدست می‌آید که نماینده‌ی اقلیم محل ایستگاه است؛ یا چگونگی اقلیم قلمروی راروشن می‌سازد که چندین ایستگاه هواسنجی در آن قرار دارند.

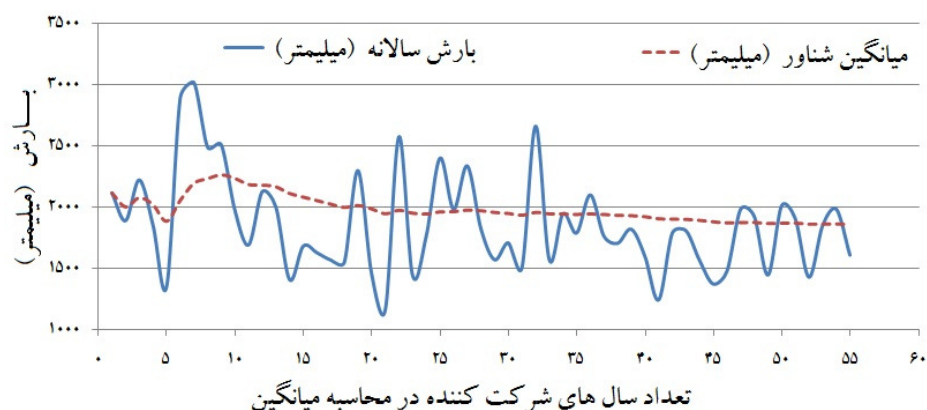
پیش از آغاز هر پژوهش اقلیمی اقلیم‌شناس ناچار است به پرسش‌های زیادی پاسخ دهد تا نتایج واکاوی‌هایش از اعتبار و استحکام علمی برخوردار باشد. مثلاً در خانواده‌ی بارش عنصر مقدار بارش سالانه را در نظر بگیرد. چون عوامل متعددی بر بارش دریافتی هر محل مؤثر است، بسته به رفتار زمانی این عوامل، مقدار بارش هر محل از سالی به سال دیگر تغییر می‌کند. بنابراین برای داوری درباره‌ی نرم اقلیمی بارش هر محل یعنی مقدار بارشی که نماینده‌ی خط تعادل بارش آن محل است و بارش سالانه‌ی محل حول آن نوسان می‌کند باید به این پرسش پاسخ دهیم که برای دست‌یابی به میانگینی که معرف نرم اقلیمی بارش محل باشد دست کم به چند سال اندازه‌گیری نیاز داریم. برای نمونه فرض کنید از ایستگاه اصفهان تنها یک سال اندازه‌گیری بارش در دست داشته باشیم. در این صورت بهترین داوری ممکن در باره‌ی مقدار بارش این محل همین یک سال اندازه‌گیری است. اگر دو سال اندازه‌گیری در دست باشد میانگین این دو سال بهترین داوری است و با سه سال آملر، میانگین سه ساله داوری بهتری خواهد بود. با ادامه‌ی این روش میانگین‌گیری که میانگین شناور نامیده می‌شود انتظار داریم که تفاوت میانگین‌ها با افزایش طول زمان کاهش یابد و در آنجا که منحنی میانگین شناور بارش تقریباً هموار می‌شود کمترین طول آمار که برای دستیابی به نرم اقلیمی لازم است مشخص می‌شود. مثلاً برای ایستگاه بندر انزلی، با ۱۷ سال اندازه‌گیری می‌توان نرم اقلیمی بارش را به دست آورد (شکل ۱-۲). به بیان دیگر بارش ایستگاه بندرانزلی حول میانگین ۱۷ ساله دور می‌زند و میانگین‌هایی که با سال‌های آماری بیشتری بدست می‌آیند

فشار و باد ۵۰

تفاوت معناداری با میانگین ۱۷ ساله‌ی این ایستگاه نشان نمی‌دهند. تعداد سال‌هایی که برای بدست آوردن نرم اقلیمی هر عنصر اقلیمی لازم است تابعی از تغییرپذیری آن عنصر اقلیمی است.

شکل ۱-۲) میانگین شناور بارش سالانه‌ی بندرانزلی برای دست‌یابی به نرم اقلیمی بارش

(انتظار داریم که با افزایش مشاهدات، میانگین شناور به یک مقدار حدی میل کند)



وقتی بخواهیم با بکارگیری اندازه‌گیری‌های چندین ایستگاه درباره‌ی اقلیم یک قلمرو داوری کنیم دامنه‌ی گسترده‌تری از پرسش‌ها پیش می‌آیند. مثلاً این که برای دست‌یابی به نرم اقلیمی قلمروی مورد بررسی دست کم به چند ایستگاه هواسنجی نیاز داریم؟ آیا پراکندگی ایستگاه‌ها در قلمرو مورد بررسی مناسب است؟ چه روشی برای میان‌یابی عنصر مورد بررسی مناسب است؟ اندازه‌ی تفکیک مکانی در نقشه‌های عنصر مورد نظر چه اندازه باشد؟ و پرسش‌های زیاد دیگری از همین دست.

پاسخ‌گوئی به این گونه پرسش‌ها تضمین‌کننده‌ی اعتبار علمی یک پژوهش اقلیمی و وظیفه‌ی اقلیم‌شناسان است. مثلاً فرض کنید در ایران تنها ۵۰ ایستگاه هواسنجی، بارش سالانه را اندازه‌گیری می‌کرد. در این صورت مبنای داوری درباره‌ی بارش ایران نقشه‌ای بود که به کمک این ۵۰ ایستگاه ترسیم شده بود. روشن است که با افزایش تعداد ایستگاه‌ها داوری معتبرتری به دست می‌آوریم.

بنابراین با ترسیم نقشه‌های دیگری با صد، دویست، سیصد و ... ایستگاه و محاسبه‌ی میانگین بارش از روی این نقشه‌ها، بررسی می‌کنیم که با چه تعداد ایستگاه می‌توان به نُرم اقلیمی بارش ایران دست یافت. مثلاً بررسی‌ها نشان داده است که برای دست‌یابی به نُرم اقلیمی بارش ایران حدود ۵۰۰ ایستگاه لازم است و نتایجی که با تعداد بیشتری ایستگاه بدست می‌آید با نقشه‌ی بارش مبتنی بر ۵۰۰ ایستگاه تفاوت معناداری ندارد.

بنابراین پس از گردآوری داده‌ها و اطمینان از صحت آنها کوشش‌های زیادی لازم است تا بتوان سرشت اقلیم یک محل یا یک قلمرو را شناخت. بی‌گمان یافتن پاسخ‌های اطمینان بخش برای پرسش‌هایی که نمونه‌ی اندکی از آنها را برشمردیم و بررسی خیلی کوتاهی از دو نمونه‌ی آنها ارائه دادیم در معرفی چهره‌ی واقعی اقلیم بسیار مهم است.

در اینجا می‌خواهیم آهنگ زمانی و رفتار مکانی عناصر اقلیمی ایران را بررسی کنیم. این عناصر را می‌توان در چند خانواده به قرار زیر دسته‌بندی کرد:

(۱) فشار: شامل عناصر میانگین فشار تراز دریا، بیشینه‌ی فشار تراز دریا، کمینه‌ی فشار تراز دریا، میانگین فشار تراز ایستگاه، بیشینه‌ی فشار تراز ایستگاه، کمینه‌ی فشار تراز ایستگاه.

(۲) باد: شامل عناصر میانگین برداری شدت باد، میانگین برداری جهت باد، جهت باد غالب، سرعت باد غالب، درصد اوقات آرام، درصد دوام باد، جهت شدیدترین باد، سرعت شدیدترین باد، تعداد روزهای غباری.

(۳) دما: شامل عناصر میانگین دمای روزانه، بیشینه‌ی دمای روزانه، کمینه‌ی دمای روزانه، بالاترین دما، پایینترین دما، تعداد روزهای یخبندان، ساعات آفتابی.

(۴) رطوبت: شامل عناصر میانگین دمای نقطه‌ی شبنم، فشار بخار آب، نسبت اختلاط، میانگین نم‌نسی، بیشینه‌ی نم‌نسی، کمینه‌ی نم‌نسی، تعداد روزهای آسمان صاف (ابرناکی صفر تا دو هشتم)، تعداد روزهای نیمه ابری (ابرناکی سه تا شش هشتم) تعداد روزهای ابری (ابرناکی هفت تا هشت هشتم).

۵) بارش: شامل عنصر مقدار بارش، بیشه‌ی بارش روزانه، تعداد روزهای دارای بیش از ۱۰ میلیمتر بارش، تعداد روزهای دارای بیش از ۵ میلیمتر بارش، تعداد روزهای دارای بیش از ۱ میلیمتر بارش، تعداد روزهای بارانی، تعداد روزهای برفی، تعداد روزهای تندری.

با شناخت الگوهای مکانی و آهنگ زمانی تغییرات این پنج خانواده‌ی عناصر اقلیمی می‌توان تصویری اجمالی از وجه جوی اقلیم هر محل بدست آورد. از این گذشته چنان‌که در فصل پیشین گفتیم شناسائی تفصیلی اقلیم هر محل گذشته از بررسی این عناصر نیازمند شناخت چهار دستگاه دیگر نیز هست که عبارتند از: آب‌سپهر، یخ‌سپهر، سنگ‌سپهر و زیست‌سپهر. در واقع اقلیم هر محل گذشته از عناصر جوی که در بالا یادآور شدیم، تابعی از چهار دستگاه کلان دیگر نیز هست و اندرکش‌های میان این چهار دستگاه با یکدیگر و با دستگاه هواسپهر تعیین‌کننده‌ی آب و هوای هر محل است. از این گذشته نقش انسان در استحالی اوضاع اقلیمی بویژه در مناطق شهری قابل چشم‌پوشی نیست. بنابراین اقلیم را می‌توان همچون ابر دستگاهی در نظر گرفت که برآیند اندرکش‌های این دستگاه‌های بزرگ با یکدیگر است.

مثلاً اقلیم شهر اصفهان نمونه‌ی خوبی از نقش آب‌سپهر در تعیین آب و هوا است. وجود رودخانه‌ی زاینده‌رود که آب را از بخش‌های پربارش غربی به شهر می‌آورد بیشه‌زارها و کشتزارهای گسترده‌ای را در پیرامون خود پدید آورده است که ابداً با بارش حدود ۱۲۰ میلیمتری شهر تناسبی ندارد. مقایسه‌ی اقلیم اصفهان با اقلیم دامغان که از نظر بارش و دما تقریباً همانند یکدیگرند نشانگر همین واقعیت است. اصفهان با دمای ۱۶ درجه‌ی سلسیوس سالانه ۱۲۰ میلیمتر بارش دریافت می‌کند و دامغان با دمای ۱۵ درجه‌ی سلسیوس سالانه ۱۱۰ میلیمتر بارش دارد. با این حال چشم‌انداز اصفهان و دامغان که در شکل ۲-۲ نشان داده شده است را با هم مقایسه کنید.

به همین قیاس می‌توان به نقش آب‌های زیرزمینی در شکل‌گیری آب و هوا اشاره کرد. برای نمونه شهر بم با دمای نزدیک ۲۳ درجه‌ی سلسیوس و بارش ۶۴ میلیمتر به لطف آب‌های زیر زمینی از مراکز عمده‌ی تولید خرما در ایران است. در مقابل یزد با دمای ۱۹ درجه‌ی سلسیوس و بارش ۶۲ میلیمتر با این که کمی از بم خنک‌تر است از لحاظ تولیدات کشاورزی با بم قابل مقایسه نیست.

شکل ۲-۲) منظره‌ای از اصفهان (سمت راست) و منظره‌ای از دامغان (سمت چپ)



چنان‌که پیشتر گفتیم در مورد نقش ناهمواری‌ها در شکل‌گیری آب و هوا نمونه‌های فراوانی می‌توان ذکر کرد. مثلاً نطنز و کاشان را در نظر بگیرید. نطنز در ارتفاع حدود ۱۶۸۵ متر بر دامنه‌ی کوه کرکس جا گرفته است. دمای آن ۱۵ درجه‌ی سلسیوس و بارش سالانه‌ی آن حدود ۲۰۰ میلیمتر است. در حالی‌که در ۶۵ کیلومتری نطنز، شهر کاشان با ۹۸۰ متر ارتفاع دمای ۱۹ درجه‌ی سلسیوس را تجربه می‌کند و بارش سالانه‌ی آن کمتر از ۱۴۰ میلیمتر است. نطنز به لطف موقعیت کوهپایه‌ای منظره‌ی یک باغ شهر را به نمایش می‌گذارد و کاشان چهره‌ی یک شهر کویری را نشان می‌دهد.

اگر در ایران سفر کنیم و احوال آب و هوای نقاط مختلف را با هم بسنجیم از این گونه مثال‌ها زیاد پیدا می‌کنیم و در می‌یابیم که آب و هوای هر محل گذشته از هواسپهر به ویژگی‌های آب‌شناختی (آب‌سپهر)، بلندی و جهت استقرار ناهمواری‌ها و حتی جنس سنگ‌ها (سنگ‌سپهر) و وضع پوشش گیاهی و حیات‌جانوری (زیست‌سپهر) و ارتباط متقابل (اندرکش) این دستگاه‌ها با یکدیگر نیز بستگی دارد در واقع اقلیم هر محل برآیند پیوندهای دوسویه‌ای است که میان این دستگاه‌ها برقرار می‌شود و بدون شناخت این پیوندها نخواهیم توانست وضع آب و هوای کشور را درست بشناسیم. دست‌یابی به چنین شناختی نیازمند سفرهای بسیار و تجربه‌اندوژی و مشاهده‌ی عینی و تدبر و تعمق در احوال آب و هوای نقاط مختلف است. شاید ساده‌اندیشی است اگر گمان

کنیم تنها با تحلیل های آماری و بهره گیری از ابزارهای محاسباتی می توان شناخت جامعی از آب و هوای ایران بدست آورد. هرچند امروزه با کمک همین ابزارها چیزهای زیادی در باره آب و هوای ایران آموخته ایم که هرگز پیش از این از آنها آگاهی نداشتیم و مهم تر از این آنکه به یاری همین ابزارها پرسش هایی بسیار اساسی مطرح شده اند که کوشش اقلیم شناسان برای پاسخ گویی به آنها دانش اقلیم شناسی رازنده و پویا نگه داشته است. علمی که مسئله ندارد زندگی ندارد.

با این حال در این کتاب برای معرفی آب و هوای ایران تقریباً به تمامی، بر جنبه ی هواشناختی اقلیم تکیه شده است به امید آن که در آینده با انباشتن آگاهی هایی که از دیگر وجوه آب و هوای ایران می اندوزیم کم کم به شناختی جامع تر از وضع اقلیم کشور دست یابیم. حتی در همین عرصه ی تنگ هواشناختی هم تنها برخی از عناصر رجوی که در شکل گیری اقلیم ایران نقش بزرگ تری دارند بررسی شده اند. بر این اساس این نوشتار را باید تنها فتح باب اقلیم شناسی ایران به شمار آوریم و از خداوند یاری بجوئیم و چنان که مولانا فرمود ما نیز با او همنا شویم که:

ای خدا ای فضل تو حاجت روا
بی تو یار هیچ کس نبود روا
قطره ی دانش که بخشیدی ز پیش
متصل گردان به دریا های خویش

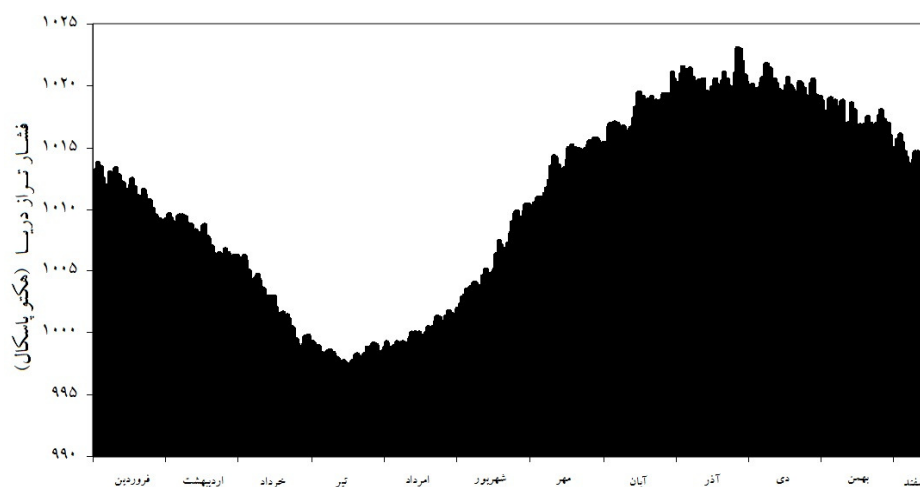
اینک بررسی برخی عناصر آب و هوایی ایران را با گفتگو در باره ی فشار آغاز می کنیم.

فشار

الگوهای فشار ایران یا متأثر از سامانه هایی است که از بیرون به صورت پرفشار یا کم فشارهای مهاجر به کشور وارد می شوند یا منبعث از سامانه هایی است که در خود ایران شکل می گیرند. بنابراین الگوهای فشار ایران در دوره ی سرد سال که ایران زیر نفوذ بادهای غربی است عمده تاً تابعی از آرایش سامانه های همدید و سیاره ای است. در دوره ی گرم سال با پسروی بادهای غربی شرایط محلی، همراه با سامانه های همدید بیرون از ایران الگوی فشار را تعیین می کنند. عملکرد این سامانه ها منجر به تشکیل الگوهای پرفشار در دوره ی سرد و الگوهای کم فشار در دوره ی گرم می شود (شکل ۳-۴). با این حال دوره ی سرد سال گذشته از نفوذ پرفشار سیری (شکل ۱۲-۱)

همزمان با تردد سامانه‌های کم‌فشاری است که زیر بادهای غربی وارد کشور می‌شوند. در دوره‌ی گرم سال با گسترش پرفشار آزور به‌سوی شرق (شکل ۱۷-۱) صرف نظر از لایه‌ی کم‌فشار نازک مجاور زمین (شکل ۱۳-۱)، جو فراز ایران اساساً پرفشار است. در دوره‌ی گرم سال جو فراز ایران ساختاری دولایه دارد. در سه کیلومتر پایینی جو، به دلیل گرمایش سطح زمین یک سامانه‌ی کم‌فشار گرمایی بر بخش بسیار بزرگی از ایران حاکم است. در همین زمان به دلیل انتقال خورشید به نیمکره‌ی شمالی و تقویت پرفشارهای جنب‌حاره سامانه‌ی پرفشار پویشی آزور گسترش می‌یابد و بر فراز این کم‌فشار حرارتی مستقر می‌شود و از گسترش عمودی آن پیش‌گیری می‌کند.

شکل ۳-۲) آهنگ فشار تراز دریا در ایران



بنابراین زیرساخت و بستر آهنگ فشار در ایران توسط شرایط دمایی تعیین می‌شود و سامانه‌های همدید بیرونی که به تناوب اغتشاش‌های جوی (کم‌فشارها) و الگوهای پرفشار را به ایران وارد می‌کنند نوسان‌هایی را در این الگوی زیرساختی پدید می‌آورند.

خیزید و خز آرید که هنگام خزان است - باد خنک از جانب خوارزم وزان است باد به جابجایی افقی هوا گفته می شود که سرعت وزش آن از یک متر بر ثانیه کمتر نباشد. در ایران پنج پهنه ی بادخیز دیده می شود که بسته به پیدایش، اوج و مرگ الگوهای منطقه ای فشار در بخش هایی از کشور در دوره ی زمانی معینی پدید می آیند، به اوج می رسند و ناپدید می شوند. این پهنه های بادخیز از نظر مدت فعالیت، قلمرو فعالیت و شدت و جهت وزش باد با یکدیگر تفاوت دارند و عبارتند از پهنه ی آرام، پهنه ی کم باد، پهنه ی بلای، پهنه ی پر باد و پهنه ی بسیار پر باد.

از آنجا که سمت و سرعت باد به شدت از ناهمواری سطح زمین و شرایط جغرافیایی محلی مانند همسایگی با دریا و خشکی یا دره و کوهستان اثر می پذیرد پهنه های بلای آنچنان که در مورد دیگر متغیرهای اقلیمی توقع داریم یکپارچگی جغرافیایی ندارند (شکل ۴-۲). به همین دلیل است که مثلاً ایستگاه های متعلق به پهنه ی کم باد (شکل ۴-۲) هم در آذربایجان دیده می شود، هم در جلگه ی خوزستان، هم در کرانه های خلیج فارس و دریای عمان، هم در ایران مرکزی، هم در خراسان و هم در جلگه ی خزر. از سوی دیگر باز به همین دلیل ممکن است یک پهنه ی بادی آنچنان کوچک باشد که تنها شامل یک ایستگاه باشد. مثلاً ویژگی هایی که در باد ایستگاه های منجیل و زابل دیده می شود نه با هم و نه با هیچ یک از دیگر ایستگاه های هواشناسی شباهتی ندارد. به این سبب در ایران دو پهنه ی بادی را می بینیم که برای هر یک از آنها تنها یک ایستگاه شاهد می شناسیم: پهنه ی بسیار پر باد به نمایندگی منجیل و پهنه ی پر باد به نمایندگی زابل (شکل ۴-۲). گرچه این دو پهنه ی بادخیز از نظر سرعت وزش باد کم و بیش به یکدیگر شباهت دارند اما دو تفاوت بزرگ در چگونگی وزش باد در این دو پهنه دیده می شود. در منجیل گذشته از این که درصد بیشتری از روزهای سال بلای است سرعت وزش باد نیز در طول روز بسیار متغیر است (شکل ۶-۲ و ۵-۲). در منجیل سرعت باد در آغاز روز کمینه است ولی چند ساعت بعد ناگهان افزایش می یابد. در طول بعد از ظهر باد بسیار شدید می شود و با نزدیک شدن به شب از سرعت آن

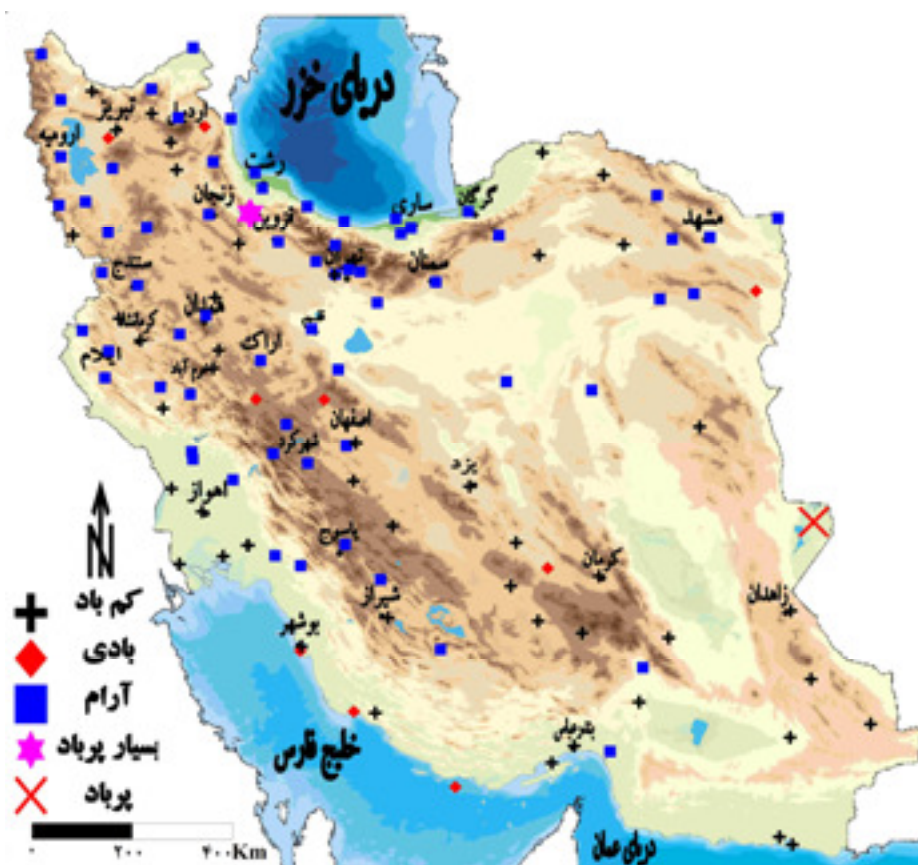
کاسته می شود. میانگین سرعت باد در منجیل ۱۲ گره است اما در بعد از ظهر میانگین سرعت وزش باد به ۴۰ گره نزدیک می شود.

در زابل باد در فصل تابستان شدید است و در دیگر فصول از سرعت آن بسیار کاسته می شود (شکل ۲-۷). این بادهای به بادهای ۱۲۰ روزه موسومند (شکل ۸-۲ تا ۱۱-۲). در فصل بادی سرعت باد در تمام ساعات روز زیاد است. با این حال در هنگام صبح سرعت باد بیشتر و در هنگام غروب کمتر می شود. میانگین سرعت باد در زابل نزدیک یازده گره است اما در تابستان میانگین سرعت باد به ۲۵ گره نزدیک می شود.

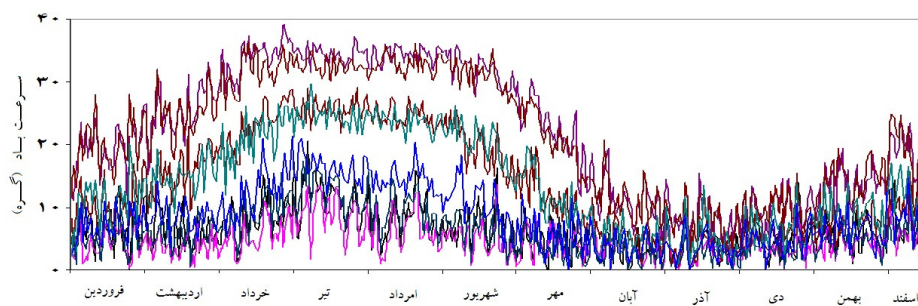
در هر دو پهنه‌ی پرباد و بسیار پرباد ویژگی فصلی در رفتار باد دیده می شود یعنی سرعت باد در تابستان به اوج می رسد و در دیگر فصول از سرعت باد کاسته می شود (شکل ۵-۲ و ۷-۲). این ویژگی در دیگر پهنه‌ها نیز کم و بیش دیده می شود اما هرگز به اندازه‌ی دو پهنه‌ی پرباد و بسیار پرباد برجسته نیست.

از این دو پهنه که بگذریم در دیگر بخش‌های ایران الگوی تغییرات سرعت باد در طول روز همانند یکدیگر است (شکل ۶-۲) ولی پهنه‌های بادی از لحاظ سرعت باد با یکدیگر تفاوت دارند. در پهنه‌ی کم باد سرعت باد بین ۳ تا ۱۰ گره در نوسان است (شکل ۱۲-۲). در پهنه‌ی بادی سرعت باد بین ۶ تا ۱۲ گره در نوسان است (شکل ۱۳-۲). در پهنه‌ی آرام سرعت باد کمتر از ۷ گره است (شکل ۱۴-۲). بررسی‌ها نشان می دهد اگر از یکی دو منطقه‌ی استثنائی مانند زابل و منجیل چشم پوشی کنیم ایران در مجموع کشور بادخیزی به شمر نمی آید.

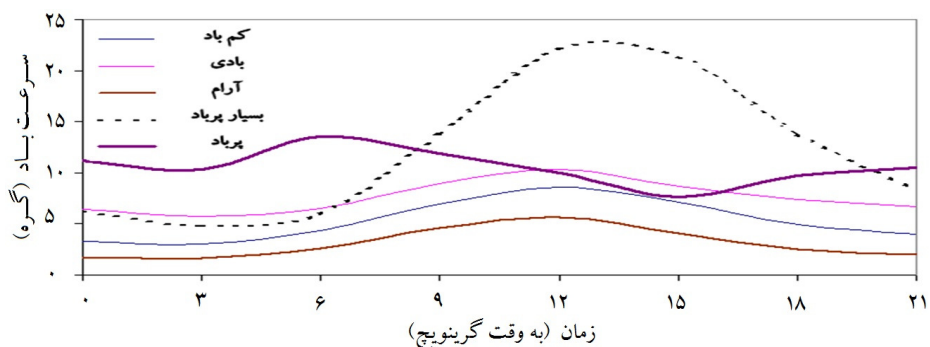
شکل ۴-۲) نواحی بادی اصلی در ایران



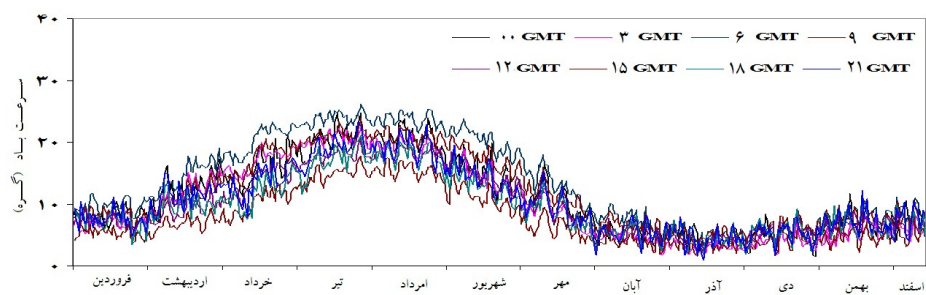
شکل ۵-۲) الگوی وزش باد در ساعات همدید در پهنه بسیار پرباد



شکل ۶-۲) الگوی ساعتی سرعت باد در نواحی بادی اصلی

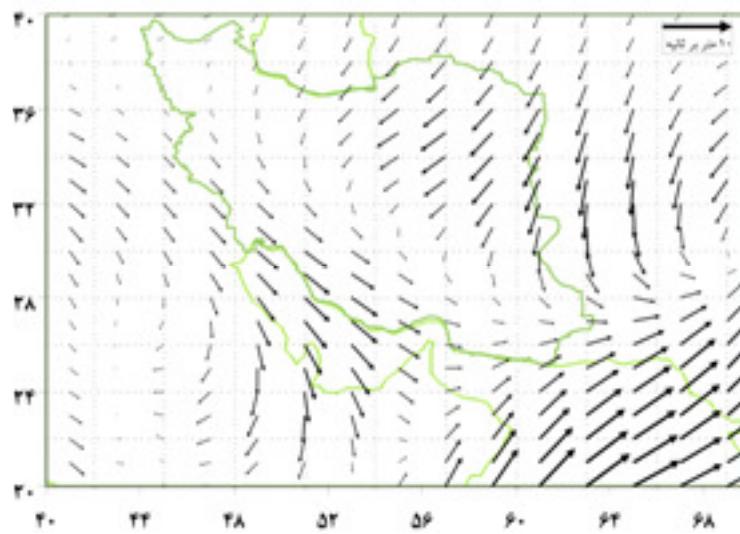


شکل ۷-۲) الگوی وزش باد در ساعات همدید در پهنه پرباد

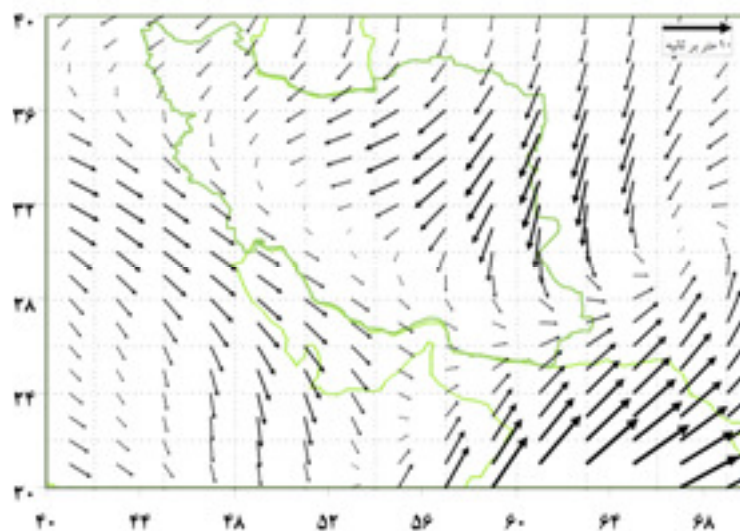


فشار و باد ۶۰

شکل ۸-۲) میانگین بلند مدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایران در خرداد

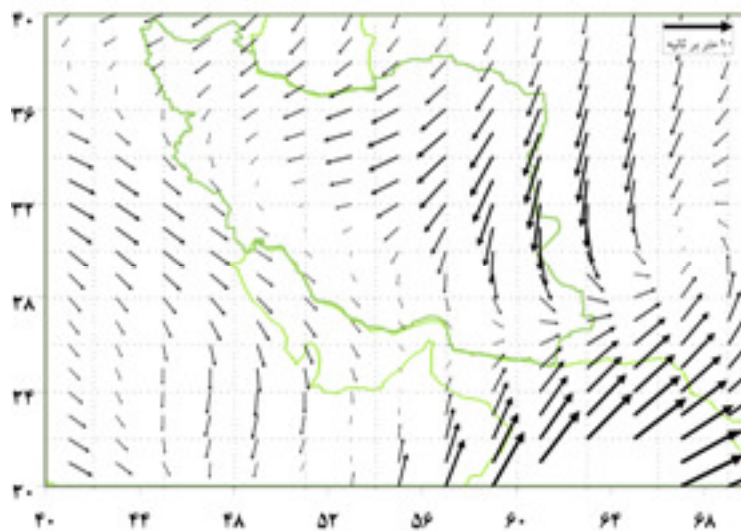


شکل ۹-۲) میانگین بلند مدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایران در تیر

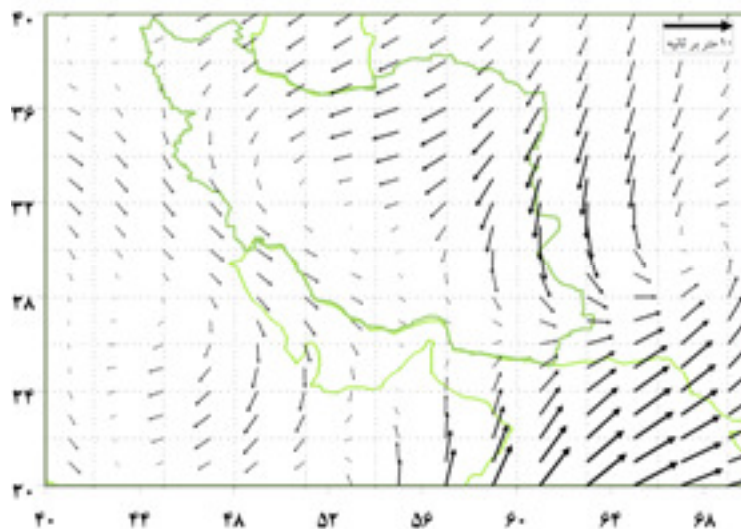


فشار و باد ۶۱

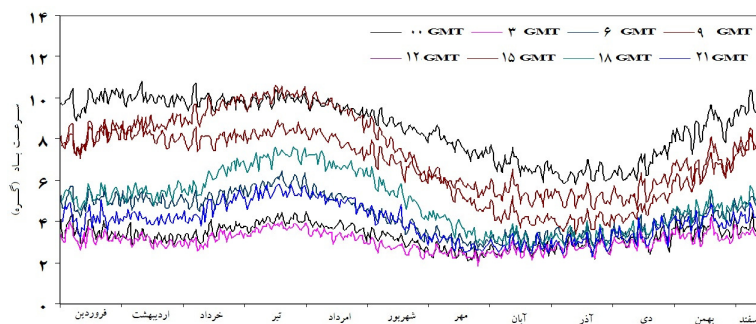
شکل ۱۰-۲) میانگین بلندمدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایوان در امرداد



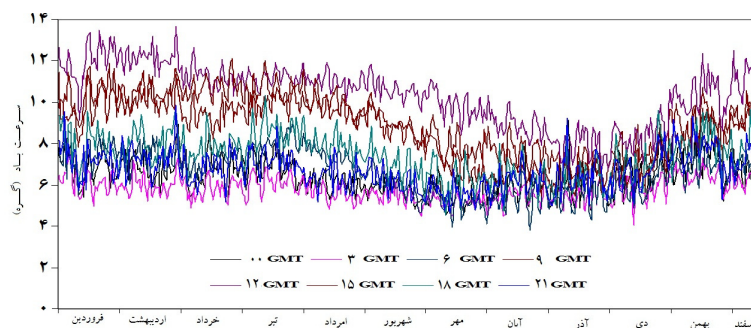
شکل ۱۱-۲) میانگین بلندمدت بادهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در قلمرو ایران در شهریور



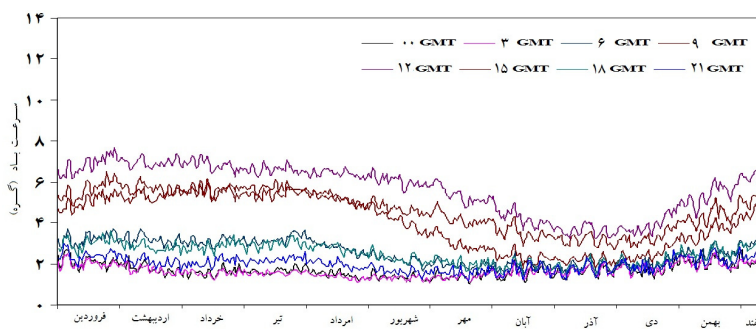
شکل ۱۲-۲) الگوی وزش باد در ساعات همدید در پهنه کم باد



شکل ۱۳-۲) الگوی وزش باد در ساعات همدید در پهنه بادی



شکل ۱۴-۲) الگوی وزش باد در ساعات همدید در پهنه آرام



روزهای غباری

برآمد یکی ابر و گردی سیاه کزان تیرگی دیده گم کرد راه
تعداد روزهای غباری ایران با دما رابطه‌ی مستقیم و با روزهای بارانی رابطه‌ی معکوس نشان می‌دهد. این بدان معناست که پدیده‌ی غبار، خاص مناطق گرم و کم بارش ایران است. از سوی دیگر بررسی آهنگ زمانی تعداد روزهای غباری هم نشان می‌دهد که در ماه‌های گرم و کم‌بارش بر تعداد روزهای غباری افزوده می‌شود (شکل ۱۵-۲). کاهش نسبی روزهای غباری در خرداد به دلیل ریزش‌های پراکنده‌ی موسمی در جنوب شرق کشور است.

از این گذشته باد نیز در پیدایش غبار مؤثر است و ارتباط مستقیمی بین تعداد روزهای غباری با سرعت باد دیده می‌شود. به همین دلیل سیستان که عرصه‌ی بادهای صدویست روزه است از غباری‌ترین بخش‌های ایران است. در این بخش بیش از ۵ ماه از سال غباری است در حالی که میانگین تعداد روزهای غباری ایران ۳۵ روز در سال است. در تیر که تعداد روزهای غباری به اوج می‌رسد الگوی مکانی روزهای غباری همانند الگوی سالانه است. به بیان دیگر سراسر جنوب و تقریباً سراسر شرق ایران هوایی غباری دارد.

شکل ۱۵-۲) آهنگ تعداد روزهای غباری در ایران



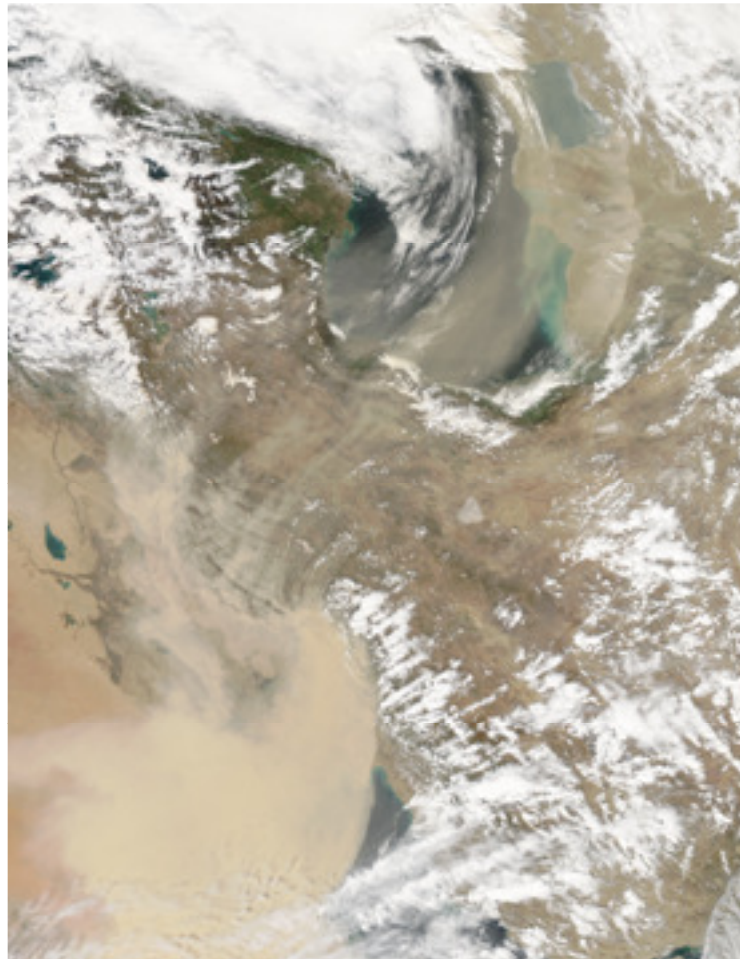
در سال های اخیر با فعال تر شدن کم فشار گنگ و فرود خلیج فارس و نفوذ زبانه های کم فشار جنب قطبی به عرض های پایین، فراوانی، گستردگی و غلظت توفان های گرد و غبار افزایش چشمگیری یافته است. شکل ۱۶-۲ نشانگر یکی از این نوع توفان های گرد و غبار است که به سبب نفوذ زبانه ای از کم فشار جنب قطبی ایجاد شده است. این توفان در روز چهارشنبه ۱۳۹۰/۰۱/۲۴ از غرب خلیج فارس تا شرق خزر گسترده شده و پیشانی آن تا ترکمنستان هم رسیده است. گرد و غبار شمال غرب خلیج فارس را کاملاً پوشانده است. منشأ این گرد و غبار بیابان های عربستان بوده است. چنان که گفتیم در این روز زبانه ای از کم فشار جنب قطبی بین دریای سیاه و دریای خزر کشیده شده که سراسر وردسپهر را پوشانده است. در تراز صد هکتوپاسکالی هسته ای کم ارتفاع مربوط به این زبانه در مختصات ۴۰ درجه ی شرقی و ۵۵ درجه ی شمالی مستقر است و در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال هسته ای کم ارتفاع بر روی شرق خزر دیده می شود. برقراری شیو ژئوپتانسیل از شبه جزیره ی عربستان به سوی خزر در سراسر وردسپهر سبب مکش گرد و غبار تا عمق دستگاه تنفسی کشور (کرانه های خزر) شده است.

شکل ۱۷-۲ تا ۱۹-۲ نیز نمونه ای از توفان های گرد و غبار ناشی از گسترش و تقویت کم فشار گنگ و فرود خلیج فارس است که بخش های گسترده ای از غرب و جنوب غرب ایران را عرصه ی فعالیت توفان گرد و غبار ساخته است. باد شمال سبب برانگیختن این توفان گرد و غبار شده است. هوای نسبتاً سرد کوه های ترکیه و کردستان در دالانه ی میان فلات عربستان از یک سو و رشته کوه زاگرس از سوی دیگر به سوی جنوب روانه شده و در برخورد با هوای گرم فرود خلیج فارس یک جبهه ی سرد قدرتمند اما خشک را پدید می آورد. این باد که سراسر عراق را درمی نوردد بیشتر در بهار و تابستان می وزد باد شمال نامیده می شود. همین باد است که گرد و غبار را از زمین جدا کرده و به کمک جبهه ی سردی که از آن یاد کردیم به ارتفاعات بالاتر تزریق می شود و تا دوردست ها جابجا می شود.

فشار و باد ۶۵

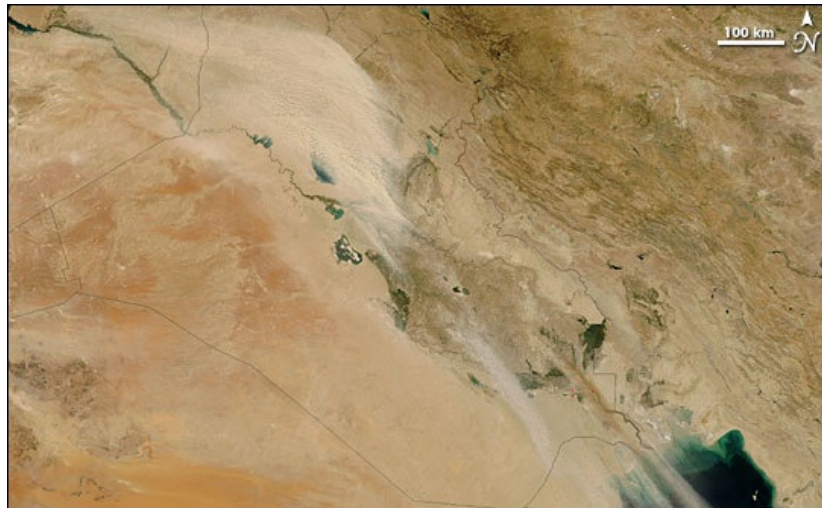
شکل ۱۶-۲) توفان گرد و غبار در روز ۱۳۹۰/۰۱/۲۴

این تصویر را سنجنده‌ی مودیس که بر روی ماهواره‌ی آکوا نصب است برداشته است

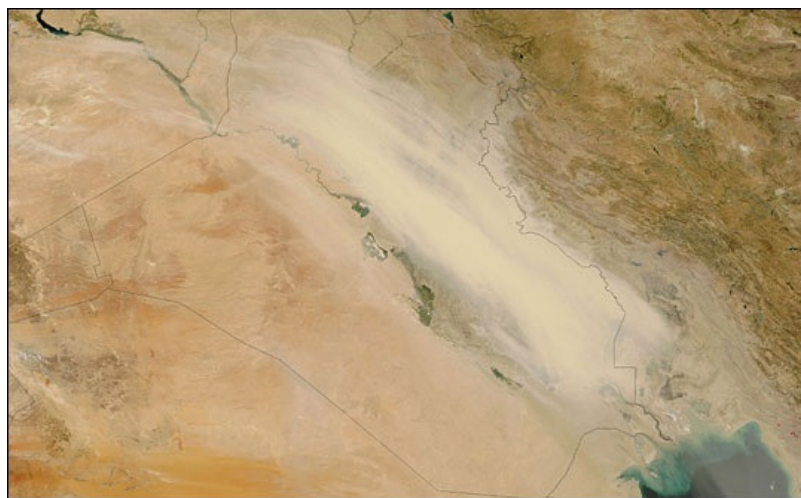


فشار و باد ۶۶

شکل ۱۷-۲) توفان گرد و غبار در روز جمعه ۱۳۸۸/۰۵/۱۶

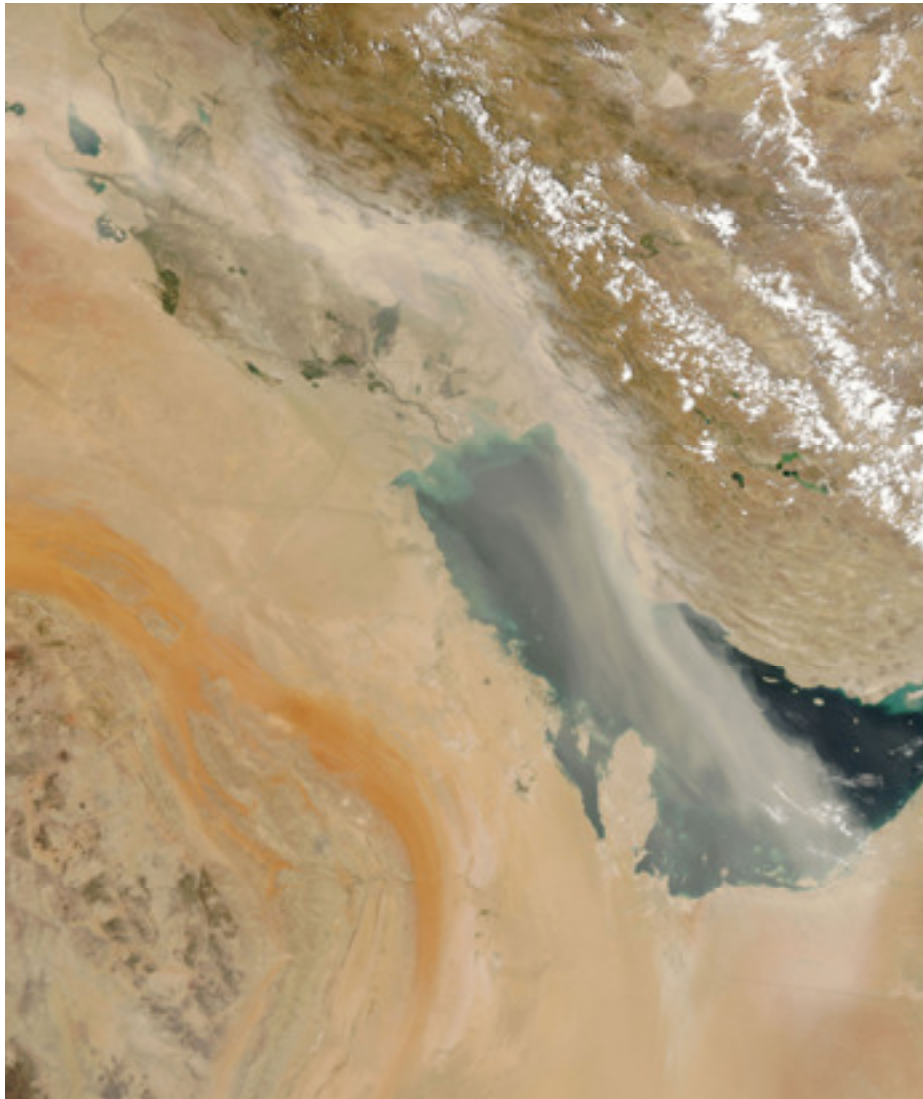


شکل ۱۸-۲) توفان گرد و غبار در روز شنبه ۱۳۸۸/۰۵/۱۷



فشار و باد ۶۷

شکل ۱۹-۲) توفان گرد و غبار در روز یکشنبه ۱۳۸۸/۰۵/۱۸



فصل سوم: سرما و گرما

آفتاب‌گیری

چو بر زد سر از ماه شیر آفتاب - بیالید روز و پیاود خواب

تابش‌های خورشیدی راننده‌ی دستگاه اقلیم است. تفاوت تابش دریافتی در نقاط مختلف کره‌ی زمین سبب تفاوت در گرمایش زمین شده و تغییرات فشار را پدید می‌آورد. با شکل‌گیری الگوهای فشار، جریان هوا از محلی به محل دیگر برقرار می‌شود و تغییرات هوا را به وجود می‌آورد. بنابراین آفتاب در رأس زنجیره‌ای است که چرخه‌ی دگرگونی هوا را هدایت می‌کند.

مقدار تابش دریافتی تا اندازه‌ای به عرض جغرافیایی، ابرناکی، شفافیت جو، بخار آب جو و آلوده (ضریب بازتاب) بستگی دارد. اثر مجموعه‌ی این عوامل تا حد زیادی در تعداد ساعات آفتابی خود را نشان می‌دهد. در ایران آفتاب‌گیری عمدتاً متأثر از عرض جغرافیایی و ابرناکی است. در نیمه‌ی گرم سال که خورشید در نیمکره‌ی شمالی قرار دارد طول روز از جنوب به شمال افزایش می‌یابد در حالی که در نیمه‌ی سرد سال طول روز از شمال به جنوب بیشتر می‌شود (شکل ۱-۳). بنابراین در نیمه‌ی سرد سال بخش‌های جنوبی و در نیمه‌ی گرم سال بخش‌های شمالی کشور ساعات آفتابی بیشتری دارند.

از سوی دیگر به دلیل بالا بودن درصد ابرناکی در سراسر شمال ایران، آفتاب‌گیری در شمال کشور کمتر از دیگر بخش‌های ایران است (شکل ۲-۳). در حالی که در سواحل جنوبی با وجود بالا بودن رطوبت جو، به دلیل حاکمیت پرفشار جنب حاره که مانع صعود هوا و تشکیل ابر می‌شود ابرناکی کمتر و آفتاب‌گیری بیشتر است.

میانگین آفتاب‌گیری ایران یعنی کل ساعات آفتابی سالانه حدود ۳۲۰۰ ساعت است. با این حال به دلیل عرض جغرافیایی گسترده و تفاوت مکانی ابرناکی، آفتاب‌گیری ایران تفاوت‌های مکانی بزرگی را نشان می‌دهد. در کرانه‌های خزر آفتاب‌گیری سالانه در پاره‌ای نقاط تا ۱۵۱۵ ساعت کاهش می‌یابد و در مقابل در کرانه‌های دریای عمان آفتاب‌گیری سالانه از ۳۳۶۰ ساعت فراتر

آفتاب و دما ۷۰

می‌رود (شکل ۳-۴). در مجموع بخش‌های شمالی و غربی ایران از آفتاب کم و بخش‌های مرکزی، جنوبی و شرقی از آفتاب زیادی برخوردارند. تغییر ابرناکی و جابجایی خورشید در طول سال سبب تغییر آفتاب‌گیری می‌شود.

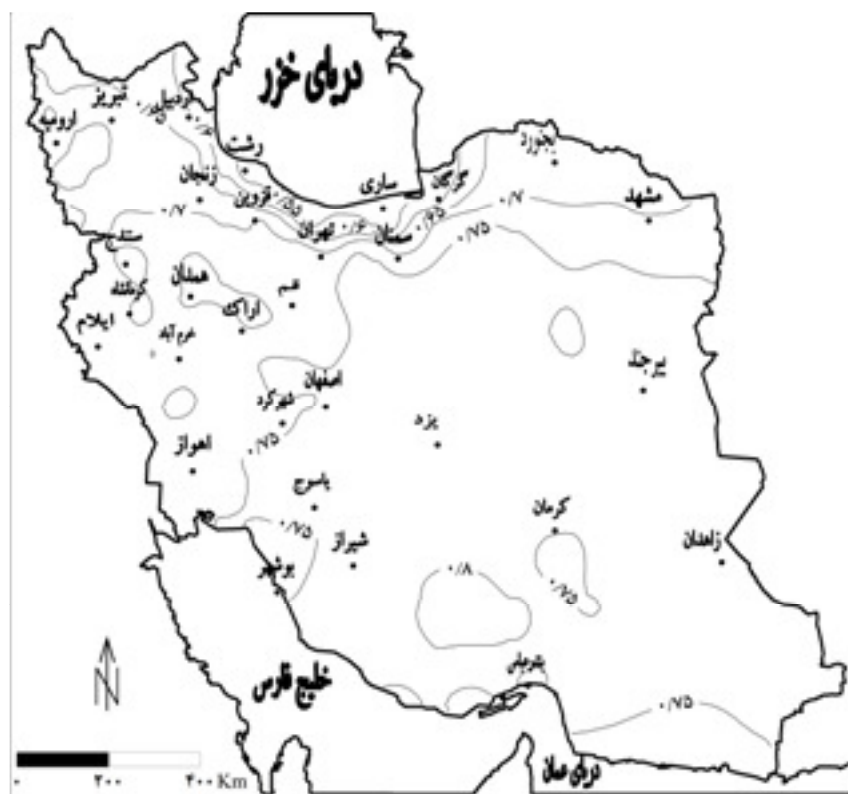
شکل ۳-۱ حداکثر طول نظری روز در تیر (ارقام سمت راست) و دی (ارقام سمت چپ)



آفتاب و دما ۷۱

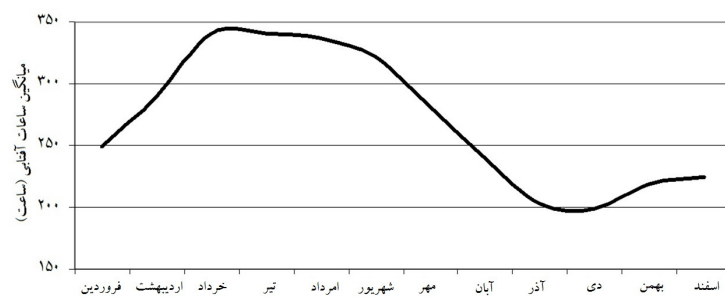
در دی آفتاب‌گیری ایران به کمترین مقدار خود می‌رسد در حالی که خرداد و تیر پرآفتاب‌ترین ماه‌های سال هستند (شکل ۳-۳). در ماه‌های خرداد، تیر و امرداد تقریباً سراسر میانه‌ی ایران از غرب تا شرق بسیار پرآفتاب است. در تیر کمربند شمالی ایران برابر و در نتیجه کم‌آفتاب می‌شود و در کمربند جنوبی به دلیل عرض جغرافیایی کمتر آفتاب‌گیری نسبت به بخش‌های میانی کشور کمتر است. از این گذشته بویژه در سواحل عمان تحت تأثیر تقویت موسمی، ابرناکی افزایش می‌یابد و آفتاب‌گیری کاهش پیدا می‌کند. در دی سراسر غرب و کمربند شمالی ایران از غرب تا شرق به دلیل افزایش ابرناکی از آفتاب‌گیری کمی برخوردار است.

شکل ۲-۳) نسبت ساعات آفتابی واقعی به ممکن

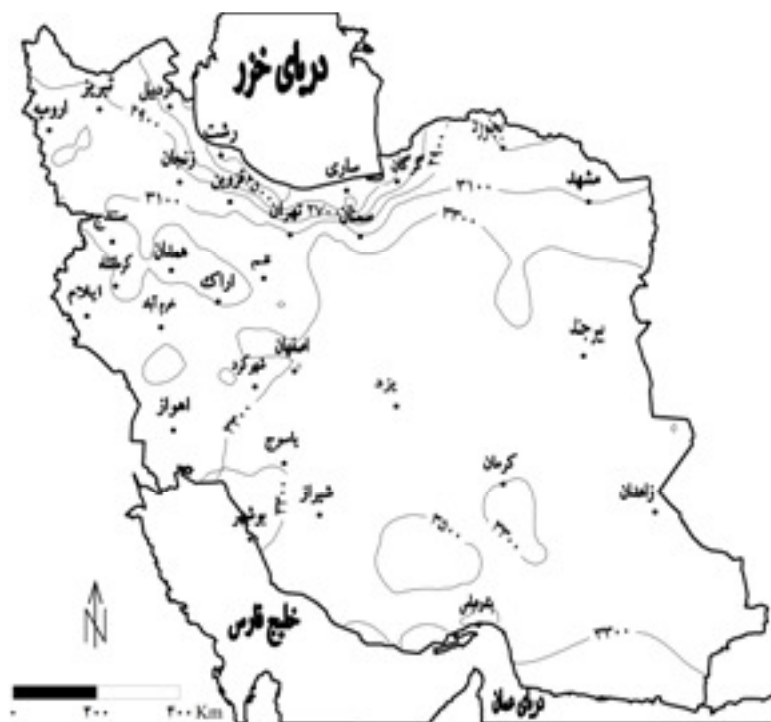


آفتاب و دما ۷۲

شکل ۳-۳ آهنگ میانگین ساعات آفتابی ایران (برحسب ساعت در ماه)



شکل ۳-۴ مجموع ساعات آفتابی ایران در سال



آفتاب و دما ۷۳

آزمون: به شکل ۱-۳ نگاه کنید. اختلاف طول روز زمستانی و تابستانی در جنوب و شمال کشور را با هم مقایسه و بحث کنید.

آزمون: به شکل ۲-۳ نگاه کنید و به عظمت انرژی پاک که آفتاب به ما داده و ما از او نمی‌ستانیم بیاندیشید.

آزمون: در محل زندگی شما کوتاه‌ترین و بلندترین روز سال چند ساعت است. اختلاف طول روز زمستانی و تابستانی در محل زندگی خود را با هم مقایسه و بحث کنید.

آزمون: حاجی آباد، داراب، نیریز، فارس، استهبان، فسا و داراب از پرآفتاب‌ترین نقاط ایران هستند. داده‌های ماهانه‌ی ساعات آفتابی یکی از این نقاط را گردآوری و نموداری همانند شکل ۳-۳ برای آن رسم کنید. نمودار خود را با شکل ۳-۳ مقایسه و درباره‌ی آن بحث کنید.

آزمون: تنکابن، رامسر، رودسر، لمدش، لنگرود، لاهیجان، آستانه‌ی اشرفیه، کوچصفهان، رشت و بندرانزلی از کم‌آفتاب‌ترین نقاط ایران هستند. داده‌های ماهانه‌ی ساعات آفتابی یکی از این نقاط را گردآوری و نموداری همانند شکل ۳-۳ برای آن رسم کنید. نمودار خود را با شکل ۳-۳ مقایسه و درباره‌ی آن بحث کنید.

آزمون: طول نظری روز را از اول فروردین تا ۲۹ اسفند برای محل زندگی خود محاسبه کنید.

$$S_0 = \frac{2}{15} \cos^{-1} [-\tan \varphi \tan \delta] \quad \delta = 23.45 \times \sin \left[\frac{360}{365} N \right] \quad \text{یادآوری:}$$

آفتاب و دما ۷۴

در اینجا N تعداد روزهای سپری شده از اول فروردین، δ زاویه ی میل خورشید، φ عرض جغرافیایی، S_0 طول نظری روز در محل مورد نظر است.

دما

جز به فرمان حق این گرما و این سرما نبود

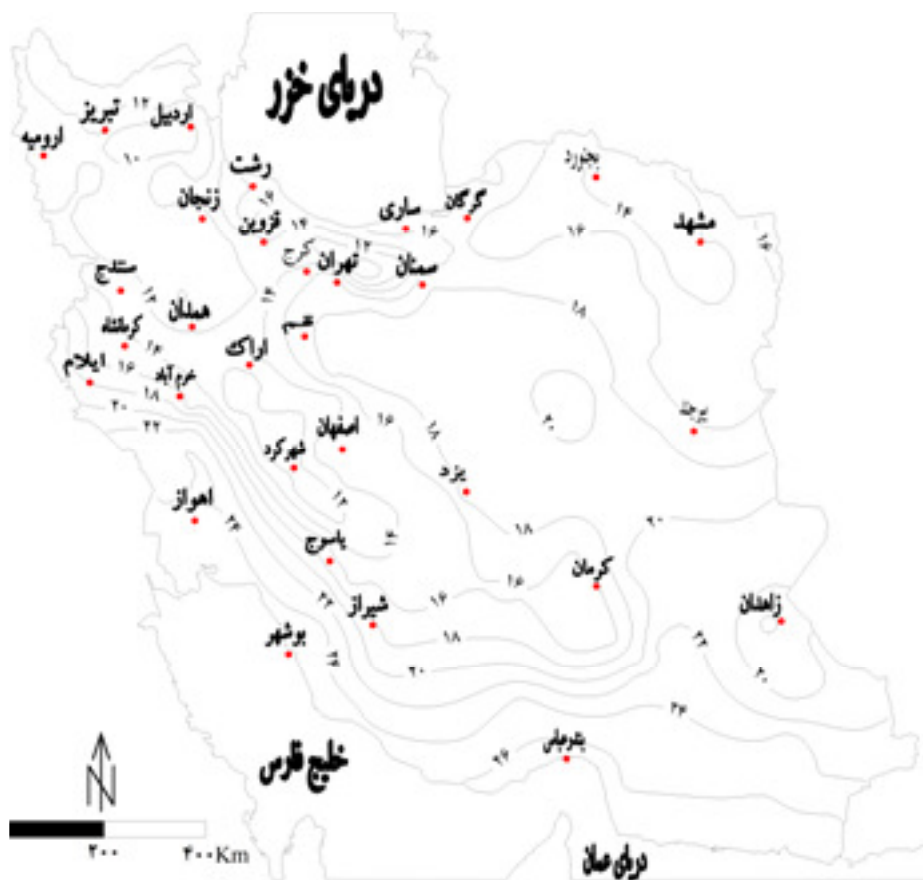
در ایران دمای هوا به شدت تابع ارتفاع، عرض جغرافیایی و محتوای رطوبتی جو است. اثر ارتفاع بر دمای هوا بسیار چشم گیرتر و صدها برابر اثر عرض جغرافیایی است (شکل ۵-۳). حاکمیت پرفشار جنب حاره بویژه در دوره ی گرم سال به ویژه در عرض های جنوبی تر و حاکمیت پرفشار سیری در دوره ی سرد سال به ویژه در شمال شرق، بر دمای ایران اثر چشم گیری دارد. در سواحل شمالی و جنوبی ایران رطوبت جو مانع نوسان شدید دما می شود اما اثر گلخانه ای بخار آب به ویژه در سواحل دریای عمان که از نظر رطوبتی بسیار غنی است نقش مهمی در رژیم گرمایی دارد. برعکس در بخش های میانی ایران فقر رطوبتی جو حاکمیت یک رژیم گرمایی قاره ای را آسان می سازد.

مجموعه شرایط یاد شده موجب شده است تا ایران دارای اقلیمی گرم با رژیم دمای قاره ای عرض میانه باشد (شکل ۶-۳). در این رژیم گرمایی، دی با ۶ درجه ی سلسیوس و تیر با ۲۹ درجه ی سلسیوس سردترین و گرم ترین ماه های سال هستند. الگوی رژیم گرمایی ایران از تغییرات زاویه ی تابش خورشید پیروی می کند اما دمای هر محل به مجموعه شرایطی بستگی دارد که پیشتر نام بردیم. مثلاً در دوره ی گرم سال که پرفشار جنب حاره بر بخش بزرگی از ایران حاکم است تفاوت دمای نقاط مختلف کشور به کمترین مقدار می رسد (تغییر پذیری مکانی دما در امرداد ۱۴ درصد است). در حالی که در دوره ی سرد سال تنوع سامانه های همدید مؤثر بر ایران موجب تفاوت چشم گیر دمای نقاط مختلف کشور با یکدیگر می شود به نحوی که می توان گفت نقاط مختلف کشور عملاً دارای فصول متفاوتی هستند (مثلاً تغییر پذیری مکانی دما در بهمن ۸۳ درصد است).

آفتاب و دما ۷۵

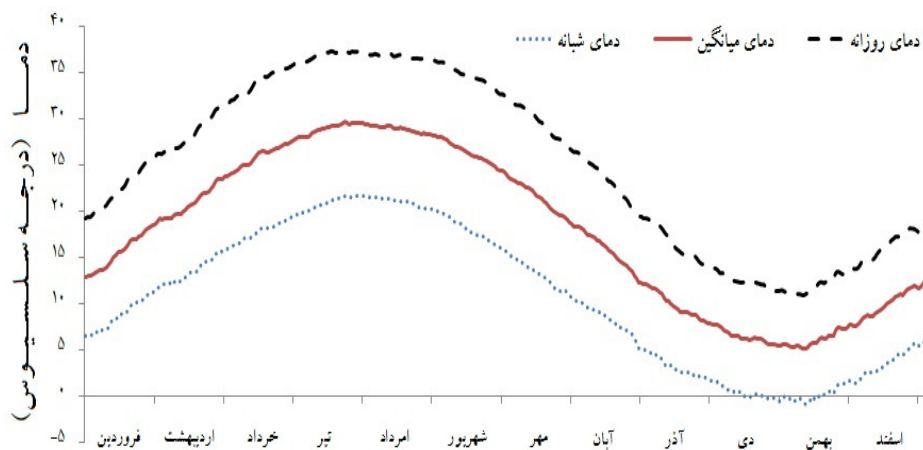
دمای سالانه‌ی ایران به طور متوسط ۱۸ درجه‌ی سلسیوس است و از غرب به شرق و از شمال به جنوب گرم‌تر می‌شود (شکل ۵-۳). نقش عرض جغرافیایی در تفاوت دمای نقاط مختلف، ده‌ها برابر اثر طول جغرافیایی است. افزایش دما در جهت غربی - شرقی به سبب تمرکز کوهستان‌ها در غرب ایران و افزایش دما از شمال به جنوب به دلیل نزدیک شدن به استوا و افزایش زاویه‌ی تابش خورشید و همچنین خنای رطوبتی جو در کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان است.

شکل ۵-۳ میانگین دمای سالانه‌ی ایران



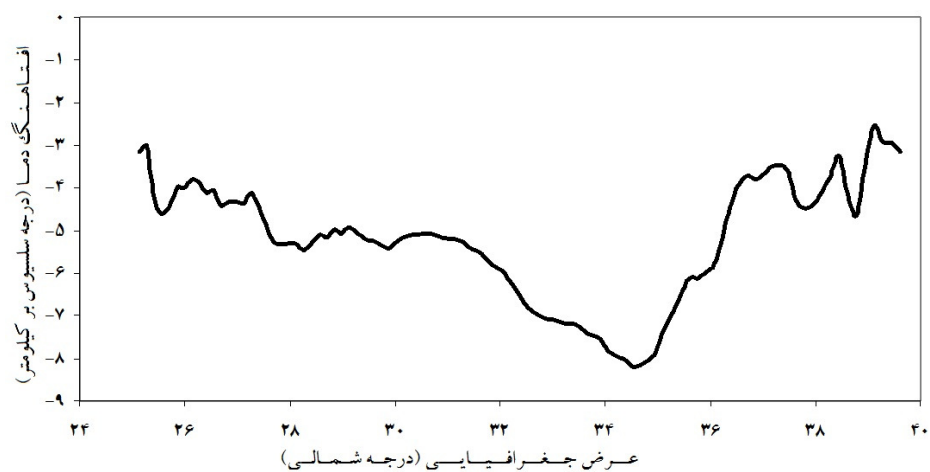
گذشته از افتاهنگ افقی یادشده، افتاهنگ عمودی دما نیز در عرض‌های جغرافیایی مختلف متفاوت است. در نواحی گرم و مرطوب جنوبی و در کمربند مرطوب شمال ایران افتاهنگ عمودی دما بسیار کوچک است (۳ تا ۴ درجه به ازای هر هزار متر) در حالی که در بخش‌های خشک میانه‌ی کشور افتاهنگ عمودی دما به ۸ درجه به ازای هر هزار متر هم می‌رسد. محور این کمربند با افتاهنگ شدید دما تقریباً بر مدار ۳۵ درجه منطبق است (شکل ۷-۳). دمای معادل تراز دریا که از مدل‌های دما-ارتفاع برای هر عرض جغرافیایی به طور جداگانه به دست آمده است نشان می‌دهد که در جنوب مدار ۳۵ درجه اقلیم ایران دمای سرشتی گرم است و در شمال آن سرشتی سرد دارد (شکل ۸-۳). وجود قلمروهای سرد در جنوب مدار ۳۵ درجه انحراف از حالت متعارف منطقه‌ای به حساب می‌آید و متأثر از ناهم‌واری است. دمای تراز دریای هر محل دمایی نظری است که نشان می‌دهد اگر محل مورد نظر در ارتفاع صفر (تراز دریا) می‌بود چه دمایی می‌داشت. بنابراین با ضرب افتاهنگ محلی دما در ارتفاع محل از تراز دریا و کسر این مقدار از دمای محل دمای تراز دریا به دست می‌آید.

شکل ۶-۳) آهنگ دمای شبانه، میانگین دما و دمای روزانه‌ی ایران

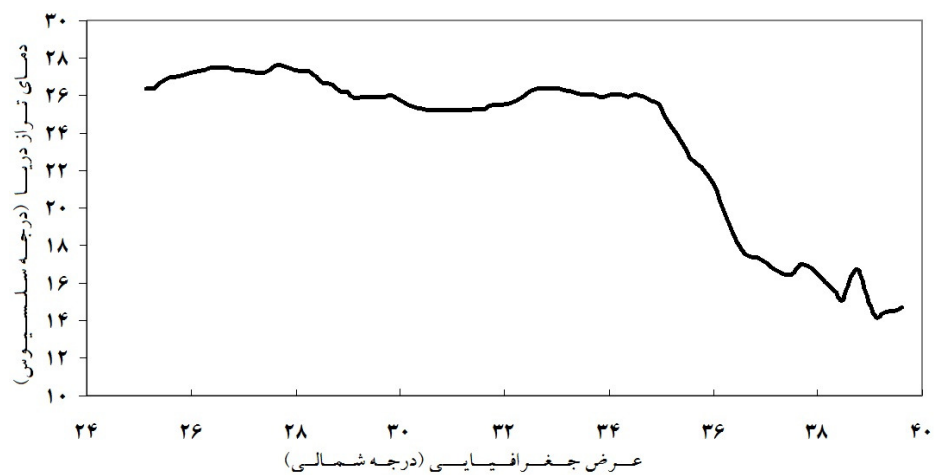


آفتاب و دما ۷۷

شکل ۷-۳) میانگین افتاهنگ عمودی دما در عرض‌های مختلف جغرافیائی ایران



شکل ۸-۳) میانگین دمای تراز دریا در عرض‌های مختلف جغرافیائی ایران



گذشته از تغییرات مکانی افتاهنگ عمودی دما، در طول سال نیز با تغییرات ضخامت وردسپهر مقدار افتاهنگ عمودی تغییر می‌کند. در دوره‌ی سرد سال که ضخامت وردسپهر کاهش می‌یابد افتاهنگ عمودی دما افزایش می‌یابد. مثلاً در اسفند میانگین افتاهنگ دمای ایران ۵ درجه‌ی سلسیوس به ازای هر هزار متر است (جدول ۱-۳). این ویژگی که در افتاهنگ دمای ایران دیده می‌شود هماهنگ با این واقعیت است که افتاهنگ دما در هوای سرد شدیدتر است تا در هوای گرم. این در حالی است که در دوره گرم سال مثلاً در امرداد همزمان با افزایش ضخامت وردسپهر افتاهنگ به ۴ درجه‌ی سلسیوس به ازای هر هزار متر کاهش می‌یابد. این تغییرات بیشتر از آن جهت اهمیت دارد که گنجایش انبارش برف در حوضه‌های آبی، بستگی به ارتفاع همدمای صفر درجه دارد که خود تابعی از افتاهنگ عمودی دماست.

مثلاً در ماه‌های خرداد تا مهر ارتفاع همدمای صفر درجه بالاتر از مرتفع‌ترین کوه‌های کشور است. با این حال رابطه‌ی دما و ارتفاع پیچیده‌تر از آن است که بتوان به یک مدل ساده برای کل کشور اکتفا کرد بلکه برای قضاوت دقیق نیاز به مدل‌های منطقه‌ای و حوضه‌ای وجود دارد. برای نمونه بررسی نیمرخ دما - ارتفاع در راستای یک مدار معین (مثلاً مدار ۳۲ درجه) رابطه‌ی معکوس قوی میان دما و ارتفاع را نشان می‌دهد. در این حالت که افتاهنگ دما بر روی مدار ثابت لحاظ می‌شود دما تنها متأثر از ارتفاع است. در مقابل، نیمرخ دما - ارتفاع در راستای یک نصف النهار معین (مثلاً نصف النهار ۵۲ درجه) باز هم مؤید رابطه‌ی معکوس دما با ارتفاع است اما به دلیل ترکیب اثر عرض جغرافیایی و ارتفاع بر روی دما، رابطه‌ی دما و ارتفاع از دیدگاه آماری ضعیف‌تر است.

آفتاب و دما ۷۹

جدول ۱-۳) رابطه‌ی دما - ارتفاع ایران در ماه‌های مختلف سال				
ماه	مدل دما - ارتفاع	ضریب تعیین	تراز همدمای صفر	حساسیت دما به ارتفاع (درجه به متر)
فروردین	$T = ۲۲/۴ - ۰/۰۰۵۲ H$	۰/۴۶۴	۴۳۰۰	۱۹۲
اردیبهشت	$T = ۲۸/۴ - ۰/۰۰۵۵ H$	۰/۴۶۶	۵۲۰۰	۱۸۲
خرداد	$T = ۳۲/۸ - ۰/۰۰۵۲ H$	۰/۴۵۹	۶۳۰۰	۱۹۲
تیر	$T = ۳۴/۸ - ۰/۰۰۴۳ H$	۰/۴۳۰	۸۱۰۰	۲۳۳
مرداد	$T = ۳۴/۲ - ۰/۰۰۴۱ H$	۰/۴۴۵	۸۳۰۰	۲۴۴
شهریور	$T = ۳۱/۵ - ۰/۰۰۴۳ H$	۰/۴۵۴	۷۳۰۰	۲۳۳
مهر	$T = ۲۶/۸ - ۰/۰۰۴۷ H$	۰/۴۶۱	۵۷۰۰	۲۱۳
آبان	$T = ۲۱/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۶۱	۴۳۰۰	۲۰۴
آذر	$T = ۱۵/۴ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۲۲	۳۱۰۰	۲۰۴
دی	$T = ۱۲/۷ - ۰/۰۰۵۰ H$	۰/۴۰۳	۲۵۰۰	۲۰۰
بهمن	$T = ۱۳/۵ - ۰/۰۰۵۴ H$	۰/۳۹۹	۲۵۰۰	۱۸۵
اسفند	$T = ۱۷/۳ - ۰/۰۰۵۱ H$	۰/۳۹۹	۳۴۰۰	۱۹۶
سالانه	$T = ۲۴/۲ - ۰/۰۰۴۹ H$	۰/۴۶۲	۵۰۰۰	۲۰۴

آزمون: داده‌های دمای دست کم شش ایستگاه هواسنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای هر یک از ماه‌ها نمودار جداگانه‌ای رسم کنید که در آن ارتفاع بر روی محور افقی و دما بر روی محور عمودی پیاده شده باشد. برای هر نمودار معادله‌ی خط رگرسیون را محاسبه و سپس خط رگرسیون را ترسیم کنید. درباره‌ی افتاهنگ دما در محل زندگی‌تان بحث کنید و آن را با مقادیر متوسط ایران که در جدول ۱-۳ آمده مقایسه کنید. دمای تراز دریا در محل زندگی شما در هر ماه چه اندازه است؟ در هر یک از ماه‌های سال به ازای هر درجه افزایش دما ارتفاع بر فمرز در محل زندگی شما چه مقدار افزایش می‌یابد؟

دمای کمینه و بیشینه

پراکنده‌گی مکانی دماهای کمینه اثر پرفشار سیری در شمال‌شرق و اثر ناهم‌واری در محور شمال‌غرب- جنوب‌شرق (منطبق بر محور زاگرس) را بر روی دمای ایران آشکار می‌سازد. در مقابل، سواحل جنوبی و شمالی به علت اثر تعدیلی رطوبت جو از دمای کمینه‌ی بالاتری برخوردار هستند. با این حال چون رطوبت جو در سواحل جنوبی خیلی بیش از سواحل شمالی است دمای کمینه که نماینده‌ی دمای شبانه است در سواحل جنوبی به‌طور چشم‌گیری بالاتر از سواحل شمالی است. در سواحل جنوبی بخار آب جو، اثر گلخانه‌ای قوی بر تابش‌های بلند خروجی دارد. بنابراین شب‌هنگام که تابش‌های کوتاه پس از غروب خورشید حذف می‌شود و دمای هوا تابعی از تابش‌های بلند خروجی است بخار آب موجود در جو با جذب این تابش‌ها نقش گرمایشی بازی می‌کند. به همین دلیل است که اگر از لحاظ دمای شبانه ایران را به سه قلمرو تقسیم کنیم سواحل جنوبی در یک قلمرو واحد جا می‌گیرد اما سواحل خزر بخشی از ایران مرکزی خواهد بود. اساساً از دیدگاه دمای شبانه ایران به سه بخش سواحل جنوب، مرکزی، کوهپایه‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شود. در قلمرو اول دمای شبانه بین ۲۳ تا ۱۵، در قلمرو دوم بین ۱۵ تا ۹ و در قلمرو سوم بین ۹ تا ۲ درجه‌ی سلسیوس است. دمای شبانه در ناحیه‌ی سوم دلای دو قلمرو است یکی بر روی زاگرس و آذربایجان که در اینجا ارتفاع نقش عمده را در پایین بودن دمای شبانه بازی می‌کند و

دیگری شمال شرق که نفوذ هوای سرد پرفشار سبیری نقش مهم تر را دارد. به همین دلیل ناحیه ی سوم از تغییرپذیری درونی بالاثری برخوردار است. در دی، ترکیب ناهمواری و هجوم هوای سرد سبیری تمامی بخش میانی ایران را با اقلیمی سرد روبرو می سازد. در عین حال در تیر، سلطه ی پرفشار جنب حاره بر سراسر کشور هوای گرم را در همه جا به همراه می آورد و تفاوت دمای نقاط مختلف کشور کمتر است. الگوی زمانی دمای کمینه همانند دمای میانگین است و خصوصیات رژیم گرمایی قاره ای عرض میانه را نشان می دهد (شکل ۳-۹).

دماهای بیشینه عمدتاً تحت تأثیر اثر گلخانه ای رطوبت جوی و فقر ابرناکی در بخش های کویری کشور هستند. به همین دلیل تقریباً در سراسر سال، سواحل جنوب که جوی سرشار از رطوبت دارد و دشت لوت و دشت کویر به دلیل فقر ابرناکی بالاثترین دمای بیشینه را نشان می دهند. در عین حال تغییرات زمانی دمای بیشینه تابعی از زاویه ی تابش خورشید است و الگویی زنگدیس دارد (شکل ۳-۶). از سوی دیگر گرچه شمال و جنوب ایران را توده های بزرگ آب فراگرفته اما ایران در مجموع اقلیمی قاره ای دارد و نوسان زیاد دما (تفاوت دمای شب و روز) که از ویژگی های چنین اقلیمی است در ایران آشکارا دیده می شود. در دوره گرم سال به دلیل فقر ابرناکی و خشکی هوا این ویژگی تشدید هم می شود (شکل ۳-۹).

شکل ۳-۹ آهنگ زمانی دامنه ی دمای ایران



آزمون: داده‌های روزانه‌ی دمای بیشینه و دمای کمینه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. نوسان دما (تفاوت دمای بیشینه و کمینه) را برای هر یک از روزهای تقویمی محاسبه و با هم مقایسه کنید. نوسان دما در دوره‌ی گرم سال بیشتر است یا دوره‌ی سرد؟ در باره‌ی نوسان دما در ایستگاه مورد بررسی و علل نوسان دما بحث کنید.

نواحی دمائی ایران

نواحی دمایی ایران را در یک نگاه کلی می‌توان به دو دسته تقسیم کرد. دسته‌ی اول نواحی دمایی سرزمین‌های کوهستانی و دسته‌ی دوم نواحی دمایی سرزمین‌های کم‌ارتفاع. نواحی دمایی کوهستانی حدود ۴۷ درصد از مساحت ایران را در بر گرفته و میانگین دما در این نواحی حدود ۱۴ درجه‌ی سلسیوس است که به میانگین سیاره‌ای دما بسیار نزدیک است. به بیان دیگر کوهستان‌ها در تعدیل دمای ایران نقش بسیار اساسی بازی می‌کنند. این واقعیت زمانی روشن‌تر می‌شود که بدانیم در نواحی دمایی کم ارتفاع ایران که حدود ۵۳ درصد مساحت کشور را به خود اختصاص داده‌اند میانگین دما نزدیک به ۲۲ درجه‌ی سلسیوس است. ناحیه‌ی کوهستانی از دیدگاه دما خود به سه ناحیه‌ی کوچک‌تر تقسیم می‌شود که عبارتند از: ناحیه‌ی سرد، ناحیه‌ی نیمه سرد و ناحیه‌ی معتدل. نواحی دمایی مناطق کم ارتفاع نیز به سه ناحیه‌ی نیمه گرم، گرم و بسیار گرم تقسیم می‌شوند (شکل ۱۰-۳).

ناحیه‌ی سرد: این ناحیه از دیدگاه جغرافیایی شامل نواحی مرتفع کوهستانی عرض‌های جغرافیایی بالاست که از لحاظ رطوبت جوی فقیرند به همین سبب بخش بزرگی از شمالغرب کشور، بخش میانی و باختری البرز و بخش شمالی زاگرس در این قلمرو جا می‌گیرند. این پهنه حدود ۲۰ درصد مساحت ایران را می‌پوشاند. میانگین دمای این ناحیه ۱۲/۳ درجه‌ی سلسیوس است. در اواخر دی دمای این ناحیه به کمترین مقدار ($-2^{\circ}C$) رسیده و از آن پس افزایش یافته و در اوایل بهار به بیشترین مقدار ($25^{\circ}C$) می‌رسد. سردی هوا در این ناحیه از یک سو متأثر از

ارتفاع زیاد و ژسوی دیگر متأثر از عرض بالای جغرافیایی همراه با خشکی جو است (شکل ۱۱-۳).

ناحیه ی نیمه سرد: این ناحیه دو قلمرو جغرافیایی مختلف را در بر می گیرد یکی بخش جنوبی ارتفاعات زاگرس و رشته کوه مرکزی که کرکس در غرب نطنز و شیرکوه در غرب یزد و توده ی هزار و لاله زار در جنوب کرمان نمونه ای از آنهاست. در این بخش سردی هوا ناشی از ارتفاع است. دیگری گوشه ی شمال شرقی کشور که سردی هوا در این بخش متأثر از جریان های هوای سردی است که از سوی خوارزم بدان می وزد. این ناحیه حدود ۱۶ درصد مساحت ایران را می پوشاند. میانگین دما بر روی این ناحیه $15^{\circ}C$ است و از لحاظ آهنگ تغییرات دما همانند ناحیه ی سرد است اما در سردترین مواقع سال میانگین دما به دو درجه سلسیوس نزدیک است و در گرمترین روز سال به $27^{\circ}C$ می رسد (شکل ۱۱-۳).

ناحیه ی معتدل: این ناحیه شامل دو قلمرو جغرافیایی است. یکی کراهه های خزر که به صورت کمربندی از غرب تا شرق کرانه های جنوبی خزر را در بر می گیرد. در این قلمرو اعتدال دما متأثر از رطوبت جوی حاصل از همسایگی با خزر است. به همین سبب است که دمای کراهه های خزر نسبت به نواحی هم عرض در آذربایجان و خراسان بالاتر است. دیگری کمربند باریک و گاه پهناوری که گرداگرد توده های کوهستانی ایران را فرا گرفته است. در حقیقت این ناحیه ی دمایی نماینده ی مرز میان نواحی گرم کم ارتفاع و نواحی سرد پر ارتفاع ایران است. به همین جهت این ناحیه ی دمایی را می توان نماینده ی نواحی پایکوهی به شمار آورد. میانگین دما بر روی این ناحیه $17^{\circ}C$ است و حدود ۱۸ درصد از مساحت کشور را در بر گرفته است. دمای این ناحیه در طول سال بین ۴ تا ۲۹ درجه ی سلسیوس در نوسان است (شکل ۱۱-۳).

ناحیه ی نیمه گرم: این ناحیه شامل دشت های کم ارتفاع داخلی است. به نظر می رسد کمبود ابر به سبب پایداری پوششی که به نفع افزایش تابش روزانه است به گرم شدن این ناحیه کمک می کند. میانگین دما بر روی این ناحیه $19/1^{\circ}C$ است که در سردترین و گرمترین روز سال

بین 5°C تا 33°C نوسان می‌کند. دامنه‌ی بزرگ نوسان دما در این ناحیه می‌تواند ناشی از خشکی جو این بخش از ایران باشد. ویژگی‌های دمایی این ناحیه در دوره‌ی گرم سال همانند ناحیه‌ی گرم و در دوره‌ی سرد سال همانند ناحیه‌ی معتدل است. ده درصد از مساحت کشور به این ناحیه اختصاص دارد (شکل ۱۱-۳).

ناحیه‌ی گرم: این ناحیه از غرب کشور آغاز می‌شود و به صورت کمربند، بخش بزرگی از پسرکانه‌های خلیج فارس را در بر می‌گیرد و تا کویر لوت ادامه می‌یابد و به سیستان و بلوچستان و خراسان جنوبی می‌رسد. وسعت این ناحیه حدود ۱۸ درصد سرزمین ایران است و میانگین دما در آن $20/5^{\circ}\text{C}$ است. در سردترین و گرمترین روزهای سال در این ناحیه دما بین 8°C تا 33°C نوسان دارد. ویژگی‌های دمایی این ناحیه گذشته از ارتفاع کم، کمبود ابر و عرض جغرافیایی پایین با گسترش کم فشار گنگ نیز مرتبط است. به‌طور کلی به نظر می‌رسد دمای بخش‌های کم ارتفاع ایران از گسترش کم فشار گنگ متأثر می‌شود. در بخش‌های غربی، رطوبت جوی حاصل از خلیج فارس نیز در دمای این ناحیه مؤثر است (شکل ۱۱-۳).

ناحیه‌ی بسیار گرم: ناحیه‌ی بسیار گرم جلگه‌های جنوبی کشور شامل دشت خوزستان، کرانه‌های خلیج فارس و کرانه‌های دریای عمان را در بر می‌گیرد. میانگین دمای این ناحیه 25°C است و در طول سال دما بین 14°C تا 34°C نوسان می‌کند که در مقایسه با دیگر نواحی دامنه‌ی کمتری دارد. در حقیقت این ناحیه را باید بخش حاره‌ای ایران به‌شمار آورد. کمبود ابر، جو سرشار از رطوبت و وزش‌های گرم جنوبی، از علل گرمی هوا در این ناحیه است. از این گذشته کم فشار گنگ در زمان گسترش، این قلمرو و دو ناحیه‌ی گرم و نیمه گرم را در بر می‌گیرد (شکل ۱۱-۳).

بر پایه‌ی آنچه گفتیم ایران از دیدگاه دما به دو بخش اصلی تقسیم می‌شود. بخش گرم و کم ارتفاع که شامل دشت‌های ایران مرکزی و سراسر جنوب و جنوب شرق ایران است و بخش‌های کوهستانی و کمربند شمالی کشور که از آب و هوای معتدل تا سرد برخوردارند. در نواحی گرم نقش سامانه‌های پرفشار جنب حاره (با ایجاد پایداری پویشی) و کم فشار گنگ، ارتفاع کم و

همسایگی با توده‌های بزرگ آب، نقش بخار آب جو تعیین کننده است. در مناطق کوهستانی و همجوار آن، نقش ارتفاع در آرایش جغرافیایی نواحی دمایی کاملاً تعیین کننده است. این نقش نه تنها از جهت کاهش دما با ارتفاع بلکه از جهت ایجاد گرماباد یا ریزش هوای سرد از روی دامنه‌ها به دره‌ها و چاله‌های مجاور آنها و شکل‌گیری استخرهای سرد دیده می‌شود.

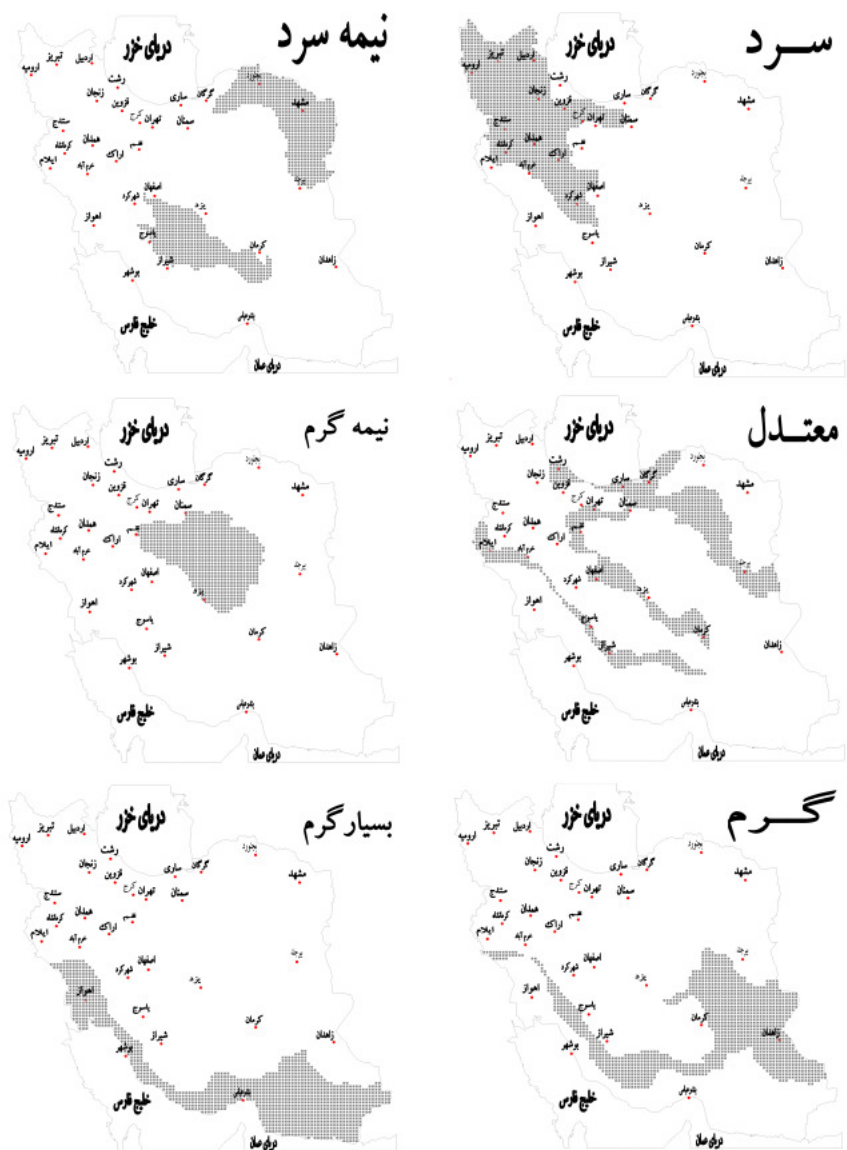
میانگین دمای کمربند ۲۵ تا ۴۰ درجه‌ی نیمکره‌ی شمالی حدود ۱۷ درجه‌ی سلسیوس است. بنا بر این به نظر می‌رسد ایران با دمای متوسط 18°C نسبت به نواحی هم عرض خود از اعتدال نسبی برخوردار است. این اعتدال مدیون رشته کوه‌ها و یا حتی تک کوه‌هایی است که در جای جای کشور گسترده شده‌اند. به نظر می‌رسد اگر کوه‌هایی مانند کرکس، شیرکوه، بینالود، زردکوه، بارز و هزار و لاله زار توانسته‌اند تمدن‌هایی را در دامن خود پیورند بیشتر به جهت نقش این بلندی‌ها در تعدیل دما بوده است تا نقش آنها در افزایش بارش. از دیدگاه اقلیم‌شناختی تمدن ایرانی را می‌توان تمدنی استوار بر بلندی‌ها دانست. بلندی‌هایی که به یاری دمای کم توانسته‌اند بارش اندک فروباریده را انبار کرده و برای مدت کوتاهی از سال هم که شده ترازمندی مثبت آب را فراهم آورند. بنابراین گرمایش جهانی نه تنها بقای جزایر و سواحل کم‌ارتفاع را تهدید می‌کند بلکه بقای تمدن‌های کهنی که در فلات ایران همچون جزایری در پای توده‌های کوهستانی شکل گرفته‌اند را به خطر می‌اندازد. ما بیش از نابودی جزایری که در دل دریا هست باید نگران بقای جزایر تمدنی موجود در دل خشکی‌ها باشیم.

باتوجه به این که اساساً ایران کشور بسیار کم‌بارشی است بخش‌هایی از ایران که به دلیل شرایط ارتفاعی از دمای پایین‌تری برخوردارند و به همین سبب ترازمندی آب در آنجا مثبت بوده در پیرامون خود هسته‌های اولیه‌ی تمدن را پدیدار ساخته‌اند. با این حال اقلیم‌شناسان ایرانی بیشتر به موضوع بارش توجه نشان داده‌اند و بررسی دما کمتر مورد توجه قرار گرفته است. کسانی که در آینده به بررسی دمای ایران خواهند پرداخت خواهند دید که شناخت ویژگی‌های دمایی ایران دریایی است که فرورفتن در آن جنبه‌های بسیار جالبی از اقلیم ایران را آشکار خواهد ساخت و پرتویی روشنگر بر راز پیدایش و فراز و فرود تمدن در ایران خواهد افکند.

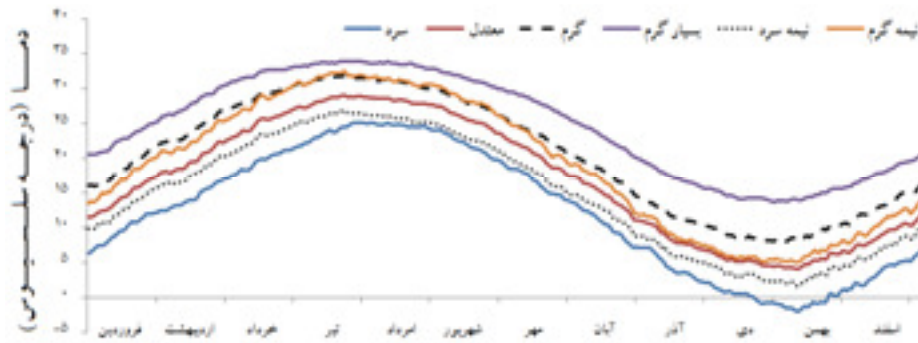
آفتاب و دما ۸۶

ایران از دیدگاه دما بسیار متنوع است. دلیل این تنوع همسایگی خشکی ایران با دو توده‌ی بزرگ آب در شمال و جنوب، گستردگی در عرض جغرافیایی و تنوع ناهمواری است. میانگین دمای ایران ۱۸ درجه‌ی سلسیوس است که نسبت به میانگین جهانی (۱۵ درجه سلسیوس) بزرگ‌تر است. در نتیجه ایران گذشته از فقر بارش از گرمای بالایی برخوردار است.

شکل ۱۰-۳) نواحی دمای ایران



شکل ۱۱-۳) آهنگ زمانی دما در نواحی دمای ایران (درجه سلسیوس)



آزمون: به کمک شکل ۹-۳ نشان دهید که محل زندگی شما در کدام ناحیه‌ی دمای واقع است. چند محل دیگر که در همین ناحیه قرار دارند را پیدا کنید.

آزمون: به کمک شکل ۱۱-۳ بگویید که دمای ناحیه‌ی محل زندگی شما در گرم‌ترین و سردترین روز سال چه اندازه است؟ گرم‌ترین و سردترین روز سال در ناحیه‌ی دمای شما چه زمانی است.

روند دمای ایران

اقلیم در مقیاس‌های زمانی کوتاه نوسان می‌کند و در مقیاس‌های زمانی بلند تغییر می‌پذیرد. نوسان و تغییر در نهاد دستگاه اقلیم، و ویژگی سرشتی آن است. تغییرات اقلیمی با الگوهای متفاوتی رخ می‌دهند. این تغییرات می‌توانند سه الگوی اصلی روندی، دوره‌ای و یا تصادفی داشته باشند. بررسی این تغییرات برای شناخت وضع آب و هوای آینده‌ی هر ناحیه ارزشمند است. بویژه شناخت تغییرات دما و بارش بسیار سودمند است زیرا تغییر این دو عنصر وضع عمومی آب و هوای هر

ناحیه را شکل می دهد. در ایران نیز این دو عنصر از عناصر اصلی تمایز آب و هوای نواحی مختلف کشور از یکدیگر به شمار می آیند.

در این جا به دنبال پاسخ گویی به این پرسش هستیم که آیا دمای ایران در طی دوره ای که سنجش عناصر اقلیمی در ایران آغاز شده تغییر یافته است یا خیر؟ این تغییر در کجا افزایشی و در کجا کاهشی بوده است؟ آهنگ کاهش یا افزایش دما چه اندزه بوده است؟ آیا تغییرات دمای شبانه (دمای کمینه) و دمای روزانه (دمای بیشینه) یکسان بوده است؟

بررسی ها نشان می دهد که دمای شبانه ی ایران با آهنگ ۳ درجه در هر صدسال و دمای روزانه با آهنگ ۱ درجه در هر صدسال افزایش داشته است. به این ترتیب دمای شبانه روزی کشور با آهنگ ۲ درجه در هر صدسال در حال افزایش است. این بدان معناست که ایران نه تنها در منطقه ی گرمسیر جهان قرار گرفته و میانگین دمای شبانه روزی آن ۱۸ درجه سلسیوس است بلکه رو به گرم تر شدن هم می رود و نسبت به پنجاه سال گذشته یک درجه سلسیوس گرم تر شده است. این در حالی است که افزایش دمای جهانی حدود ۰/۵ درجه ی سلسیوس در هر صد سال برآورد می شود. در این صورت آهنگ گرم شدن ایران چهار برابر سرعت گرمایش جهانی است.

افزایش دما در همه ی ماه ها یکسان نبوده است. در نیمه ی گرم سال آهنگ افزایش دما بزرگ تر بوده است و در نیمه ی سرد سال آهنگ افزایش دما آرام تر و گاهی روند کاهش دما دیده می شود. بنابراین تفاوت دمای نیمه ی گرم و سرد سال در کشور رو به افزایش است و رژیم گرمایی کشور الگوی قاره ای قوی تری پیدا کرده است.

از سوی دیگر افزایش دما غالباً در سرزمین های کم ارتفاع دیده می شود و در مناطق کوهستانی دما عموماً دارای روند کاهشی است. به این ترتیب تفاوت مکانی دما نیز در ایران شدیدتر شده است. روند افزایش دما بویژه در کرانه های جنوبی کشور بسیار چشمگیر است. بررسی های اولیه نشان می دهد که هر چند مقدار رطوبت جوی ایران در نیم سده ی گذشته کاهش یافته اما رطوبت جوی کرانه های خلیج فارس و دریای عمان در نیم سده ی گذشته افزایش یافته است. در این صورت

احتمالاً افزایش دمای کرانه‌های جنوبی ایران به دلیل افزایش رطوبت جوی بوده است. به ویژه این که افزایش دما عمدتاً در دمای شبانه رخ داده است. به عبارت دیگر افزایش دمای این منطقه نه به دلیل افزایش تابش‌های ورودی (که تعیین کننده دمای روزانه است) بلکه به دلیل کاهش تابش‌های خروجی (که تعیین کننده دمای شبانه است) بوده است. تابش‌های خروجی به شدت متأثر از مقدار گازهای گلخانه‌ای جو است که از این میان بخار آب بیشترین نقش را دارد.

نه تنها در کرانه‌های جنوبی بلکه در سراسر ایران آهنگ افزایش دمای شبانه بزرگ‌تر از دمای روزانه بوده است. با این حال در مناطق شرقی ایران افزایش دمای شبانه را نمی‌توان به بخار آب جو نسبت داد چرا که رطوبت جوی این مناطق در نیم سده‌ی گذشته کاهش یافته است. از سوی دیگر محتوای رطوبتی جو در مناطق کوهستانی نیز کاهش یافته است و روند کاهش دما در مناطق کوهستانی احتمالاً با همین پدیده مرتبط است.

اگر روزهایی که دمای آنها به مقدار چشمگیری زیر دمای بلندمدت آنها قرار می‌گیرد را روزهای سرد به شمار آوریم و روزهای گرم را با همین معیار تعریف کنیم بررسی‌ها نشان داده است که در طی دهه‌های گذشته از تعداد روزهای سرد ایران کاسته شده و بر تعداد روزهای گرم کشور افزوده شده است. از این گذشته افزایش تعداد روزهای گرم در نیمه‌ی سرد سال بیشتر بوده است. به بیان دیگر ایران در دهه‌های اخیر دستخوش تغییر فصل شده و دوره‌ی سرد سال به نفع دوره‌ی گرم رو به کاهش داشته است.

آزمون: داده‌های ماهانه‌ی دمای بیشینه و دمای کمینه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. روند دمای بیشینه و کمینه را برای هر ماه جداگانه محاسبه کنید. در کدام ماه‌ها دما روند نشان می‌دهد؟ روند دمای بیشینه و کمینه را با هم مقایسه و درباره‌ی آن بحث کنید.

یخبندان

گر بدیدی برف و یخ خورشید را - از یخی برداشتی او مید را

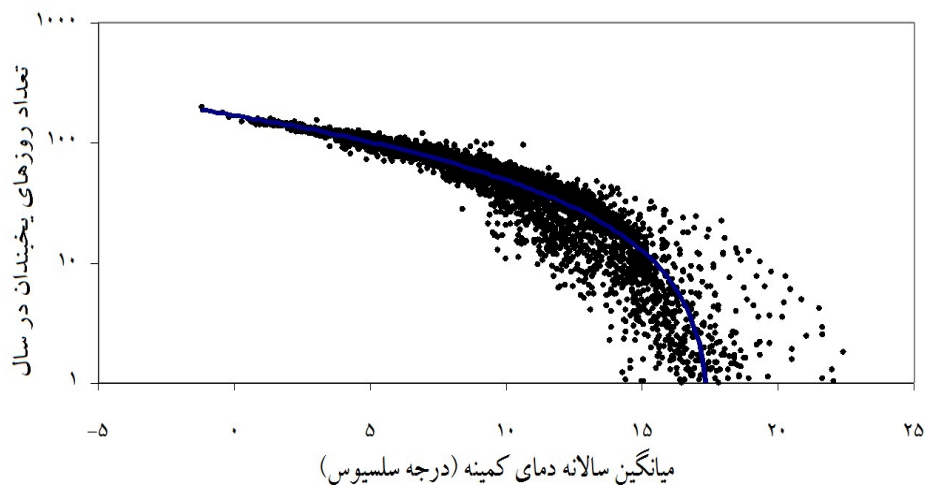
روز یخبندان به روزی گفته می شود که دمای کمینه ی آن زیر صفر باشد. از نظر منشأ، یخبندان ها را می توان به دو گروه تابشی و وزشی تقسیم کرد. در نوع اول طی شرایط پایداری جوی و حاکمیت هوای ساکن در نزدیکی سطح سرد زمین بویژه در هنگام شب دما به زیر نقطه ی انجماد رفته و سبب بروز یخبندان می شود. در ایران همبستگی بسیار قوی و معکوس بین دما و تعداد روزهای یخبندان دیده می شود. این ارتباط خصوصاً با دمای شبانه (دمای کمینه) بسیار قوی تر از سایر عناصر خانوادگی دما است (۰/۹۵۹-) و نشانگر غلبه ی سازوکار تابش های بلند شبانه در پیدایش یخبندان است (شکل ۱۲-۳). بررسی ها نشان می دهد که در ایران با هر درجه کاهش دمای کمینه تعداد روزهای یخبندان حدود ۸ روز افزایش می یابد. بخش هایی از ایران که دمای کمینه ی سالانه ی آنها بیش از حدود ۱۸/۵ درجه ی سلسیوس است تقریباً بدون یخبندان هستند. این پهنه تقریباً منطبق بر قلمروهایی است که امکان رخداد شرعی در آنها وجود دارد (به فصل چهارم نگاه کنید). بنابراین نبود یخبندان و رخداد شرعی دو ویژگی مهمی است که از دیدگاه اقلیمی ایران کرانه ای را از ایران بری جدا می کند.

در یخبندان های وزشی نقش سامانه های پرفشار همسایه ماهسته است. از این میان پرفشار سیری و پرفشارهای مهاجر از اهمیت زیادی برخوردارند. در زمان حاکمیت این سامانه ها هوای سرد از شمال شرق و یا شمال غرب به ایران سرازیر می شود. به هر حال یخبندان های وزشی در ایران در درجه ی دوم اهمیت قرار دارند. بنابراین هر دو نوع یخبندان در دوره ی سرد سال دیده می شوند و آهنگ زمانی آنها عکس الگوی زمانی دما و موافق الگوی زمانی بارش در ایران است. تعداد روزهای یخبندان ایران به طور متوسط حدود ۵۶ روز است که بیشترین فراوانی آن در دی و پس از آن در بهمن و آذر دیده می شود (شکل ۱۳-۳). در طی خرداد تا شهر یور کشور تقریباً عاری از یخبندان است. همچنان که انتظار می رود با افزایش ارتفاع بر تعداد روزهای یخبندان افزوده می شود

آفتاب و دما ۹۲

و با توجه به ارتباط قوی بین تعداد روزهای یخبندان و دما و ارتباط قوی دما با ارتفاع، الگوی مکانی تعداد روزهای یخبندان از پیکربندی ناهمواری کشور پیروی می کند.

شکل ۱۲-۳) رابطه‌ی تعداد روزهای یخبندان با دمای کمینه‌ی سالانه



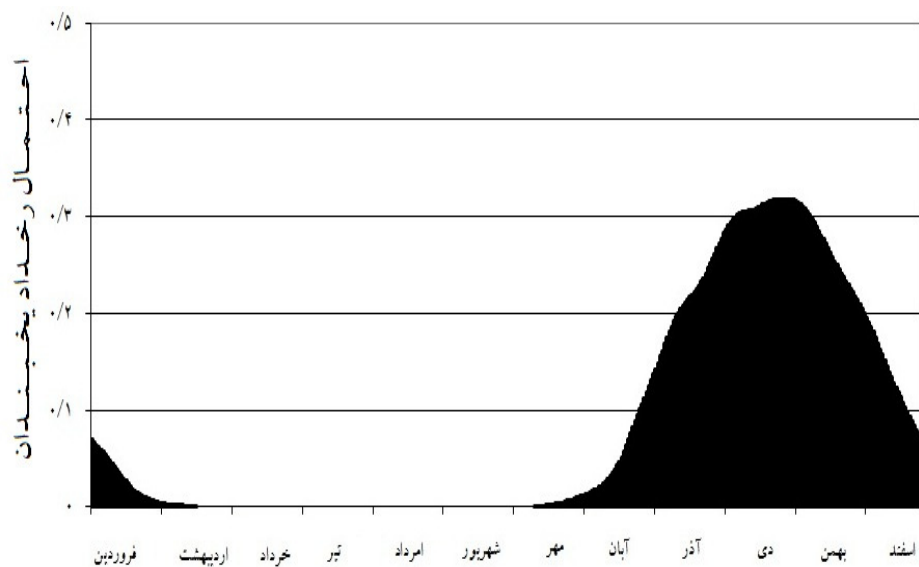
بیشترین یخبندان‌ها در محور کوهستانی شمال غرب - جنوب شرق رخ می دهد که به نظر می رسد عمدتاً از نوع یخبندان‌های تابشی باشد. در این محور چهارهسته‌ی بیشینه‌ی یخبندان دیده می شود: یکی در محدوده‌ی میان شهرهای اسکو، هشترو، خلخال، مشکین شهر، هریس؛ دوم در محدوده‌ی تکاب، دیوانلره، یجار، قروه، بهار، رزن، قیدار، زرین آباد؛ سوم در محدوده‌ی سربند، لژنا، خمین و چهارم در محدوده‌ی سمیرم، فارسان، فریدونشهر، خوانسار، تیران در این چهار محدوده تعداد روزهای یخبندان به ۱۲۰ روز در سال میرسد. گذشته از این بر روی البرز نیز تعداد روزهای یخبندان در محدوده‌ی فیروزکوه، دماوند به همین اندازه یعنی ۱۲۰ روز در سال است. در شمال شرق کشور نیز در نتیجه‌ی نفوذ پرفشار سیری دو هسته‌ی بیشینه‌ی ۹۰ روزه پدید می آید: یکی هسته‌ی کوچکی بر روی قاین و دیگری هسته‌ی یخبندانی که در محدوده‌ی تربیت حیدریه،

آفتاب و دما ۹۳

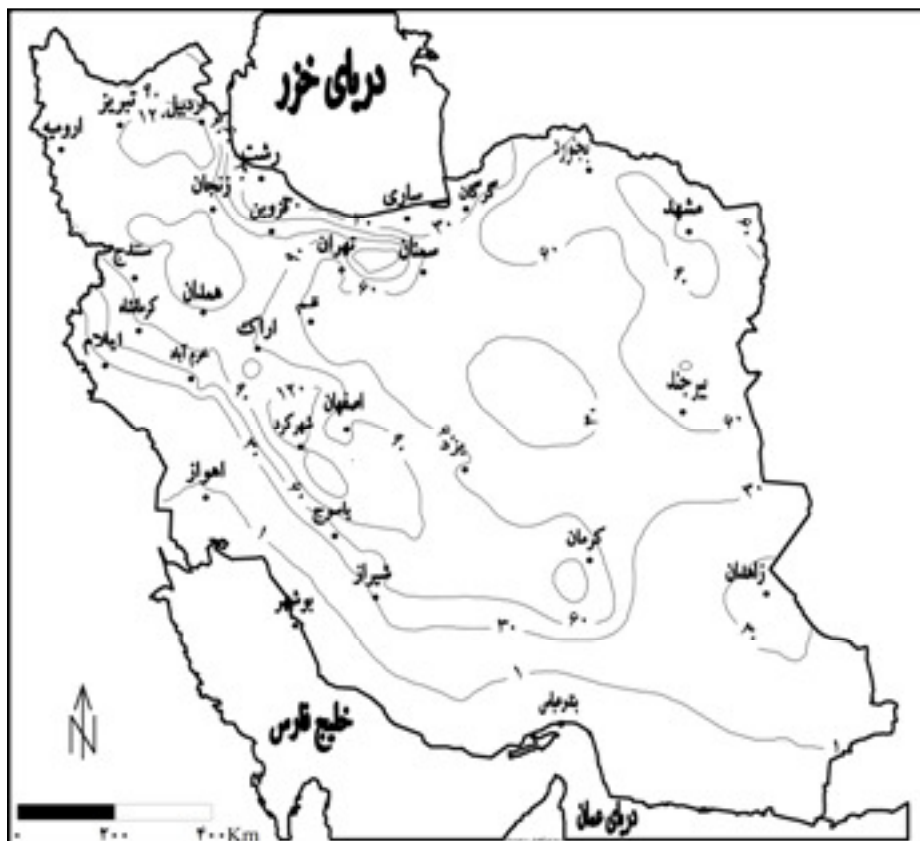
نیشابور، شیروان، چناران، فریمان جا گرفته است (شکل ۱۴-۳). به نظر می‌رسد تغییرات زمانی یخبندان‌های وزشی این بخش از کشور با رفتار زمانی و مکانی پرفشار سیری هم‌پایه باشد.

چنان‌که پیش از دیدید همای شبانه‌ی ایران روند افزایشی دارد. پس جای شگفتی نیست اگر تعداد روزهای یخبندان ایران رو به کاهش باشد. در واقع تعداد روزهای یخبندان ایران در طی دهه‌های گذشته کاهش چشمگیری داشته است. در سال ۱۳۶۱ تعداد روزهای یخبندان ایران حدود هفتاد روز بوده در حالی که در سال ۱۳۷۷ به سی روز رسیده است. گرچه پیش از سال ۱۳۶۱ تعداد روزهای یخبندان ایران گاه افزایش و گاه کاهش داشته است اما پس از سال ۱۳۶۱ تعداد روزهای یخبندان آشکارا رو به کاهش گذاشته است (شکل ۱۵-۳).

شکل ۱۳-۳) احتمال رخداد یخبندان در ایران



شکل ۱۴-۳) تعداد روزهای یخبندان سالانه در ایران (نقشه هموارسازی شده)

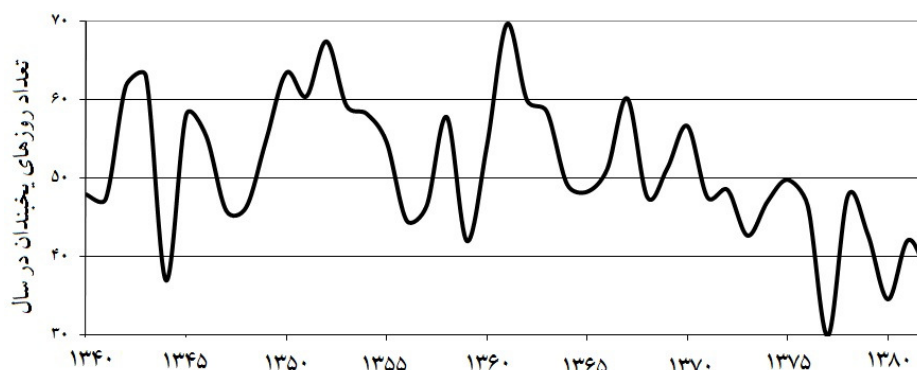


چنان که پیش از این هم یادآوری شد یخبندان هم بر اثر عوامل کلان (ناهمواری‌های بزرگ) و عوامل همدید (بر روی قلمروهای گسترده) و هم بر اثر عوامل محلی (بر روی قلمروهای کوچک) رخ می‌دهد. به همین دلیل نقشه‌ی یخبندان پرنوفه و سرشار از خطوط هم یخبندان ریز و درشتی است که در کنار هم جا می‌گیرند. یعنی از یک سو خطوط یخبندان از پیکربندی ناهمواری پیروی می‌کنند که این ویژگی بازتاب دهنده‌ی نقش عوامل همدید در پیدایش آنهاست و از سوی دیگر

آفتاب و دما ۹۵

تعداد زیادی خطوط هم یخبندان بسته و کوچک به ویژه در قلمروهای کوهستانی کشور دیده می شود که نماینده ی نقش عوامل محلی در پدایش یخبندان است.

شکل ۱۵-۳) دنباله ی زمانی تعداد روزهای یخبندان ایران



آزمون: داده های ماهانه ی تعداد روزهای یخبندان نزدیک ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. روند تعداد روزهای یخبندان را برای هر ماه جداگانه محاسبه کنید. در کدام ماه ها تعداد روزهای یخبندان روند نشان می دهد؟ روند ماه های مختلف را با هم مقایسه و درباره ی آن بحث کنید.

فصل چهارم: نم و ابر

رطوبت جو

همان گر نبارد به نوروز نم-زخشکی شود دشت خرم دژم

رطوبت جوی عبارت است از مقدار بخار آب موجود در هوا که بر حسب هکتوپاسکال بیان می‌شود. البته رطوبت موجود در جو به روش‌های متفاوتی بیان می‌شود. با این حال سنج‌های مختلفی مانند نسبت اختلاط، فشار بخار آب، نم ویژه، نم مطلق و نم نسبی که برای بیان مقدار رطوبت موجود در جو بکار می‌روند را می‌توان به سادگی به هم تبدیل کرد.

توجه به این نکته لازم است که هرچند برای انجام بارش رطوبت لازم است اما رطوبت به تنهایی برای بارش کافی نیست. به همین دلیل ممکن است منطقه‌ای بسیار مرطوب و در عین حال بسیار کم‌بارش باشد (مانند سرلسر کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان). بنابراین هر جا به رطوبت اشاره می‌کنیم منظور بخار آب موجود در جو است که در صورت مهیائی شرایط صعود می‌تواند منجر به تشکیل ابر شود و در صورت مهیائی دیگر شرایط بارش به ریزش باران یا برف بیانجامد. به این ترتیب کرانه‌های جنوبی ایران را می‌توان مرطوب یا حتی بسیار مرطوب دانست اما در عین حال این منطقه بسیار کم‌بارش است. پس با اینکه در متون اقلیمی غالباً اصطلاح مرطوب برای اشاره به مناطق پربارش بکار می‌رود اما ما از اصطلاح مرطوب برای اشاره به مناطقی استفاده می‌کنیم که محتوای رطوبتی جو آنها زیاد باشد صرف نظر از این که مانند کرانه‌های خزر بارش فراوان داشته باشند یا مانند کرانه‌های جنوبی کشور کم‌بارش باشند.

گذشته از نقشی که رطوبت جوی در بارش دارد اثر گلخانه‌ای آن نیز از نظر اقلیمی بسیار مهم است. چنان که می‌دانیم مقدار انرژی تابشی که زمین از خورشید دریافت می‌کند تنها می‌تواند دمای زمین را در حد ۱۸- درجه سلسیوس نگه دارد در حالی که دمای متوسط زمین حدود ۱۵ درجه سلسیوس یعنی ۳۳ درجه گرم‌تر از آن است. این تفاوت دما بالا بود گلخانه‌ای نامیده می‌شود. گازهای گلخانه‌ای موجود در جو زمین (بخار آب، دی اکسید کربن، متان و ...) از خروج

تابش‌های بلند زمینی پیشگیری می‌کنند و این تابش‌ها را در زمین به تله می‌اندازند. از میان این گازها بخار آب نقش بسیار مهم‌تری دارد زیرا دوسوم اثر گلخانه‌ای یعنی ۲۲ درجه سلسیوس از ۳۳ درجه بالا بود گلخانه‌ای به دلیل وجود بخار آب در جو است. از سوی دیگر، مقدار بخار آب همیشه و در همه جا یک‌اندازه نیست و به همین دلیل تغییرات مقدار بخار آب جو می‌تواند نقش بزرگی در تعیین دمای شبانه داشته باشد. در مناطقی که رطوبت جوی زیاد است دمای شبانه بالاتر می‌رود و در مناطق کم رطوبت دمای شبانه ممکن است به شدت افت کند. به همین دلیل است که تفاوت دمای شب و روز در مناطق خشک (مناطقی که از رطوبت جوی کمی برخوردارند) بسیار شدید است. کمبود رطوبت جوی در مناطق بیابانی آن چنان تفاوتی در دمای شب و روز ایجاد می‌کند که صدای خرد شدن سنگ‌هایی که هنگام روز زیر تابش مستقیم خورشید به شدت داغ و تفتیده شده‌اند و شب‌ها به شدت سرد می‌شوند در بیابان‌ها به گوش می‌رسد.

فشار بخار آب

سرچشمه رطوبت جو همان توده‌های بزرگ آب هستند که خشکی‌های زمین را فرا گرفته‌اند. بنابراین دور از انتظار نیست که با دور شدن از دریاها و اقیانوس‌ها و پیشروی به سوی قلب خشکی‌ها از محتوای رطوبتی جو کاسته شود. با این حال عوامل دیگری نیز در توزیع مکانی رطوبت دخالت دارند. از آنجا که انتقال بخار آب از دریاها و اقیانوس‌ها به درون جو تابعی از اختلاف فشار بخار درون آب و جو است و این اختلاف تابعی از دمای سطحی آب و دمای جو است نقش دریاها و اقیانوس‌ها در تغذیه رطوبتی جو به شرایط دمایی بستگی دارد. پس از انتقال بخار از اقیانوس به جو سمت و سرعت باد در پراکندن آن نقش بازی می‌کند. به بیان دیگر توزیع مکانی رطوبت و پیرو آن آرایش جغرافیائی نواحی رطوبتی به وزش رطوبت هم بستگی دارد. پیکربندی ناهمواری‌ها نیز در پراکندگی رطوبت نقش دارد. رشته کوه‌های بلندی که در راستای سواحل کشیده شده‌اند از نفوذ رطوبت جو به درون خشکی‌ها جلوگیری می‌کنند و ناحیه مرطوب را به کمر بند باریکی در فاصله دریا تا رشته کوه‌ها محدود می‌سازند.

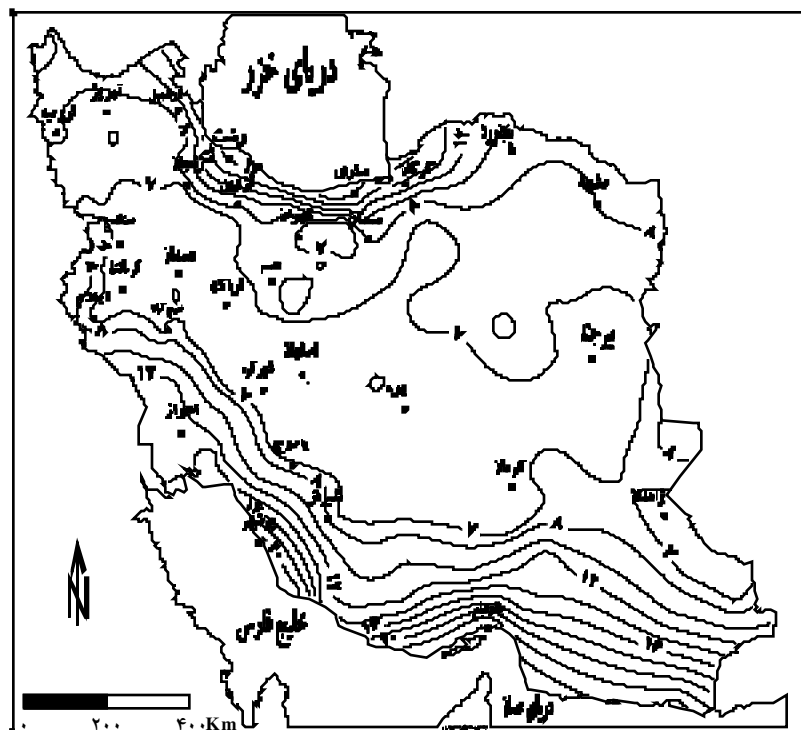
به نظر می‌رسد نقش دوری و نزدیکی به توده‌های بزرگ آب تا یک فاصله معین، نقش بسیار مهمی در الگوی مکانی رطوبت جو بازی می‌کند. بنابراین انتظار داریم با دور شدن از دریا از رطوبت جو کاسته شود. در کرانه‌های جنوبی ایران مقدار رطوبت جو حدود ۲۴ هکتوپاسکال است (شکل ۱-۴) و به ازاء هر صد کیلومتر فاصله از دریا به طور متوسط حدود ۷ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد و در فاصله معینی از دریا در حد ۸ هکتوپاسکال ثابت می‌ماند. در کرانه‌های شمالی مقدار رطوبت جو حدود ۱۳ هکتوپاسکال است و به ازاء هر صد کیلومتر فاصله از دریا به طور متوسط حدود ۴ هکتوپاسکال کاهش می‌یابد. بنابر این الگوی مکانی تغییرات در کرانه‌های شمالی و جنوبی کشور متفاوت است. در کرانه‌های جنوبی اولاً به دلیل گرمی هوا، گنجایش رطوبتی جو بیشتر است در حالی که در سواحل خزر به دلیل دمای پایین‌تر، گنجایش رطوبتی جو کمتر است. ازسوی دیگر در سواحل خزر وجود سد کوهستانی البرز مانع نفوذ رطوبت ساحل به اعماق خشکی می‌شود و به همین دلیل شعاع تأثیر رطوبتی خزر حدود نصف سواحل جنوب است. در مقابل در کرانه‌های جنوبی کشور، زمین هموار است و رطوبت اجازه می‌یابد تا اعماق خشکی نفوذ کند به طوری که اثر رطوبتی خلیج فارس و دریای عمان تا فاصله حدود ۳۰۰ کیلومتری از ساحل دیده می‌شود. در حالی که برای سواحل خزر اثر رطوبتی دریا تا فاصله حدود ۱۵۰ کیلومتری کشیده می‌شود (شکل ۲-۴). در واقع در کرانه‌های خلیج فارس استقرار پرفشار قوی پوششی در بخش بزرگی از جو سبب انباشتگی رطوبت در لایه نازک مجاور زمین می‌شود. به همین دلیل در کرانه‌های جنوبی علاوه بر گرمای هوا پایداری جو نیز در بالا رفتن رطوبت جو نقش دارد و همین غای رطوبتی سبب تقویت اثر گلخانه‌ای و گرم‌تر شدن هوا می‌شود در مقابل در کرانه‌های خزر هم دما پایین‌تر است و در نتیجه رطوبت کمتری به جو تزریق می‌شود و هم رطوبت وارد شده به جو در ضخامت بیشتری از هواسپهر منتشر می‌شود. در اینجا شرایط پوششی صعود و تشکیل ابرهای محلی بر خلاف کرانه‌های جنوب مهیاتر است و به همین دلیل افزایش رطوبت جو منجر به صعود و تشکیل ابر می‌شود این ابرها با افزایش آلوده اثر سرمایشی ایجاد می‌کنند. بنابراین افزایش دما در کرانه‌های جنوب در یک فرایند پسخور مثبت از طریق اثر گلخانه‌ای بخار آب سبب گرمایش

می شود. در حالی که در کرانه‌های خزر افزایش دما از طریق افزایش آلودگی به دلیل تشکیل ابرهای جوششی سبب سرمایش می شود. به همین دلیل است که اثر تعدیل کننده دریا بر روی دما در کرانه خزر بیشتر است تا در کرانه‌های جنوب. بنابراین سواحل جنوبی ایران مرطوب ترین بخش کشور است و بخش های میانی و دور از دریا از رطوبت کمتری برخوردارند. هر چند این قاعده در طول سال حفظ می شود اما مرزهای رطوبتی به دلیل تغییر سرعت و جهت وزش بادهای در طول سال جابجا می شوند. الگوی زمانی رطوبت بیشتر متأثر از الگوی جریان های جوی حامل رطوبت است اما الگوی مکانی آن بیشتر تابع دوری و نزدیکی به دریاهاست. با افزایش دما فشار بخار آب جو افزایش می یابد و در دوره سرد سال به کمترین مقدار خود می رسد (شکل ۳-۴). با این حال الگوی مکانی رطوبت در دوره سرد و گرم تفاوتی ندارد.

میانگین فشار بخار آب ایران حدود $9/4$ هکتوپاسکال است که نسبت به میانگین جهانی (۱۲ هکتوپاسکال) کوچک تر و در نتیجه ایران گذشته از فقر بارش از فقر رطوبت هم رنج می برد. در عین حال در همسایگی نواحی خشک مرکزی ایران کمربندهای بسیار مرطوبی در کرانه ها و پسرانه های توده های آب شمال و جنوب کشور گسترده شده اند. بویژه در جنوب به دلیل شرایط دمائی مناسب رطوبت جوی بسیار بالا است. به نظر می رسد پیکربندی ناهمواری و سمت و سرعت باد سبب شده است که نقش خلیج فارس و بویژه دریای عمان در تزریق رطوبت به داخل خشکی ایران بیش از دریای خزر باشد.

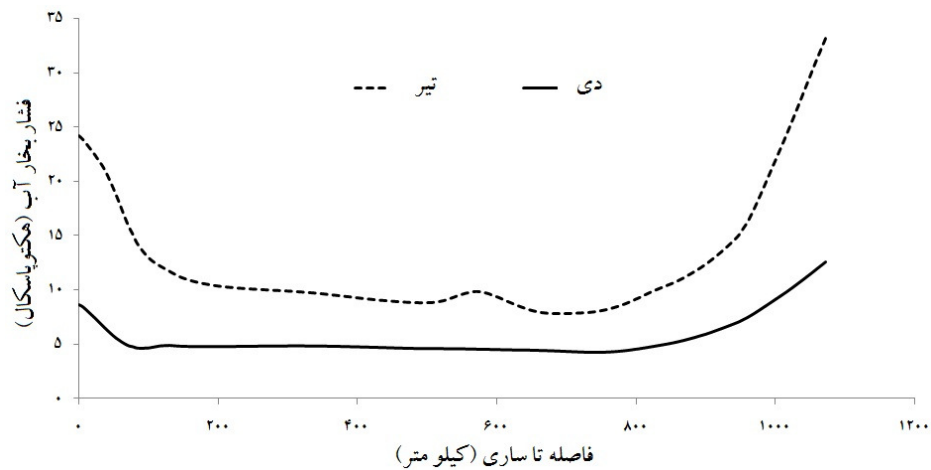
در برج دی قلمرو نفوذ رطوبتی دریای خزر بسیار محدود می شود و در عوض به دلیل استقرار جریان های غربی، بخش های غربی کشور از رطوبت جوی بالایی برخوردار می شوند و مقدار رطوبت آنها با قلمرو رطوبتی خلیج فارس قابل مقایسه است. در تیر قلمرو نفوذ رطوبتی خزر بسیار گسترده تر می شود به طوری که شمال آذربایجان و شمال غرب خراسان را نیز در بر می گیرد.

شکل ۱-۴) میانگین سالانه فشار بخار آب (هکتوپاسکال)

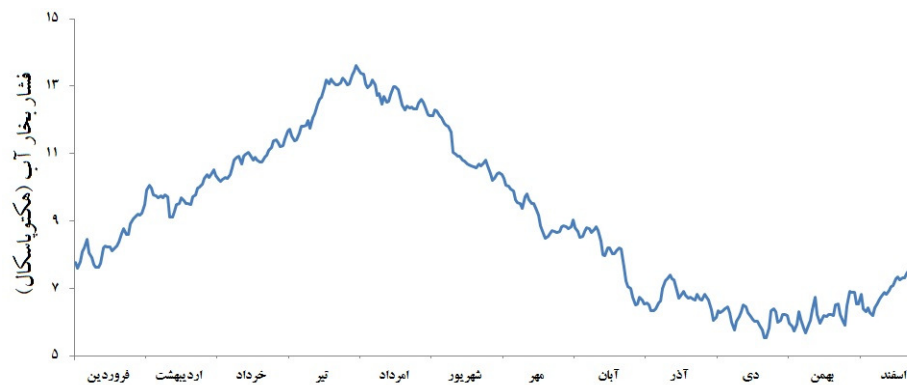


نم و ابر ۱۰۲

شکل ۲-۴) نیمرخ فشار بخار جواز ساری تا بندرعباس



شکل ۳-۴) آهنگ زمانی فشار بخار آب ایران



آزمون: بر روی شکل ۱-۴ رشت را با خطی رست به بوشهر وصل کنید و نیمرخ فشار بخار آب را در این مسیر ترسیم و در باره ی آن بحث کنید.

نم و ابر ۱۰۳

آزمون: از روی شکل ۲-۴ شیب فشار بخار آب در کرانه‌های شمالی و جنوبی کشور را در تیر و دی محاسبه و با هم مقایسه کنید. درباره‌ی دلایل تفاوت شیب فشار بخار آب در شمال و جنوب و تیر و دی بحث کنید.

آزمون: میانگین دما و فشار بخار آب جو ایران به قرار جدول زیر است. نم نسبی ایران را محاسبه و نمودار آن را ترسیم کنید. درباره‌ی ویژگی‌های نم نسبی ایران بحث کنید.

سنگد	تهران	قزوین	اصفهان	شیراز	تهران	اصفهان	تهران	اصفهان	تهران	اصفهان	تهران	اصفهان
فشار بخار آب (هکتوپاسکال)	۶/۸	۶/۱	۶/۱	۶/۷	۸/۰	۹/۲	۱۱/۰	۱۲/۶	۱۲/۵	۱۰/۸	۹/۸	۸/۳
دما (درجه سلسیوس)	۱۰/۵	۶/۵	۶/۰	۹/۱	۱۴/۶	۲۰/۵	۲۵/۶	۲۸/۷	۲۹/۰	۲۶/۱	۲۱/۰	۱۵/۶
فشار بخار اشباع (هکتوپاسکال)												
نم نسبی												

نکته ۱: برای محاسبه‌ی فشار بخار اشباع از رابطه‌ی زیر استفاده کنید

$$Es = 6.112 * EXP[17.62 * t / (243.12 + t)]$$

در این رابطه t دما به درجه‌ی سلسیوس و Es فشار بخار اشباع بر حسب هکتوپاسکال است.

نکته ۲: نم نسبی برابر است با $Rh = (e / Es) * 100$

e فشار بخار آب واقعی جو است.

شرجی

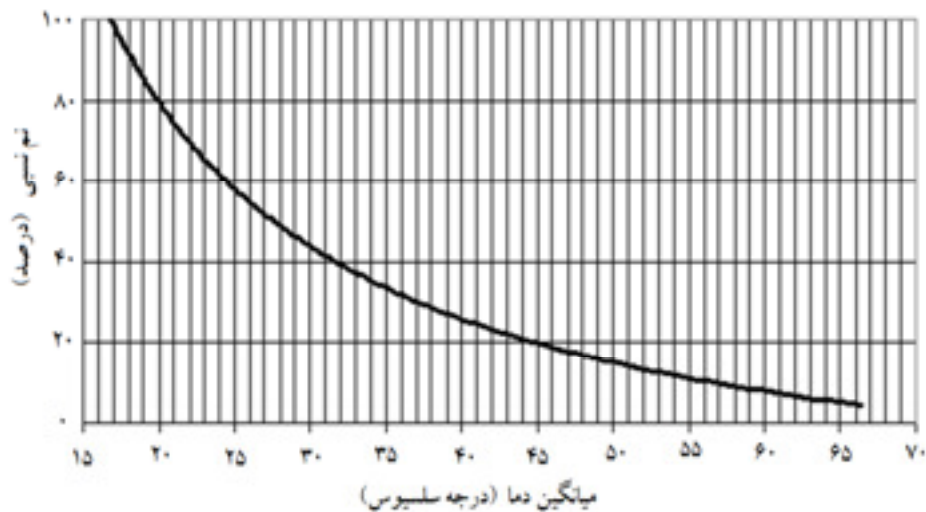
ترکیب اثر رطوبت و دما در کرانه‌های شمالی و جنوبی ایران پدیده اقلیمی شرجی را در این نواحی پدید می‌آورد. شدت شرجی با افزایش نم‌نسبی افزایش می‌یابد و با کاهش دما کم می‌شود. لانکستر و کارستون با انجام مطالعات تجربی مرز شرجی را با توجه به نم‌نسبی و دما ارائه داده‌اند (شکل ۴-۴). رابطه‌ی زیر فصله از مرز شرجی را نشان می‌دهد و در آن مقادیر مثبت نشانگر شرجی و مقادیر منفی نشانگر حالت بدون شرجی است. اگر d برابر صفر باشد در مرز شرجی قرار داریم.

$$d = \frac{Rh}{21/55} - \frac{100}{T} + 1/3$$

در اینجا d شدت شرجی، Rh نم‌نسبی و T دمای هواست.

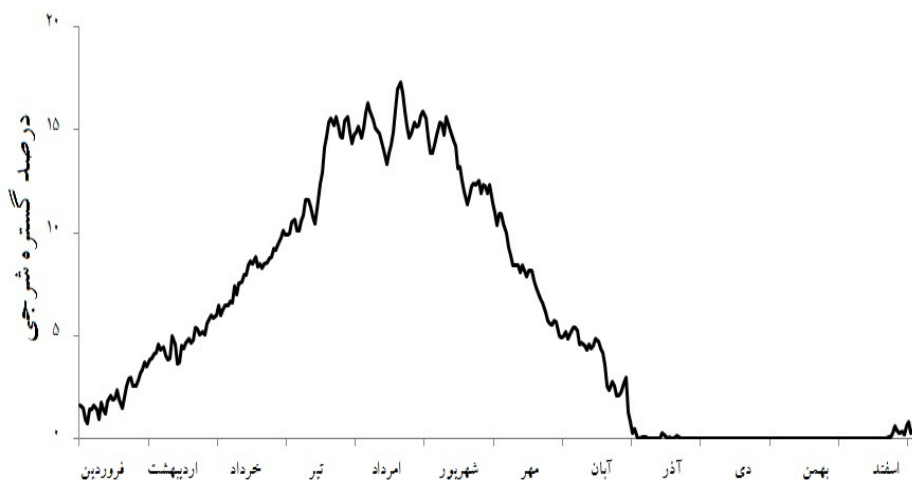
بر اساس این رابطه شرجی تنها در دماهای گرم‌تر از $16/83$ درجه سلسیوس می‌تواند رخ دهد.

شکل ۴-۴) مرز شرجی

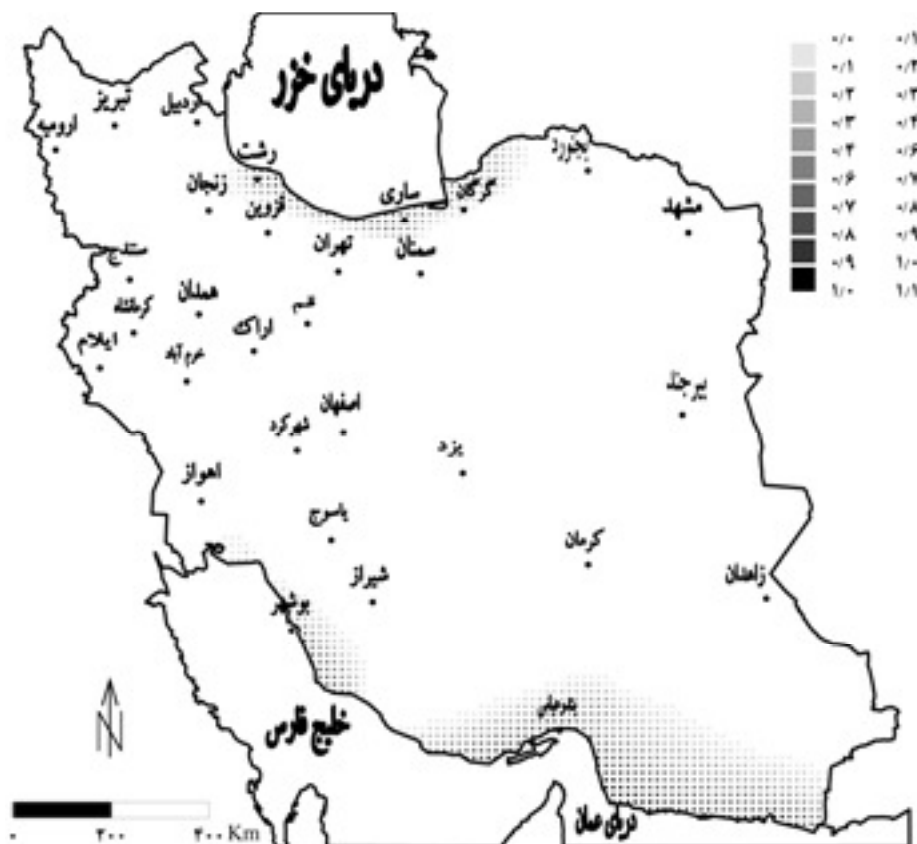


بر پایه‌ی این رابطه و با توجه به این که پیشینه‌ی نم نسبی صد درصد است، دمای آستانه‌ی شرجی ۱۶/۸ درجه‌ی سلسیوس است. به بیان دیگر در دماهای کمتر از ۱۶/۸ پدیده‌ی شرجی دیده نمی‌شود. در ایران از اسفند تا آبان شرایط شرجی در بخش‌های کرانه‌ای ایران دیده می‌شود. اوج شرجی در امرداد ماه رخ می‌دهد و در این زمان نزدیک به ۱۵ درصد مساحت کشور درلای حالت شرجی است (شکل ۴-۵). در تمام سال شدت و وسعت نواحی شرجی در جنوب بیش از شمال است (شکل ۴-۶) زیرا هم جو کرانه‌های عمان از رطوبت سرشارتر است و هم دمای آن بیشتر است. در واقع در کرانه‌های خزر شرجی چهار برج دوام دارد یعنی از خرداد تا آذر می‌شود و در شهریور به پایان می‌رسد. حداکثر شدت شرجی در اینجا به ۱/۲۲ می‌رسد. در همین حال شرجی در کرانه‌های خلیج فارس از فروردین آغاز می‌شود و تا آبان ادامه می‌یابد. حداکثر شدت شرجی در اینجا به ۱/۶۷ می‌رسد. در مجموع میانگین شدت شرجی در کرانه‌های دریای عمان بیش از دیگر نقاط کشور است (شکل ۴-۷).

شکل ۴-۵) آهنگ زمانی درصد نواحی شرجی در ایران

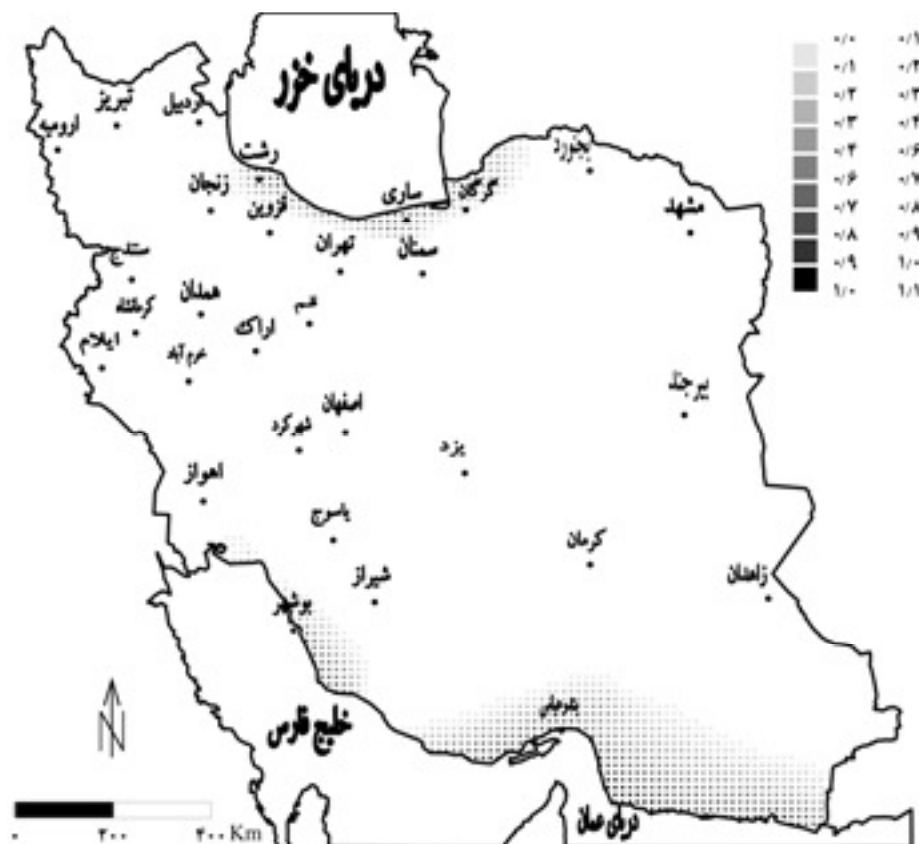


شکل ۷-۴) میانگین سالانه شدت شرجی ایران



نم و ابر ۱۰۷

شکل ۷-۴) میانگین سالانه شدت شرجی ایران



پوشش: دما و نم نسبی سه شهر برای تیرماه در دست است درجه شرجی آنها را بدست آورید.

بندرعباس	یزد	گرگان	
۳۴/۳	۳۱/۷	۲۷/۷	دمای تیر
۶۸	۱۸	۶۵	نم نسبی تیر

پاسخ: در بندرعباس درجه‌ی شرجی ۱/۵۴ و در یزد ۱/۰۲- و در گرگان ۰/۷۱ است. بنابراین در تیر، بندرعباس بسیار شرجی است، یزد شرجی ندارد و شدت شرجی گرگان حدود نصف بندرعباس است.

آزمون: به شکل ۴-۶ نگاه کنید. به نظر شما آیا می‌توان ایران را به کمک پدیده‌ی شرجی به دو قلمرو کراه‌ای (مناطق‌ی که دارای پدیده‌ی شرجی هستند) و قلمرو برّی (مناطق‌ی که پدیده‌ی شرجی ندارند) تقسیم کرد؟ دلیل بیاورید.

آزمون: داده‌های دما و نم‌نسی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را گردآوری کنید. در محل زندگی شما در چه ماه‌هایی شرایط دمایی برای رخداد شرجی مهیا است. اگر در ایران مرکزی زندگی می‌کنید در این ماه‌ها نم‌نسی دست کم چه اندازه باید باشد تا شرجی رخ دهد؟ با توجه به محاسبه‌ای که هم اکنون انجام دادید چه دلایلی برای رخ ندادن شری در ایران برّی می‌توان آورد؟

آزمون: در محل زندگی شما در چه ماه‌هایی شرجی رخ می‌دهد؟ شدت شرجی در این ماه‌ها چه اندازه است؟

آزمون: به شکل ۴-۷ نگاه کنید. درباره‌ی تفاوت شدت شرجی در شمال و جنوب کشور بحث کنید.

ابرناکی

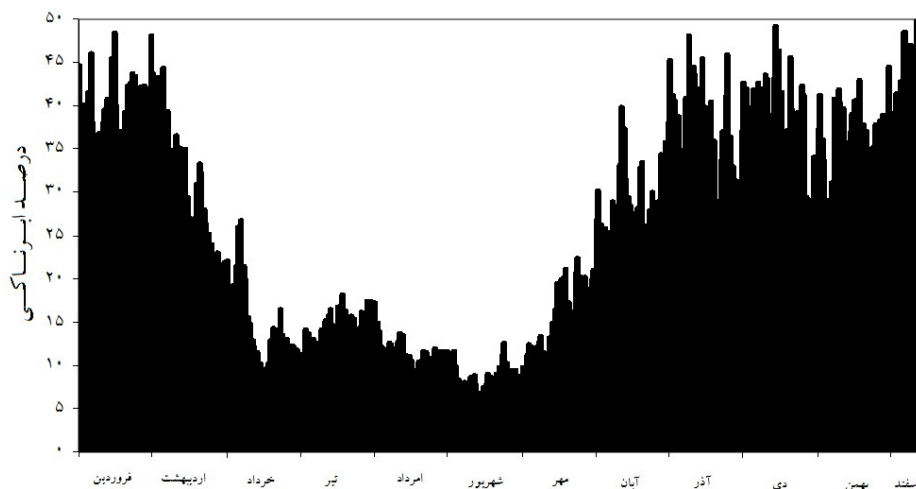
جهان از نم ابر پر ژاله شد- همه کوه و هامون پر از لاله شد

ابرناکی نماینده‌ی درصدی از آسمان است که پوشیده از ابر است. در ایران ابرناکی با دما ارتباط معکوس نشان می‌دهد. این بدان معناست که فرایند تشکیل ابر در ایران بیشتر منشأ پویشی دارد تا گرمایشی. به همین دلیل ابرناکی ایران در دوره‌ی سرد سال که سامانه‌های کم‌فشار، جبهه‌ها و امواج میانی جو، کشور را در بر می‌گیرند بیشتر از دوره‌ی گرم سال است که سامانه‌های پرفشار پویشی غلبه دارند. میانگین ابرناکی ایران حدود ۲۶ درصد است و با توجه به میانگین جهانی که حدود ۶۰ درصد است ایران کشوری کم‌ابر به‌شمار می‌آید. اگر به میانگین ابرناکی ایران در طی سال توجه کنیم (شکل ۸-۴) در خواهیم یافت که در هیچ روزی از سال میانگین ابرناکی ایران به ۵۰ درصد هم نمی‌رسد. به بیان دیگر ابرناکی ایران همواره از میانگین جهانی ابرناکی پائین‌تر است و در تابستان حتی به ۲۰ درصد هم نمی‌رسد.

اگر به یاد بیاوریم که ایران کم‌بارش‌تر از جهان، جو آن کم‌رطوبت‌تر از میانگین جهانی و دمای آن بالاتر از میانگین دمای زمین است برایمان روشن خواهد شد که ایران در مقایسه با میانگین‌های جهانی کشوری گرم، خشک، کم‌بارش و کم‌ابر است. از آنجا که برای تشکیل ابر یا باید دمای هوا تا حد دمای شبنم پایین بیاید و یا محتوای رطوبتی جو تا حد اشباع افزایش یابد این چهار ویژگی با یکدیگر در پیوند تنگاتنگ هستند و همگی ریشه در موقعیت جغرافیایی ایران نسبت به کمربندهای اقلیمی جهان دارند. استقرار در منطقه‌ی جنب‌حاره که محل حاکمیت پرفشارهای پویشی کلان‌مقیاس گردش عمومی هوا است تا حد زیادی پیدایش همه‌ی این ویژگی‌ها را در آب و هوای ایران توجیه می‌کند؛ زیرا هم سبب گرمایش می‌شود و هم به سبب فرونشینی، هوا را از حالت اشباع خارج می‌کند.

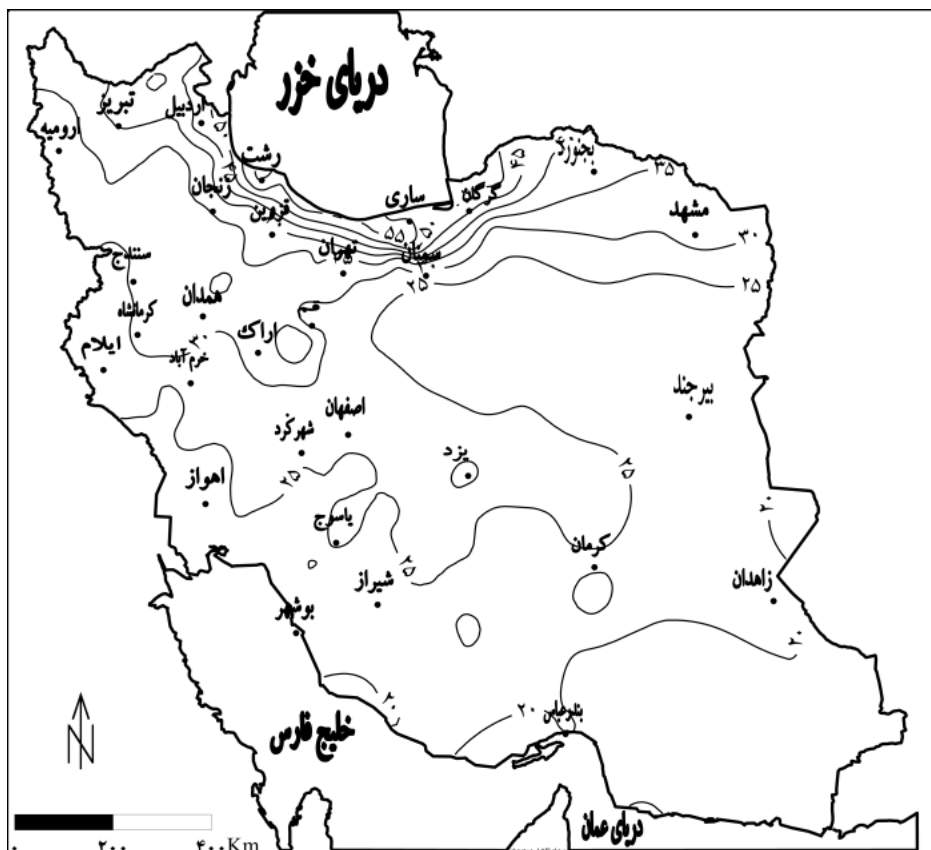
در اسفند و فروردین ابرناکی ایران به بیشترین مقدار می‌رسد و حدود ۴۰ درصد است و در شهریور به ۹ درصد کاهش می‌یابد (شکل ۸-۴).

شکل ۸-۴ آهنگ زمانی درصد ابرناکی در ایران



افزایش ابرناکی در بخش‌های شمالی کشور به ویژه در کرانه‌های غربی خزر و بخش‌های میانی ایران دیده می‌شود. اساساً کمربند شمالی ایران در حوالی مدار ۳۶ درجه نسبت به نقاط جنوبی دو برابر ابرناک‌تر است (شکل ۹-۴). در سراسر بخش‌های واقع بین مدار ۲۵ تا ۳۶ درجه ابرناکی پیرامون ۲۵ درصد نوسان می‌کند. از مدار ۳۶ درجه تا ۳۸/۵ درجه یعنی در ۲/۵ درجه‌ی قوسی ابرناک‌ترین منطقه‌ی ایران واقع است. در این منطقه ابرناکی بین ۲۵ تا ۶۰ درصد در نوسان است. بنابراین همان‌طور که مدار ۳۵ درجه منطقه‌ی گذار حرارتی شمال-جنوب در ایران است و مناطق سرد شمالی را از مناطق گرم جنوبی جدا می‌کند مدار ۳۶ درجه نیز منطقه‌ی گذار ابرناکی است و مناطق ابرناک شمالی را از مناطق کم‌ابر جنوبی جدا می‌کند. از این دو ویژگی اقلیمی ایران چنین بر می‌آید که گذشته از عرض جغرافیایی و گره‌های کوهستانی، در کمربند شمالی کشور اثر سرمایشی ابرناکی نیز در دمای این منطقه دخالت دارد.

شکل ۹-۴) میانگین درصد ابرناکی سالانه ایران



آزمون: به شکل ۸-۴ نگاه کنید. افزایش نسبی ابرناکی در تیر ماه را چگونه توجیه می کنید؟

آزمون: در شکل ۴-۹ به موخه‌یت خط همچند ۳۵ درصد توجه کنید. تغییرات مکانی ابرناکی در جنوب این خط بسیار ناچیز و در شمال آن شیب مکانی ابرناکی زیاد است. این تفاوت را چگونه توجیه می‌کنید؟

آزمون: چرا ابرناکی از پیکربندی ناهمواری پیروی نمی‌کند؟

آزمون: چه عواملی در ابرناکی کمربند شمالی ایران (مناطق واقع در شمال همچند ۳۵ درصد در شکل ۴-۹) نقش دارند؟

فصل پنجم: بارش

بارش

یکی رعد و باران با برق و جوش زمین پر ز آب آسمان پرخروش

در ایران بارش یکی از متغیرهای اساسی برای ارزیابی مهابی بالقوه‌ی منابع آب است اما توزیع زمانی و مکانی آن بسیار نایکخواخت است و به همین دلیل توزیع منابع آب کشور نیز یکخواخت نیست. نگهداری و مدیریت منابع آب، هم تابعی از بارش دریافتی است و هم به تغییرپذیری بارش بستگی دارد. هرچه تغییرات مکانی بارش کوچک‌تر باشد همگنی و یکدستی منابع آب بیشتر می‌شود. از سوی دیگر، هرچه تغییرپذیری زمانی بارش کمتر باشد منابع آب نیز با ثبات‌تر خواهد بود و عرضه‌ی دائمی آب امکان‌پذیر می‌شود. به همین دلیل تغییرپذیری زمانی بارش در ارزیابی مهابی منابع آب آبخیزها و مطالعه‌ی مهابی نسبی منابع آب در مقیاس محلی و منطقه‌ای اهمیت زیادی دارد.

الگوی مکانی بارش در ایران

تفاوت‌های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است. این تفاوت‌ها از یکسو به طبیعت رفتار مکانی بارش باز می‌گردد که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی از خود نشان می‌دهد. از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده است تا در هر منطقه مقدار ریزش‌های جوی و زمان بارش متفاوت باشد. به ویژه در سال‌هایی که کشور از بارش کمتری برخوردار است این تفاوت‌های مکانی شدیدتر می‌شود. همچنین در سال‌های پربارش تفاوت‌های مکانی بارش نقاط مختلف ایران کاهش می‌یابد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که این دو متغیر از رابطه‌ی خطی زیر پیروی می‌کنند.

$$Cv = 131 - 0.184P \quad R = -0.772$$

در اینجا Cv تغییرپذیری مکانی بارش و P میانگین بارش سالانه‌ی کشور است.

پرسش: میانگین بارش سالانه‌ی ایران حدود ۲۵۰ میلیمتر است. اگر در یک سال کم‌بارش فرضی بارش کشور به ۱۵۰ میلیمتر و در یک سال پربارش فرضی به ۳۵۰ میلیمتر برسد تغییرپذیری مکانی بارش در این دو سال چه اندازه خواهد بود؟ این مقادیر را چگونه تفسیر می‌کنید؟

پاسخ: در سال کم‌بارش، تغییرپذیری مکانی بارش کشور ۱۰۳ درصد و در سال پربارش حدود ۶۷ درصد خواهد بود. این بدان معناست که در سال پربارش، مقدار بارش دریافتی نقاط مختلف کشور با یکدیگر تفاوت خیلی شدید نداشته اما در سال کم‌بارش، بارش نقاط مختلف کشور تفاوت چشمگیر داشته است.

به این ترتیب روشن می‌شود که با هر میلی‌متر افزایش بارش، تفاوت مکانی بارش ۱۸/۰ درصد کاهش می‌یابد. اگر این واقعیت را در نظر بگیریم که اساساً ایران گذشته از کمبود بارش با توزیع نابرابر جغرافیایی بارش هم روبرو است در می‌یابیم که در سال‌های کم‌بارش این مشکل شدیدتر هم می‌شود زیرا تفاوت‌های مکانی بارش در سال‌های کم‌بارش شدیدتر است.

میانگین سالانه‌ی بارش ایران نزدیک ۲۵۰ میلیمتر است اما بارش دریافتی مناطق کویری از ۵۰ میلیمتر هم کمتر است. در عوض در برخی نقاط کرانه‌های غربی خزر بارش سالانه نزدیک ۱۸۰۰ میلیمتر است (شکل ۱-۵). هم‌بارش ۲۵۰ میلیمتر تقریباً مرز میان مناطق کم‌بارش و پربارش ایران را تشکیل می‌دهد. چون ۶۱ درصد مساحت کشور کمتر از ۲۵۰ میلیمتر بارش دریافت می‌کند و تنها بارش ۴ درصد کشور بیش از ۶۰۰ میلیمتر است توزیع نابرابر بارش بر روی کشور کاملاً آشکار است (شکل ۲-۵).

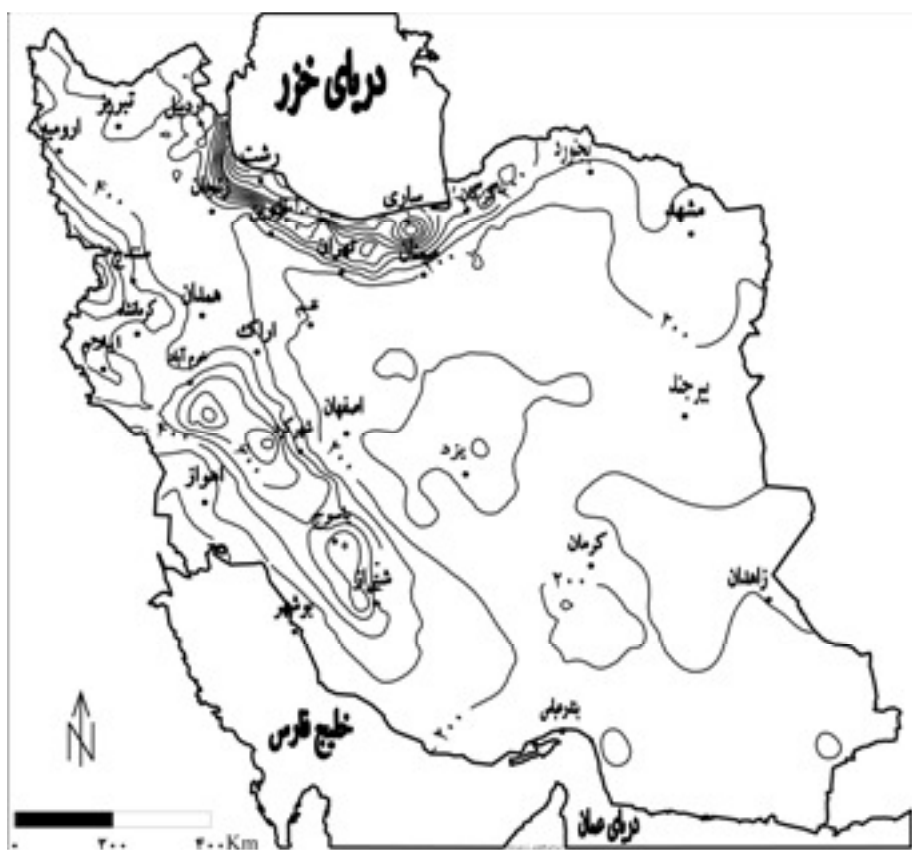
نهمولری‌های زاگرس بر سامانه‌های غربی و جنوب‌غربی اثر دارند و آنها را ولادار به صعود کرده و سبب تقویت آنها می‌شوند. به همین دلیل با نزدیک شدن به چکادهای زاگرس بر مقدار بارش افزوده می‌شود. غالباً این افزایش بارش تا بلندترین نقاط زاگرس ادامه نمی‌یابد زیرا محتوای رطوبتی توده‌های هوایی که به ایران وارد می‌شوند آن اندازه نیست که بتواند پس از حدود چهار هزار متر صعود همچنان رطوبت کافی داشته باشد که بیارد. به همین دلیل با وجود هماهنگی نسبی

بارش ۱۱۵

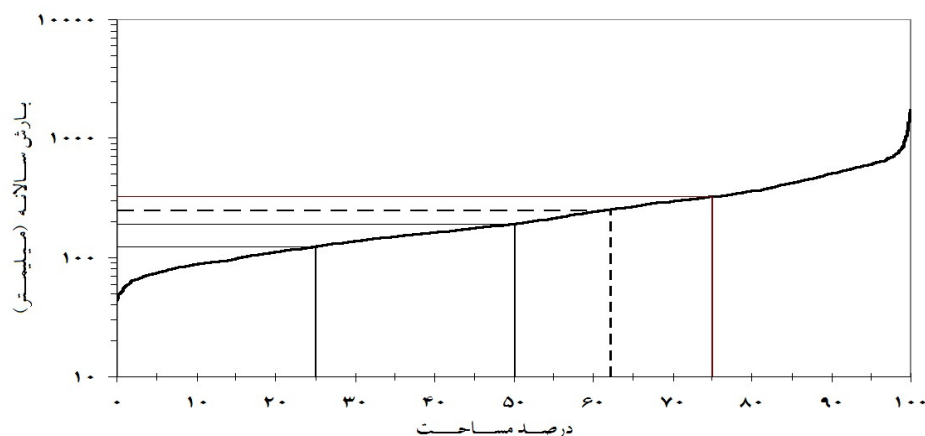
بارش و ناهمواری و پیروی خطوط همبارش از پیکربندی ناهمواری بر روی رشته کوه زاگرس، محور بارش بر محور ناهمواری منطبق نیست (شکل ۵-۱).

شکل ۵-۱ میانگین بارش سالانه ایران

همبارش‌های زیر ۱۰۰۰ با فاصله ۱۰۰ میلی‌متر و همبارش‌های بیش از ۱۰۰۰ با فاصله ۲۰۰ میلی‌متر ترسیم شده‌اند.



شکل ۲-۵) توزیع بارش سالانه ایران بر روی مساحت کشور



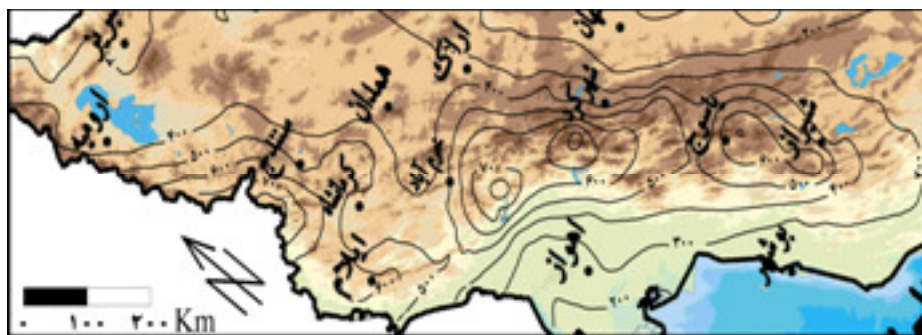
هسته‌ی پربارشی که بر روی دامنه‌های غربی زاگرس دیده می‌شود (شکل ۱-۳-۵) تا اندازه‌ای به سامانه‌های کم‌فشاری مربوط است که در این جاتقویت می‌شوند. توجه به فشردگی همبارش‌ها بر روی دامنه‌های غربی زاگرس و فاصله گرفتن آنها از یکدیگر بر روی دامنه‌های شرقی به خوبی روشن می‌سازد که سامانه‌های بارانزای غربی ناچار به صعود از زاگرس شده و فرایند کوهبارش نیز نقش مهمی را در این بخش کشور بازی می‌کند. شیب بارش که بر روی جلگه‌ی خوزستان حدود ۴ میلیمتر بر کیلومتر است در محل هسته‌ی بارش زردکوه ناگهان افت می‌کند و بر روی دامنه‌های بادپناهی به ۱۲-میلیمتر بر کیلومتر می‌رسد. به بیان دیگر بانزدیک شدن به زاگرس مقدار بارش بر روی دامنه‌های بادپناهی به آرامی افزایش می‌یابد اما با پشت سر گذاشتن هسته‌ی بارش مقدار بارش با شیبی بسیار تند رو به کاهش می‌گذارد (۲-۳-۵). همین آرایش را در همبارش‌های پیرامون توده‌ی جبال بارز نیز می‌توان دید (شکل ۱-۵).

بلرث و اشتاین‌کوهل (۲۰۰۳) با بررسی سازوکار چرخندزایی در دامنه‌های غربی زاگرس آن را شامل سه مرحله دانسته‌اند. در مرحله‌ی اول جریان‌های گرم جنوب غربی در برخورد با زاگرس ناچار به صعود می‌شوند. با انجام چگالش و آزاد شدن گرمای نهان افتاهنگ محیطی کاهش

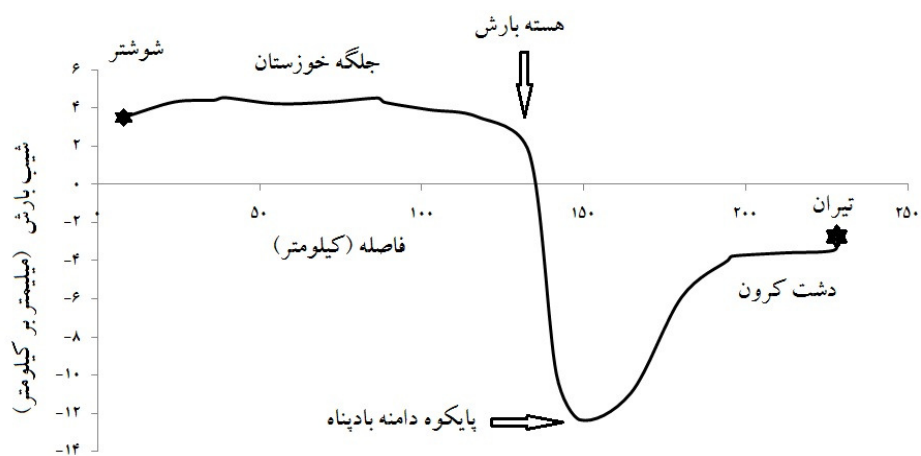
می‌یابد. در نتیجه در ارتفاعات بیش از ۶۰۰۰ متر یک پرفشار بر روی زاگرس تشکیل می‌شود و یک کم فشار هم در جانب شمال غربی زاگرس شکل می‌گیرد در مرحله‌ی دوم در مرز این دو سامانه یک کمربند همگرایی در جانب جنوب غربی و یک کمربند واگرایی در جانب شمال شرقی پدیدار می‌شود. به دلیل انتقال نازمینگرد هوا در کمربند واگرایی بالایی فشار سطحی در جانب غربی زاگرس (شمال غرب فراز بالایی) افت می‌کند. در مرحله‌ی سوم به دلیل استقرار کم فشار سطحی در شمال غرب زاگرس جریان پادساعتگرد برقرار می‌شود. همین الگو به صعود هوا از دامنه‌های غربی زاگرس کمک می‌کند و چگالش را افزایش می‌دهد. در نتیجه شیو فشار در بین سامانه‌های بالایی (در ارتفاع ۶۰۰۰ متری) افزایش یافته و کمربند همگرایی و واگرایی تقویت می‌شوند. به این ترتیب در یک چرخه‌ی پس‌خور مثبت کم فشار سطحی عمیق‌تر می‌شود. به این ترتیب یک چرخند کامل مشتمل بر جبهه‌ی سرد و گرم تشکیل می‌شود که حتی در کرانه‌های شمال شرقی شبه جزیره‌ی عربستان موجب ریزش می‌شود.

در عین حال بررسی‌ها نشان داده است که نقش رطوبتی دریای عرب در تغذیه‌ی سامانه‌های بلانزای ایران بسیار مهم است. از یک سو چرخندهای مدیترانه‌ای به قلمرو ایران وارد می‌شوند و از سوی دیگر استقرار و چرخند بر روی دریای عرب سبب برقراری جریان گرم و مرطوب به قطاع گرم سامانه‌های بارانزا و احیای آنها می‌شود. سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌هایی که بر روی ایران رخ داده‌اند با چنین ساز و کاری در پیوند هستند. چرخندهای مدیترانه‌ای که به این ترتیب تقویت شده‌اند از منابع اصلی آب کشور به شمار می‌آیند. در صورتی که وچرخند دریای عرب برقرار نباشد و تغذیه‌ی رطوبتی انجام نپذیرد توفان‌های گرد و غبار منطقه را فرا می‌گیرد.

شکل ۱-۵-۳) آرایش مکانی بارش بر روی زاگرس



شکل ۲-۵-۳) نیمرخ شیب بارش از شوشتر تا تیران



گذشته از این در زمانی که از یک سو پرفشار سبیری گسترش یافته و هوای سرد و خشک را از شمال شرق بر روی ایران می ریزد و از سوی دیگر فرود دریای سرخ گسترش یافته و هوای گرم و مرطوب را از جنوب غرب به درون ایران می راند شیو شدید فشار در دو سوی زاگرس و صعود هوای گرم و مرطوب از دامنه های غربی زاگرس زمینه ی شکل گیری چرخلهای عمیق را فراهم

می‌سازد. بارش اواخر بهمن ۱۳۷۹ نمونه‌ای از این گونه چرخندزایی است. در روز ۲۲ بهمن ۱۳۷۹ در ۱۱۰ ایستگاه کشور بارش بیش از ۱۰ میلیمتر گزارش شده است.

در کرانه‌های خزر بویژه در بخش‌های غربی، فاصله از دریا نقش تعیین‌کننده‌تری در بارش دارد (شکل ۵-۴). در اینجا بادهای بسیلر سرد و خشک شمالی با گذر از آب‌های گرم خزر با کسب رطوبت و گرما ناپایدار شده و صعود می‌کنند. اگر منشأ بادهای سرد و خشک، سامانه‌های پرفشاری باشد که بر روی دریای سیاه یا اروپا استقرار دارند بارش‌های بسیار سنگین در کرانه‌های خزر ریزش می‌کند. با دور شدن از ساحل خزر، بارش به سرعت کاهش می‌یابد. در این بخش از کشور با افزایش ارتفاع تا یک حد معین از مقدار بارش کاسته می‌شود.

در ایران مرکزی که کوه‌های پراکنده مانع عمده‌ای در برابر جریان هوا ایجاد نمی‌کنند بارش و ارتفاع ارتباط چندانی ندارند. در واقع آنچه بر بارش اثر می‌گذارد توده‌های بزرگ ناهمواری است که هم نقش دینامیکی بازی می‌کنند و هم نقش مانع در برابر سامانه‌های جوی را بازی می‌کنند. به همین جهت است که بر روی نقشه‌ی همبارش اثر توده‌ی هزار و لاله‌زا دیده می‌شود اما اثر کرکس یا شیرکوه دیده نمی‌شود (شکل ۵-۱). بنابراین توزیع مکانی بارش در مناطق مختلف متأثر از عوامل متفاوتی است و حتی در یک قلمرو معین مثلاً در زاگرس که ارتباط خوبی میان بارش و ارتفاع وجود دارد مدل بارش - ارتفاع روی دامنه‌های غربی و شرقی با یکدیگر متفاوت است.

بارش ۱۲۰

شکل ۴-۵) الگوی بارش بر روی کرانه‌های خزر



آزمون: در حالی که همبارش صد میلیمتر بی توجه به توده‌ی کرکس و شیرکوه مسیر خود را می‌پیماید توده‌ی هزار و لاله زار مسیر همبارش دویست میلیمتر را منحرف کرده است. چرا اثر توده‌ی هزار و لاله زار بر بارش چشمگیر است اما اثر کرکس و شیرکوه بر بارش روی این نقشه دیده نمی‌شود.

آزمون: به فاصله‌ی خطوط همبارش در شکل ۱-۳-۵ دقت کنید. شیب بارش در پیش‌باد زاگرس (دامنه‌های غربی) خیلی کمتر از شیب بارش در پشت‌باد زاگرس (دامنه‌های شرقی) است. این تفاوت را چگونه توجیه می‌کنید؟

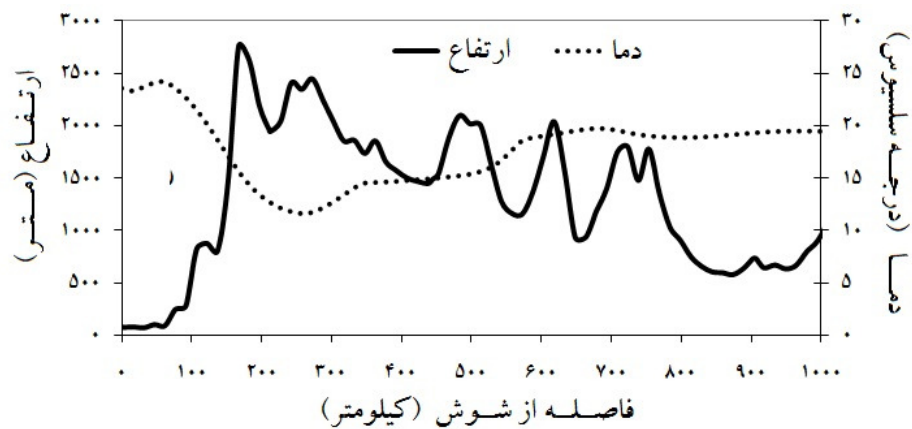
رابطه‌ی بارش و ناهمواری

چنان‌که پیش از این هم گفته شد رابطه‌ی یکتایی بین بارش دریافتی یک محل و ارتفاع آن محل از تراز دریا وجود ندارد. برای نمونه روی دامنه‌های بادگیر زاگرس با افزایش ارتفاع بارش نیز افزایش می‌یابد (شکل ۵-۵). اما از کرانه‌های خزر تا بخش بزرگی از دامنه‌های شمالی البرز با افزایش ارتفاع، بارش کاهش می‌یابد (شکل ۵-۶). این تضاد نشان می‌دهد که اساساً الگوی خطوط بارش بیشتر تابع آرایش ناهمواری است تا ارتفاع.

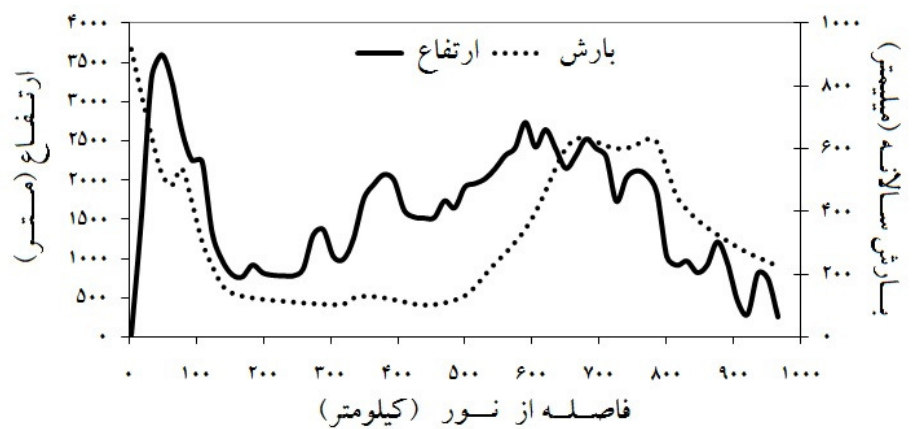
در کرانه‌های خزر فرارفت هوای سرد و خشک شمالی (پرفشار دریای سیاه) یا شرقی (پرفشار سیرری) و رویلویی آن با هوای گرم و مرطوب جنوب خزر یک کمربند ناپیوستگی ایجاد می‌کند. فرارفت بخار آب به انباشت رطوبت در پشت این کمربند می‌انجامد و به دلیل کاهش چگالی، ناپایداری را تقویت می‌کند. مقدار بارش در راستای این ناپیوستگی یشینه است. به همین دلیل با دورشدن از کرانه، مقدار بارش کاهش می‌یابد. بارش ۲۳ مهر ۱۳۶۳ نمونه‌ای از این سازوکار است.

در زاگرس چون ناهمواری پیوسته است توده‌های هوارا ناچار به صعود و تخلیه‌ی رطوبت می‌سازد اما در کوه‌های پراکنده‌ی داخلی توده‌های هوا می‌توانند تا حدی این کوه‌ها را دور بزنند. به همین دلیل است که با پشت‌سر گذاشتن رشته کوه پیوسته و مرتفع زاگرس توده‌های هوایی که از غرب به ایران وارد می‌شوند بخش بزرگی از رطوبت خود را از دست می‌دهند. این هوای خشک حتی در صورت صعود از کوه‌های پراکنده و کم‌ارتفاع‌تر داخلی، کمتر پیش می‌آید که ناچار به تخلیه رطوبت و بارش شود. به همین دلیل نقش آب‌شناختی این کوه‌ها در انبارش برف و تأمین منابع آب برای کوهپایه‌های پیرامونشان بیشتر دمايي است تا بارشی. به سخن دیگر کاهش دما با افزایش ارتفاع سبب می‌شود تا در دوره‌ی سرد سال که غالباً همزمان با ریزش‌های جوی ایران است بارش بر فراز کوه‌های داخلی به صورت برف باشد. به این ترتیب بخش بزرگ‌تری از آب مجال نفوذ در زمین و تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی را می‌یابد و بخش دیگری از آن با آغاز دوره‌ی گرم، آب رودخانه‌های فصلی این مناطق را تأمین می‌کند.

شکل ۵-۵) نیمرخ بارش - ارتفاع از شوش تا نهبندان



شکل ۵-۶) نیمرخ بارش و ارتفاع از نور تا کنگان



آزمون: داده‌های بارش دست کم شش ایستگاه هواسنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای هر یک از ماه‌ها نمودار جداگانه‌ای رسم کنید که در آن ارتفاع بر روی

محور افقی و بارش بر روی محور عمودی پیاده شده باشد. برای هر نمودار معادله‌ی خط رگرسیون را محاسبه و سپس خط رگرسیون را ترسیم کنید. در بهره‌ی شیب بارش - ارتفاع در محل زندگی‌تان بحث کنید. در هر یک از ماه‌های سال به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع بارش در محل زندگی شما چه مقدار افزایش می‌یابد؟ این رابطه تا چه ارتفاعی معتبر است؟ چرا نمی‌توان رابطه بارش ارتفاع را تا نوک قله‌های منطقه معتبر دانست؟ در این بهره بحث کنید.

آزمون: بر روی نقشه‌ی ۵-۱ زاهدان را با خطی راست به ایلام وصل کنید و نیمرخ بارش را در این راستا ترسیم و درباره‌ی آن بحث کنید.

آزمون: بر روی نقشه‌ی ۵-۴ زنجان را با خطی راست به رشت وصل کنید و نیمرخ بارش را در این راستا ترسیم و درباره‌ی آن بحث کنید.

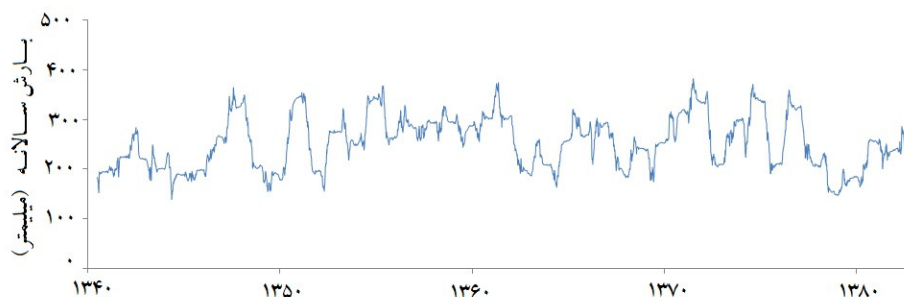
آزمون: بر روی نقشه‌ی ۵-۳-۱ بوشهر را با خطی راست به اراک وصل کنید و نیمرخ بارش را در این راستا ترسیم و درباره‌ی آن بحث کنید.

آزمون: آیا در نزدیکی محل زندگی شما کوهی وجود دارد که دست کم بخشی از سال بر قله‌ی آن برف بنشیند. ارتفاع این کوه چقدر است؟ به کمک افتاهنگ دما که پیش از این محاسبه کرده‌اید ارتفاع هم‌مای صفر درجه را در ماه‌هایی که بر قله برف دیده می‌شود برآورد کنید. درباره‌ی نقش این کوه در تأمین آب و تعدیل دمای محل زندگی خود بحث کنید.

الگوی زمانی بارش در ایران

باتوجه به این که ایران در منطقه‌ای خشک واقع شده است تغییرات زمانی بارش در آن بسیار زیاد است. با این که میانگین بارش سالانه‌ی ایران حدود ۲۵۰ میلیمتر است اما در سال‌های پربارش تا ۳۸۰ میلیمتر بارش هم دریافت کرده و در مقابل در سال‌های کم‌بارش، بارش دریافتی کشور از ۱۵۵ میلیمتر هم کمتر بوده است. این تغییرات نه تنها در دوره‌های زمانی بلند بلکه در فواصل زمانی کوتاه نیز دیده می‌شود (شکل ۷-۵).

شکل ۷-۵ تغییرات بارش سالانه‌ی ایران



در سال‌هایی که سامانه‌های مدیترانه‌ای مسیری جنوبی‌تر را می‌پیمایند و با فرود دریای سرخ همراه می‌شوند بارش ایران بسیار زیاد می‌شود. نمونه‌ی این سال‌ها سال ۱۳۶۱ است. در این سال بارش در بیشتر نقاط کشور بیشتر از میانگین بوده است. بویژه در بخش‌های جنوبی کشور که دروازه‌ی ورود سامانه‌ی فرود دریای سرخ است بارش به طور چشم‌گیری از میانگین بالاتر بوده است. در این سال فرود دریای سرخ بسیار فعال بوده است.

آزمون: داده‌های بارش روزانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. از روز ۱۳۸۳ آغاز کنید و بارش این روز و بارش ۱۸۲ روز پیش از آن و ۱۸۲ روز پس از آن را به هم جمع و یادداشت کنید. همین کار را برای روز ۱۸۴ تا روز (۱۸۲-n) که n

طول داده‌های روزانه است تکرار کنید مقلدیر حاصل را مجموع شناور بارش سالانه می‌نامیم. با داده‌های مجموع شناور بارش سالانه نموداری مانند شکل ۷-۵ ترسیم کنید و درباره‌ی ویژگی‌های زمانی بارش در محل زندگی خود بحث کنید. آیا این نمودار شیب محسوس افزایشی یا کاهششی دارد؟ آیا نوسان‌های منظم (چرخه) در نمودار دیده می‌شود؟

خشکسالی و ترسالی

ز روی هوا ابر شد ناپدید- به ایران کسی برف و باران ندید

خشکسالی به معنای اقلیمی آن یعنی کاهش بارش یک بازه‌ی معین بر روی یک پهنه‌ی معین نسبت به میانگین بلندمدت بارش همان پهنه در همان بازه. معمولاً برای آن که شدت خشکسالی به درجه‌ی تغییرات زمانی بارش هر محل بستگی دارد، مقدار ناهنجاری بارش را به انحراف معیار بارش محل نیز تقسیم می‌کنند تا بتوان شدت خشکسالی مناطق پرنوسان و کم‌نوسان را با یکدیگر مقایسه کرد. بدین ترتیب این شاخص برای سال‌های بهنجار صفر و برای سال‌های ناهنجار خشک، منفی و برای سال‌های ناهنجار تر، مثبت است.

براساس این شاخص به طور متوسط هر ساله حدود ۵۵ درصد از گستره‌ی ایران زیر حاکمیت خشکسالی است. با افزایش بارش از وسعت خشکسالی‌ها نیز کاسته می‌شود. تغییرات این دو متغیر از رابطه‌ی زیر پیروی می‌کند:

$$DA = 169 - 0.45P \quad R^2 = 0.946$$

در اینجا DA درصد وسعت خشکسالی‌ها و P میانگین بارش کشور است.

پرسش: درصد وسعت خشکسالی‌های ایران در سالهای ۱۳۷۸ و ۱۳۷۶ چه اندازه بوده است. میانگین بارش کشور در این دو سال به ترتیب ۱۵۵ و ۳۵۰ میلیمتر بوده است.

پاسخ: در سال ۱۳۷۸ حدود ۹۹ درصد و در سال ۱۳۷۶ حدود ۱۲ درصد کشور دچار خشکسالی بوده است.

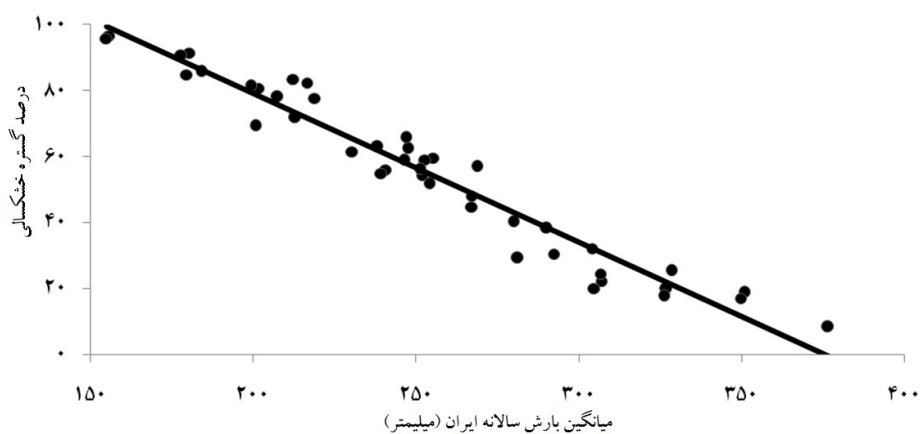
به این ترتیب با هر ۱۰ میلیمتر افزایش بارش ۴/۵ درصد از وسعت خشکسالی‌های کشور کاسته می‌شود. برای آن که دست کم نیمی از کشور دچار خشکسالی نباشد بارش ایران نباید از ۲۶۵ میلیمتر کمتر شود. اگر بارش دریافتی کشور به ۳۷۵ میلیمتر برسد ترسالی همه‌ی ایران را فرامی‌گیرد و در صورتی که بارش دریافتی کشور به ۱۵۳ میلیمتر کاهش یابد تمامی ایران دچار خشکسالی خواهد شد (شکل ۸-۵).

با این که وسعت خشکسالی‌ها از سالی به سال دیگر به شدت تغییر می‌کند اما یک الگوی دوره‌ای در آن دیده می‌شود (شکل ۹-۵). هر چند کاملاً ممکن است به دنبال یک سال بسیار پر بارش یک خشکسالی فراگیر رخ دهد اما در مجموع معمولاً خشکسالی‌ها به طور خانوادگی و در طی یک دوره‌ی ۱۱ ساله رخ می‌دهند. ترسالی‌ها نیز تقریباً همین رفتار را نشان می‌دهند اما دوام آنها معمولاً کوتاه‌تر است و حدود ۷ سال به طول می‌انجامد. چنان که پیش از این هم گفتیم بارش سالانه‌ی ایران در یک زنجیره‌ی پیوند از دور با پدیده‌ی انسو مرتبط است. این ارتباط در دو بخش قابل بررسی است یکی ارتباط ترسالی‌های ایران با رخداد گرم انسو که النینو نامیده می‌شود و ارتباطی بسیار قوی‌تر است و دیگری ارتباط خشکسالی‌های کشور با رخداد سرد انسو که لائینا نامیده می‌شود و ارتباط نسبتاً ضعیف‌تری است. رخدادهای گرم و سرد انسو هر دو پدیده‌هایی شبه دوره‌ای هستند و دوره‌های زمانی متفاوتی برای آنها پیشنهاد شده است. از جمله برای رخداد گرم دوره‌های ۷ ساله و برای رخداد سرد دوره‌های ۱۱ ساله پیشنهاد شده است که با دوره‌ی خشکسالی‌ها و ترسالی‌های ایران هماهنگ است.

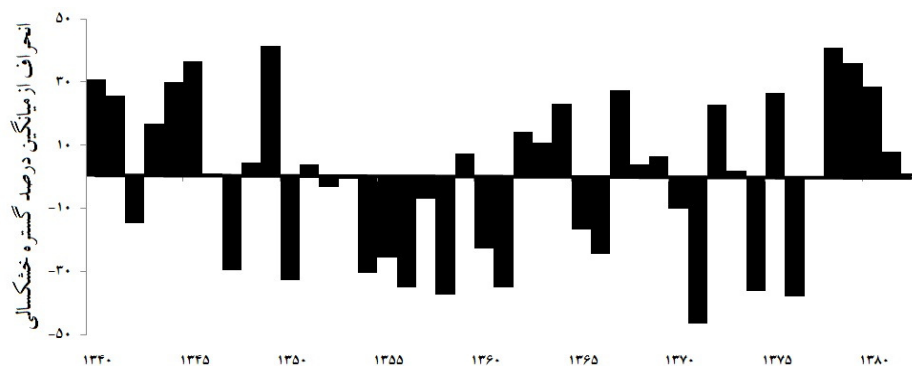
آزمون: به کمک داده‌های بارش روزانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی نزدیک به محل زندگی خود شاخص بارش استاندارد شده را برای هر روز محاسبه و بر روی یک نمودار نمایش

دهید. درباره‌ی ویژگی‌های این نمودار بحث کنید. آیا در نمودار روند یا چرخه دیده می‌شود؟ داده‌های شاخص بارش استاندارد شده را به مقیاس ماهانه تبدیل کنید و نمودار هر ماه را جداگانه ترسیم و درباره‌ی ویژگی‌های آن بحث کنید. آیا با تغییر مقیاس از روزانه به ماهانه نکات تازه‌ای روشن شد؟

شکل ۸-۵) رابطه‌ی درصد گستره‌ی خشکسالی‌ها با میانگین بارش سالانه‌ی ایران



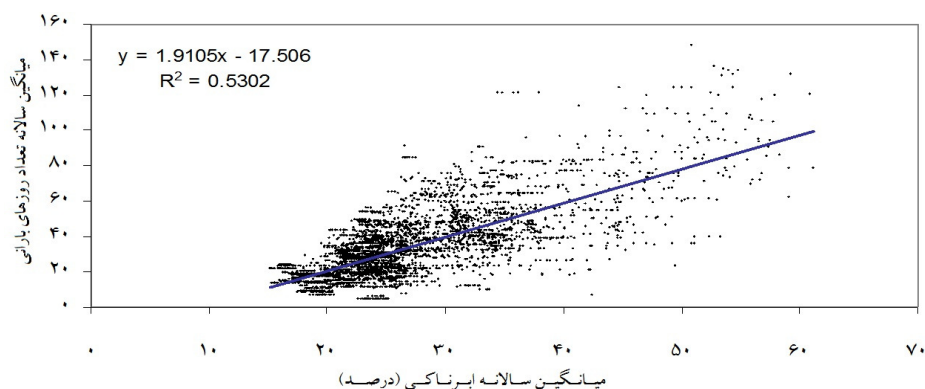
شکل ۹-۵) آهنگ زمانی انحراف از میانگین درصد گستره‌ی خشکسالی‌های ایران



روزهای بارانی

یک روز بارانی نشان‌دهنده‌ی روزی است که همه‌ی شرایط بارش یعنی رطوبت، ناپایداری و هستک‌های چگالش در جو فراهم بوده است. طبیعی است که روزهای بارانی با ابرناکی بیشترین ارتباط را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۰).

شکل ۵-۱۰ رابطه‌ی میانگین سالانه‌ی تعداد روزهای بارانی با میانگین سالانه‌ی ابرناکی



در ایران تعداد روزهای بارانی بین ۱۰ تا ۱۷۰ روز متغیر است و مناطقی که ابرناک‌ترند از تعداد روزهای بارانی بیشتری نیز برخوردارند. اساساً با افزایش ابرناکی، تعداد روزهای بارانی به طور خطی افزایش می‌یابد و از رابطه‌ی زیر پیروی می‌کند:

$$RD = 1/9CC - 17/5 \quad R^2 = 0/530$$

در اینجا RD تعداد روزهای بارانی سالانه و CC درصد ابرناکی سالانه است. بر این اساس بلندگی در مناطقی که میانگین ابرناکی سالانه‌ی آنها کمتر از نه درصد باشد رخ نمی‌دهد. بنابراین چون در ایران ابرناکی از جنوب به شمال افزایش می‌یابد بر تعداد روزهای بارانی هم از جنوب به شمال افزوده می‌شود.

پرسش: اگر درصد ابرناکی سالانه‌ی یک محل ۱۵ درصد باشد در چند درصد روزهای سال امکان بارندگی وجود دارد.

پاسخ: تعداد روزهای بارانی این محل حدود ۱۱ روز برآورد می‌شود یعنی ۳ درصد از روزهای سال همراه با بارش خواهد بود.

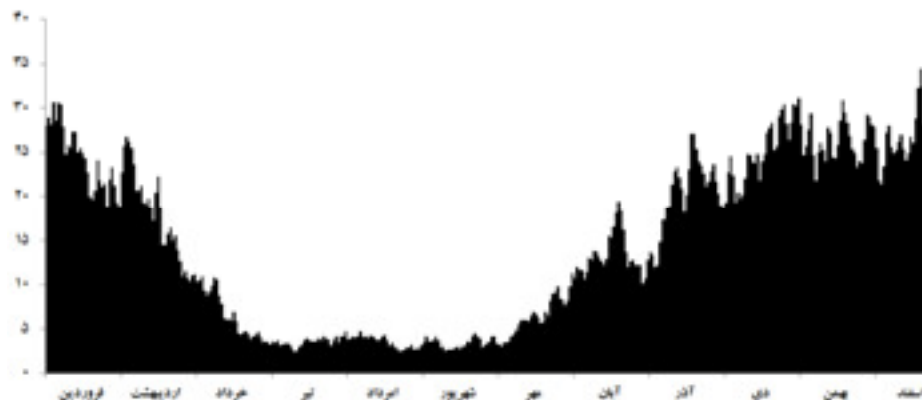
در ایران تعداد روزهای بارانی به‌طور متوسط ۵۳ روز است و در عین حال تعداد روزهای بارانی ۶۵ درصد از گستره‌ی کشور از ۵۳ روز کمتر است. از این لحاظ ایران به دو بخش متمایز قابل تقسیم است. یک قلمرو وسیع با تعداد روزهای بارانی کم و یک قلمرو کوچک‌تر که از تعداد روزهای بارانی بیشتری برخوردار است. در سواحل جنوبی به ویژه کرانه‌های دریای عمان که از عرض جغرافیایی پایین‌تری برخوردار است، شاید به دلیل حاکمیت پرفشار جنب حاره تعداد روزهای بارانی بسیار کم است. در چاله‌های مرکزی ایران، شاید به دلیل موقعیت بادپناهی که از رشته کوه زاگرس ناشی می‌شود نیز تعداد روزهای بارانی کم است. از سوی دیگر بر روی زاگرس که توده‌ی کوهستانی، جریان‌های غربی راناچار به صعود می‌سازد تعداد روزهای بارانی زیادتر است. در سراسر کمربند شمالی کشور هم که در بخشی از سال عرصه‌ی جریان‌های غربی است تعداد روزهای بارانی زیاد است.

آهنگ زمانی روزهای بارانی با پیشروی و پسروی بادهای غربی در ایران هماهنگ است و نماینده‌ی وقوع بارش در دوره‌ی سرد سال و حاکمیت دوره‌ی بی‌بارش در دوره‌ی گرم سال است (شکل ۱۱-۵). افزایش نسبی تعداد روزهای بارانی در اواسط تیر تا اواسط مرداد ناشی از بارش‌های موسمی جنوب شرق کشور و بارش‌های تابستانه‌ی کرانه‌های خزر است.

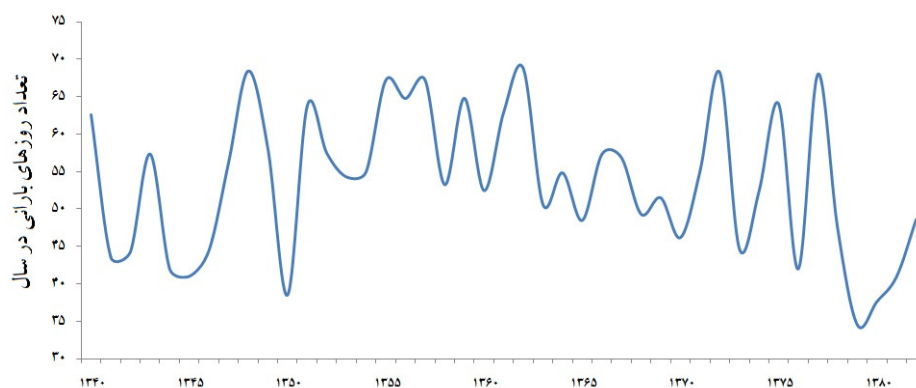
تعداد روزهای بارانی ایران نوسان‌های پنج ساله دارد. افت و خیزهای نمودار تعداد روزهای بارانی ایران (شکل ۱۲-۵) نیز همین پدیده را نشان می‌دهد.

بارش ۱۳۰

شکل ۱۱-۵) درصد احتمال ریزش در هر یک از روزهای سال در ایران



شکل ۱۲-۵) تعداد روزهای بارانی ایران

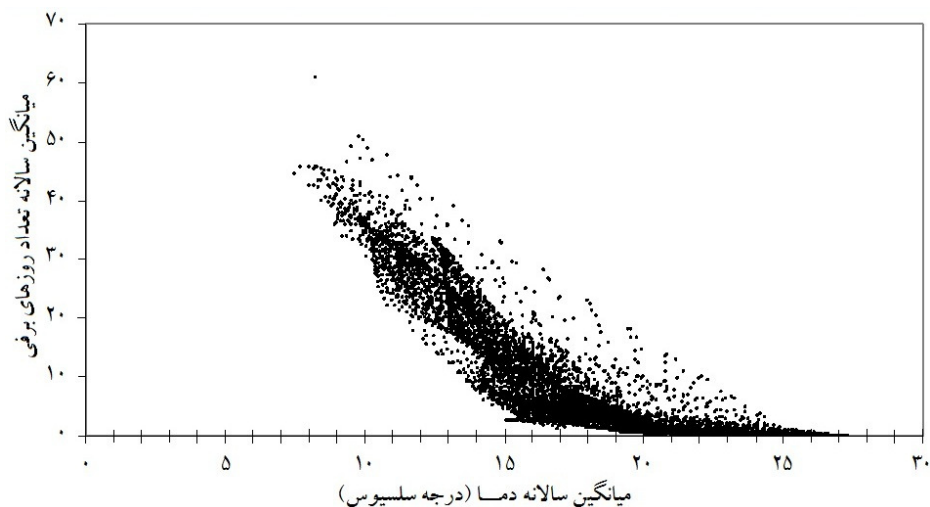


یک نگاه دقیق تر نشان می دهد که در ایران مقدار ریزش در اکثر روزهای بارانی کمتر از ۵ میلیمتر است. به بیان دیگر در ۳۰ درصد روزهای بارانی بارش های بیش از ۵ میلیمتر و در ۷۰ درصد موارد ریزش های کمتر از ۵ میلیمتر رخ می دهد. فراوانی بارش های کم مقدار، بار دیگر از یک سو نماینده ی فقر رطوبتی و از سوی دیگر نماینده ی حاکمیت شرایط پایداری جو در ایران است. به ویژه در دوره ی گرم سال در ۸۰ درصد روزهای بارانی مقدار بارش کمتر از ۵ میلیمتر است

روزهای برفی

به یک هفته کس روی هلمون ندید-همه کشور از برف شد ناپدید روزهای برفی گذشته از رطوبت و ناپایداری به شرایط حرارتی نیز بستگی دارد (شکل ۱۳-۵) به طوری که آن بخش‌هایی از کشور که دمای سالانه‌ی آنها بیش از ۲۲ درجه‌ی سلسیوس است به ندرت شاهد ریزش برف هستند. به همین دلیل دور از انتظار نیست که بارش برف بیشتر در مناطق کوهستانی کشور دیده شود. زاگرس، آذربایجان و البرز، قلمروهای برفی کشور به شمار می‌آیند. در سراسر شرق، جنوب، نواحی کم ارتفاع غرب و کرانه‌های خزر به ندرت برف می‌بارد. میانگین تعداد روزهای برفی ایران حدود ۹ روز است اما در مناطق برفگیر به ۶۱ روز هم می‌رسد. آهنگ زمانی روزهای برفی از آهنگ دما پیروی می‌کند و در نیمی از سال تقریباً در هیچ کجای ایران برف نمی‌بارد.

شکل ۱۳-۵) رابطه‌ی میانگین سالانه‌ی دما با تعداد روزهای برفی



روزهای تندری

روزهای تندری نماینده‌ی ناپایداری‌های شدیدی است که با تندر و آذرخش همراه است. این نوع توفان‌ها در ایران چندان فراوان نیست و میانگین سالانه‌ی آن به ده روز هم نمی‌رسد. با این حال در بخش‌های کوچکی از ایران به ویژه در گوشه‌ی شمال‌غربی و گوشه‌ی جنوب‌شرقی، تندر شاخصه‌ی اقلیم به شمار می‌آید. به ویژه در شمال‌غرب میانگین روزهای تندری از ۵۰ روز هم بیشتر است. در گوشه‌ی جنوب‌شرق، به مرکزیت سراوان تدرها ناشی از نفوذ سامانه‌های موسمی است. در شمال‌غرب ناپایداری‌های بهاری که از یک سو متأثر از شرایط ناهمواری و از سوی دیگر ناشی از سامانه‌های غربی است تدرها را پدید می‌آورد. سومین قلمرو تندری ایران یعنی هسته‌ی پُرتندر غرب ایران به مرکزیت ایلام به سبب گرمایش شدید و همرفت محلی پدید آمده است. چهارمین قلمرو تندری ایران محور بوشهر- یاسوج است که مسیر ورود سامانه‌های پر رطوبت فرود دریای سرخ به ایران است.

در مجموع پیدایش توفان‌های تندری در ایران بیشتر متأثر از گرمایش سطحی و همرفت محلی است و به همین دلیل تعداد تدرها در بهار بیشتر است. در بهار هنوز ایران کاملاً زیر سلطه‌ی شرایط پرفشار جنب حاره قرار نگرفته و به دلیل گرمای هوا، جو از رطوبت خوبی برخوردار است و حاکمیت همرفت، توفان‌های تندری را پدید می‌آورد.

آزمون: داده‌های ماهانه‌ی تعداد روزهای برفی دست کم شش ایستگاه هواسنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای هر ماه به صورت جداگانه، ارتفاع ایستگاه را بر روی محور افقی و تعداد روزهای برفی را بر روی محور عمودی پیاده کنید. آیا با افزایش ارتفاع تعداد روزهای برفی افزایش می‌یابد؟ ماه‌های مختلف را با هم مقایسه و درباره‌ی آن بحث کنید.

آزمون: درباره‌ی سازوکار پیدایش و ویژگی‌های سامانه‌های تندری گزارشی تهیه کنید.

روند بارش ایران

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان زیاد است. بویژه در مناطقی که از بارش کمتری برخوردارند این تغییرات شدیدتر است. ایران که میانگین بارش سالانه‌ی آن نزدیک ۲۵۰ میلیمتر است در مقایسه با میانگین بارش سیاره که ۹۶۰ میلیمتر است در منطقه‌ی خشک قرار گرفته و از این جهت بارش ایران رفتاری سرکش دارد. از آنجا که بارش ایران اندک است و بنیان‌های زندگی ما در ایران با همین بارش اندک هماهنگ شده است وجود روند کاهشی یا افزایشی در بارش به معنای تغییر شکل زندگی در ایران خواهد بود.

بررسی‌ها نشان می‌دهد که بارش ایران در زمستان و پاییز روندی افزایشی داشته است. به بیان دیگر بارش فصلی از سال افزایش نشان می‌دهد که از قبل هم، زمان‌های پربارشی بوده‌اند. در فصل تابستان بارش کشور روندی کاهشی نشان می‌دهد. این بدان معناست که بارش کشور در نیم سده‌ی گذشته متمرکزتر شده است. دور شدن از حالت توزیع یکنواخت بارش در طول سال و حرکت به سوی یک نظام بارش متمرکزتر که عمده‌ی بارش در چند ماه فرو می‌ریزد و بخش بزرگی از سال بدون بارش سپری می‌شود برای کشور کم‌بارشی مانند ایران بسیار نامطلوب است. بهره‌برداری از آب در چنین شرایط اقلیمی نیازمند مدیریت بسیار قدرتمند آب است. از این گذشته اگر به یاد یاوریم که طول دوره‌ی سرد سال رو به کاهش و طول دوره‌ی گرم رو به افزایش است در می‌یابیم که ترازمندی آب در ایران به مخاطره افتاده است.

روشن شده است که با گذشت زمان سهم بارش‌های اواخر زمستان در رژیم بارش ایران در حال افزایش است. از آنجا که بارش‌های این موقع از سال عمدتاً از نوع ریزش‌های مایع است به نظر می‌رسد با گذشت زمان خطر سیلاب‌های بزرگ در کشور افزایش یابد. این در حالی است که تعداد روزهای گرم ایران در همین بخش از سال رو به افزایش گذاشته است.

در طی تابستان روند افزایش بارش عمدتاً در شرق کشور دیده می‌شود. در حالی که در همین فصل بارش کراهِ‌های خزر روند کاهشی نشان می‌دهد. این بدان معناست که سامانه‌های بارانزای خزری

در تابستان رو به تضعیف و سامانه‌های باران‌زایی که جنوب شرق ایران را تغذیه می‌کنند رو به تقویت است.

در یک نگاه کلی بارش ایران طی نیم سده‌ی گذشته حدود نیم میلیمتر در سال افزایش داشته است. اگر میانگین بارش ایران را حدود ۲۵۰ میلیمتر در نظر بگیریم چنین معلوم می‌شود که بارش کشور در طی نیم سده گذشته حدود ۱۰ درصد افزایش یافته است. چنین به نظر می‌رسد که هرچند بارش ایران در نیم سده‌ی گذشته افزایش یافته اما چگونگی افزایش بارش به ویژه الگوی زمانی آن برای ایران نویدبخش به نظر نمی‌رسد. اگر این نکته را هم در نظر بگیریم که دمای ایران در نیمه‌ی گرم سال با آهنگ شدید افزایش داشته است روشن می‌شود که تابستان‌های ایران گرم‌تر و کم‌بارش‌تر و زمستان‌های آن کمی پربارش‌تر شده‌اند.

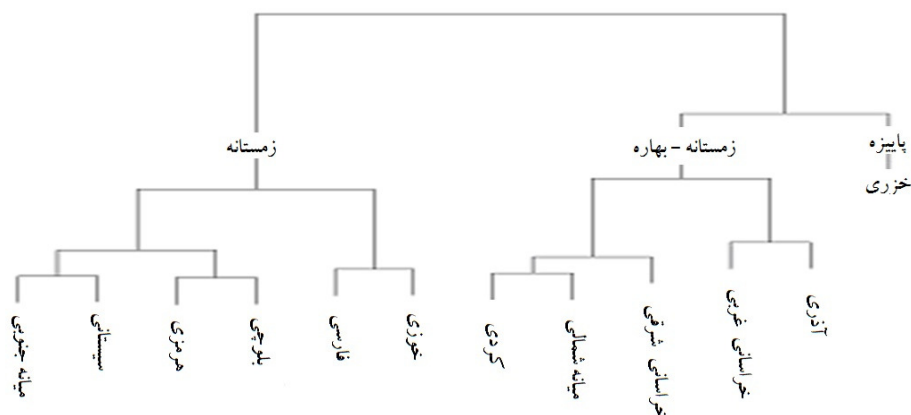
آزمون: داده‌های بارش روزانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. داده‌های روزاول فروردین همه‌ی سال‌ها را در نظر بگیرید. سال را به عنوان متغیر مستقل و مقدار بارش را به عنوان متغیر وابسته در نظر بگیرید و برآورد فاصله‌ای (با اطمینان ۹۵ درصد) شیب خط رگرسیون را محاسبه و یادداشت کنید. همین کار را برای تک تک روزهای تقویمی دیگر تکرار کنید. همه‌ی روزهایی که حد بالا و حد پایین شیب خط هر دو مثبت است را دارای روند افزایشی و همه‌ی روزهایی که حد بالا و حد پایین شیب خط هر دو منفی است را دارای روند کاهشی در نظر بگیرید. درصد روزهای دارای روند در هر ماه و فصل را محاسبه و درباره‌ی ویژگی‌های روند بارش بحث کنید. بالاترین روند افزایشی متعلق به چه روزی است؟ درباره‌ی روند بارش دست کم بیست پرسش طرح کنید و با داده‌هایی که در دست دارید به آنها پاسخ دهید.

رژیم‌های بارش ایران

بارش پدیده‌ای اقلیمی است که مقدار آن در زمان و مکان پیوسته تغییر می‌کند. در عین حال رژیم بارش نماینده‌ی توزیع نسبی بارش در بین ماه‌ها یا فصول مختلف سال است و از ثبات زمانی و مکانی بالاتری برخوردار است. به بیان دیگر سرشت این دو خصوصیت اقلیمی (مقدار بارش و رژیم بارش) با یکدیگر متفاوت است و رژیم بارش نسبت به مقدار بارش از پایداری زمانی و مکانی بالاتری برخوردار است زیرا رژیم بارش هر ناحیه را الگوهای هم‌دید نسبتاً ثابتی که تأمین‌کننده‌ی بارش آن ناحیه هستند ایجاد می‌کنند.

در ایران دوازده رژیم بارش متمایز دیده می‌شود. پراکندگی جغرافیایی قلمرو این رژیم‌ها نشان می‌دهد که تفاوت رژیم‌های بارش ایران عمدتاً متأثر از عرض جغرافیایی است. این خصوصیت زمانی آشکارتر می‌شود که از تفاوت‌های جزئی این رژیم‌های بارش چشم‌پوشی کنیم و آنها را در گروه‌های بزرگ‌تر دسته‌بندی کنیم. در این صورت سه رژیم بارش اصلی در ایران دیده می‌شود (شکل ۱۴-۵). این رژیم‌های بارش اصلی از لحاظ نسبت بارش فصلی با یکدیگر متفاوتند در حالی که رژیم‌های بارش فرعی تفاوت‌های نسبت بارش دریافتی در مقیاس ماهانه را بازتاب می‌دهند. این سه رژیم بارش اصلی عبارتند از: رژیم بارش زمستانه که شامل شش رژیم بارش فرعی است و در آن بیش از نیمی از بارش سالانه در زمستان رخ می‌دهد. این رژیم در بخش جنوبی ایران گسترش یافته و حدود ۴۸ درصد مساحت کشور را در بر می‌گیرد. دوم رژیم بارش زمستانه-بهاره که شامل پنج رژیم بارش فرعی است و در آن سهم زمستان و بهار از بارش سالانه تقریباً برابر است. این گروه حدود ۵۰ درصد گستره‌ی ایران را می‌پوشاند. سوم رژیم بارش پاییزی که از دو رژیم دیگر کاملاً متمایز است و بارش در بین فصول سال به صورت تقریباً متعادل تقسیم شده است اما بارش‌های پاییزه از سهم بالاتری برخوردارند.

شکل ۱۴-۵) نمودار خوشه‌ای دوازده رژیم بارش ایران



آزمون: داده‌های بارش ماهانه ده ایستگاه هواشناسی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. برای داده‌های هر سال به صورت جداگانه، درصد بارش دریافتی هر ماه را محاسبه کنید. آیا رژیم بارش هر ایستگاه با گذشت زمان تغییر کرده است؟ بارش ماهانه ایستگاه‌ها را با هم مقایسه کنید. آیا بارش ایستگاه‌ها با هم تفاوت معنادار نشان می‌دهد؟ درباره‌ی دلایل این تفاوت‌ها بحث کنید. درصد بارش دریافتی ایستگاه‌ها را با هم مقایسه کنید. آیا رژیم بارش ایستگاه‌ها با هم فرق دارد؟ تفاوت مکانی مقدار بارش شدیدتر است یا رژیم بارش؟ آیا ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات مختلف قرار گرفته‌اند با هم تفاوت بارش دارند؟ آیا رژیم بارش ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات مختلف هستند متفاوت است؟ آیا رژیم بارش به ارتفاع وابسته است؟ مقدار بارش چطور؟ درباره‌ی ویژگی‌های مکانی مقدار بارش و رژیم بارش بحث کنید.

آزمون: رژیم بارش در محل زندگی شما در کدام یک از گروه‌های سه گانه‌ی شکل ۱۴-۵ قرار می‌گیرد؟

شاخص یکنواختی بارش و نواحی آبی ایران

آرایش فضای جغرافیایی ایران تا اندازه‌ی زیادی به پراکندگی زمانی و مکانی منابع آب بستگی دارد زیرا آب از تعیین‌کننده‌ترین منابع پیدایش و تداوم حیات در سرزمین‌های کم‌آب از جمله ایران است. از این لحاظ توزیع زمانی و مکانی بارش نقش بزرگی در شکل‌گیری چشم‌انداز جغرافیایی کشور بازی می‌کند.

گذشته از مقدار بارش، توزیع زمانی بارش نیز از اهمیت زیادی برخوردار است. مناطق پربارشی که همه‌ی بارش آنها در مدت زمان کوتاهی می‌بارد و در مدت درازی از سال بارش نمی‌بارد می‌توانند ویژگی‌های اقلیم‌های کم‌بارش را از خود نشان دهند. مثلاً شیراز سالانه نزدیک به ۳۴۵ میلیمتر بارش دریافت می‌کند که ۸۰ درصد آن در چهار ماه از سال (آذر، دی، بهمن، اسفند) و ۲۰ درصد دیگر در هشت ماه باقیمانده می‌بارد. در مقابل مناطقی را می‌توان یافت که بارش آنها به صورت تقریباً یکنواخت در تمام مدت سال توزیع شده است و منابع آب همیشه مهیاست. برای نمونه تبریز سالانه نزدیک ۲۹۴ میلیمتر بارش دریافت می‌کند که ۳۸ درصد در بهار، ۶ درصد در تابستان، ۲۵ درصد در پاییز و ۳۱ درصد آن در زمستان ریزش می‌کند. بنابراین توزیع زمانی بارش در تبریز در مقایسه با شیراز یکنواخت‌تر است. شاخص یکنواختی شانون یکی از ابزارهای اندازه‌گیری درجه‌ی یکنواختی توزیع زمانی بارش است و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$H = - \sum_{i=1}^n \left[\frac{r_i}{R} \times \log \frac{r_i}{R} \right] \quad (bit)$$

که در آن H شاخص یکنواختی، R بارش سالانه، r_i بارش ماهانه و n تعداد ماه‌ها است. اگر بارش دریافتی همه‌ی ماه‌ها یک اندازه باشد (توزیع زمانی بارش کاملاً یکنواخت باشد) مقدار شاخص یکنواختی به حداکثر می‌رسد. از سوی دیگر اگر تمام بارش سالانه‌ی یک محل تنها در یک ماه بیارد و یازده ماه دیگر هیچ بارشی دریافت نکند (توزیع زمانی بارش کاملاً متمرکز باشد) شاخص یکنواختی صفر می‌شود. بنابراین شاخص یکنواختی معیاری از مهیایی بارش در طول سال است. در نقاطی که شاخص یکنواختی بزرگ است در تمام طول سال بارش وجود دارد و در

بارش ۱۳۹

تقاطی که شاخص یکنواختی کوچک است در مدت کوتاهی از سال بارش وجود دارد و مدت درازی از سال بدون بارش سپری می شود. برای نمونه بارش گرگان و چابهار را در نظر بگیرید. گذشته از این که گرگان چندین برابر چابهار بارش دریافت می کند، بارش دریافتی آن در تمام ماه ها تقریباً به صورت یکنواخت توزیع شده است در حالی که در چابهار بارش دریافتی تنها در دو یا سه ماه متمرکز شده و در ماه های دیگر بارش چندانی دریافت نمی کند. به همین سبب شاخص یکنواختی گرگان $2/4$ و شاخص یکنواختی چابهار $1/9$ بلندست می آید.

جدول ۲-۵) شاخص یکنواختی دو شهر نمونه

R	$\bar{R}$	$\bar{R}_i$	$\bar{R}_j$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$
۶۰۳/۲	۵۶/۳	۶۵۳	۶۸/۹	۴۰/۵	۲۸/۲	۲۲/۴	۳۳/۹	۴۳/۸	۵۲/۲	۷۸/۴	۵۷/۴	۵۵/۹	R_i
گرگان	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۹	$\frac{R_i}{R}$
۱۲۰/۴	۲۰/۳	۵/۰	۴/۸	۰/۹	۱/۹	۵/۹	۰/۴	۱/۱	۴/۴	۱۷/۴	۲۸/۰	۳۱/۳	R_i
چابهار	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۲۶	$\frac{R_i}{R}$

پرسش: مقدار بارش ماهانه ی کرمانشاه در جدول زیر آمده است مقدار شاخص یکنواختی بارش آن را محاسبه کنید و بگویید در مقایسه با چابهار و گرگان از توزیع متمرکزتری برخوردار است یا توزیع آن یکنواخت تر است؟

جدول ۳-۵) بارش ماهانه ی کرمانشاه

R	$\bar{R}$	$\bar{R}_i$	$\bar{R}_j$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$	$\bar{R}_{ij}$
۴۵/۸	۶۳/۲	۵۷/۱	۲۵/۸	۱/۲	۰/۲	۰/۶	۱/۲	۱/۲	۳۱/۷	۶۶/۱	۸۴/۳	۵۸/۶	۶۰/۸
کرمانشاه													$\frac{R_i}{R}$

بارش ۱۴۰

پاسخ: مقدار شاخص یکنواختی بارش کرمانشاه ۲/۱ بدست می آید که از شاخص گرگان کوچک تر و از شاخص چابهار بزرگ تر است بنابراین توزیع زمانی بارش در کرمانشاه از گرگان متمرکزتر و از چابهار یکنواخت تر است.

در ایران مقدار شاخص یکنواختی از جنوب به شمال افزایش می یابد. در کرانه های خزر شاخص یکنواختی به بیشترین مقدار خود می رسد و نشانگر آن است که در این منطقه در تمام طول سال بارش وجود دارد (شکل ۱۵-۵).

آزمون: داده های بارش ماهانه ی ده ایستگاه هواسنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. مقدار شاخص یکنواختی بارش را برای هر ایستگاه محاسبه و مقادیر به دست آمده را با هم مقایسه و درباره ی آن بحث کنید تغییرات مکانی شاخص یکنواختی نسبت به تغییرات مکانی بارش کمتر است یا بیشتر؟ آیا یکنواختی بارش ارتباطی با ارتفاع ایستگاه دارد؟ آیا یکنواختی بارش ارتباطی به مقدار بارش دریافتی هر ایستگاه دارد؟ آیا ایستگاه های پربارش تر بارش یکنواخت تری هم دارند؟ نتایج خود را با آنچه در شکل ۱۵-۵ می بینید مقایسه کنید. آیا نتایج شما با این نقشه هماهنگ است؟ اگر اختلافی می بینید برای توجیه آن چه دلالی می توانید بیاورید؟

پهنه بندی نواحی آبی

چون نقشه ی شاخص یکنواختی نشان دهنده ی مهیای زمانی و نقشه ی همبارش نشان دهنده ی مهیای مکانی بارش است از ترکیب نقشه ی بارش و نقشه ی شاخص یکنواختی، مهیای بالقوه ی آب در طول سال مشخص می شود. برای شناسایی نواحی آبی شکل ۱۶-۵ که از ترکیب نقشه ی همبارش و نقشه ی یکنواختی بارش بدست آمده به چهار بخش تقسیم شده است.

در شکل ۱۶-۵ خط عمودی داخل نمودار معرف میانگین بارش و خط افقی داخل نمودار معرف میانگین شاخص یکنواختی بارش است. به این ترتیب هر بخش از این شکل معرف یک ناحیه آبی است که با اعداد یک تا چهار نام گذاری شده اند.

ناحیه ۱: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش های ایران دارای آب فراوان و همیشگی است. منابع آب در این قلمرو زیاد و مطمئن است و تنها قانون، برداشت آب را محدود می کند. این ناحیه آبی ۲۴ درصد مساحت ایران را می پوشاند و قلمرو حاکمیت آن نوار شمالی کشور است.

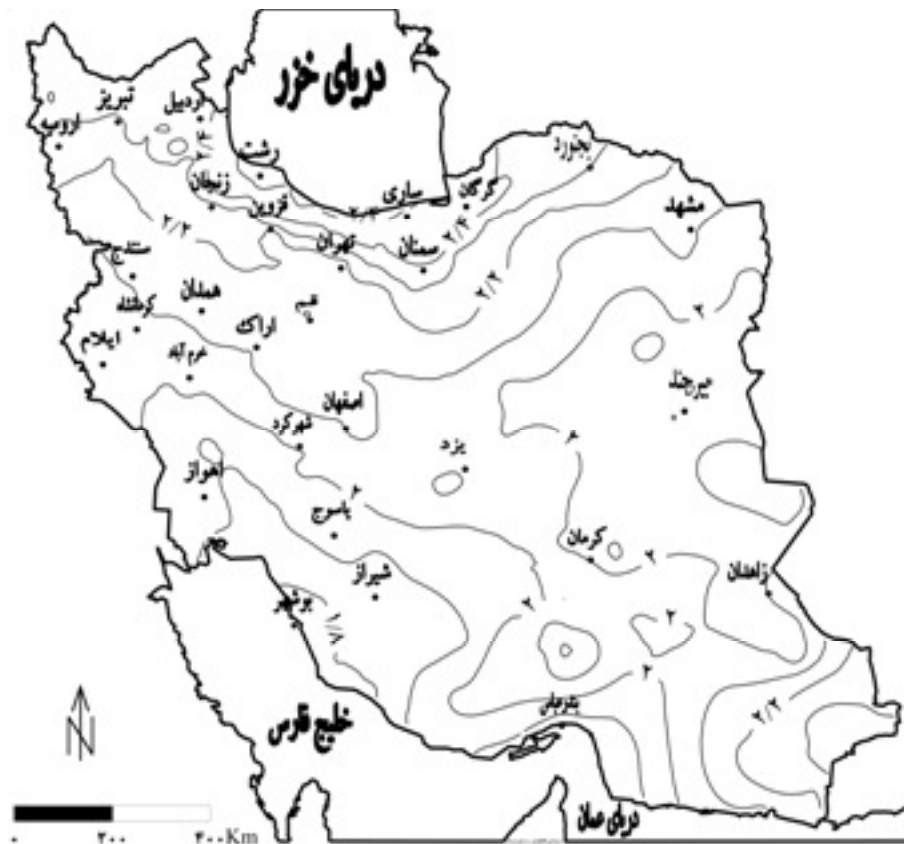
ناحیه ۲: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش های ایران دارای آب کم اما همیشگی است. در این قلمرو تأمین آب در دوره های پرمصرف سال مدیریت منابع آب را ایجاب می کند. این ناحیه آبی نیز ۲۴ درصد مساحت ایران را می پوشاند و قلمرو حاکمیت آن بخش های میانی کشور است.

ناحیه ۳: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش های ایران دارای آب کم و متمرکز است و برداشت از منابع آب بسیار محدود است. در این قلمرو بدون دخالت در چرخه آب و ساخت انباره هایی برای آب زندگی بسیار دشوار است. این ناحیه آبی ۳۹ درصد مساحت ایران را می پوشاند و قلمرو حاکمیت آن نوار شرقی و جنوب کشور است.

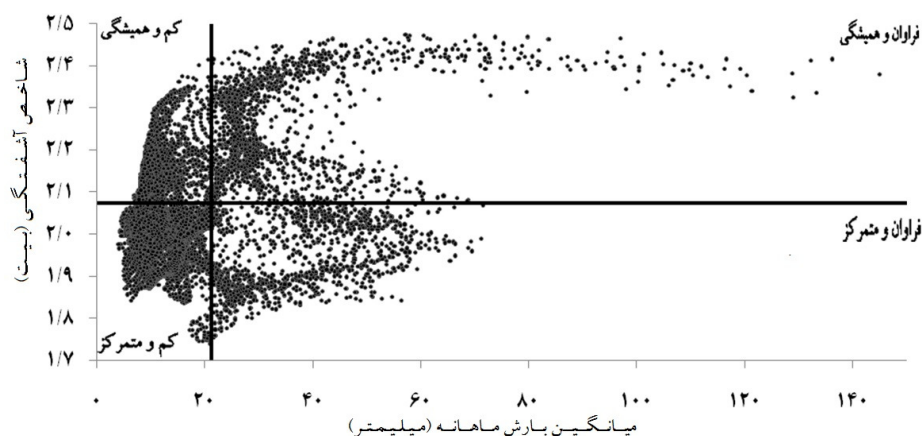
ناحیه ۴: این ناحیه در مقایسه با دیگر بخش های ایران پر آب و دارای بارش متمرکز است. در این قلمرو بارش ها سنگین و در بخش کوچکی از سال متمرکز شده است و به همین دلیل اقدامات پیش گیری از سیل لازم است. برای مهار زیاده بود آب در این قلمرو که به صورت جریان های سطحی در می آید ساخت سد لازم است. ضمن این که آب ذخیره شده در فصل بارش در فصل کم بارش قابل بهره برداری خواهد بود. این ناحیه آبی ۱۳ درصد مساحت ایران را می پوشاند و قلمرو حاکمیت آن زاگرس است. شکل ۱۷-۵ قلمرو مکانی نواحی چهارگانه را نشان می دهد.

بارش ۱۴۲

شکل ۱۵-۵) میانگین شاخص یکنواختی بارش ایران



شکل ۱۶-۵) رابطه میان شاخص یکنواختی و مقدار بارش

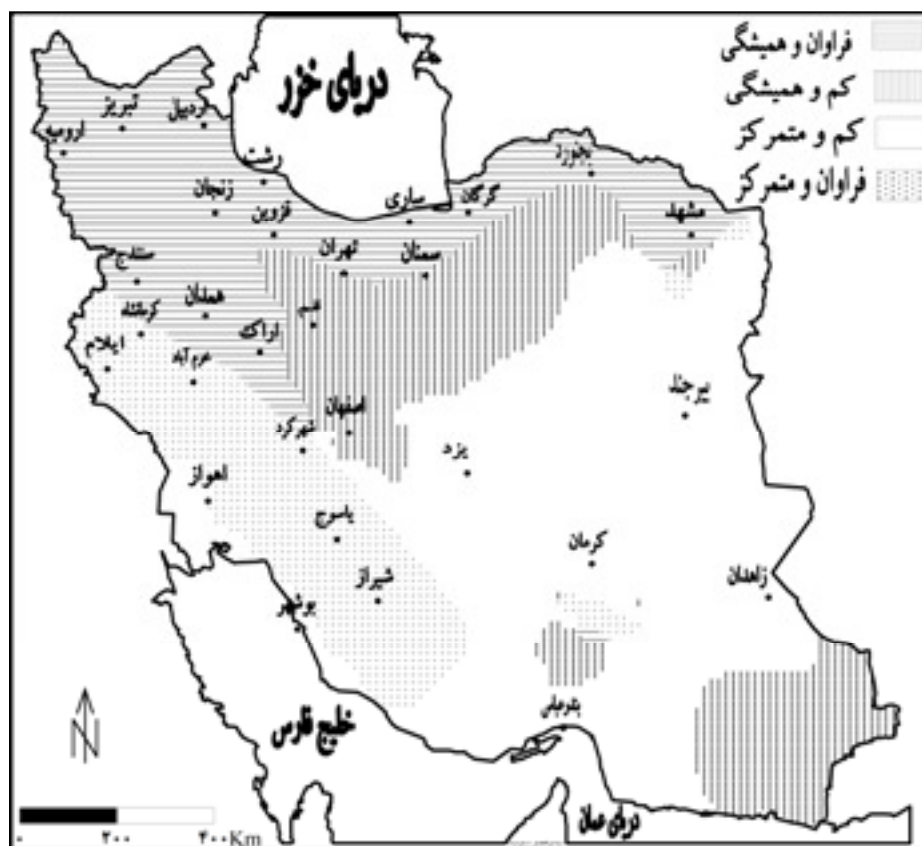


شکل ۱۷-۵ را می توان یک نقشه ی اقلیمی دانست که بر مبنای مقدار بارش و تسهیم زمانی بارش بدست آمده است. هرچند این نقشه تنها با روش ساده ی خوشه بندی بدست آمده است اما با مرزبندی روش های سنتی و دیرپای بهره برداری از منابع آب در ایران هماهنگی خوبی نشان می دهد. مثلاً ناحیه ی یک قلمرو عمده ی برنج کاری در ایران است. در این ناحیه تغییر پذیری زمانی بارش کم است و این شرایط برای کاشت برنج مناسب است. از سوی دیگر، در ناحیه ی ۳ مردم همیشه از کمبود آب و توزیع نایکخواخت بارش و کمی بارش در رنج بوده اند. در این قلمرو مردم برای مقابله با این شرایط طبیعی از دیرباز به ساخت آب انبار، استخرهای کوچک آبیاری، قنات و برکه می پرداخته اند. در جنوب ایران آب انبارهای کوچک زیادی که در گویش محلی برکه نامیده می شوند در مسیر مسیل های فراوان این بخش از کشور ساخته شده اند و در شرق ایران اساساً آبیاری بر مدار قنات است. این سازه های آبی هماهنگ با ویژگی های بارش در این مناطق است. روش های بسیار دقیق و گاه پیچیده ای که برای تقسیم آب در این منطقه ابداع شده بر همین

بارش ۱۴۴

حقیقت اقلیمی استوار است. از سوی دیگر بزرگ‌ترین سدهای ایران در ناحیه‌ی چهار ساخته شده‌اند.

شکل ۱۷-۵) نواحی آبی ایران



پهنه‌بندی بارش ایران

اگر مقدار و زمان دریافت بارش را هم‌زمان در نظر بگیریم ایران را می‌توان به چهار بخش تقسیم کرد. بخش بسیار کم‌بارش، کم‌بارش، نیمه‌پربارش و پربارش (شکل ۱۸-۵). بخش بسیار کم‌بارش

بارش ۱۴۵

و کم بارش حدود ۸۳ درصد مساحت کشور را به خود اختصاص داده و میانگین بارش بر روی آن حدود ۱۸۸ میلیمتر است. سراسر جنوب، شرق، مرکز و بخش‌هایی از شمال غرب ایران در این قلمرو جا می‌گیرد. بخش نیمه پربارش و پربارش نزدیک به ۱۷ درصد مساحت کشور را در بر گرفته و میانگین بارش بر روی آن حدود ۵۷۰ میلیمتر است. با این تقسیم بندی میانگین بارش ایران حدود ۲۵۰ میلیمتر است که نسبت به میانگین جهانی، ایران کشوری بسیار کم بارش به شمار می‌آید.

بر حسب تفاوت‌های کوچک تری که در زمان و مقدار بارش دریافتی هر یک از این بخش‌ها وجود دارد می‌توان نواحی بارشی همگن تری را شناسائی و معرفی کرد که به شرح هر یک از آنها می‌پردازیم.

۱) بخش بسیار کم بارش

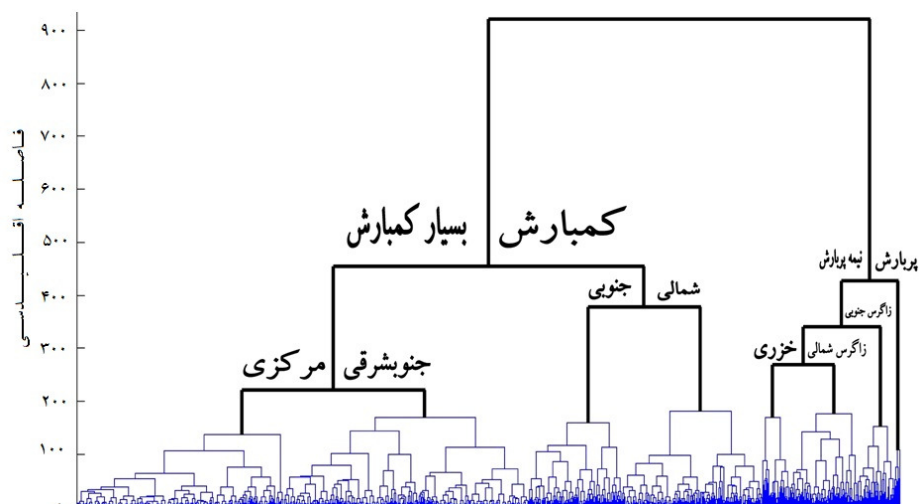
این بخش تقریباً شامل مناطقی است که بارش سالانه‌ی آنها از ۲۰۰ میلیمتر کمتر است و به دو ناحیه تقسیم می‌شود.

● **ناحیه‌ی بسیار کم بارش مرکزی:** این ناحیه شامل کویرهای مرکزی و شرقی ایران است که در جانب غربی به سمنان، قم، اصفهان و یزد ختم می‌شود و زابل و زاهدان در منتهی الیه شرقی آن قرار دارند (شکل ۱۹-۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه ۱۰۲ میلیمتر است که از اواخر پاییز تا اواسط بهار فرومی‌بارد (شکل ۲۰-۵). این ناحیه ۲۵/۱ درصد مساحت ایران را در بر گرفته است. به نظر می‌رسد کمبود بارش در این ناحیه از یک سو به سبب حاکمیت پرفشار جنب حاره در دوره‌ی گرم سال و از سوی دیگر، به علت قرل‌گیری در سایه بارش رشته کوه زاگرس است که از تأثیر سامانه‌های غربی بر این بخش از کشور پیشگیری می‌کند. به همین سبب است که گذشته از فقر بارش محتوای رطوبت جوی این ناحیه بسیار اندک است. توده‌های کوهستانی کوچکی همچون شیرکوه و کرکس که در این ناحیه قرار گرفته‌اند از نظر اندازه چنان فحاشی ندارند که بتوانند تفاوت معناداری در بارش ایجاد کنند. به همین دلیل است که از این بلندی‌ها رودخانه‌ای موقتی یا

دائمی سرچشمه نمی گیرد اما اثر سرمایشی این بلندی ها موجب می شود تا نسبت بارش جامد به مایع بر روی آنها بزرگ تر باشد و امکان انباشت برف بر روی آنها فراهم آید. با آغاز دوره ی گرم سال ذوب این برف ها، چشمه ها و قنات های پیرامون آنها را آبدار می کند.

● **ناحیه ی بسیار کم بارش جنوب شرقی:** این ناحیه در دو قلمرو جغرافیایی گسترش یافته است. یکی ربع جنوب شرقی کشور مگر در بلندی های هزار و لاله زار و دیگری در قلمرو بلندی های جنوب خراسان (شکل ۱۹-۵). این ناحیه با میانگین بارش حدود ۱۶۱ میلی متر نزدیک ۳۰ درصد از مساحت کشور را فراگرفته است. بارش این ناحیه از آذر آغاز می شود و در بهمن به اوج می رسد و از آن پس روبه کاهش می گذارد. در اواخر فروردین یک اوج فرعی در بارش رخ می دهد (شکل ۲۱-۵). بارش های تابستانی در این ناحیه نسبتاً قابل توجه است. به نظر می رسد افزایش نسبی بارش در قلمرو شمالی این ناحیه نسبت به ناحیه ی بسیار کم بارش مرکزی متأثر از بلندی های جنوب خراسان باشد در حالی که در قلمرو جنوبی احتمالاً نقش محتوای رطوبتی جو بارز تر است و علاوه بر آن ورود سامانه های موسمی نیز در بارش آن نقش دارد.

شکل ۱۸-۵) خوشه بندی مکانی ایران و ارتباط نواحی بارشی ایران با یکدیگر



۲) بخش کم بارش

این بخش تقریباً شامل مناطقی است که بارش سالانه‌ی آنها بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ میلیمتر است. این بخش از نظر توزیع زمانی بارش به دو ناحیه تقسیم می‌شود.

● **ناحیه‌ی کم بارش جنوبی:** این ناحیه شامل یک بخش کم ارتفاع است که جلگه‌ی خوزستان و کرانه‌های خلیج فارس را در بر می‌گیرد (شکل ۱۹-۵). در این بخش منشأ بارش سامانه‌هایی هستند که از جنوب غرب به کشور وارد می‌شوند و از آن‌چنان ناپایداری برخوردارند که بر روی سرزمین‌های کم ارتفاع ریزش داشته باشند. بخش دوم شامل دامنه‌های شرقی زاگرس و بلندی‌های هزار و لاله‌زار در جنوب کرمان است. در دامنه‌های شرقی زاگرس بارش دریافتی را می‌توان پسماند سامانه‌های غربی دانست اما در عین حال ناپایداری‌های محلی بویژه در اوایل بهار در تأمین بارش این بخش نقش دارد. به نظر می‌رسد در بلندی‌های هزار و لاله‌زار توده‌ی کوهستانی از آن‌چنان بزرگی برخوردار است که از راه صعود اجباری زمیه‌ی فعال شدن سامانه‌های جنوب غربی را فراهم آورد. این ناحیه در مجموع حدود ۱۱/۳ درصد مساحت ایران را می‌پوشاند و میانگین بارش دریافتی آن ۲۸۲ میلیمتر است که از اوایل آبان تا اواسط اردیبهشت ادامه می‌یابد. آذر، دی و بهمن پربارش‌ترین ماه‌های سال هستند (شکل ۲۲-۵).

● **ناحیه‌ی کم بارش شمالی:** این ناحیه همچون کمربندی از شمال غرب تا شمال شرق کشور گسترش یافته است اما در تهران و شمال سمنان از پهنای آن بسیار کاسته می‌شود. بلندی‌های آذربایجان، دامنه‌های شرقی نیمه‌ی شمالی زاگرس، کوهپایه‌های جنوبی البرز و بلندی‌های خراسان در قلمرو این ناحیه جا می‌گیرند (شکل ۱۹-۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه نزدیک ۳۰۰ میلیمتر است و ۱۷/۱ درصد از مساحت ایران را می‌پوشاند. توزیع بارش در بین فصول سال (مگر تابستان) تقریباً یکنواخت است اما بارش‌های بهاره برتری نسبی دارند به‌طوری که اردیبهشت، فروردین و اسفند پربارش‌ترین ماه‌های سال هستند (شکل ۲۳-۵).

۳) بخش نیمه پربارش

این بخش تقریباً شامل مناطقی از کشور است که بارش سالانه‌ی آنها بین ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیمتر است. این بخش از نظر توزیع زمانی بارش به سه ناحیه تقسیم می‌شود.

● **ناحیه‌ی نیمه پربارش خزری:** این ناحیه عمدتاً در کرانه‌های شرقی خزر و پسرکانه‌های غربی خزر گسترش یافته است (شکل ۱۹-۵). هر چند در تابستان مقدار بارش در این ناحیه کاهش می‌یابد اما مقدار بارش در دیگر فصول سال تقریباً برابر است (شکل ۲۴-۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه حدود ۶۰۸ میلیمتر است و ۳/۳ درصد از مساحت کشور را به خود اختصاص داده است.

● **ناحیه‌ی نیمه پربارش زاگرس شمالی:** این ناحیه بخش‌هایی از غرب کشور و دامنه‌های شرقی زاگرس را می‌پوشاند و بخش باریکی از دامنه‌های جنوبی البرز نیز در حاکمیت همین ناحیه است که مجموعاً ۸۳ درصد از مساحت کشور را شامل می‌شود (شکل ۱۹-۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه حدود ۵۰۰ میلیمتر است که عمدتاً در بهمن، اسفند و فروردین فرو می‌ریزد. فصل اصلی بارش از اواسط مهر آغاز می‌شود و تا اواسط اردیبهشت ادامه می‌یابد (شکل ۲۵-۵).

● **ناحیه‌ی نیمه پربارش زاگرس جنوبی:** این ناحیه دامنه‌های غربی زاگرس و بخش‌های پراارتفاع زاگرس را در بر می‌گیرد (شکل ۱۹-۵). میانگین بارش بر روی این قلمرو ۵۶۰ میلیمتر است. حدود ۴/۴ درصد از مساحت کشور در قلمرو این ناحیه جا می‌گیرد و پربارترین رودخانه‌های ایران از همین ناحیه سرچشمه می‌گیرند زیرا گذشته از وسعت و بارش قابل توجه به دلیل ارتفاع زیاد، بخش بیشتری از ریزش‌های این ناحیه از نوع جلد است و امکان انبارش آن فراهم می‌شود. مقایسه‌ی شرایط آب‌شناختی این ناحیه با دیگر نواحی بارشی ایران این حقیقت را آشکار می‌سازد که نقش ناهمواری‌ها در شکل‌گیری آب و هوای ایران بیشتر به لحاظ کاهشی است که در دمای هوا ایجاد می‌کند تا افزایشی که در بارش پدید می‌آورند. به بیان دیگر وجود رودخانه‌های پربار زاگرس از دیدگاه اقلیمی منشأ دمایی دارد تا بارشی. فصل بارش در این ناحیه از اواسط آبان تا اواسط اردیبهشت ادامه دارد و در دی به اوج خود می‌رسد (شکل ۲۶-۵).

۴) بخش پربارش

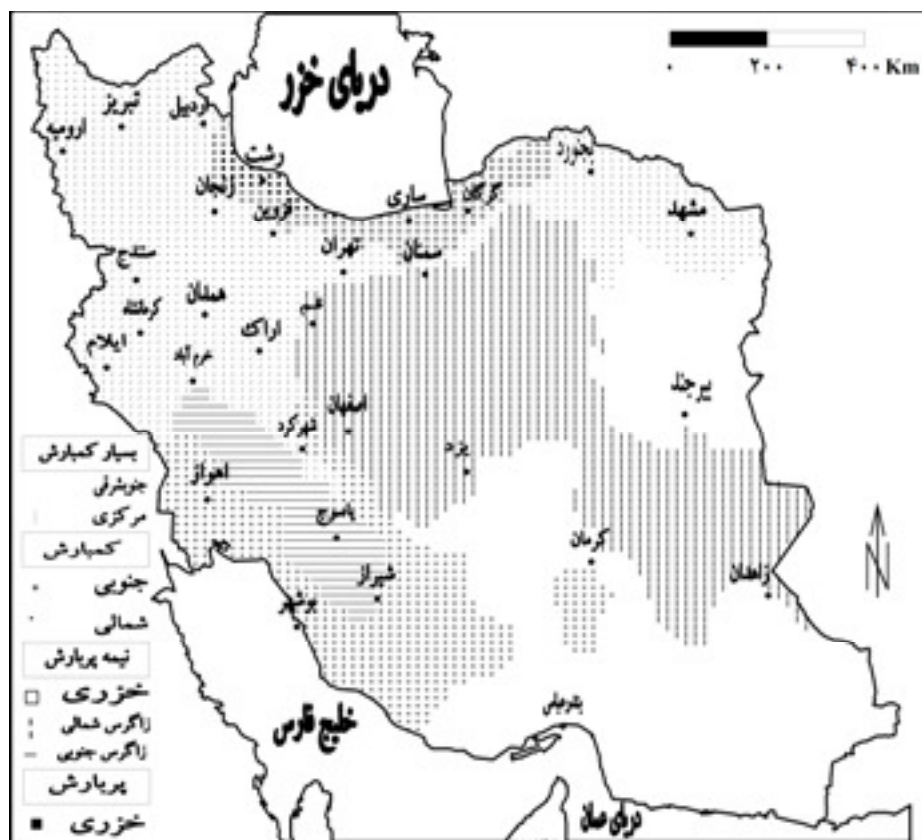
این بخش تنها پاره‌هایی از کرانه‌های خزر را می‌پوشاند که بارش سالانه‌ی آنها از ۱۰۰۰ میلیمتر بیشتر است.

● **ناحیه‌ی پربارش خزری:** این ناحیه کرانه‌های غربی خزر را در بر گرفته است اما وسعت آن از ۰/۷ درصد مساحت ایران فراتر نمی‌رود (شکل ۱۹-۵). میانگین بارش بر روی این ناحیه حدود ۱۲۶۰ میلیمتر است. هر چند بارندگی در طول سال قطع نمی‌شود و تقریباً یکنواخت است اما در شهر یور، مهر و آبان افزایش نسبی در بارش دیده می‌شود (شکل ۲۷-۵).

آزمون: داده‌های بارش روزانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشنجی نزدیک به محل زندگی خود را گردآوری کنید. داده‌های روز اول فروردین همه‌ی سال‌ها را در نظر بگیرید. میانگین بارش این روز را محاسبه کنید. برای همه‌ی دیگر روزهای تقویمی همین کار را تکرار کنید. نموداری مانند آنچه در شکل ۵-۲۰ آمده ترسیم کنید. از روی شکل ۵-۱۹ محل زندگی خود را پیدا کنید. این مکان در کدام ناحیه‌ی بارشی قرار گرفته است؟ نمودار خود را با نمودار بارش همان ناحیه مقایسه کنید. آیا دو نمودار با هم همخوانی دارند؟ اگر تفاوتی می‌بینید چه دلیلی برای توجیه آن دارید؟ چه نقاط دیگری از کشور در ناحیه‌ی بارشی مشابهی با محل زندگی شما قرار دارند؟ آیا ناحیه بارشی محل زندگی شما بر قلمرو جغرافیایی خاصی گسترده شده است؟ ویژگی‌های این قلمرو در چیست؟ در این باره بحث کنید.

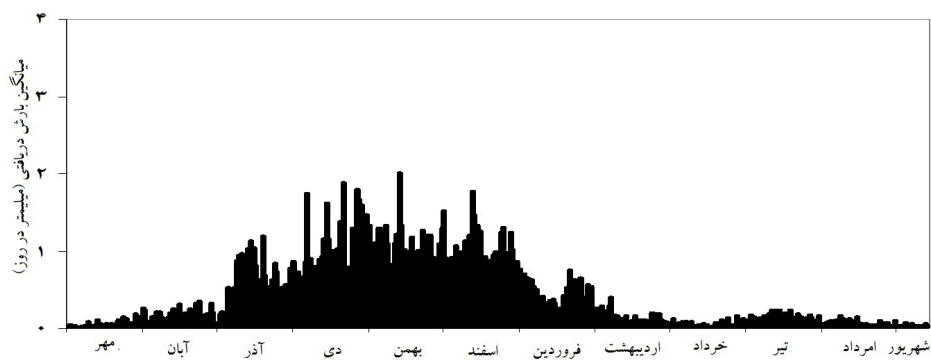
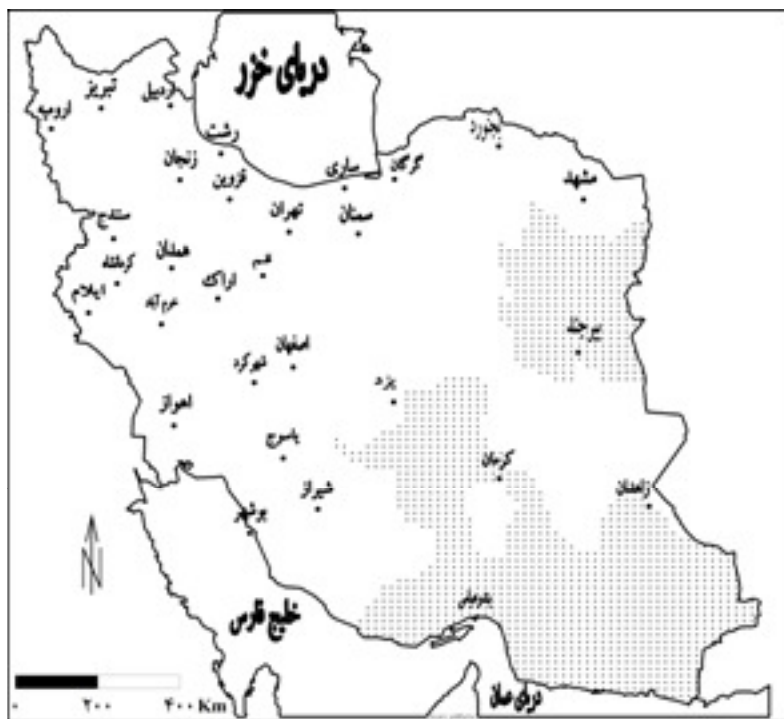
بارش ۱۵۰

شکل ۱۹-۵) نواحی بارشی ایران



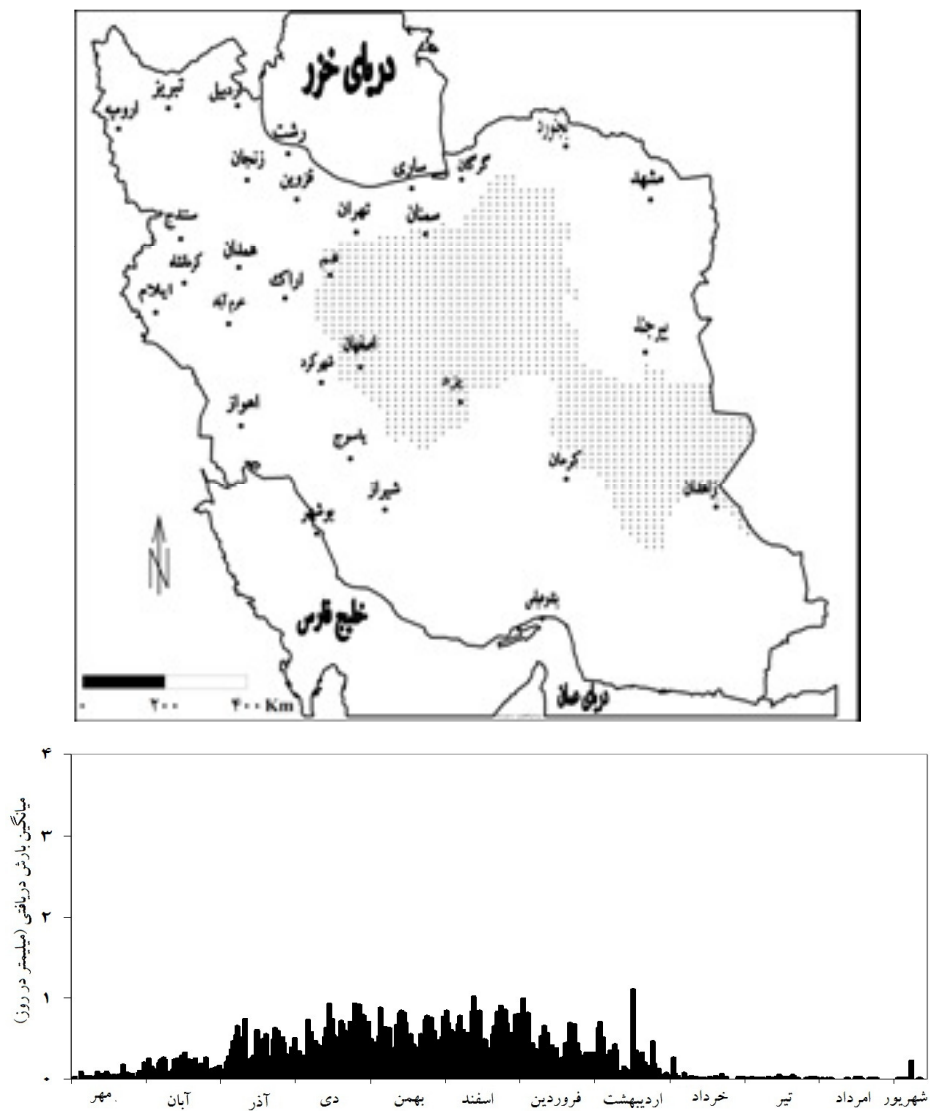
بارش ۱۵۱

شکل ۲۰-۵) ناحیه‌ی بسیار کم بارش جنوب شرقی



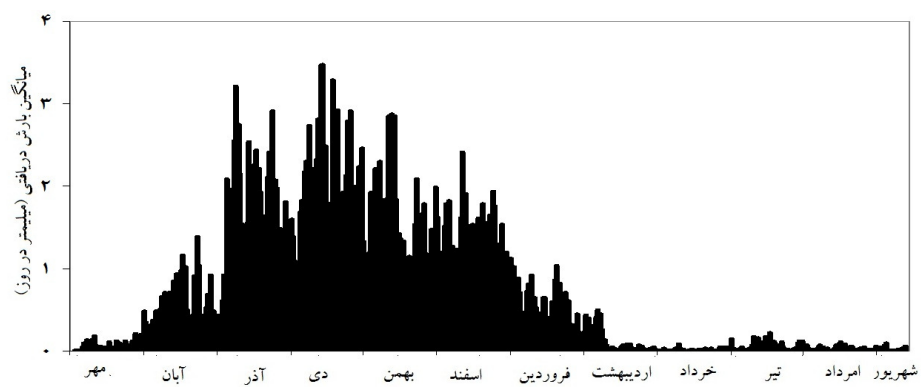
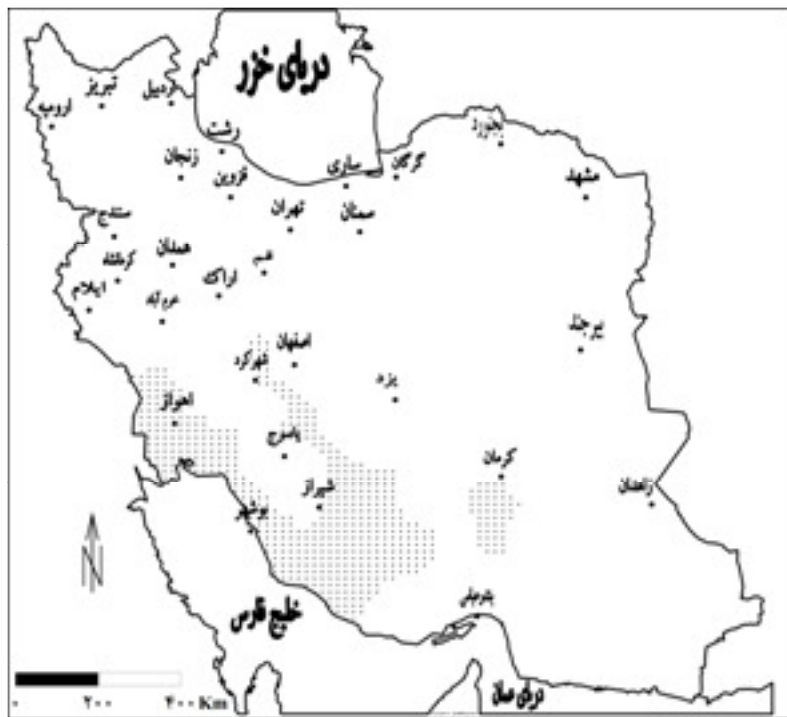
بارش ۱۵۲

شکل ۲۱-۵) ناحیه‌ی بسیار کم بارش مرکزی



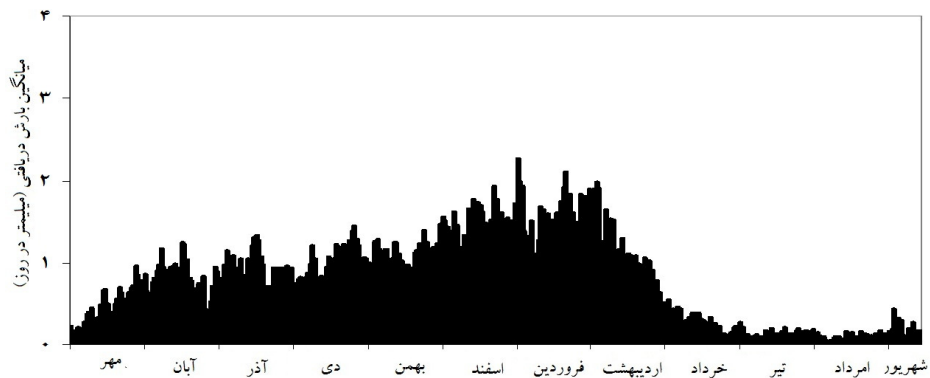
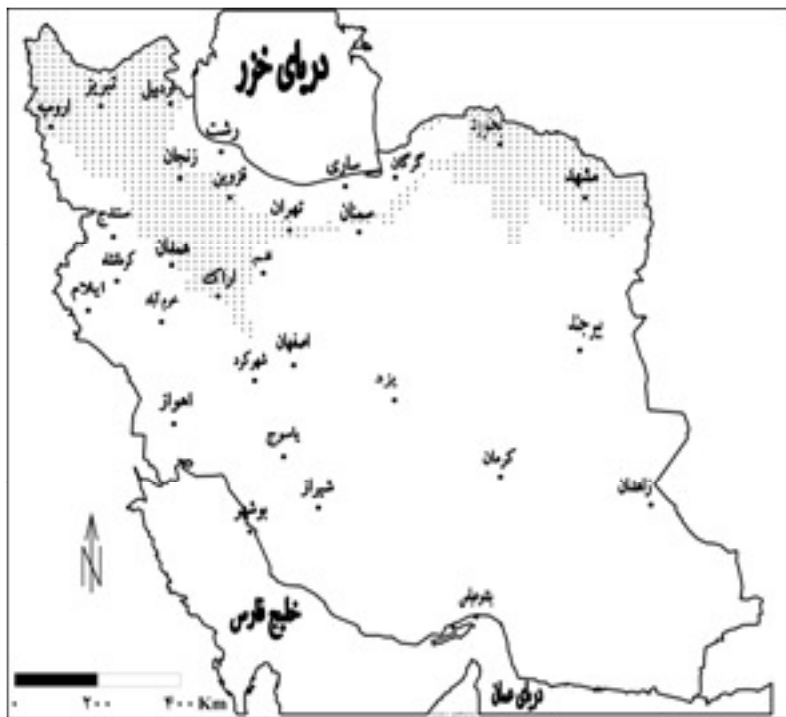
بارش ۱۵۳

شکل ۲۲-۵) ناحیه‌ی کم‌بارش جنوبی

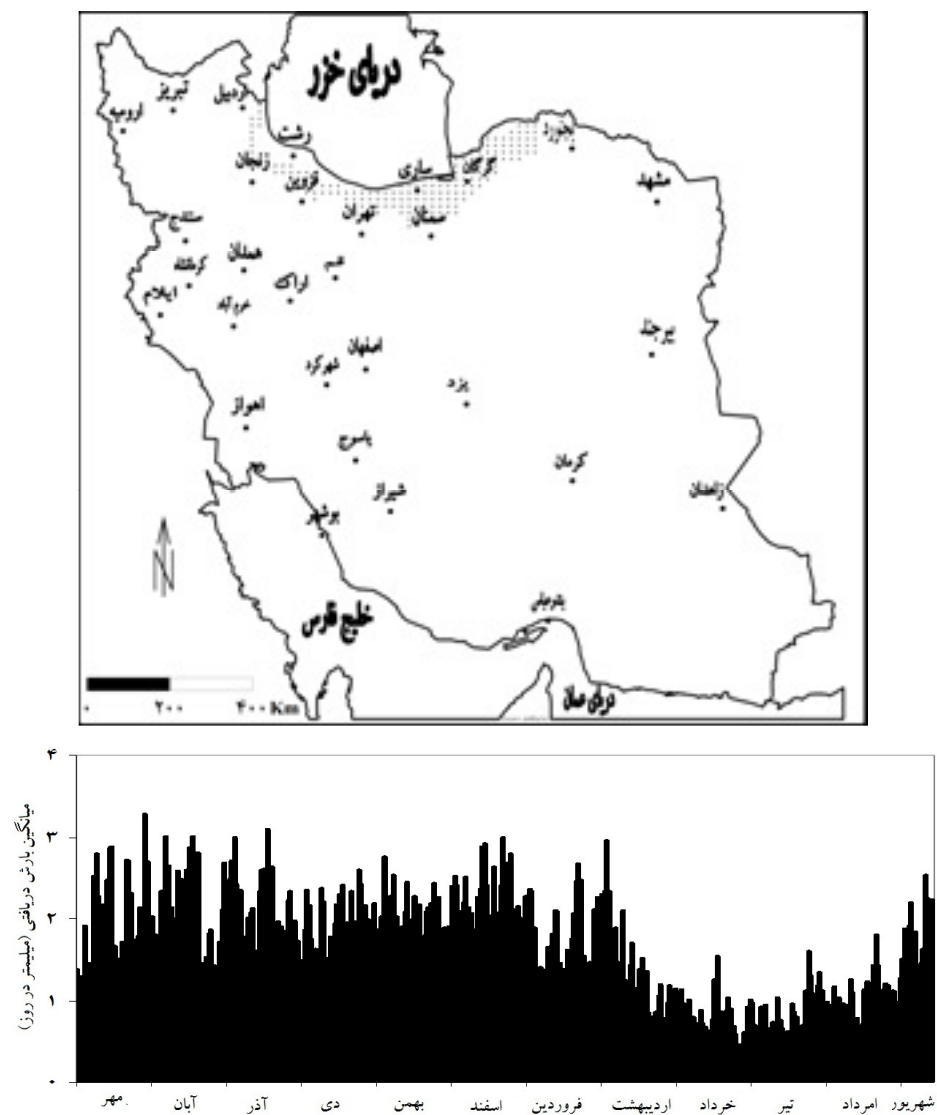


بارش ۱۵۴

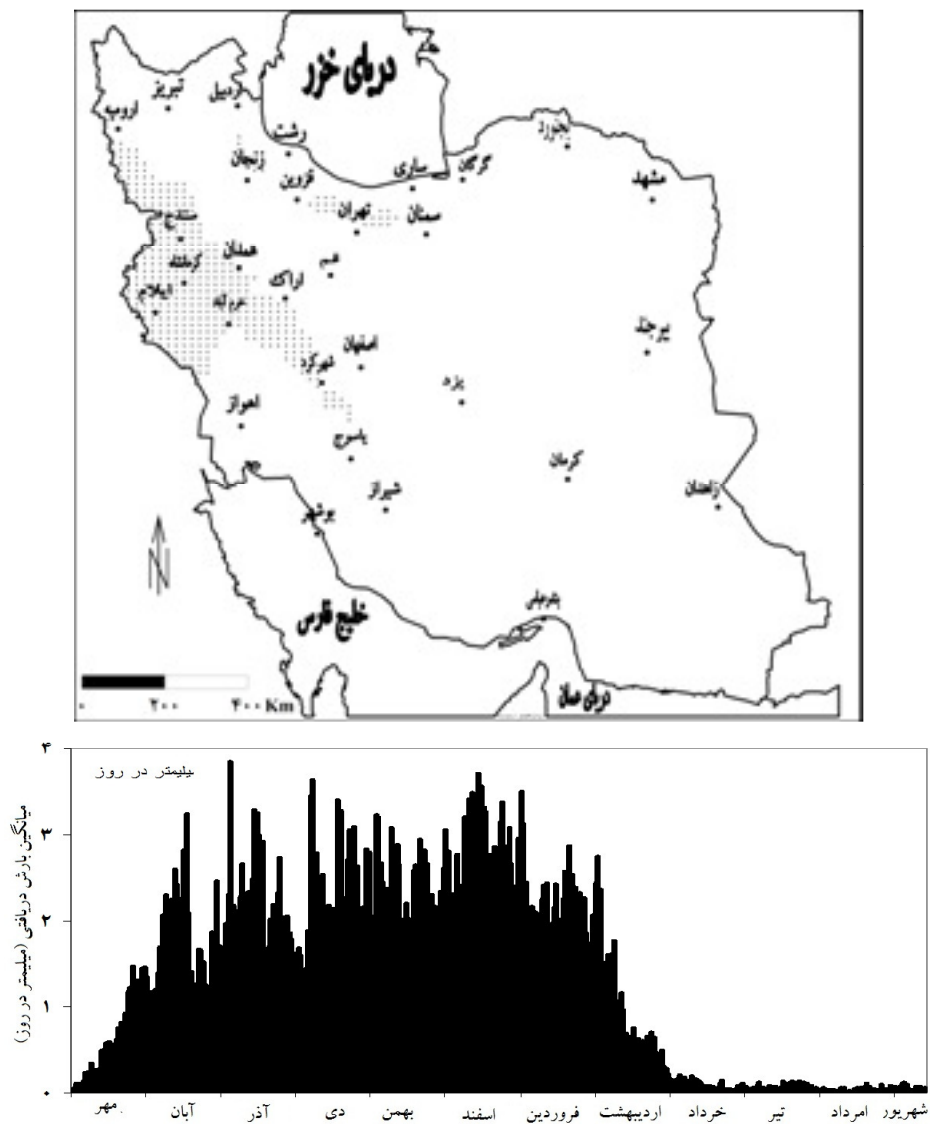
شکل ۳۳-۵) ناحیه‌ی کم‌بارش شمالی



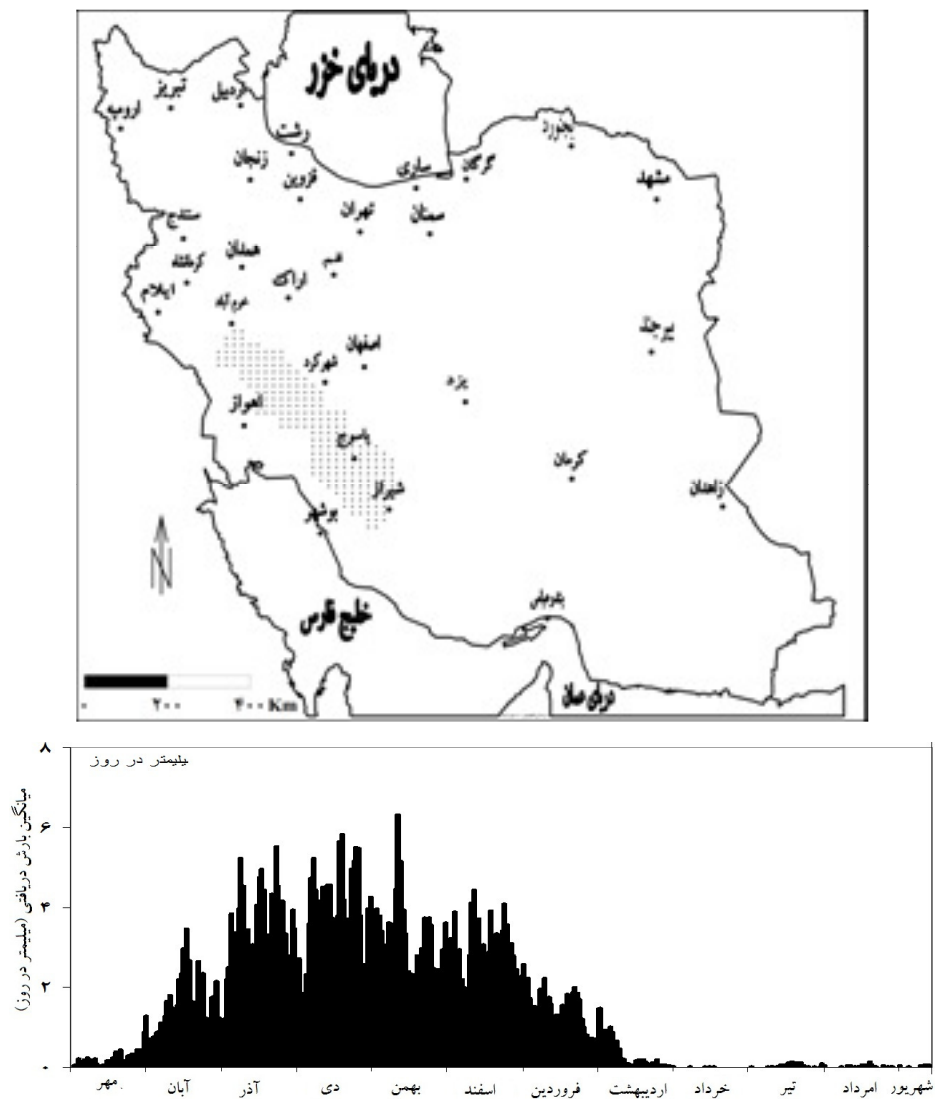
شکل ۲۴-۵) ناحیه ی نیمه پربارش خوری



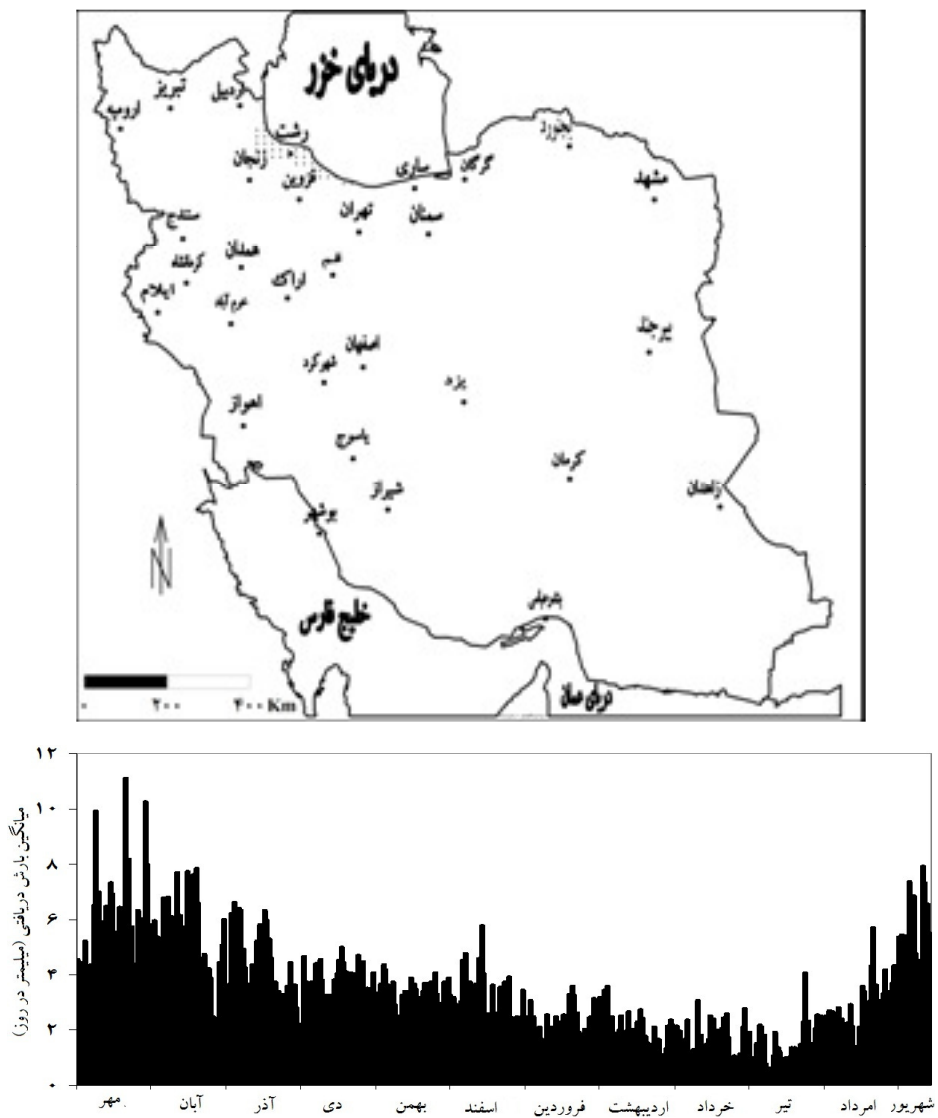
شکل ۲۵-۵) ناحیه‌ی نیمه پربارش زاگرس شمالی



شکل ۲۶-۵) ناحیه‌ی نیمه پربارش زاگرس جنوبی



شکل ۲۷-۵ ناحیه‌ی پربارش خزری



فصل ششم: نواحی اقلیمی ایران

پیشگفتار

تا اینجا الگوهای زمانی و مکانی مهم ترین عناصر اقلیمی ایران را جداگانه بررسی کردیم. از این بررسی ها روشن شد که در هر قلمرو جغرافیایی یک یا چند عنصر اقلیمی نقش چشم گیرتری در شکل دهی به اقلیم همان محل دارند. مثلاً دیدیم که اقلیم سواحل جنوبی ایران عمدتاً به سبب دما و رطوبت زیاد از نواحی شمالی و میانی متمایز می شود. یا به عنوان نمونه ای دیگر دیدیم که ابرناکی در کمر بند شمالی ایران و بویژه در کرانه های خزر به طور بارزی بیش از دیگر نقاط ایران است و در نتیجه اجمالاً دریافتیم که ابرناکی وجه مشخصه ی اقلیم خزری است در حالی که کرانه های خزر از لحاظ دمای سالانه تفاوت چندانی با ایران میانی ندارد و بنابراین دما متمایزکننده ی اقلیم خزری نیست. با در نظر گرفتن مجموعه ی این آگاهی ها که تا اینجا بدست آورده ایم و تحلیل همزمان تمامی عناصر اقلیمی به کمک روش های همدید می توان امیدوار بود که تصویر دقیق تری از ساختار مکانی اقلیم ایران به دست آوریم و مرز نواحی آب و هوایی کشور را روشن سازیم. این فرآیند که پهنه بندی اقلیمی نامیده می شود منجر به شناسایی پهنه های می شود که از آب و هوای کم و بیش همانندی برخوردارند.

دستیابی به این شناخت خود داستانی دراز دارد. لینا کره بر این باور است که در دو سده ی گذشته تعیین نواحی اقلیمی عملاً مرهون چند دانشمند آلمانی بوده است. در سال ۱۸۱۷ آلساندرفون همبولت نقشه ی میانگین دمای سالانه ی جهان را ترسیم کرد. ولادیمیر کوپن (۱۹۴۰-۱۸۴۶) این نقشه را اصلاح کرد و در سال ۱۸۸۴ نقشه ی دامنه ی دمای فصلی جهان را ترسیم کرد که سرانجام پیدایش روش طبقه بندی اقلیمی وی را به دنبال داشت. پس از آن کارلوس لینه در سال ۱۷۳۵ طبقه بندی گیاهی و در سال ۱۸۰۲ لورک هوارد طبقه بندی ابرها را ارائه کردند. این دو طبقه بندی همانند روش طبقه بندی اقلیمی کوپن پایگانی (سلسله مراتبی) بودند. در واقع کوپن در سن پترزبورگ گیاه شناسی می خواند و برای دریافت درجه ی دگری به هایدلبرگ آمد. وی درباره ی اثر دما بر رشد گیاهان به تحقیق پرداخت. به همین دلیل است که در طبقه بندی اول کوپن، سطح

اول طبقه بندی با پنج آستانه‌ی دما‌یی مشخص می‌شود. این آستانه‌ها محصول مطالعاتی بود که او در سال ۱۸۸۴ روی انواع گیاهان انجام داده بود. کوپن بارها و به ویژه در سال ۱۹۱۸ در روش خود تجدید نظر کرد. وی آخرین بار در سال ۱۹۳۶ در سن نود سالگی روش خود را بازبینی کرد. در سال ۱۹۲۴ کوپن به همراه دامادش آلفرد و گنر (۱۹۳۰-۱۸۸۰) از آلمان به گِرلز اتریش رفت. دانشگاه‌های آلمان و گنر هواشناس را به علت ارایه‌ی نظریه‌ی اشتقاق قاره‌ها از خود رانده بودند. در گِراز، کوپن شواهد زمین‌شناختی فراوانی در تأیید نظریه‌ی اشتقاق قاره‌ها پیدا کرد از این گذشته وی به همراه رادلف گایگر (۱۸۹۴-۱۹۸۱) نظام طبقه‌بندی اقلیمی تزه‌ای را در سال ۱۹۳۶ پایه‌گذاری کرد که بعدها گایگر در آن تجدید نظرهای بی‌کری کرد. گایگر مطالعات خود را بر اقلیم قشر جو مجاور زمین و اثرات ناهمواری و کاربری اراضی بر آن متمرکز کرد و رشته‌ی خُرد اقلیم‌شناسی را پدید آورد.

طبقه بندی کوپن بخش بزرگی از استرالیا را بیابانی یا نیمه‌بیابانی معرفی می‌کرد و گرفتیت تیلور (۱۸۸۰-۱۹۶۳) به سبب جانب‌داری از این روش که در تضاد با پیشرفت استرالیا تلقی می‌شد موقعیت سیاسی بدی پیدا کرد و کتاب جغرافیای او در غرب استرالیا تحریم شد. به همین دلیل وی در سال ۱۹۲۸ استرالیا را به قصد کانادا و بعداً آمریکا ترک کرد.

در ایالات متحده وان تورنت وایت (۱۸۹۲-۱۹۶۳) در سال ۱۹۳۱ یک روش طبقه بندی پایگانی را بر حسب الگوی سالانه‌ی رطوبت خاک معرفی کرد. در این روش بلش به عنوان ورودی و تبخیر به عنوان خروجی، معرف ترازمندی آب و ذخیره‌ی رطوبتی خاک بودند ولی عملاً دما به نمایندگی از تبخیر بکار می‌رفت. بررسی‌ها نشان داد که روش تورنت وایت در نیوزیلند جز برای عرض‌های پایین نسبت به روش کوپن تصویر مقبول‌تری از اقلیم بدست می‌دهد. بعلاها یعنی در سال ۱۹۴۸ رطوبت خاک جایگاه بالاتری در روش طبقه بندی اقلیمی تورنت وایت پیدا کرد. در همان سال پنمن (۱۹۰۹-۱۹۸۴) در انگلستان روشی برای محاسبه‌ی تبخیر ارائه داد که بر مبنای فیزیکی استوار بود و به همین دلیل روش تورنت وایت که روشی تجربی بود را از میدان به در کرد.

بعدها روش‌های کمی جای روش‌های سنتی طبقه‌بندی اقلیمی را گرفتند و آرام آرام روش‌های ایستای سنتی که در آنها معیارها و آستانه‌های طبقه‌بندی از پیش تعیین شده (گمارشی) بود و محصول آنها نقشه‌های چاپی بود جای خود را به روش‌های پویای کمی دادند که در آنها معیارها و آستانه‌ها را شرایط مسئله تعیین می‌کرد (طبقه‌بندی کاربردی)، یا اساساً اقلیم بر حسب سامانه‌های همدید پدیدآورنده‌ی آن طبقه‌بندی می‌شد (طبقه‌بندی زایشی)، یا شناسائی نواحی اقلیمی متکی بر تحلیل‌های چندمتغیره بود (طبقه‌بندی همدید و آماری).

در ایران پهنه‌بندی اقلیمی گنجی (۱۳۳۴)، ثابتی (۱۳۴۸) و علیجانی (۱۳۷۴) به نقل از حجتی‌زاده از معدود کوشش‌هایی است که برای شناسائی نواحی اقلیمی ایران انجام گرفته است. به جز این کوشش‌ها که برای شناسائی نواحی اقلیمی ایران انجام پذیرفته مطالعات دیگری که تاکنون انجام شده بیشتر یک عنصر اقلیمی را روی یک قلمروی محدود بررسی کرده‌اند. برخی از این تحقیقات در کتابنامه آمده است. شمار تحقیقاتی که چند عنصر اقلیمی را در قلمرو ملی مطالعه کرده باشند چندان زیاد نیست.

روش‌های سنتی طبقه‌بندی اقلیم

روش‌های طبقه‌بندی سنتی بسیار متنوعند. با این حال در همه‌ی آنها می‌توان ویژگی‌های مشترکی را پیدا کرد. نخستین ویژگی روش‌های سنتی آن است که در این روش‌ها تعداد معدودی از عناصر اقلیمی که معمولاً شامل دما و بارش است برای شناسایی نواحی اقلیمی بکار گرفته می‌شوند. برای نمونه در روش طبقه‌بندی دمارتون دما و بارش سالانه اساس مرزبندی اقلیمی را تشکیل می‌دهد و در روش ایوانف بارش و تبخیر (که خود تابعی از دما و رطوبت نسبی در نظر گرفته شده) مبنای پهنه‌بندی اقلیمی است. بر این اساس اگر اقلیم دو محل از لحاظ عناصر منظور شده در این روش‌های طبقه‌بندی همانند باشند طبعاً این دو محل در یک طبقه‌ی آب و هوایی جا داده می‌شوند. هرچند ممکن است آب و هوای آنها از لحاظ دیگر عناصر اقلیمی بسیار با یکدیگر متباین باشد؛ زیرا هیچ تضمینی وجود ندارد که تفاوت‌های اقلیمی یک مکان تنها از لحاظ عناصری باشد که در طبقه‌بندی منظور شده‌اند. مثلاً دما و بارش سیستان با دما و بارش ایران مرکزی تفاوت آشکاری

ندارد و به همین جهت در بیشتر روش های طبقه بندی سنتی این دو محل در یک طبقه ی اقلیمی جا می گیرند؛ در حالی که می دانیم اقلیم سیستان به دلیل وزش بادهای ۱۲۰ روزه از لحاظ باد و غبار تفاوت بسیار آشکاری با ایران مرکزی دارد و این تفاوت آن چنان بزرگ است که نمی توان آنها را دارای اقلیمی یکسان دانست. از این گذشته در مناطق مختلف، عناصری که مرزهای آب و هوایی را تعیین می کنند متفاوتند. مثلاً همچنان که بارزترین وجه تمایز اقلیم سیستان از دیگر نقاط ایران بلد و غبار است برجسته ترین وجه تمایز اقلیم سواحل جنوبی کشور از دیگر مناطق ایران زمین گرمای آن است و برای کرانه های خزر ابرناکی و بلرش مهم ترین تفاوت اقلیم کرانه های خزر با دیگر مناطق کشور است. بنابراین نمی توان با انتخاب چند عنصر محدود و معین امیدوار بود که تمامی تفاوت های مکانی آب و هوایی خود را نشان دهند.

ویژگی دیگری که در روش های طبقه بندی سنتی وجود دارد آن است که مرز بین انواع آب و هواها از قبل تعیین شده و تا اندازه ای سلیقه ای است و در برابر چون و چراها نمی توان دفاع قابل قبولی برای توجیه آنها ارائه کرد. مثلاً در طبقه بندی دمارتون مناطقی که شاخص رطوبتی آنها کوچک تر از ده باشد در طبقه ی اقلیم خشک جا می گیرند. از این گذشته گاه در روش های مختلف از اصطلاحات واحدی استفاده می شود که نه تعریف واحدی دارند و نه در عمل به مناطق یکسانی اشاره می کنند. مثلاً اصطلاح اقلیم بیابانی در روش ایوانف و سلیانف را در نظر بگیرید و نقشه های اقلیمی آنها را با هم مقایسه کنید (شکل ۲-۶ و شکل ۵-۶). می بینید که قلمرو مناطق بیابانی در این دو نقشه با یکدیگر هماهنگی ندارد. این ناهماهنگی به دلیل تفاوت تعریف بیابان در دو روش یاد شده یعنی تفاوت در آستانه های آغاز و پایان اقلیم بیابانی بر اساس شاخص های اقلیمی در این دو روش است. مثلاً در روش ایوانف می بینید که بخش بسیار بزرگی از زاگرس همانند بخش های جنوبی و شرقی کشور در گروه اقلیم صحرائی طبقه بندی شده است در حالی که تفاوت اقلیمی این نواحی با یکدیگر کاملاً آشکار است. در عین حال اگر آستانه ی آغاز اقلیم بیابانی را به جای ۰/۱۳ مقدار دیگری مثلاً ۰/۰۶ در نظر بگیریم مرز اقلیم بیابانی جا به جا می شود و

نواحی اقلیمی ایران ۱۶۳

این بار زاگرس در گروه اقلیم بیابانی و بخش های جنوبی و شرقی در گروه اقلیم صحرائی جا می گیرند.

با این حال روش های سنتی از لحاظ تدریخی و از جنبه ی مقایسه ای اهمیت دارند. دیدن نقشه های اقلیمی که با روش های مختلف تهیه شده اند و مقایسه ی آنها با یکدیگر نکات زیادی را درباره ی توانایی ها و ناتوانی های آنها به ما می آموزد.

روش دمارتون

در این روش دما و بارش سالانه اساس محاسبه ی شاخص رطوبتی و معیار مرز بندی نواحی اقلیمی قرار می گیرد و بر پایه ی مقادیر مختلف این شاخص مرز اقلیم های گوناگون از هم جدا می شود. شاخص رطوبتی دمارتون به صورت زیر تعریف می شود:

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

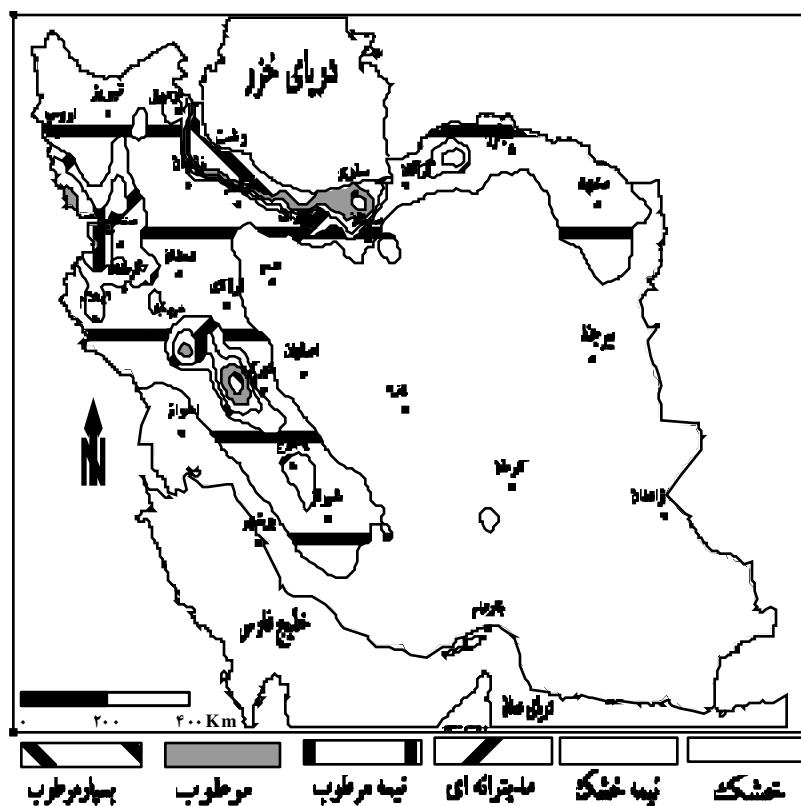
در این رابطه I شاخص رطوبت، P بارش سالانه به میلیمتر، T دمای سالانه به درجه ی سلسیوس است. آستانه ی اقلیم های مختلف توسط دمارتون به صورت زیر مشخص شده است:

نوع اقلیم	خشک	نیمه خشک	مدیترانه ای	نیمه مرطوب	مرطوب	بسیار مرطوب
آستانه ی شاخص رطوبتی	< 10	۱۰-۲۰	۲۰-۲۴	۲۴-۲۸	۲۸-۳۵	> 35

در ایران هر شش اقلیم دیده می شود. بر پایه ی روش دمارتون ۶۴/۴ درصد از ایران دارای اقلیم خشک، ۲۵/۸ درصد دارای اقلیم نیمه خشک، ۵/۰ درصد دارای اقلیم مدیترانه ای، ۲/۳ درصد دارای اقلیم نیمه مرطوب، ۱/۲ درصد دارای اقلیم مرطوب و ۱/۳ درصد دارای اقلیم بسیار مرطوب است. آرایش مکانی این نواحی با برخی عوامل اساسی شکل گیری اقلیم ایران یعنی ناهمواری (مثلاً زاگرس) هماهنگی زیادی دارد (شکل ۱-۶). دلیل این هماهنگی یکی تبعیت دما از ارتفاع و دیگری شیو شدید بارش در کرانه های خزر است که با دور شدن از ساحل مقدار بارش سالانه به شدت کاهش می یابد و کمر بندهای اقلیمی باریکی را در اطراف خزر شکل می دهد. با این حال

روش دمارتون تنها بر بلرش و دمای سالانه استوار است و عناصر اقلیمی دیگری مانند رطوبت جوی که در ایران نقش متمایزکننده دارند را در نظر نمی‌گیرد و حتی از تفاوت‌های دما و بارش در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر از بازه‌ی سالانه چشم‌پوشی می‌کند. در ایران دما و بارش به ویژه وقتی میانگین بلندمدت آنها در نظر باشد از ناهمبوری پیروی می‌کنند. به همین دلیل روش دمارتون اثر ناهمبوری بر اقلیم ایران را نشان می‌دهد و مرزهای اقلیمی را هماهنگ با توده‌های بزرگ کوهستانی بازمی‌نماید.

شکل ۱-۶) نواحی آب و هوایی ایران به روش دمارتون



با این حال چون دمارتون به عناصر دیگری مانند رطوبت که آرایش مکانی آن با فاصله تا دریا رابطه دارد توجه نکرده است نمی‌تواند اثر فاصله تا دریا بر مرزهای اقلیمی ایران را که بویژه در جنوب کشور بسیار مهم است بازنمایاند. به همین دلیل است که سراسر کرانه‌های خلیج فارس و دریای عمان و سراسر شرق و میانه‌ی ایران در یک گروه اقلیمی جای گرفته‌اند. از این گذشته چون تغییرات ماهانه‌ی دما و بارش را در نظر نمی‌گیرد از نشان دادن تفاوت‌های اقلیمی آذربایجان و زاگرس که در پله‌ای از نقاط بارش یکسانی دریافت می‌کند اما فصل بارش آنها با یکدیگر تفاوت دارد ناتوان است. به نظر می‌رسد روش ساده‌ای که دمارتون پیشنهاد داده است از پس نمایاندن نواحی اقلیمی ایران بر نمی‌آید.

پرسش: میانگین سالانه‌ی دمای بیجار ۹/۳ درجه‌ی سلسیوس و بارش سالانه‌ی آن ۴۴۱/۳ میلیمتر است. از نظر دمارتون بیجار در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟

پاسخ: شاخص رطوبتی برابر ۲۲/۹ و اقلیم از نوع مدیترانه‌ای است.

آزمون: میانگین سالانه‌ی دما و بارش سالانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را به دست آورید. شاخص دمارتون برای این ایستگاه چه اندازه است؟ به روش دمارتون اقلیم این ایستگاه چیست؟ نتیجه‌ای که به دست آورده‌اید را با شکل ۱-۶ مقایسه کنید. آیا نتیجه‌ای که شما به دست آورده‌اید با آنچه نقشه نشان می‌دهد یکی است؟ اگر نتیجه‌ای که به دست آورده‌اید با نقشه نمی‌خواند این اختلاف را چگونه توجیه می‌کنید؟

روش ایوانوف

در روش ایوانوف بارش نسبت به تبخیر سالانه سنجیده می‌شود و تبخیر تابعی از دما و رطوبت نسبی در نظر گرفته شده است.

$$E_i = 0.018(2/5 + T_i^{\circ}).(100 - r_i)$$

$$I = \frac{P}{\sum_{i=1}^n E_i}$$

نواحی اقلیمی ایران ۱۶۶

در این رابطه I شاخص رطوبتی، P بارش سالانه به سانتیمتر، T دمای ماهانه به درجه ی سلسیوس، E تبخیر ماهانه به سانتیمتر و r نم نسبی ماهانه به درصد است.

در روش ایوانف شش اقلیم متفاوت منظور شده که از اقلیم صحرائی تا اقلیم بسیار مرطوب جنگلی متغیر است. آستانه های تعیین کننده ی مرز اقلیم های مختلف به صورت زیر تعریف می شود:

بسیار مرطوب جنگلی	مرطوب جنگلی	استپی جنگلی	استپی	بیابلی	صحرائی	نوع اقلیم
$> ۱/۵$	$۱/۶-۱/۵$	$۱/۶-۱/۱۰$	$۰/۳-۰/۶$	$۰/۱۳-۰/۳$	$۰-۰/۱۳$	آستانه شاخص رطوبتی

در ایران هر شش اقلیم ایوانف دیده می شود اما به نظر می رسد آستانه های شاخص رطوبتی او برای ایران مناسب نیست چرا که مناطق اقلیمی زاگرس را نشان نمی دهد (شکل ۲-۶). وی تبخیر را با توان دوم دما مرتبط دانسته و به همین دلیل برای مناطق سرد که دمای آنها زیر صفر است مقدار تبخیر بیش از اندازه برآورد می شود و سبب انتقال مناطق سرد به قلمرو اقلیم های خشک می شود. اگر به یاد آوریم که ناهمواری از اساسی ترین شاخصه های مرزبندی های اقلیمی در ایران است در خواهیم یافت که روش طبقه بندی اقلیمی ایوانف ابزار شایسته ای برای پهنه بندی آب و هوایی ایران نیست زیرا از نشان دادن نقش ناهمواری در مرزبندی نواحی اقلیمی ایران ناتوان است.

پیریش: میانگین ماهانه ی دما و نم نسبی خوریابانک به شرح جدول زیر است. بارش سالانه ی این ایستگاه ۷/۵ سانتیمتر است. از نظر ایوانف خوریابانک در کدام طبقه ی اقلیمی جا می گیرد؟

ماه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
نم نسبی	۵۶/۱	۴۹/۷	۴۱/۳	۳۲/۰	۲۶/۰	۲۰/۷	۲۰/۷	۲۲/۰	۲۴/۰	۳۲/۰	۴۲/۳	۵۲/۳
دما	۶/۲	۸/۴	۱۳/۴	۲۰/۳	۲۵/۷	۳۰/۹	۳۲/۷	۳۰/۸	۲۶/۹	۲۰/۴	۱۳/۶	۷/۸
تبخیر	۳/۲	۶/۶	۱۹/۲	۵۰/۷	۸۸/۳	۱۳۶/۶	۱۵۳/۰	۱۳۳/۵	۹۹/۳	۵۱/۲	۱۹/۵	۵/۴

پاسخ: مجموع تبخیر سالانه ۷۶۶/۵ سانتیمتر، شاخص رطوبتی برابر ۰/۰۱ و اقلیم از نوع صحرائی است.

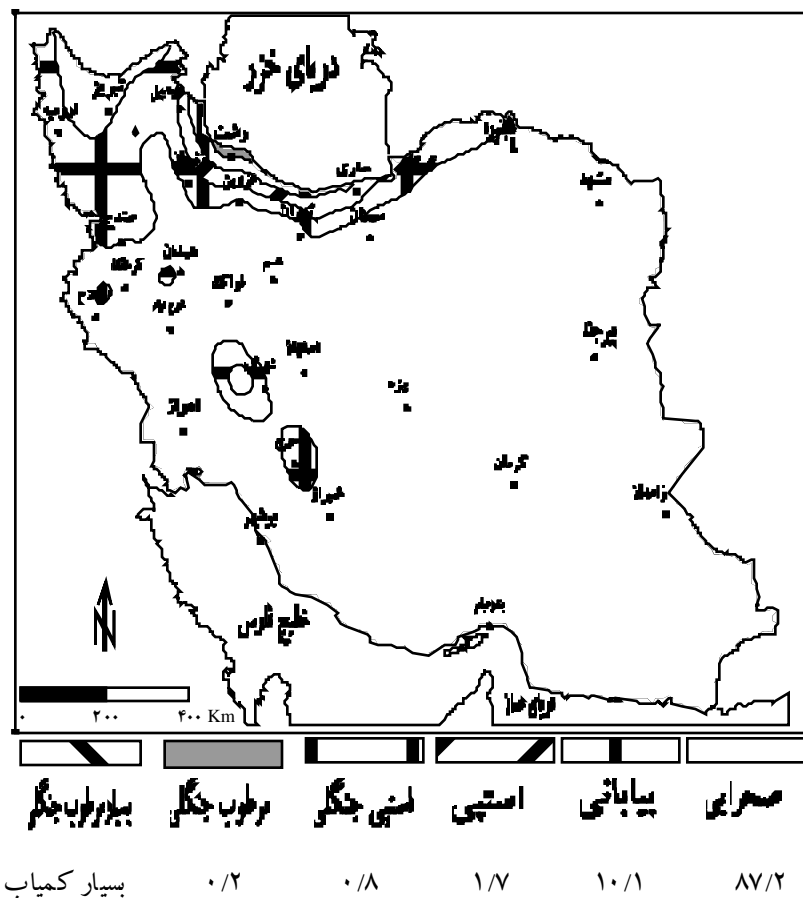
نواحی اقلیمی ایران ۱۶۷

آزمون: داده‌های دما و نم‌نسبی نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را تهیه کنید و شاخص رطوبتی ایوانف را محاسبه کنید. از نظر ایوانف این ایستگاه در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟ نتیجه‌ای را که به دست آورده‌اید با آنچه در شکل ۶-۲ می‌بینید مقایسه کنید. آیا محاسبه‌ی شما با اطلاعات این شکل همخوانی دارد؟ اگر تفاوتی می‌بینید آیا می‌توانید دلیلی برای توجیه آن یا ورید؟

آزمون: شکل ۶-۲ را نگاه کنید. آیا می‌توانید مرز نواحی اقلیمی را نقد کنید.

نواحی اقلیمی ایران ۱۶۸

شکل ۲-۶) نواحی آب و هوایی ایران به روش ایوانف. اعداد، درصد مساحت هر ناحیه را نشان می‌دهد.



روش آمبرژه

در روش آمبرژه بارش سالانه، دمای بیشینه ی گرم‌ترین ماه و دمای کمینه ی سردترین ماه معیار محاسبه ی شاخص اقلیمی و مرزبندی طبقات اقلیمی است

$$Q^2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

در این رابطه Q^2 شاخص اقلیمی، P بارش سالانه به میلیمتر، M میانگین دمای بیشینه در گرم‌ترین ماه سال به کلوین، m میانگین دمای کمینه در سردترین ماه سال به کلوین است. در روش آمبرژه برای تعیین اقلیم، مقدار میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال نسبت به مقدار شاخص اقلیمی بر روی اقلیم‌نمای آمبرژه پیاده می‌شود (شکل ۳-۶). بر روی این اقلیم‌نما ۱۴ ناحیه دیده می‌شود. در یک سوی طیف اقلیمی آمبرژه اقلیم بیابانی بسیار گرم و در سوی دیگر آن اقلیم ارتفاعات جاگرفته است. در ایران هر چهارده اقلیم آمبرژه را می‌توان مشاهده کرد. یکی از محدودیت‌های روش آمبرژه در مورد ایران آن است که چون بر روی اقلیم‌نمای او مقادیر بزرگ‌تر از ۱۲ درجه‌ی سلسیوس برای میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال پیش‌بینی نشده، آن بخش‌هایی از ایران که میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال آنها بیش از ۱۲ درجه‌ی سلسیوس است در اقلیم‌نمای آمبرژه نمی‌گنجد. از سوی دیگر برای مناطقی که میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال آنها بزرگ‌تر از ۵ درجه‌ی سلسیوس و مقدار شاخص اقلیمی آنها بیش از ۲۷ باشد هیچ اقلیمی پیش‌بینی نشده است. به همین سبب اقلیم بخش‌هایی از ایران در این روش تعریف نشده باقی می‌ماند (شکل ۴-۶).

پرسش: مقدار بارش سالانه‌ی زنجان ۳۱۷/۶ میلیمتر، میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال برابر ۶/۶- و میانگین دمای بیشینه‌ی گرم‌ترین ماه سال برابر ۳۲ درجه‌ی سلسیوس است. از نظر آمبرژه زنجان در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟

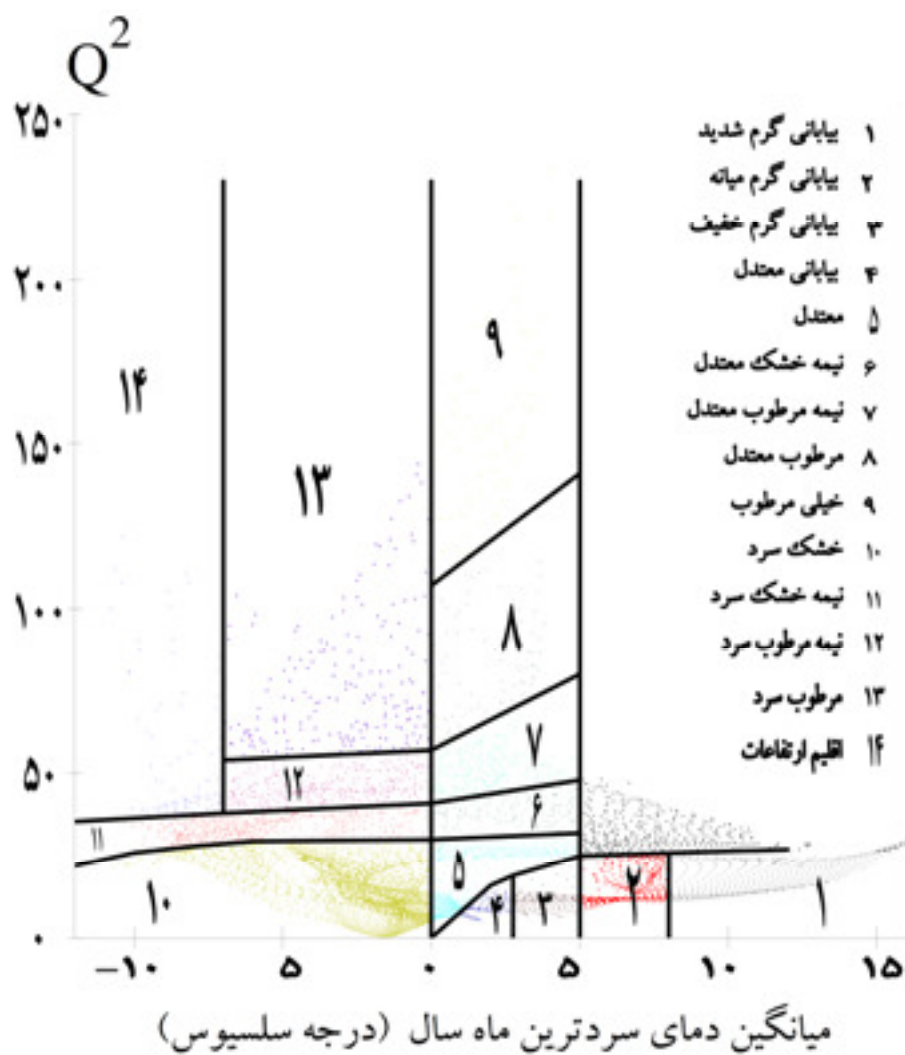
پاسخ: میانگین دمای کمینه‌ی سردترین ماه سال برابر ۶/۶- و مقدار شاخص اقلیمی برابر ۲۸/۸ و اقلیم از نوع نیمه خشک سرد است.

آزمون: داده‌های نزدیک‌ترین ایستگاه هواسنجی به محل زندگی خود را تهیه کنید و بنیید از نظر آمبرژه این ایستگاه در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟ نتیجه‌ای را که به دست آورده‌اید با آنچه در شکل ۴-۶ می‌بینید مقایسه کنید. آیا محاسبه‌ی شما با اطلاعات این شکل همخوانی دارد؟ اگر تفاوتی می‌بینید آیا می‌توانید دلیلی برای توجیه آن بیاورید؟

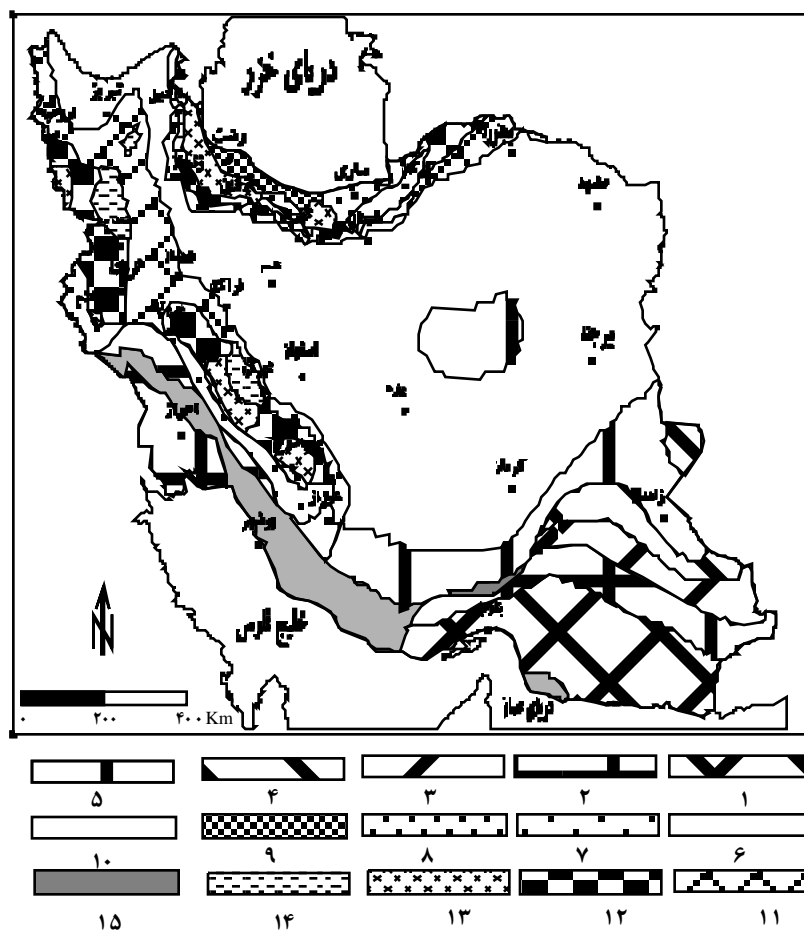
نواحی اقلیمی ایران ۱۷۰

آزمون: می‌بینید که با بهره‌گیری از روش آمبرژه تقریباً ۵ درصد از مساحت ایران در هیچ یک از اقلیم‌های از پیش تعریف شده‌ی آمبرژه جا نمی‌گیرند. دلیل این رخداد را در چه می‌بینید؟ آیا این واقعه را می‌توان دلیل بر ضعف روش‌های سنتی طبقه‌بندی اقلیمی دانست؟ آیا این رخداد می‌تواند به این معنا باشد که دست کم در مورد ایران اقلیم‌شناسان نیازمند روی آوردن به روش‌های نوین طبقه‌بندی اقلیمی هستند؟ برای پاسخ‌های خود دلیل بیاورید.

شکل ۳-۶) اقلیم‌نمای آمبرژه که موقعیت نقاطی از ایران بر روی آن پیاده شده است



شکل ۴-۶) نواحی اقلیمی ایران به روش آمبرژه



- ۱ بیابانی گرم شدید {۷/۸} ۲ بیابانی گرم میانه {۵/۷} ۳ بیابانی گرم خفیف {۲/۵} ۴ بیابانی معتدل {۲/۴} ۵ معتدل {۹/۳}
 ۶ نیمه خشک معتدل {۲/۰} ۷ نیمه مرطوب معتدل {۲/۸} ۸ مرطوب معتدل {۱/۱} ۹ خیلی مرطوب {۰/۸} ۱۰ خشک سرد {۴۴/۷}
 ۱۱ نیمه خشک سرد {۷/۴} ۱۲ نیمه مرطوب سرد {۶/۷} ۱۳ مرطوب سرد {۲/۵} ۱۴ اقلیم ارتفاعات {۱۵/۴} ۱۵ تعریف نشده {۵/۱}

اعداد درون {} درصد مساحت هر اقلیم را نشان میدهد

روش سلیانیوف

این روش بسیار شبیه روش دمارتون است و از عناصر بارش سالانه و تعداد درجه روزهای بالاتر از صفر استفاده می‌کند.

$$I = \frac{\sum P}{\sum H} \sum H = 365T$$

در این رابطه I شاخص هیدروترمیک، P بارش سالانه به میلیمتر، T میانگین دمای سالانه، $\sum H$ مجموع درجه روز سالانه بر مبنای صفر درجه‌ی سلسیوس است. به دلیل استفاده از عناصر اقلیمی مشابه و شباهت شاخص اقلیمی، نواحی آب و هوایی ایران در روش سلیانیوف بسیار شبیه روش طبقه‌بندی دمارتون است (شکل ۵-۶). بسته به مقدار شاخص هیدروترمیک، سلیانیوف چهار اقلیم متفاوت تعریف می‌کند که همه‌ی آنها در ایران وجود دارند.

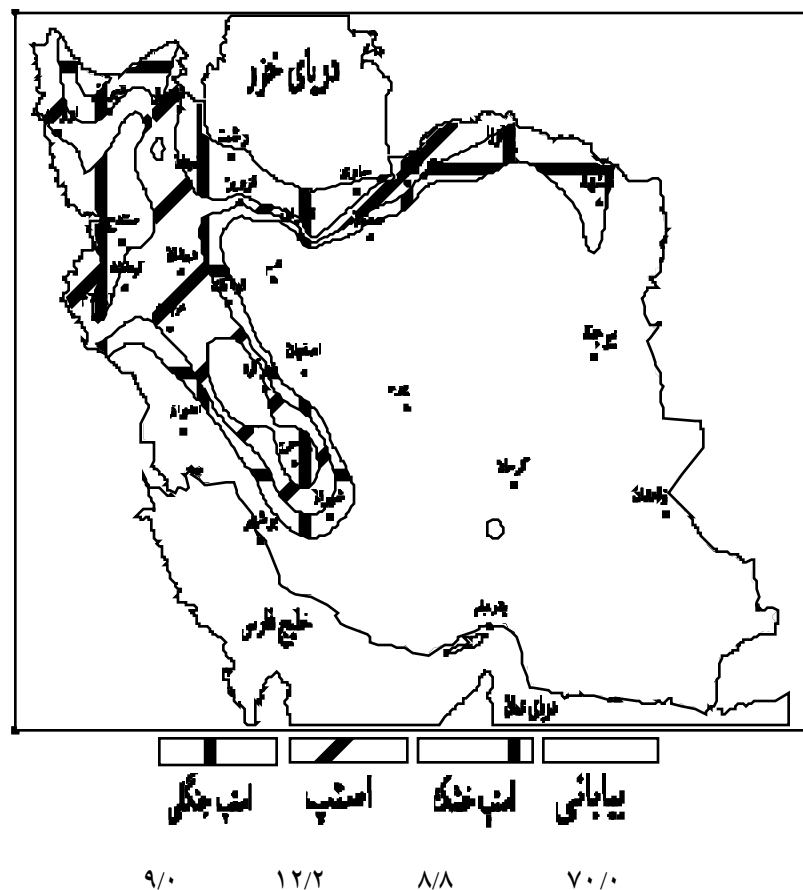
نوع اقلیم	بیابانی	استپ خشک	استپ	استپ جنگلی
شاخص هیدروترمیک	< 0.5	$0.5-0.7$	$0.7-1.0$	> 1

پرسش: مقدار بارش سالانه‌ی سبزوار ۱۸۹/۱ میلیمتر و میانگین دمای سالانه‌ی آن ۱۷ درجه‌ی سلسیوس است. از نظر سلیانیوف سبزوار در کدام طبقه‌ی اقلیمی جا می‌گیرد؟

پاسخ: مقدار شاخص هیدروترمیک برابر ۰/۳۰ و اقلیم از نوع بیابانی است.

نواحی اقلیمی ایران ۱۷۴

شکل ۵-۶) نواحی آب و هوایی ایران به روش سلیانیف. اعداد زیر کلید درصد مساحت است.



روش کوپن

در روش کوپن با توجه به بارش و دمای ماهانه، ۲۵ اقلیم مختلف تعریف شده است که ۱۰ نوع آن در ایران یافت می شود. کوپن اقلیم های جهان را در شش گروه بزرگ طبقه بندی کرده است. گروه A شامل اقلیم های حاره ای است و دارای چهار اقلیم مختلف است. در ایران این نوع آب و هوا وجود ندارد. گروه B اقلیم های خشک و نیمه خشک است که به چهار اقلیم تقسیم می شود و

هر چهار نوع آن در ایران وجود دارد. گروه C اقلیم‌های جنب حاره است که به شش اقلیم تقسیم می‌شود و چهار نوع آن در ایران دیده می‌شود. گروه D شامل اقلیم‌های معتدل است که به هشت اقلیم تقسیم می‌شود و سه نوع آن در ایران هست. گروه E شامل اقلیم‌های قطبی است که به دو اقلیم تقسیم می‌شود و سرانجام اقلیم H که معرف آب و هوای ارتفاعات است. در ایران این دو نوع اقلیم را نمی‌توان دید. در مجموع از ۲۵ نوع اقلیمی که در روش کوپن معرفی شده است ۱۰ نوع آن در ایران دیده می‌شود. به بیان دیگر تنوع ناهمواری سبب تنوع دما و بارش در ایران شده است و به همین دلیل ۴۰ درصد از اقلیم‌هایی که کوپن برای بیان آب و هوای جهان در نظر گرفته در قلمرو ایران دیده می‌شود. نام ۲۵ اقلیم مورد نظر کوپن و نمادهای نظیر آنها را می‌توان چنین خلاصه کرد.

نماد اقلیم	مشخصات
Af	جنگل‌های بارانی حاره
Aw	حاره‌ای با یک فصل خشک (در زمان پایین بودن ارتفاع خورشید) و یک فصل بارانی (ساوان)
As	حاره‌ای با یک فصل خشک (در زمان بالا بودن ارتفاع خورشید) و یک فصل بارانی (ساوان)
Am	موسمی حاره‌ای
BWh	گرم و خشک (بیابانی عرض پایین)
BWk	سرد و خشک (بیابانی عرض بالا)
BSh	نیمه خشک (استپی گرم)
BSk	نیمه خشک (استپی سرد)
Cwa	مرطوب جنب حاره گرم همراه با زمستان‌های بسیار خشک
Cfa	مرطوب جنب حاره (آب و هوای سواحل شرقی)
Csa	مرطوب جنب حاره (مدیترانه‌ای گرم)

<i>Csb</i>	مرطوب جنب حاره (مدیترانه‌ای سرد)
<i>Cfb</i>	بحری سواحل غربی (معتدل)
<i>Cfc</i>	بحری سواحل غربی (سرد)
<i>Dfa</i>	بری مرطوب با تابستان‌های گرم و بارش همیشگی
<i>Dwa</i>	بری مرطوب با تابستان‌های گرم و زمستان‌های خشک
<i>Dfb</i>	بری مرطوب با تابستان‌های معتدل و بارش همیشگی
<i>Dwb</i>	بری مرطوب با تابستان‌های معتدل و زمستان‌های خشک
<i>Dfc</i>	جنب قطبی با تابستان‌های سرد و بارش همیشگی
<i>Dfb</i>	جنب قطبی با زمستان‌های سرد و بارش همیشگی
<i>Dwc</i>	جنب قطبی با تابستان‌های سرد و زمستان‌های خشک
<i>Dwd</i>	جنب قطبی با زمستان‌های سرد خشک
<i>ET</i>	اقلیم توندرا
<i>EF</i>	اقلیم کلاهک‌های یخی
<i>H</i>	اقلیم ارتفاعات

در روش کوپن نوع آب و هوا به کمک داده‌های بارش و دمای ماهانه طی چهار مرحله شناسایی می‌شود.

مرحله‌ی اول: در این مرحله اقلیم *B* شناسایی می‌شود.

۱- درصد بارش شش ماهه‌ی گرم سال و درصد بارش شش ماهه‌ی سرد سال را محاسبه

کنید و آن را با جدول زیر ارزیابی کنید.

توزیع بارش	اقلیم از نوع B نیست. مرحله دوم را اجرا کنید	اقلیم از نوع BS است	اقلیم از نوع BW است
۷۰ درصد بارش در شش ماهه گرم	$P > ۲۰(T + ۱۴)$	$۱۰(T + ۱۴) < P < ۲۰(T + ۱۴)$	$P < ۲۰(T + ۱۴)$
۷۰ درصد بارش در شش ماهه سرد	$P > ۲۰T$	$۱۰T < P < ۲۰T$	$P < ۲۰T$
توزیع بارش یکواخت است	$P > ۲۰(T + ۷)$	$۱۰(T + ۷) < P < ۲۰(T + ۷)$	$P < ۲۰(T + ۷)$

در اینجا P بارش سالانه بر حسب میلیمتر و T دمای سالانه بر حسب درجه ی سلسیوس است.

۲- برای شناسایی تقسیمات فرعی اقلیم B مرحله ی سوم را اجرا کنید.

مرحله ی دوم: در این مرحله اقلیم A, C, D, E شناسایی می شود.

۱- اگر دمای سردترین ماه سال بیش از ۱۸ درجه ی سلسیوس است اقلیم از نوع A است.

۱- اگر دمای سردترین ماه سال بیش از ۳- درجه ی سلسیوس و کمتر از ۱۸ درجه سلسیوس است اقلیم از نوع C است.

۱- اگر دمای سردترین ماه سال کمتر از ۳- درجه ی سلسیوس است اقلیم از نوع D است.

۱- اگر دمای گرمترین ماه سال کمتر از ۱۰ درجه ی سلسیوس است اقلیم از نوع E است.

مرحله سوم: در این مرحله تقسیمات فرعی اقلیم A, BS, BW, C, D, E شناسایی می شود.

برای اقلیم A

۱- اگر بارش خشک ترین ماه بیش از ۶۰ میلیمتر باشد اقلیم Af است.

۱- اگر بارش خشک ترین ماه کمتر از ۶۰ میلیمتر اما بیشتر از $\frac{P}{۲۵} - ۱۰۰$ باشد اقلیم Am است.

۱- اگر اقلیم Af یا Am نیست از نوع Aw است.

برای اقلیم B

اگر دمای سالانه بیش از ۱۸ درجه است حرف h را اضافه کنید.

اگر دمای سالانه کمتر از ۱۸ درجه است حرف k را اضافه کنید.

برای اقلیم C

اگر بارش مرطوب‌ترین ماه تابستان بیش از ده برابر بارش خشک‌ترین ماه زمستان است حرف w را اضافه کنید.

اگر بارش مرطوب‌ترین ماه زمستان بیش از سه برابر بارش خشک‌ترین ماه تابستان است حرف s را اضافه کنید.

اگر اقلیم Cw یا Cs نیست از نوع Cf است.

برای اقلیم D

اگر بارش مرطوب‌ترین ماه تابستان بیش از ده برابر بارش خشک‌ترین ماه زمستان است حرف w را اضافه کنید.

اگر بارش مرطوب‌ترین ماه زمستان بیش از سه برابر بارش خشک‌ترین ماه تابستان است حرف s را اضافه کنید.

اگر اقلیم Dw یا Ds نیست از نوع Df است.

برای اقلیم E

اگر دمای گرم‌ترین ماه سال بین صفر تا ده درجه‌ی سلسیوس است حرف T را اضافه کنید.

اگر دمای گرم‌ترین ماه سال بین صفر تا ده درجه‌ی سلسیوس است حرف F را اضافه کنید.

مرحله چهارم: در این مرحله تقسیمات فرعی تراقلیم C, D شناسایی می‌شود.

اگر دمای گرم‌ترین ماه سال بیش از ۲۲ درجه است حرف a را اضافه کنید.

- اگر دمای گرم‌ترین ماه سال کمتر از ۲۲ درجه و دمای دست کم چهار ماه از سال بیش از ده درجه است حرف b را اضافه کنید.

- اگر دمای گرم‌ترین ماه سال کمتر از ۲۲ درجه و دمای یک تا سه ماه از سال بیش از ده درجه است حرف c را اضافه کنید.

- اگر دمای سردترین ماه سال کمتر از ۳۸- درجه سلسیوس است حرف d را اضافه کنید.

پس از طی این چهار مرحله نوع اقلیم شناسایی می‌شود.

آزمون: داده‌های دما و بارش ماهانه‌ی نزدیک‌ترین ایستگاه هواشنجی محل سکونت خود را به‌دست آورید و نوع آب و هوای آن‌را به روش کوپن معلوم کنید. به شکل ۶-۶ نگاه کنید و قلمروهایی که نوع اقلیم آنها با اقلیم محل سکونت شما یکی است را پیدا کنید. آیا می‌توانید بگویید چه درصدی از ایران اقلیمی همانند اقلیم محل سکونت شما دارد؟

پرسش: دما و بارش ماهانه‌ی خوی به قرار ذیل است. نوع اقلیم این شهر به روش کوپن چیست؟

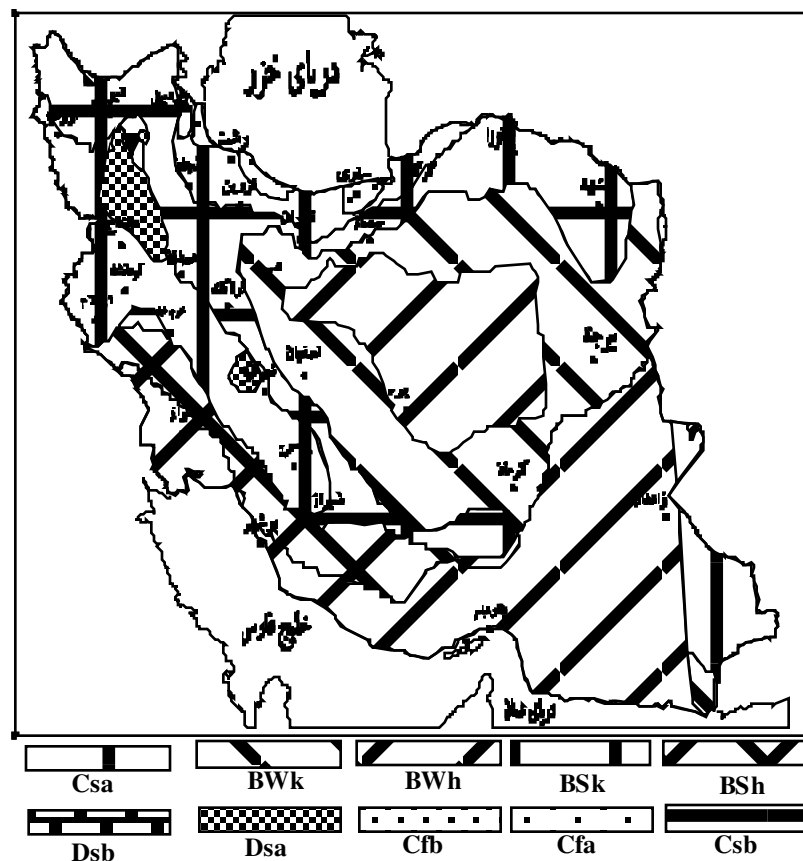
ماه	آب	آبان	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر	مهر
دما	۱/۱	۶/۸	۱۳/۱	۱۹/۴	۳۳/۹	۲۴/۵	۲۰/۸	۱۶/۴	۱۲/۰	۵/۸	۰/۳	-۲/۰
بارش	۱۸/۳	۲۶/۵	۲۲/۷	۹/۹	۵/۴	۸/۷	۲۵/۵	۵۵/۸	۴۵/۲	۳۵/۳	۱۹/۱	۲۲/۱

پاسخ: بارش سالانه برابر ۲۹۴/۵ میلیمتر، دمای سالانه ۱۱/۸ درجه‌ی سلسیوس، درصد بارش در شش ماهه‌ی گرم ۴۳/۵ درصد (۱۲۸ میلیمتر)، درصد بارش در شش ماهه‌ی سرد ۵۶/۵ درصد (۱۶۶/۵ میلیمتر). توزیع بارش یکنواخت است زیرا ۷۰ درصد بارش نه در نیمه‌ی سرد متمرکز است و نه در نیمه‌ی گرم. بنابراین چون بارش سالانه از $۱۰(۱۱/۸+۷)$ بزرگ‌تر و از $۲۰(۱۱/۸+۷)$ کوچک‌تر است $(۳۷۶ < ۲۹۴/۵ < ۱۷۸)$ اقلیم از نوع BS است و چون دمای سالانه کمتر از ۱۸ درجه‌ی سلسیوس است حرف k نیز به آن افزوده می‌شود. بنابراین اقلیم خوی از نوع BSk است.

نواحی اقلیمی ایران ۱۸۰

نواحی آب و هوایی ایران که با روش کوپن به دست آمده نقش ناهمواری و دوری و نزدیکی به دریا در شکل‌گیری اقلیم ایران را به خوبی نشان می‌دهد زیرا معیار طبقه‌بندی از نظر کوپن دما و بارش ماهانه بوده است و هر دوی این عناصر با ارتفاع و دوری و نزدیکی به دریا مرتبط هستند. بر اساس روش کوپن ۸۱ درصد ایران دارای آب و هوای نوع B ، ۱۷ درصد دارای اقلیم نوع C و ۲ درصد کشور دارای آب و هوای نوع D است (شکل ۶-۶).

شکل ۶-۶) نواحی آب و هوایی ایران به روش کوپن



در یک نگاه کلی گذشته از تفاوت‌هایی که در نتایج روش‌های طبقه‌بندی سنتی وجود دارد همگی در این نکته اشتراک دارند که بخش بسیار بزرگی از ایران از آب و هوای خشک برخوردار است و کمبود بارش (ورودی آب) نسبت به تبخیر (خروجی آب) بر ایران حاکم است. از این گذشته این روش‌ها نقش ارتفاعات و دوری و نزدیکی به دریا را در شکل‌گیری نواحی آب و هوایی ایران نشان می‌دهند. با این حال چون گذشته از دما و بارش عناصر اقلیمی دیگری مانند ابرناکی، رطوبت

جوی، باد، تابش و تندر نیز در پیدایش انواع آب و هوا در ایران نقش بسیار مهمی دارند طبقه‌بندی‌های سنتی، مرز نواحی آب و هوایی ایران را به صورت کامل نشان نمی‌دهند. برای دستیابی به تصویری دقیق‌تر از انواع اقلیم‌های کشور سودمندتر آن است که به روش‌های نوین طبقه‌بندی اقلیمی روی آورد.

روش‌های نوین طبقه‌بندی اقلیم

با پیشرفت روش‌های تحلیل چندمتغیری درپچه‌ی نوینی بر روی اقلیم‌شناسان گشوده شد. امروزه بکارگیری روش‌های تحلیل عاملی، تحلیل خوشه‌ای، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل فازی و خانواده‌ی توابع متعامد تجربی در مطالعات اقلیمی بسیار رایج است.

برخی از این روش‌ها (مانند تحلیل عاملی و تحلیل مؤلفه‌های اصلی) برای کاستن از حجم انبوه داده‌های اقلیمی بکار می‌روند. در این روش‌ها با توجه به همبستگی درونی متغیرهای اقلیمی با یکدیگر عناصر همبسته، با یکدیگر ترکیب می‌شوند و متغیرهای جدیدی به نام عامل یا مؤلفه‌ی اصلی بدست می‌آید که هرچند تعداد آنها نسبت به متغیرهای اولیه بسیار کمتر است اما بخش بزرگی از اطلاعات موجود در متغیرهای اولیه را منتقل می‌کنند. معمولاً این گونه تحلیل‌ها به عنوان یکی از مراحل تجزیه و تحلیل داده‌های اقلیمی در نظر گرفته می‌شوند و از نتایج آنها برای انجام تحلیل‌های بعدی (مانند تحلیل خوشه‌ای) استفاده می‌شود.

برخی دیگر از تحلیل‌های چندمتغیری (مانند تحلیل خوشه‌ای و تحلیل فازی) داده‌های اقلیمی را بر اساس همانندی آنها با یکدیگر در دو یا چند گروه جا می‌دهند. در اقلیم‌شناسی همدید اساس طبقه‌بندی‌های نوین اقلیمی بکارگیری همین روش‌هاست که در طی آن نخست با انجام تحلیل‌های مناسب عناصر اقلیمی همبسته تبدیل به عوامل اقلیمی می‌شوند به طوری که هر عامل، ترکیب همبسته‌ترین عناصر اقلیمی باشد. سپس با توجه به عناصر اقلیمی ثبت شده بر روی هر محل مقدار عوامل اقلیمی محل محاسبه می‌شود. در مرحله‌ی بعدی نقاطی که عوامل آنها به یکدیگر شباهت بیشتری دارد در یک گروه جا می‌گیرند و به این ترتیب یک نقشه‌ی پهنه‌بندی اقلیمی حاصل

می شود. در پایان می توان به بررسی مقدار عناصر اقلیمی نقاط هم گروه پرداخت و ویژگی های هر ناحیه را بیان کرد.

در روش های نوین، طبقه بندی اقلیمی فرایندی است که در آن تا حد زیادی ماهیت آماری داده های اقلیمی تعیین کننده ی مرز نواحی آب و هوایی است نه سلیقه ی فردی محقق. در این روش ها تعداد عناصری که می توانند در پهنه بندی اقلیمی شرکت کنند محدودیت ندارد و به همین دلیل این گونه طبقه بندی ها می تواند به شناسایی اقلیم هایی یا نجامد که در آنها بزرگی تفاوت های مکانی تعداد زیادی عنصر اقلیمی در نظر گرفته شده باشد.

روش انجلم پهنه بندی اقلیمی

داده های اقلیمی عمدتاً بر روی نقطه یعنی ایستگاه های دیده بانی اندلزه گیری می شوند در حالی که غالباً به آگاهی های اقلیمی درباره ی یک پهنه نیازمند هستیم. طبیعت نقطه ای دیده بانی های اقلیمی سبب می شود که هر چند تعداد ایستگاه ها را نیز افزایش دهیم باز هم انتساب نتایجی که از واکاوی (تجزیه و تحلیل) داده های ایستگاه ها بدست می آید به تمامی یک پهنه درست نباشد. به ویژه در مواردی که تغییرات مکانی عناصر اقلیمی زیاد است این دشواری بارزتر است. بنابراین نتایج یک واکاوی اقلیمی زمانی قابل تعمیم به پهنه های گسترده خواهد بود که میان یابی به عنوان یک مرحله ی ضروری برای تبدیل داده های نقطه ای به داده های پهنه ای پذیرفته شده باشد. در این صورت یک شبکه (توری) با یاخته های مناسب بر روی پهنه ی در دست بررسی گسترانیده و مقدار عنصر اقلیمی در گره گاه های این شبکه برآورد می شود. این برآوردها که تمامی پهنه را می پوشانند از این پس مبنای همه ی داوری ها درباره ی اقلیم آن پهنه قرار می گیرند و از داده های ایستگاه ها به عنوان شاهی برای ارزیابی درجه ی قطعیت نتایج تحلیل ها استفاده می شود. بر این اساس فرایند واکاوی های مکانی می تواند مطابق کارنمای ارائه شده در شکل ۷-۱۶ انجلم پذیرد (یارنال ۱۹۹۳).

به نظر می رسد از راه بکارگیری این روش، مرزهای اقلیمی بازتاب دهنده ی قلمروی عملکرد سامانه های جوی و غیرجوی سازنده ی اقلیم هر محل باشند. زیرا از یک سو، هر محل از دیدگاه

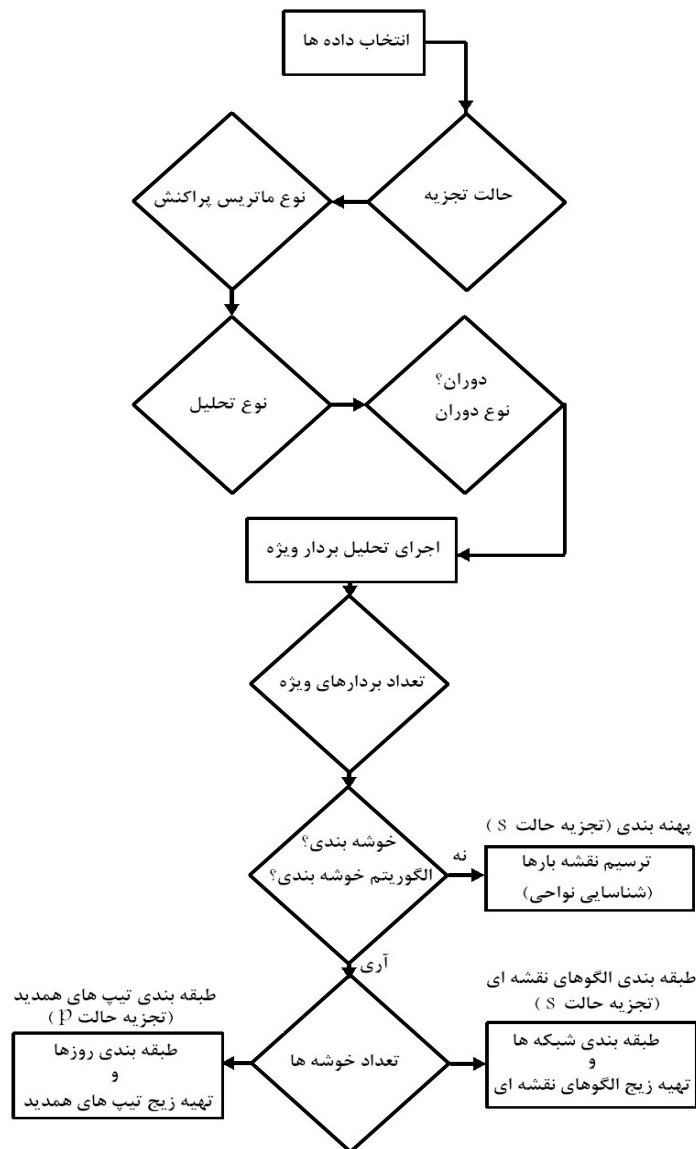
اقلیمی یکناست یعنی ویژگی‌های آب و هوایی آن به طور دقیق در هیچ محل دیگری دیده نمی‌شود. این ویژگی تا اندازه‌ای به وضع منحصر به فرد آرایش عوارض جغرافیایی محل بر می‌گردد. آرایش ناهمواری‌ها یعنی نحوه‌ی قرارگیری ناهمواری‌ها (دره‌ها، کوه‌ها، دشت‌ها و ...)، و پوشش رویه‌ی زمین (علفزار، جنگل، برف و ...) همچون آینه‌ای هستند که توده‌های هوای گذرنده از محل (سامانه‌های جوی) در تعامل با آنها هوای بازتاب می‌دهند. به بیان دیگر، هوا محصول تعامل سامانه‌های جوی و غیرجوی هر محل با یکدیگر است.

از سوی دیگر، چون سامانه‌های جوی کلان که توده‌های هوای شکل می‌دهند و جابجا می‌کنند روی قلمروهای وسیع عمل می‌کنند سرزمین‌هایی که غالباً تحت حاکمیت سامانه‌های جوی یکسانی هستند از دیدگاه اقلیمی همگون‌ترند تا سرزمین‌هایی که زیر سلطه‌ی سامانه‌های جوی متفاوتی قرار دارند. به همین دلیل یک پهنه‌بندی اقلیمی واقع‌نما باید تا اندازه‌ی زیادی مرزکنش سامانه‌های جوی را بازتاب دهد. این که آیا اثر سامانه‌های جوی و غیرجوی بر مرزبندی نواحی اقلیمی آشکار خواهد شد یا خیر به مقیاس مطالعه بستگی دارد.

سامانه‌های جوی و غیرجوی در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوتی عمل می‌کنند به همین سبب نواحی اقلیمی از ویژگی لانه‌گزینی برخوردارند. یعنی همواره در دل نواحی اقلیمی کلان نواحی اقلیمی خُردی دیده می‌شوند که یا عرصه‌ی عمل سامانه‌های جوی کوچک‌ترند و یا آرایش عوارض جغرافیایی سبب لانه‌گزینی نواحی اقلیمی خُرد در دل نواحی اقلیمی کلان شده است.

نواحی اقلیمی ایران ۱۸۵

شکل ۷-۶) فرایند پهنه بندی اقلیمی



ویژگی لانه گزینی به این معنا هم هست که آب و هوای هر قلمرو جغرافیائی در سطوح مختلف قابل تقسیم است. در سطح صفر ممکن است تمامی پهنه ی مورد بررسی را متعلق به یک گروه

اقلیمی به شمار آوریم. در سطح پایین تر همان قلمرو را می توان مشتمل بر دو ناحیه ی آب و هوایی دانست و این تقسیم را تا آنجا ادامه داد که بتوان تفسیری اقلیمی از نواحی شناسایی شده به دست داد. طبیعی است که در بالاترین سطح پایین ترین همگنی اقلیمی وجود دارد و در سطوح پایین تر همگنی درونگروهی افزایش می یابد. افزایش همگنی درونگروهی به بهای افزایش تعداد نواحی اقلیمی تمام می شود. در هر مرحله از تقسیم، نواحی بر حسب آن متغیر اقلیمی که بیشترین تفاوت را داراست متمایز می شوند. اساساً نواحی ناهمگن تر زودتر تجزیه می شوند.

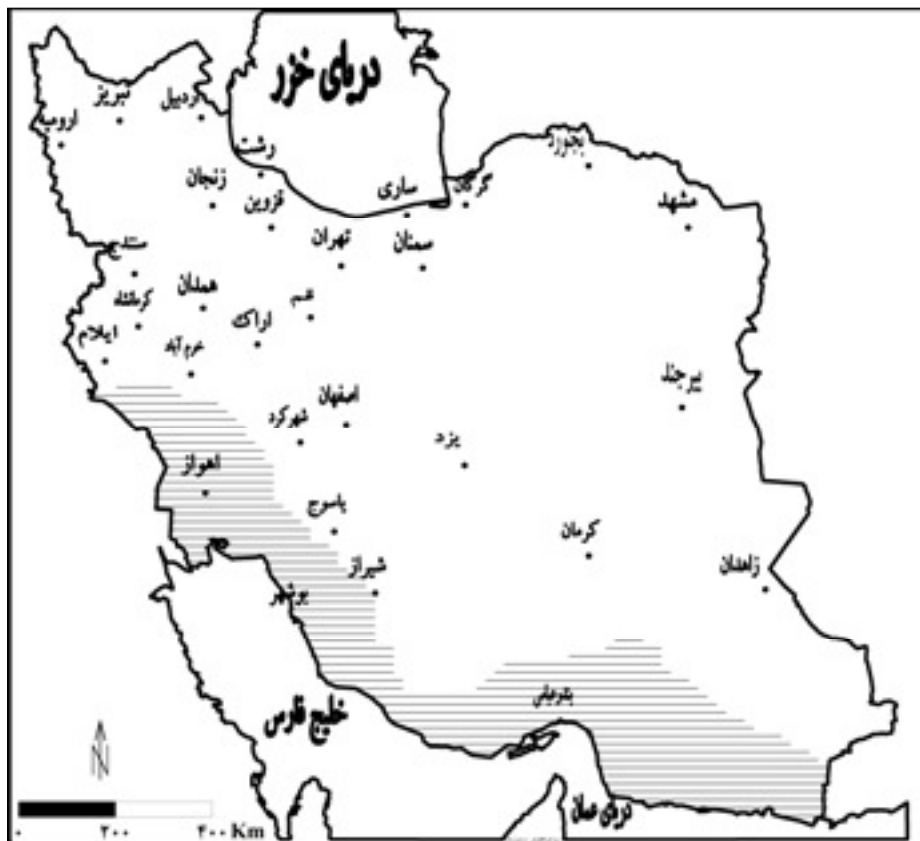
نواحی اقلیمی ایران

اگر دما، بارش و رطوبت جوی ایران را مهم ترین متغیرهای اقلیمی بدانیم که تمایز نواحی اقلیمی کشور را ایجاد می کنند آنگاه در بالاترین سطح، ایران به دو ناحیه ی کلان اقلیمی تقسیم می شود که می توان آنها را ناحیه ی فلاتی و جلگه های جنوبی نامید (شکل ۸-۶).

جلگه های جنوبی سرزمین های همواری هستند که در عرض پایین جغرافیایی قرار گرفته اند و از شمال عمدتاً به ناهمواری ها و از جنوب به خلیج فارس و دریای عمان می رسند. عرض جغرافیایی پایین، سرزمین کم ارتفاع و هموار و همسایگی با آب های گرم مهم ترین ویژگی های جغرافیایی این ناحیه است که پیامدهای آب و هوایی شگرفی دارد. این بخش از ایران اقلیمی بسیار مرطوب و بسیار گرم و بدون یخبندان دارد. میانگین دمای این ناحیه نزدیک ۲۵ درجه ی سلسیوس است. در حالی که میانگین دمای کشور ۱۸ درجه ی سلسیوس است. محتوای رطوبتی جو نیز در این ناحیه دو برابر ناحیه ی فلاتی است (جدول ۱-۶).

به دلیل آن که این ناحیه از دیدگاه جغرافیایی چندان پیچیده نیست و در مقایسه با ناحیه فلاتی از تنوع عوارض جغرافیایی بسیار کمتری برخوردار است طبیعی است که تعداد خرده نواحی اقلیمی کمتری دارد. در صورتی که ناحیه ی فلاتی به دلیل تنوع زیاد عوارض جغرافیایی به خرده اقلیم های زیادی تقسیم می شود. به بیان دیگر آب و هوای جلگه های جنوبی عمدتاً حاصل کنش سامانه های کلان جوی (پرفشار پویشی آزور و کم فشار گرمایی گنگ) است. در حالی که اقلیم ناحیه ی فلاتی به شدت تحت تأثیر عوارض جغرافیایی و در درجه اول متأثر از آرایش ناهمواری ها است.

با این که رطوبت جوی ناحیه‌ی جلگه‌های جنوبی بسیار زیاد است اما به دلیل حاکمیت پرفشار جنب‌حاره که اجازه‌ی صعود و تشکیل ابر را نمی‌دهد از بارش اندکی برخوردار است. حتی در زمان حاکمیت کم‌فشار گرمایی گنگ چون ضخامت این سامانه کم است معمولاً ابر و بارش ایجاد نمی‌کند. به همین دلیل آب و هوای جلگه‌های جنوبی گرم، مرطوب و کم‌بارش است



جدول ۱-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

جلگه‌های جنوبی	ناحیه‌ی فلاتی	
۲۴/۷	۱۶/۶	دما
۲۶۵/۱	۲۶۸/۴	بارش
۱۵/۵	۷/۶	رطوبت جوی
۱۸/۲	۸۱/۸	درصد گستره

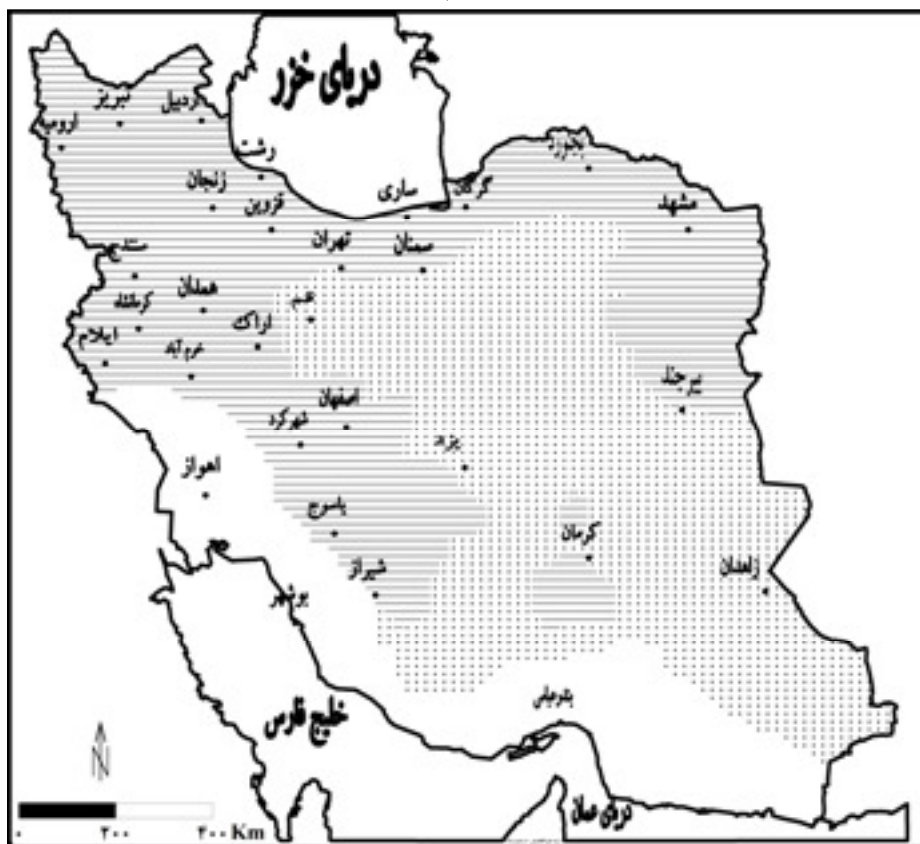
با این حال اقلیم جلگه‌های جنوبی از دیدگاه بارش دریافتی تفاوت معناداری با ناحیه‌ی فلاتی ندارد و تمایز این دو ناحیه به دلیل تفاوت رطوبت جوی و دماست.

ناحیه‌ی فلاتی از تنوع درونی زیادی برخوردار است. علت اصلی تنوع اقلیمی این ناحیه تنوع ناهمواری است. توجه به تعداد اقلیم‌هایی که در این ناحیه دیده می‌شود روشن می‌سازد که آب و هوای ایران به شدت تابع ناهمواری است. ارتفاع از تراز دریا، اندازه‌ی توده‌های کوهستانی و آرایش فرورفتگی‌ها و برآمدگی‌های زمین نسبت به یکدیگر و نسبت به مسیر حرکت سامانه‌های جوی آرایش ناهمواری یک قلمرو را روشن می‌سازد و آرایش ناهمواری تا اندازه‌ی زیادی در شکل‌گیری اقلیم‌های گوناگون در آن قلمرو نقش‌آفرینی می‌کند.

ناحیه‌ی فلاتی از دیدگاه اثر ناهمواری بر اقلیم به دو بخش فلات غربی و فلات شرقی تقسیم می‌شود (شکل ۹-۶). ناحیه‌ی غربی به دلیل ارتفاع زیاد درای اقلیمی سردتر و به دلیل پیچیدگی ناهمواری دارای بارشی به مراتب بیش از ناحیه‌ی شرقی است (جدول ۲-۶) اما هر دو ناحیه نسبت به جلگه‌های جنوبی از دیدگاه رطوبت جوی بسیار فقیرند. نکته‌ی جالب این است که تا اینجا جلگه‌های جنوبی، فلات ناهموار غربی و فلات هموار شرقی به عنوان سه پهنه‌ی متمایز اقلیمی ظاهر شده‌اند اما هنوز کرانه‌های خزر به عنوان یک ناحیه‌ی اقلیمی متمایز دیده نمی‌شود. این واقعیت بیانگر آن است که نقش ناهمواری و سامانه‌های جنب‌حاره در شکل‌گیری نواحی اقلیمی ایران بزرگ‌تر از نقش عواملی است که اقلیم کرانه‌های خزر را شکل می‌دهند.

نواحی اقلیمی ایران ۱۹۱

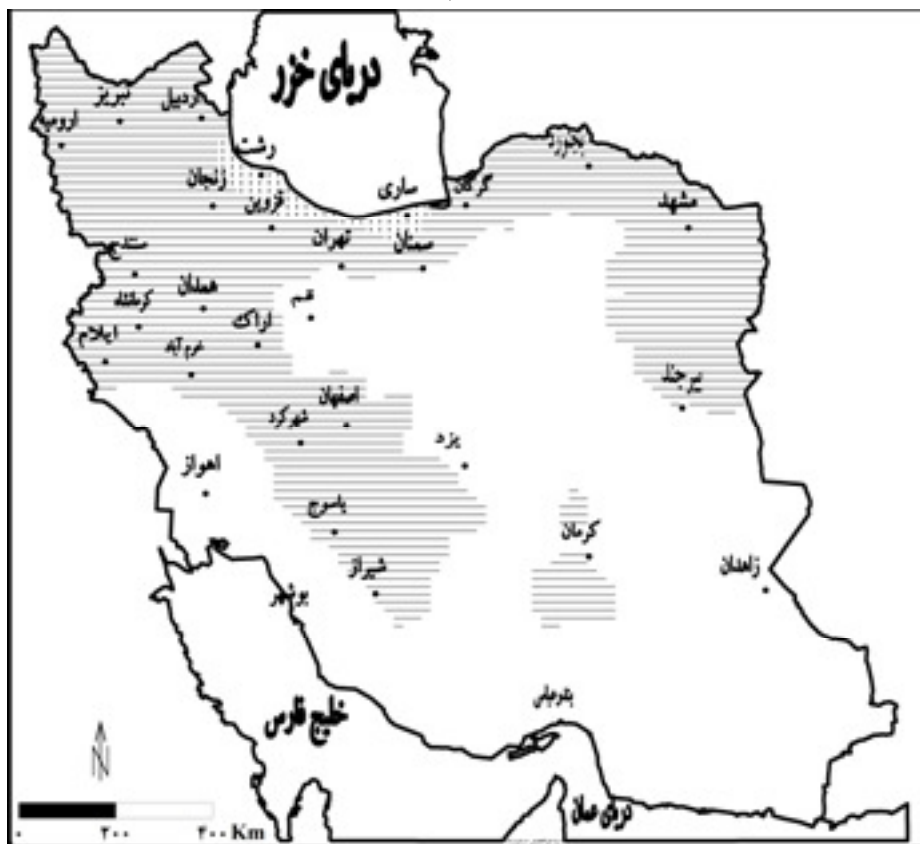
شکل ۹-۶) تقسیم سه ناحیه‌ای



جدول ۲-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	فلات غربی	فلات شرقی
دما	۱۳۷	۱۹۶
بارش	۳۵/۵	۱۳۷/۷
رطوبت جوی	۷۷	۷۵
درصد گستره	۴۲/۱	۳۹/۷

شکل ۱۰-۶) تقسیم چهار ناحیه‌ای



جدول ۳-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

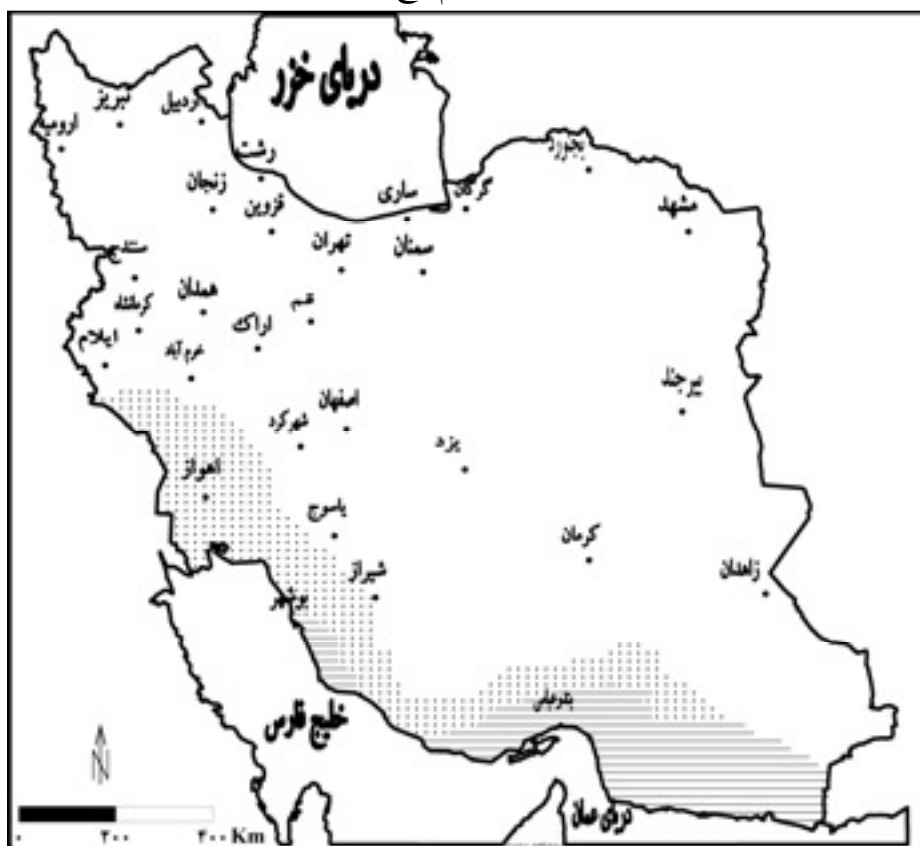
ناهمواری‌ها	کرانه خزر
دما	۱۳۷
بارش	۳۳۲/۵
رطوبت جو ی	۷۵
درصد گستره	۴۰/۶

گر جداسازی نواحی را ادامه دهیم می‌بینیم که در کرانه‌های خزر به دلیل مهیائی شرایط صعود و مهیائی رطوبت، اقلیم ویژه‌ای شکل گرفته است که آن را از بدنه‌ی اقلیم فلات غربی جدا می‌کند. در این صورت از یک سو با کرانه‌های خزر و از سوی دیگر با سرزمین‌های ناهموار روبرو هستیم (شکل ۱۰-۶). بارش جلگه‌های خزر بیش از سه برابر و رطوبت جوی آن دو برابر ناحیه‌ی ناهموار است (جدول ۳-۶). به دلیل ارتفاع کمتر و رطوبت جوی بالاتر دمای کرانه‌های خزر بیشتر از ناحیه‌ی ناهموار است. اقلیم جلگه‌های خزر از یک سو متأثر از دریای خزر و سازوکارهای صعود و از سوی دیگر متأثر از رشته‌ی کوهستانی البرز است.

اگر به تجزیه‌ی نواحی آب و هوایی ادامه دهیم این بار جلگه‌های جنوبی به دو بخش تقسیم می‌شود که یکی شامل کرانه‌های دریای عمان و دیگری عمدتاً شامل کرانه‌های خلیج فارس و جلگه‌ی خوزستان است (شکل ۱۱-۶).

کرانه‌های دریای عمان به دلیل عرض جغرافیائی پایین‌تر و گسترش در راستای مداری، نسبت به کرانه‌های خلیج فارس از اقلیمی گرم‌تر و یکدست‌تر برخوردار است. چون دریای عمان از مسیر سامانه‌های بارانزای غربی و جنوب‌غربی دور است مقدار بارندگی آن نسبت به کرانه‌های خلیج فارس بسیار کمتر است. اما به دلیل شرایط حرارتی و وزش‌های جوی از رطوبت بالاتری برخوردار است. کرانه‌های دریای عمان گرم‌ترین و مرطوب‌ترین پاره‌ی اقلیمی ایران به شمار می‌آید. در مقابل، کرانه‌های خلیج فارس به دلیل تنوع عرض جغرافیائی، همسایگی با توده‌ی بزرگ زاگرس و قرار گرفتن در مسیر سامانه‌های بارانزای غربی و جنوب‌غربی از تنوع اقلیمی بیشتری برخوردار است و دما و رطوبت آن کمتر از کرانه‌های عمان است (جدول ۴-۶).

شکل ۱۱-۶) تقسیم پنج ناحیه‌ای



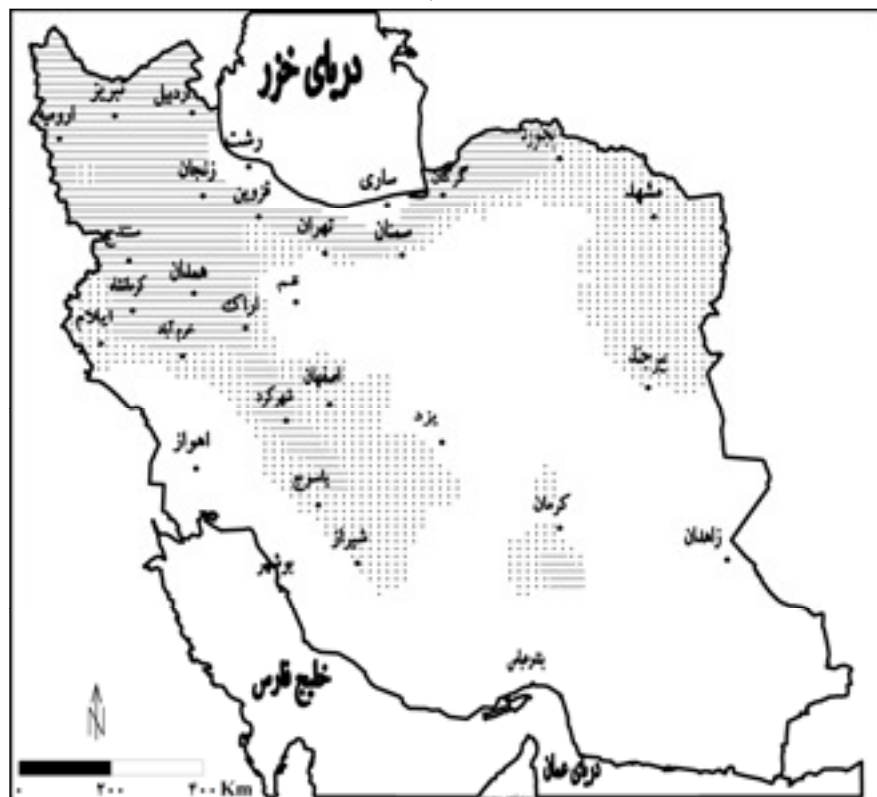
جدول ۴-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	خلیج فارس	دریای عمان
دما	۲۲/۸	۲۵/۸
بارش	۳۳۴/۰	۱۵۸/۰
رطوبت جوی	۱۲/۴	۱۹/۷
درصد گستره	۱۰/۵	۷/۷

نواحی اقلیمی ایران ۱۹۵

اگر قرار باشد جزئیات بیشتری از آب و هوای ایران را بشناسیم در این مرحله ناحیه‌ی ناهموار تجزیه می‌شود و نواحی کوهپایه‌ای از نواحی کوهستانی جدا می‌شوند (شکل ۱۲-۶).

شکل ۱۲-۶) تقسیم شش ناحیه‌ای



جدول ۴-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	کوهستان	کوهپایه
دما	۱۲/۲	۱۵/۰
بارش	۳۹۶/۸	۲۷۵/۸
رطوبت جوی	۸۰	۷۱
درصد گستره	۱۹۰	۲۱/۶

هر چند این دو ناحیه به دلیل دوری از توده‌های بزرگ آب از نظر رطوبتی فقیرند اما در ناحیه‌ی کوهستانی به دلیل ارتفاع زیاد، دما کمتر است. در عین حال به دلیل نقش بخش‌های مرتفع کوهستانی در صعود و تقویت سامانه‌های بارانزا، بارش در ناحیه کوهستانی بیش از کوهپایه‌هاست (جدول ۵-۶).

در گام بعدی ناحیه‌ی کوهستانی خود به دو بخش تقسیم می‌شود که یکی را می‌توان شامل دامنه‌های شمالی البرز دانست و دیگری را ناحیه‌ی بلندی‌ها نامید (شکل ۱۳-۶).

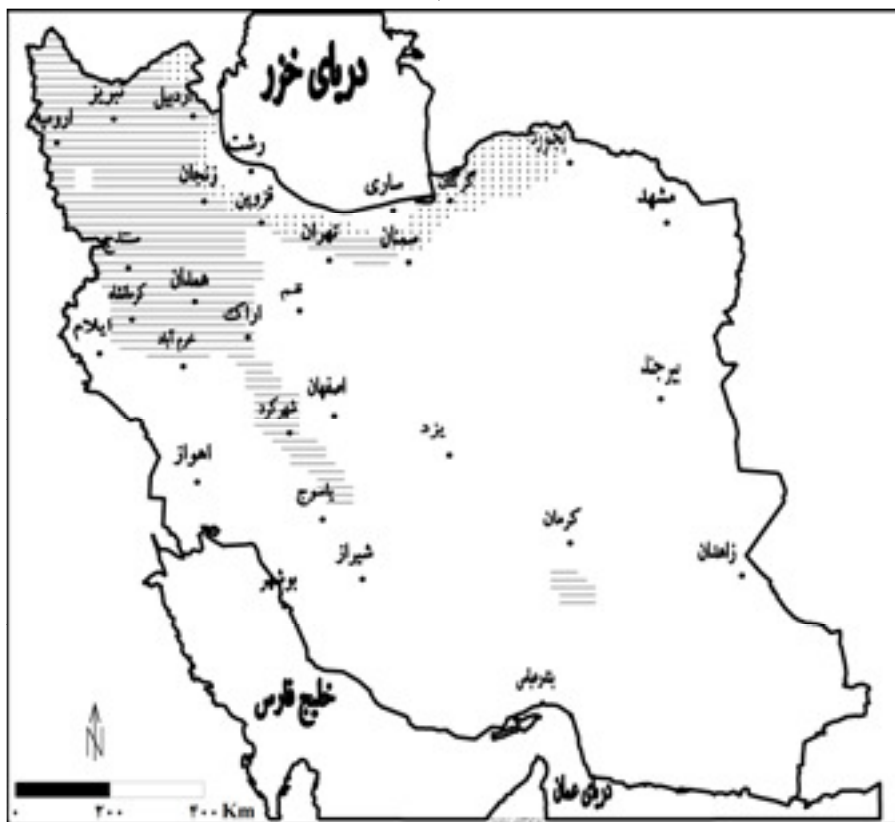
دامنه‌های شمالی البرز تحت تأثیر همسایگی با خزر نسبت به بلندی‌ها از بارش، رطوبت و دمای بالاتری برخوردار است (جدول ۶-۶). این دو قلمروی اقلیمی را ناحیه‌ی شمال البرز و ناحیه‌ی بلندی‌ها نامیده‌ایم. ناحیه‌ی شمال البرز از دیدگاه دمایی دارای ویژگی‌های اقلیم‌های کوهستانی نیست اما تحت تأثیر دریای خزر پربارش‌تر و مرطوب‌تر است. ناحیه‌ای که با نام بلندی‌ها مشخص شده است به دلیل موقعیت قله‌ای و وجود سد کوهستانی البرز از اثر خزر بی‌بهره مانده است و اقلیمی خشک‌تر و کم‌بارش‌تر دارد. در عین حال به دلیل اثر ناهمواری، دمای این ناحیه به طور محسوسی از دمای ناحیه‌ای که با نام شمال البرز مشخص شده خشک‌تر است.

در مرحله‌ی بعد ناحیه‌ی کوهپایه‌ای به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می‌شود (شکل ۱۴-۶). تفاوت آب و هوای کوهپایه‌های شرقی و غربی حاصل موقعیت این نواحی نسبت به جهت حرکت سامانه‌های بارانزا است. به همین دلیل مهم‌ترین تفاوت این دو قلمرو اقلیمی در بارش آنها ظهور یافته است. به‌طوری‌که کوهپایه‌های غربی دو و نیم برابر کوهپایه‌های شرقی بارش دریافت می‌کند. با این حال به دلیل دوری از توده‌های بزرگ آب هر دو ناحیه از نظر رطوبت فقیرند (جدول ۷-۶). مناطق شرقی ایران که ۴۰ درصد از مساحت کشور را در بر گرفته‌اند به دلیل قرار گرفتن در سایه بارش کوه‌های زاگرس و به دلیل حضور سد کوهستانی البرز که این منطقه را از اقلیم خزری جدا می‌کند از نظر اقلیمی در انزو قرار گرفته و به دلیل هموار بودن این بخش از کشور، تنوع اقلیمی در آن دیده نمی‌شود و به همین دلیل است که تا اینجا تن به تفکیک نداده است. اما در این مرحله تکه‌ای از جنوب آن که گاهی تحت تأثیر گرما و رطوبت کرانه‌های عمان و خلیج فارس است

نواحی اقلیمی ایران ۱۹۷

جدا می شود. با این حال تفاوت این دو خرده ناحیه از دیدگاه سه متغیر مورد بررسی چندان جدی نیست.

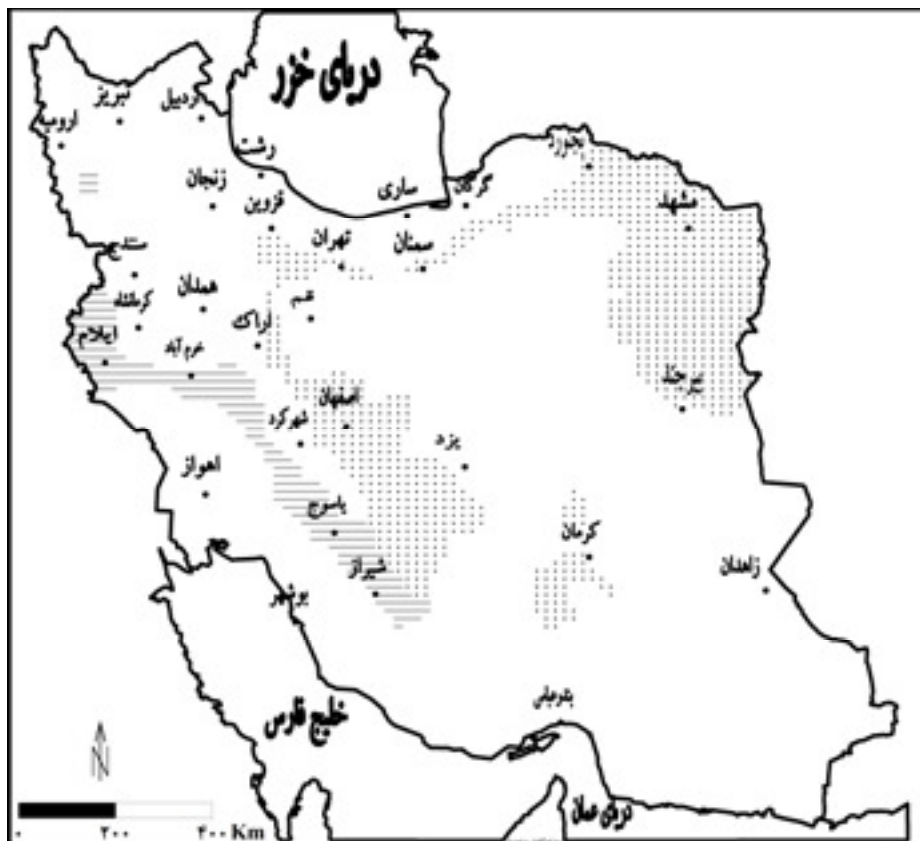
شکل ۱۳-۶) تقسیم هفت ناحیه ای



جدول ۶-۶) آماره های ناحیه ای

بلندیها	شمال البرز	
دما	۱۴۵	۱۱۶
بارش	۴۸۱۸	۳۵/۶
رطوبت جوی	۱۱۷	۷۰

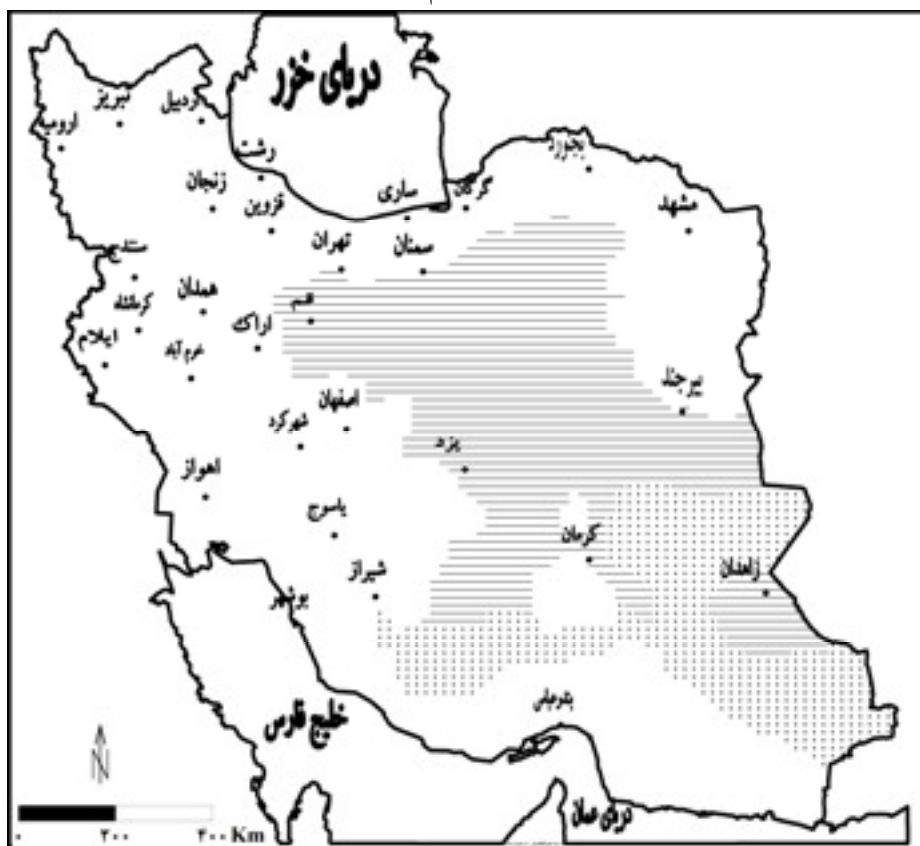
شکل ۱۴-۶) تقسیم هشت ناحیه‌ای



جدول ۷-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	کوهپایه‌های غربی	کوهپایه‌های شرقی
دما	۱۶۳	۱۴۶
بارش	۵۳۳/۹	۲۰۵/۴
رطوبت جو ی	۷/۴	۷/۰

شکل ۱۵-۶) تقسیم نُه ناحیه‌ای



جدول ۸-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

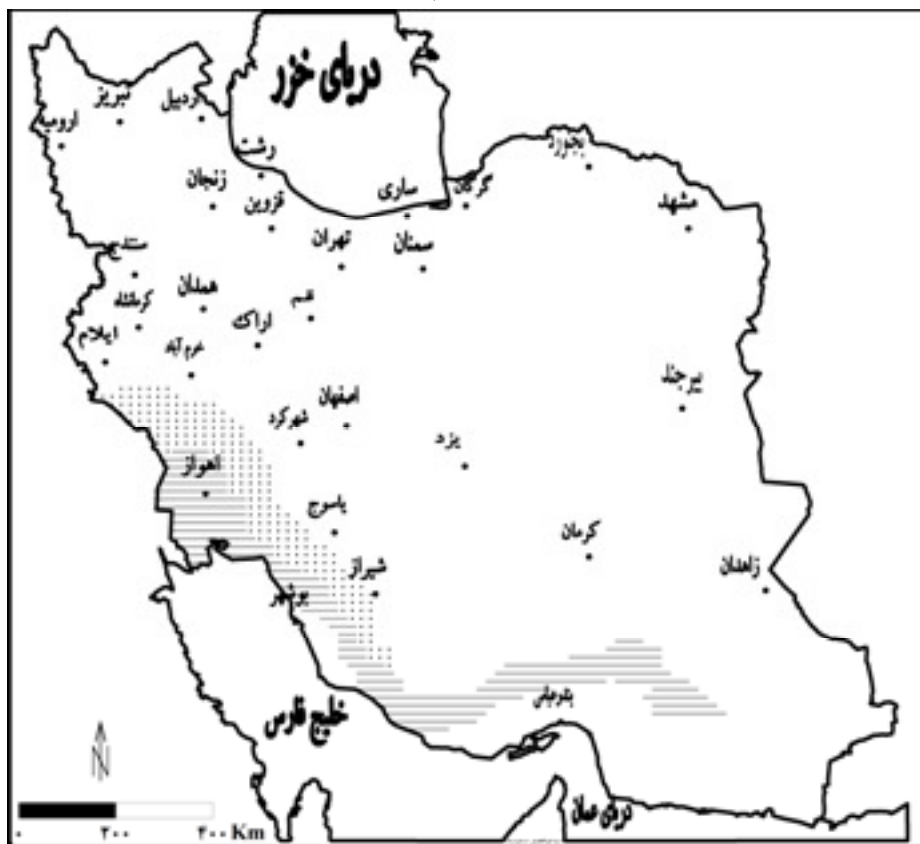
	شرقی شمالی	شرقی جنوبی
دما	۱۸/۶	۲۱/۶
بارش	۱۲۷/۷	۱۴۷/۶
رطوبت جوی	۶/۹	۸/۷
درصد گستره	۲۶/۴	۱۳/۳

اساساً این تفکیک و تفکیک‌هایی که از این پس می‌بینیم نسبت به ناحیه‌های اقلیمی که تاکنون برشمرده‌ایم از اهمیت درجه دوم برخوردارند و شاید بکار بردن نام خُرده ناحیه برای آنها شایسته‌تر باشد. مثلاً ناحیه‌ی کرانه‌ی خلیج فارس به دو خُرده ناحیه‌ی پیشکوه‌های زاگرس و خُرده ناحیه‌ی کرانه‌ای قابل تقسیم است (شکل ۶-۱۶). این دو خُرده ناحیه به دلیل تفاوت ناهموری تفاوت بارشی دارند اما تفاوت دما و رطوبت آنها زیاد نیست (جدول ۶-۹).

یا در ناحیه‌ی اقلیمی عمان بر اساس فاصله از دریا تفاوت‌های کوچکی دیده می‌شود که امکان تقسیم این ناحیه به دو خُرده ناحیه‌ی کرانه‌ای و پسکرانه‌ای را امکان پذیر می‌سازد (شکل ۶-۱۷). این دو خُرده ناحیه تفاوت‌های بارشی و رطوبتی نشان می‌دهند (جدول ۶-۱۰). به عنوان نمونه‌ای دیگر ناحیه‌ی بلدی‌ها را می‌توان به دو خُرده ناحیه‌ی شمالی و جنوبی تقسیم کرد (شکل ۶-۱۸) که تفاوت‌های دمایی و بارشی آنها چندان نیست (جدول ۶-۱۱). یا ناحیه‌ی شرقی جنوبی را می‌توان به دو خُرده ناحیه‌ی جنوبی و سیستانی بخش کرد (شکل ۶-۱۹).

نواحی اقلیمی ایران ۲۰۱

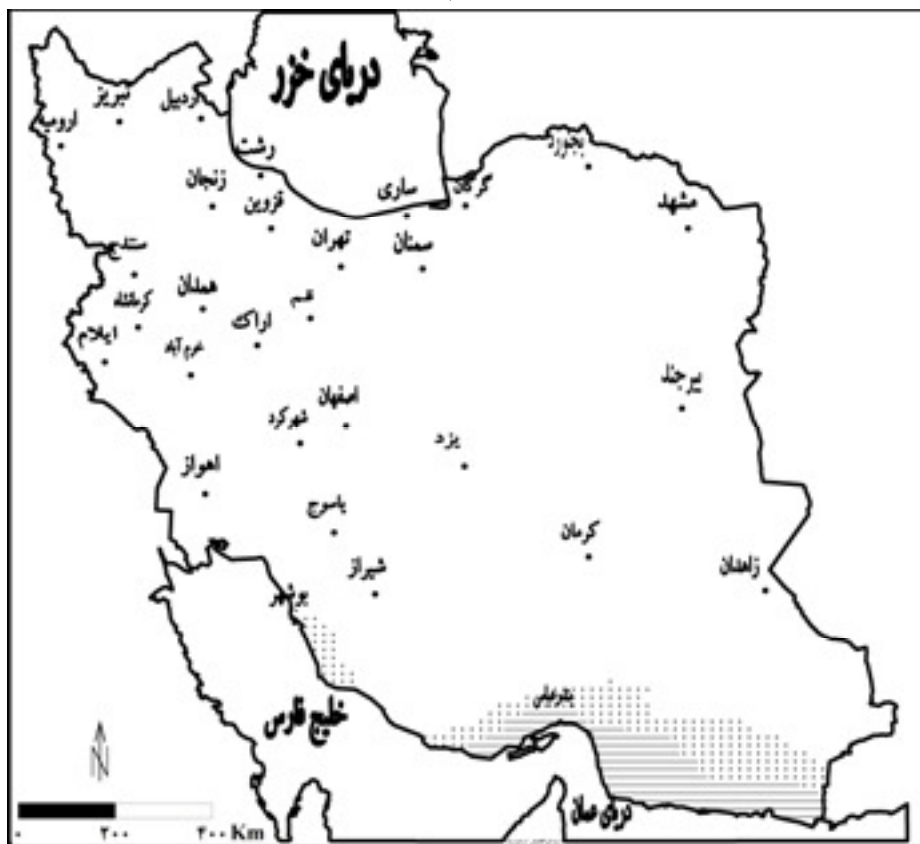
شکل ۱۶-۶) تقسیم ده ناحیه‌ای



جدول ۹-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	پیشکوه زاگرس	کرانه خلیج فارس
دما	۲۲۷	۲۴۵
بارش	۵۹/۰	۲۳۸/۱
رطوبت جوی	۱۰/۴	۱۳/۷
درصد گستره	۴۱	۶۵

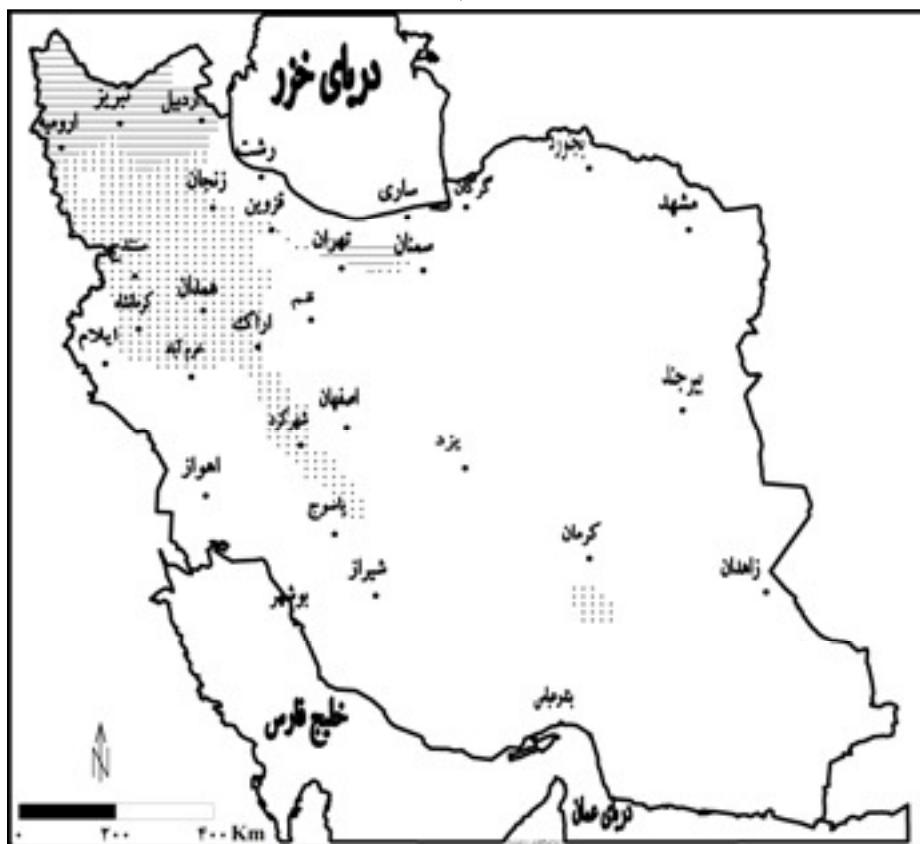
شکل ۱۷-۶) تقسیم یازده ناحیه‌ای



جدول ۱۰-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

	پسکراهه عمان	کراهه عمان
دما	۲۵۶	۲۶۲
بارش	۱۷۰/۲	۱۴۳/۶
رطوبت جوی	۱۷/۶	۲۲/۸
درصد گستره	۴/۲	۳/۵

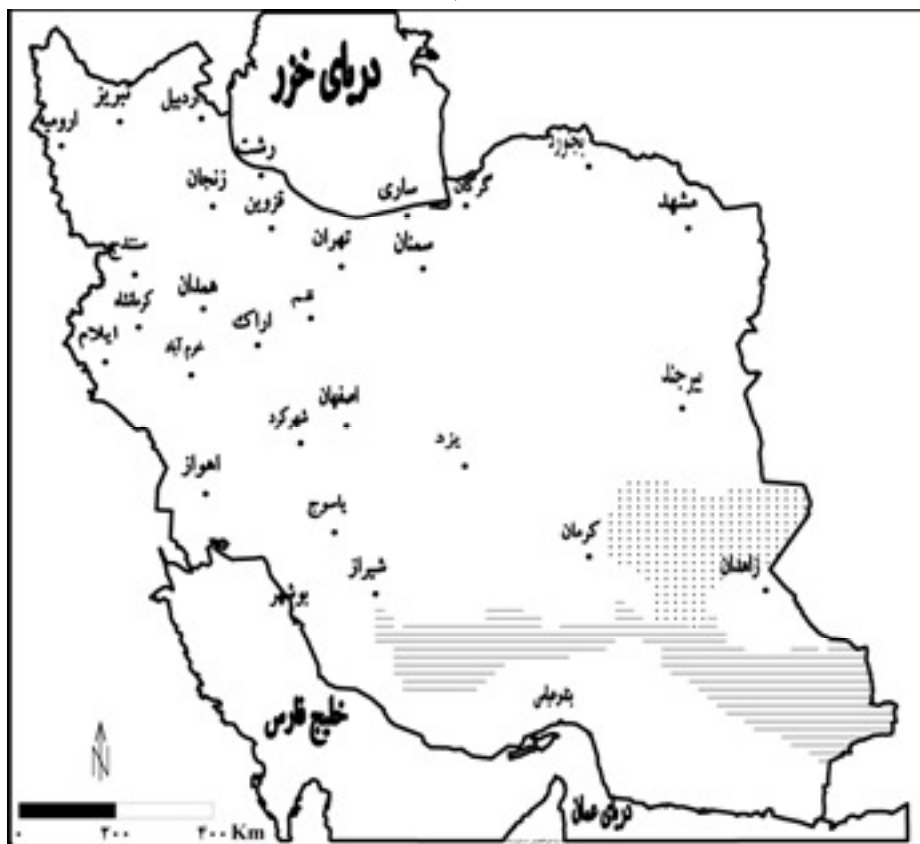
شکل ۱۸-۶) تقسیم دوازده ناحیه ای



جدول ۱۱-۶) آماره های ناحیه ای

	بلندیهای شمالی	بلندیهای جنوبی
دما	۱۰۷	۱۱۸
بارش	۳۴۴/۷	۳۸۷/۹
رطوبت جوی	۸۰	۶۶
درصد گستره	۶۳	۱۰۸

شکل ۱۹-۶) تقسیم سیزده ناحیه‌ای



جدول ۱۲-۶) آماره‌های ناحیه‌ای

سیستان	جنوب	
۲۲۴	۲۷۰	دما
۷۷/۰	۱۸۱/۴	بارش
۷۳	۹/۶	رطوبت جوی
۴۹	۸/۴	درصد گستره

نواحی اقلیمی ایران ۲۰۵

شکل ۲۰-۶) چگونگی پیوند پهنه‌های اقلیمی ایران با یکدیگر



با توجه به آنچه گنشت چنین به نظر می‌رسد که بر اساس بارش، رطوبت جوی و دما، در ایران هشت ناحیه‌ی اقلیمی کلان وجود دارد. این نواحی بر حسب موقعیت جغرافیایی عبارتند از:

- | | | | |
|---|-----------------------------|---|------------------------|
| ۱ | اقلیم بلندی‌ها | ۵ | اقلیم کرانه‌های خزر |
| ۲ | اقلیم کوهپایه‌های غربی | ۶ | اقلیم کوهپایه‌های شرقی |
| ۳ | اقلیم کرانه‌های خلیج فارس | ۷ | اقلیم فلات شرقی |
| ۴ | اقلیم دامنه‌های شمالی البرز | ۸ | اقلیم کرانه‌های عمان |

همین نواحی را بر حسب ویژگی‌های اقلیمی می‌توان چنین نام‌گذاری کرد:

(مقایر داخل پرانتز درصد مساحت هر یک از پهنه‌های اقلیمی را نشان می‌دهد)

- | | | | |
|---|-----------------------------------|---|---------------------------------------|
| ۱ | سرد، بارش‌مند، خشک (۱۵/۲) | ۵ | معتدل، پربارش، مرطوب (۱/۵) |
| ۲ | معتدل، بارش‌مند، خشک (۴/۵) | ۶ | معتدل، کم بارش، خشک (۱۷/۱) |
| ۳ | بسیار گرم، بارش‌مند، مرطوب (۱۰/۵) | ۷ | گرم، بسیار کم بارش، خشک (۳۹/۷) |
| ۴ | معتدل، بارش‌مند، مرطوب (۳/۸) | ۸ | بسیار گرم، کم بارش، بسیار مرطوب (۷/۷) |

نواحی اقلیمی ایران ۲۰۶

میانگین دما، بارش و رطوبت جوی بر روی این نواحی از این قرار است:

بارش (میلیمتر)	دما (درجه سلسیوس)	رطوبت (هکتوپاسکال)		بارش (میلیمتر)	دما (درجه سلسیوس)	رطوبت (هکتوپاسکال)
۱	۳۷۶	۱۲	۵	۱۰۳۶	۱۵	۱۴
۲	۵۴۴	۱۶	۶	۲۰۵	۱۵	۷
۳	۳۴۳	۲۴	۷	۱۳۳	۲۰	۸
۴	۴۸۲	۱۴	۸	۱۵۸	۲۶	۲۰

آزمون: چند درصد ایران اقلیمی خشک دارد موقعیت جغرافیایی این مناطق کجاست. دلیل پیدایش این ویژگی را در این قلمرو جغرافیایی چگونه ارزیابی می کنید.

آزمون: نام هشت ناحیه ی اقلیمی ایران را در نظر بگیرید. در چند درصد این پهنه های اقلیمی به نوعی از ناهمواری ها نلمی به میان آمده است. چرا؟

آزمون: نقش دوری و نزدیکی به توده های بزرگ آب را در اقلیم ایران بحث کنید. شکل گیری کدام نواحی اقلیمی ایران مستقیماً به این موضوع وابسته است.

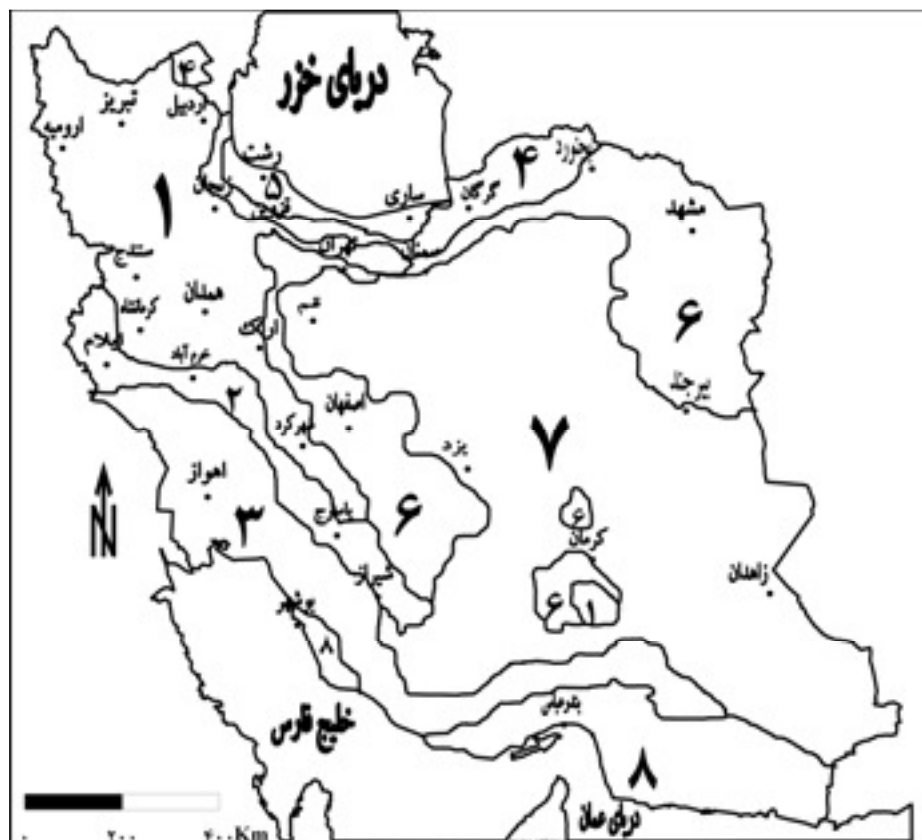
نواحی اقلیمی ایران ۲۰۷

آزمون: تعداد نواحی اقلیمی ایران در شرق کشور بیشتر است یا در غرب. این تفاوت را چگونه توجیه می کنید.

آزمون: تعداد نواحی اقلیمی ایران در شمال کشور بیشتر است یا در جنوب. این تفاوت را چگونه توجیه می کنید.

نواحی اقلیمی ایران ۲۰۸

شکل ۲۱-۶) نواحی اقلیمی ایران



فرهنگ واژه‌ها

آب سپهر

دستگاهی که در برگرفته‌ی همه آب‌های سیاره است خواه در حالت جامد (مانند یخچال‌ها و یخ پوش‌ها)، مایع (مانند رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، دریاها) یا گاز (مانند رطوبت جو).

آشوبمند

دستگاهی که رفتار آیین‌مند و پیش‌بینی‌پذیر ندارد اگر حالت اولیه‌ی چنین دستگاهی تغییر کوچکی پیدا کند دستگاه به سرعت دچار تغییرات بزرگ و پیش‌بینی‌ناپذیری می‌شود.

آفتابگیری

مقدار تابش‌های خورشیدی که به جو وارد شده و به سطح زمین می‌رسد.

اثر گلخانه‌ای

گرم شدن جو از راه جذب و گسیل تابش‌های فروسرخ توسط گازهایی مانند بخار آب، دی‌اکسیدکربن، متان و ... بخش بزرگی از تابش‌های خورشیدی از جو گذر کرده و به سطح زمین می‌رسند. زمین گرم شده و برای برقراری ترانژمندی انرژی، متسلسب با دمای خود تابش می‌کند. تابش‌های زمینی مشخصاً در طول موج فروسرخ هستند گازهای گلخانه‌ای بخش بزرگی از تابش‌های گرمایی زمین را جذب کرده و خود در تمام جهات تابش می‌کنند. بخشی از این تابش که به سوی زمین می‌آید زمین را گرم می‌کند و دمای زمین را بالاتر از مقداری که تابش‌های مستقیم خورشیدی به تنهایی می‌توانند ایجاد کنند می‌رساند.

آلبدو

نسبت چگالی شار بلزگشتی به چگالی شار رسیده به یک سطح. برای محاسبه‌ی آلبدو می‌توان کل تابش‌های طیف کاهنربایی (آلبدوی کامل) را در نظر گرفت، تنها نور مرئی (آلبدوی مرئی) را لحاظ کرد و یا حتی فقط یک طول موج معین را مبنا قرار داد (آلبدوی تک فام). آلبدوی مرئی پدیده‌های طبیعی از حدود ۰/۰۴ (آب‌های ژرف و آرام که آفتاب بر آن عمود می‌تابد) تا بیش از ۸۰ درصد (برف تلزه و ابرهای ستبر) در تغییر است. با افزایش زاویه‌ی سمت‌الرأسی خورشید آلبدوی بسیاری از سطوح افزایش می‌یابد.

ابر پوششی

ابرهایی که دارای گسترش افقی زیادی باشند.

ابر جوششی

ابرهایی که دارای گسترش عمودی زیادی باشند. این ابرها در آن دسته از سامانه‌های همرفتی شکل می‌گیرند که سرعت قائم آنها بیش از یک متر بر ثانیه باشد.

ابرناکی

نسبتی از آسمان که از دید ناظر مستقر در ایستگاه دیده‌بانی پوشیده از ابر است. ابرناکی معمولاً بر حسب دهم یا هشتم بیان می‌شود.

اطلاعات

آرایش ویژه‌ای از مله و یا انرژی که سبب تغییر جریان ماده و یا انرژی در یک دستگاه می‌شود.

اغتشاش

هر گونه انحراف جواز حالت تعادل. پهنه‌ای که در آن جریان چرخندی شکل بگیرد.

افتاهنگ

آهنگ تغییر یک متغیر جوی با تغییر ارتفاع.

افتاهنگ استاندارد

آهنگ تغییر دما در جو استاندارد.

افتاهنگ محیطی

آهنگ تغییر دمای محیط با تغییر ارتفاع که معمولاً بر حسب درجه سلسیوس بر کیلومتر بیان می‌شود.

اقلیم

ابردستگاهی شامل هوا، آب، یخ، سنگ، سپهر و زیست‌سپهر و اندرکنش‌های میان آنها.

اقلیم‌شناسی پوششی

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی که درباره‌ی حرکات هوا و نیروهای حاکم بر آن بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی فیزیکی

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی که در باره‌ی تابش و احوالات آن بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی محلی

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی که در باره‌ی اقلیم‌های ناشی از شرایط متنوع سطح زمین در یک واحد جغرافیایی (مانند دشت، دامنه، کوهپایه) بحث می‌کند.

اقلیم‌شناسی هم‌دید

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی که در باره‌ی رابطه‌ی گردش‌های جوی با محیط سطحی بحث می‌کند.

النینو

گرم شدن گسترده‌ی بخش حاره‌ای اقیانوس آرام در سواحل پرو و اکوادور. این رویداد هر ۲ تا ۷ سال اوج می‌گیرد. در طی این رویداد یک جریان جنوب‌سو از آب‌های گرم حاره‌ای که از مواد مغذی‌اند کی برخوردار است در رستای سواحل غربی امریکای جنوبی برقرار می‌شود.

امواج بلند

امواج اصلی و امواج سیاره‌ای نیز نامیده می‌شود. امواجی که در بادهای غربی ترازهای بالایی تشکیل می‌شوند و دارای طول و دامنه‌ی بسیار بزرگی هستند.

امواج رُزبای

← امواج بلند

انحراف معیار

ریشه‌ی دوم پراش

اندرکنش

کنش دوسویه

انرژی

توانایی انجام کار. انرژی برابر است با حاصل ضرب جرم در مربع سرعت. یکای انرژی گیری انرژی نیوتون متر (کیلوگرم متر بر مجذور ثانیه در متر) است.

انسو

وارونه شدن وضع فشار هوا در دو انتهای اقیانوس آرام که موجب برقراری جریان‌های غربی، تقویت پادجریان استوایی و گرم شدن گسترده اقیانوس می‌شود.

ایستگاه هواسنجی

ایستگاه‌هایی که در آن متغیرهای جوی اندازه‌گیری می‌شود.

باد

حرکت هوا نسبت به سطح زمین که معمولاً بر حسب متر بر ثانیه یا گره اندازه‌گیری می‌شود.

بارش

فرونشست آب از جو بر روی زمین خواه به شکل جامد (مانند برف و تگرگ) و خواه به شکل مایع (مانند باران و شبنم).

بازه

بُرش کراننداری از زمان

بالابود گلخانه‌ای

تفاوت دمای دیده‌بانی شده‌ی زمین که متأثر از گازهای گلخانه‌ای جو است با دمای تابشی زمین که از راه ترازمندی تابشی جسم سیاه محاسبه می‌شود. میانگین سالانه‌ی دمای سطحی زمین ۱۵ درجه‌ی سلسیوس است که ۳۳ درجه‌ی سلسیوس از دمای تابشی آن بالاتر است. توجه داشته باشید که در جو تابش‌های بلند خروجی در یک تله‌ی گازی می‌افتند ولی در گلخانه‌ی واقعی شیشه‌ها مانعی مکانیکی در برابر فرار همرفتی گرما ایجاد می‌کند.

وایند

بردار حاصل از مجموع دو یا چند بردار دیگر.

بُرد

بُرش کراننداری از مکان

و فپوش

پوشش برفی روی زمین

برونداد

خروجی

بسامد

فراوانی، تعداد رخداد یک رویداد در واحد زمان.

بی دررو

فرایندی که در آن بین دستگاه (مثلاً یک بسته هوا) و پیرامون آن (مثلاً جو) مبادله‌ی گرما انجام نشود. در یک فرایند بی دررو انبساط همواره با سرمایش و انقباض همواره با گرمایش همراه است.

پایگانی

پلکانی، سلسله مراتبی، ویژگی دستگاهی که در آن عناصر بر حسب اندازه‌ی برونداد ماده، انرژی و اطلاعات مرتب شده باشند.

پخش

در مفهوم کلی فرایندی را گویند که طی آن ماده بر اثر دریافت تابش‌های کاهنریایی برانگیخته شده و شروع به تابش کند.

پراش

میانگین مجموع مربعات انحراف از میانگین که به صورت زیر بیان می‌شود:

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [x_i - \bar{x}]^2$$

پرفشار آزور

یکی از مراکز اصلی کنش جو. این سامانه‌ی نیمه دائمی، پرفشاری است که کم و بیش در سراسر سال در بخش بزرگی از وردسپهر بر روی اقیانوس اطلس شمالی دیده می‌شود. هرگاه این سامانه در غرب اطلس استقرار یابد یا هسته‌ای ر روی غرب اطلس تشکیل دهد به نام پرفشار برمودا خوانده می‌شود.

پرفشار جنب حاره

سامانه‌های پرفشار بادوامی که بر روی یک کمربند در بین مدار ۲۰ تا ۴۰ درجه شکل گرفته‌اند.

پرفشار سیری

پرفشار قوی و کم ضخامتی که در دوره‌ی سرد سال بر روی سیری شکل می‌گیرد.

پسخور

هرگاه بخشی از خروجی یک دستگاه دوباره به همان دستگاه برگردد و بر خروجی های بعدی آن اثر بگذارد گوییم دستگاه دارای پسخور است. به بیان دیگر هرگاه کش الف بر ب سبب بازکنش ب بر الف شود گوییم بین الف و ب رابطه پس خوراند وجود دارد اگر بازگشت خروجی دستگاه به خودش سبب تقویت خروجی شود گوییم دستگاه دارای پسخور مثبت است اگر بازگشت خروجی دستگاه به خودش سبب تضعیف خروجی شود گوییم دستگاه دارای پسخور منفی است.

پهنه ی اقلیمی

بخشی از سرزمین که بر حسب عناصر جوی ممیز از اقلیم کم و بیش یکسانی برخوردار است.

پیوند از دور

پیوند و همبستگی میان تغییرات جوی نقاط بسیلر دور از هم. این پیوند غالباً در بلزهای ماهانه و بزرگ تر از آن بررسی می شود.

پیوند دوسویه

پیوند اندرکنشی

تابش بلند

تابش هایی که طول موج آنها در حد امواج فروسرخ باشد که از زمین و جو گسیل می شود. طول موج تابش های زمین در حد ده میکرومتر (ده ملیونیم متر یا ده هزارم میلیمتر) است.

تابش پراکنده

تابش هایی که پیش از رسیدن به سطح زمین دست کم یک بار دچار پخش شده باشند. تابش های پراکنده بخش کوچکی از تابش کلی را تشکیل می دهند. در حالی که آسمان صاف و خورشید در سمت الرأس باشد تابش پراکنده کمتر از ۱۰ درصد تابش کلی است. با کاهش ارتفاع خورشید درصد تابش پراکنده افزایش می یابد و در شرایط تمام ابری و هنگام سپیده یا زمانی که آسمان به شدت گرفته باشد به صد درصد هم می رسد.

تابش خالص

برایند تابش های ورودی و تابش های خروجی.

تابش کوتاه

تابش‌هایی که طول موج آنها در حد امواج گسیل یافته از خورشید باشد. طول موج تابش‌های خورشیدی (امواج مرئی و فرابنفش) در حد نیم میکرومتر (نیم میلیون متر یا نیم هزارم میلیمتر) است.

تابش کلی

مجموع تابش‌های مستقیم خورشیدی و تابش‌های پراکنده‌ی جوی که به واحد سطحی افقی می‌رسد.

تابش مستقیم

بخشی از تابش‌های خورشیدی که توسط جو جذب یا پخش نشده باشد.

تاوایی

تاو بردار سرعت. سنجه‌ای که مقدار چرخش یک شاره پیرامون یک محور مفروض را نشان می‌دهد. تاوایی یک شاره دو برابر سرعت زاویه‌ای آن است. جریان هوا می‌تواند دارای سه نوع تاوایی باشد: تاوایی زمین (که به دلیل چرخش زمین به دور محور خود ایجاد می‌شود)؛ تاوایی انحنا (که به دلیل انحنا و خطوط هم‌فشار یا خطوط هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل ایجاد می‌شود)؛ و تاوایی چینی (که به دلیل شیو سرعت باد ایجاد می‌شود).

تاوه قطبی

جریان چرخندی کلانی در گرداگرد مناطق قطبی که در لایه‌های میانی و بالایی وردسپهر برقرار می‌شود.

تواز چگالش

ارتفاعی که در آن چگالش رخ می‌دهد و کف ابرهای جوششی را مشخص می‌کند.

توازمندی

موازنه

ترسالی

سالی که بارش آن از مقدار میانگین بلندمدت بیشتر باشد.

تغییر اقلیم

خروج اقلیم از یک حالت اقلیمی معین و ورود آن به حالت دیگر. یک حالت اقلیمی با مجموعه آماره‌هایی مانند میانگین و پراش تعریف می‌شود.

تکیک مکانی

اندازه‌ی کوچک‌ترین واحد مکانی نمایش‌پذیر بر روی نقشه.

توده هوا

حجم بزرگی از هوا که در هر ارتفاع معین از آن دما و رطوبت یکدست باشد.

توفان تندری

توفانی در مقیاس محلی که توسط ابرهای کومولونیمبوس ایجاد می‌شود و همواره با تندر و آذرخش همراه است.

جبهه

کمربند گذار از یک توده‌ی هوا به یک توده‌ی هوای دیگر.

جبهه قطبی

جبهه‌ی نسبتاً بادوام و نسبتاً پیوسته‌ای که مرز میان توده‌ی هوای سرد قطبی و گرم حاره‌ای است.

جو فشارورد

جوی که در آن خطوط هم‌چگالی به موازات خطوط هم‌فشار گسترش یافته باشند.

جو کژفشار

حالتی از جو که در آن شیو دما بر سطوح هم‌فشار منطبق نیست. در این حالت سامانه‌های جوی فعالند. در مقابل، زمانی که سطوح هم‌دما بر سطوح هم‌فشار منطبق باشد گوییم جو فشارورد است. در جو فشارورد روی سطح هم‌فشار شیو دما وجود ندارد و از این جهت جو آرام است.

چرخند باد پناهی

چرخندهایی که بر روی دامنه‌ی بادپناه (پشت به باد) تشکیل می‌شوند.

چرخند جبهه‌ای

چرخند جبهه‌دار

چرخندزایی

زایش، تقویت یا باززایی یک جبهه

چرخه ی فرل

چرخه‌ای از هوا که بین چرخه ی هدلی در عرض‌های پایین و چرخه ی قطبی در عرض‌های بالا برقرار است.

چرخه ی قطبی

چرخه‌ای از هوا که در عرض‌های بالا به دلیل سرمایش مناطق قطبی برقرار است.

چرخه ی هدلی

چرخه‌ای از هوا که در عرض‌های پایین به دلیل گرمایش مناطق استوایی برقرار است.

چگالی شار

آهنگ انتقال یک کمیت فیزیکی در واحد زمان از واحد سطح. در اینجا چگالی نماینده ی مقدار کمیت فیزیکی مورد نظر در واحد سطح است. اگر کمیت فیزیکی مورد نظر تابش باشد چگالی شار بر حسب وات بر متر مربع (ژول بر ثانیه بر مترمربع) سنجیده می شود.

خُرد اقلیم شناسی

شاخه‌ای از اقلیم شناسی که در بلره اقلیم‌های ناشی از شرایط فیزیکی متنوع سطح زمین بحث می کند. خرد اقلیم به شدت متأثر از اصطکاک جریان هوا با ناهمواری سطح زمین است.

خط تعادل

حالت متوسط یک دستگاه، حالتی که دستگاه حول آن نوسان می کند.

دامنه ی بادگیر

دامنه‌ای که رو به سوی وزش جریان‌های جوی است.

دامنه بادپناه

دامنه‌ای که پشت به سوی وزش جریان‌های جوی است.

درونداد

ورودی

دستگاه

دستگاه به معنای گروهی از اجزای مرتبط با یکدیگر است که همچون یک کل واحد عمل می‌کنند تا دست‌یابی به هدف معینی را فراهم آورند. چون اجزای سازنده‌ی دستگاه اقلیم (هواسپهر، آب سپهر، یخ سپهر، سنگ سپهر و زیست سپهر) خود هر یک دستگاه بزرگی هستند که از اجزای کوچک‌تری تشکیل یافته‌اند اقلیم را می‌توان یک ابردستگاه نامید. اجزای دستگاه اقلیم برای دست‌یابی به تعادل با یکدیگر اندرکنش دائمی دارند.

دما

کمیتی که میزان سردی و گرمی یک جسم را بیان می‌کند و با دماسنج اندازه‌گیری می‌شود. در مقیاس میکروسکوپی دما بیانگر میانگین انرژی جنبشی یا میانگین سرعت اتم‌ها و مولکول‌های سازنده‌ی جسم است.

دمای کمینه

کمترین دمای دیده شده در یک شبانه روز.

دمای بیشینه

بیشترین دمای دیده شده در یک شبانه روز.

دوره بازگشت

میانگین فاصله‌ی زمانی میان رخداد دوباره یک رویداد.

رودباد

بادهای شدیدی که به صورت نوارهایی باریک در جو می‌وزند.

رودباد جبهه‌ی قطبی

رودبادی که در عرض‌های میانه و بالا و در محل جبهه‌ی قطبی تشکیل می‌شود. این رودباد معمولاً در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری می‌وزد.

رودباد جنب حاره

رودبادی که معمولاً در فاصله‌ی ملار ۲۰ تا ۳۰ درجه و در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری می‌وزد.

رودباد شرقی

رودبادی که به دلیل تفاوت دما و رطوبت آب و خشکی در عرض‌های پایین شکل می‌گیرد.

روز غباری

روزی که در آن دید افقی کمتر از دو کیلومتر باشد.

روند

آهنگ تغییرات یک متغیر نسبت به زمان.

زاویه تابش

زاویه میان پرتوهای خورشیدی با صفحه‌ی افق محلی.

زبان‌ی فشار

منطقه‌ای با کشیدگی زیاد که فشار آن بیش از مناطق پیرامون است.

زبان‌ی کم فشار

منطقه‌ای با کشیدگی زیاد که فشار آن کمتر از مناطق پیرامون است.

زیست سپهر

بخشی از سیاره که زیستگاه گیاهان و جانوران است.

ژول

یکای اندازه‌گیری انرژی در دستگاه بین‌المللی یکاها. هر ۰/۲۳۸۹ کالری است.

سازوکار

شیوه‌ی کارکرد یک دستگاه.

سامانه

بخشی از جو که همچون یک کل واحد رفتار می‌کند.

سامانه‌ی پرارتفاع

به مجموعه خطوط هم ارتفاع بسته‌ای که ارتفاع ژئوپتانسیل در مرکز آن بیش از نقاط پیرامون است

الگوی پرارتفاع یا سامانه‌ی پرارتفاع می‌گویند. یک الگوی پرارتفاع در نقشه‌های جو بالا نظیر یک

الگوی پرفشار در نقشه‌های سطحی است.

سامانه‌های پوششی

سامانه‌های پرفشار و کم‌فشار منشأ پویشی (دینامیکی) و یا گرمایشی (ترمیکی) دارند. سامانه‌هایی که به دلیل سرمایش یا گرمایش سطح زمین پدید می‌آیند به نام سامانه‌های گرمایشی شناخته می‌شوند. پرفشار سیری نمونه‌ای از پرفشارهای گرمایشی است. سامانه‌هایی که بر اثر عملکرد نیروهای دخیل در جریان هوا (شیوفشار، کوریولیس، گریز از مرکز و اصطکاک) شکل می‌گیرند سامانه‌های پویشی نامیده می‌شوند. پرفشارهای جنب حاره نمونه‌ای از پرفشارهای پویشی هستند. با این حال غالباً در تشکیل سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار ترکیبی از عوامل گرمایشی و پویشی دخالت دارند.

سامانه‌های همدید

به سامانه‌هایی که در ابعاد هزار تا چند هزار کیلومتر شکل می‌گیرند سامانه‌های همدید (سینوپتیک) می‌گویند. سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار نمونه‌هایی از سامانه‌های همدید هستند.

سنگ سپهر

پوسته‌ی سخت زمین

سرمایش

کاهش دما به دلیل منفی شدن ترازمندی تابشی یک دستگاه.

شار تابش

مقدار انرژی تابشی که در واحد زمان از سطح معینی می‌گذرد. شار تابش بر حسب وات (ژول بر ثانیه) اندازه‌گیری می‌شود.

شدت تابش

مقدار تابش دریافتی در واحد سطح.

شرجی

ترکیبی از دما و رطوبت جوی که سازوکار سرمایش فیزیولوژیک بدن را مختل می‌کند.

شفافیت جو

گذرایی جو نسبت به یک تابش تک فام یا نسبت به کل تابش‌های طیف کاهربایی.

شیو

نسبت تغییرات یک متغیر به فاصله‌ی مکانی (برد).

ضریب تبیین

ضریب تبیین نماینده درصدی از تغییرات متغیر تابع (دما) است که توسط متغیر مستقل (ارتفاع) تبیین می‌شود. مثلاً ضریب تبیین ۵۲ درصد برای دما به این معناست که ۵۲ درصد از تفاوت دمای دما به متغیرهای دیگر بستگی دارد.

ضریب تغییر پذیری

نسبت انحراف معیار به میانگین.

عنصر اقلیمی

متغیرهایی که مقادیر آنها در ایستگاه‌های هواشناسی اندازه گیری و ثبت می‌شوند.

فرا بار

← پرفشار

فرارفت

وزش. انتقال افقی یک کمیت جوی توسط باد.

فراز

پشته. آرایش موجی شکل خطوط فشار (ژئوپتانسیل) که فشار جوی (ارتفاع ژئوپتانسیل) آن نسبت به پیرامونش بیشتر است. در فرازها بر خلاف سامانه‌های پرفشار (پراتفعا) بسته، مسیر جریان هوا دورانی نیست بلکه در مسیری کشیده تاب می‌خورد.

فراز بالایی

فرازی که در لایه‌های بالایی جو شکل گرفته باشد.

فراز مانع

فرازی که در برابر جریان بادهای غربی قرار گرفته و مسیر آنها را تغییر می‌دهد.

فرو بار

← کم فشار

فرو د

نواحی اقلیمی ایران ۲۲۲

ناوه. آرایش موجی شکل خطوط فشار (ژئوپتانسیل) که فشارجوی (ارتفاع ژئوپتانسیل) آن نسبت به پیرامونش کمتر است. در فرودها بر خلاف سامانه‌های کم فشار (کم ارتفاع) بسته مسیر جریان هوا دورانی نیست بلکه در مسیری کشیده تاب می‌خورد.

فروود بالایی

فروودی که در لایه‌های بالایی جو شکل گرفته باشد.

فروود بلند

به فرودهایی که طول موج آنها زیاد باشد فروود بلند گفته می‌شود.

فروود دریای سرخ

فروودی که در بخشی از سال بر روی دریای سرخ شکل می‌گیرد و بویژه بر اقلیم جنوب غرب ایران اثر می‌گذارد.

فروود خلیج فارس

فروودی که در بخش گرم سال از روی ایران می‌گذرد و تا کرانه‌های شرقی مدیترانه می‌رسد.

فروسرخ

تابش‌هایی که طول موج آنها بین 0.7 تا 1000 میکرومتر است.

فشار

مجموع نیروهایی که گازهای سازنده‌ی جو بر واحد سطح وارد می‌آورند. در اقلیم‌شناسی فشار را معمولاً بر حسب هکتوپاسکال بیان می‌کنند.

فشار بخار آب

فشار ناشی از گاز بخار آب موجود در جو. اگر جو دارای بخار آب نباشد فشار بخار آب آن هم صفر خواهد بود.

فشار جو

مجموع فشاری که همه‌ی گازهای تشکیل دهنده‌ی جو وارد می‌آورند.

کالری

نواحی اقلیمی ایران ۲۲۳

یکای اندازه گیری انرژی. یک کالری مقداری از انرژی است که دمای یک گرم آب پانزده درجه را یک درجه افزایش دهد. هر کالری برابر $4/184$ ژول است.

کلان اقلیم شناسی

شاخه ای از اقلیم شناسی که درباره اقلیم های ناشی از فعالیت سامانه های بزرگ جوی بحث می کند. چرخندها، واپرخندها، رودبادها و امواج بلند نمونه هایی از سامانه های بزرگ جوی هستند.

کم فشار جنب قطبی

کم فشارهایی که در پیرامون مناطق قطبی شکل می گیرند.

کم فشار سودان

کم فشاری که بر روی سودان شکل می گیرد و گاهی زبانه ای از آن بر روی دریای سرخ هم کشیده می شود.

کم فشار گنگ

کم فشاری که در دوره گرم سال بر روی گنگ شکل می گیرد و اندک اندک تا افریقا و شرق مدیترانه گسترش می یابد.

کمربند همگرایی حاره

کمربند همگرایی هوا در منطقه حاره که به دلیل صعود هوای گرم و مرطوب در این منطقه شکل می گیرد.

گازهای گلخانه ای

گازهایی مانند بخار آب، دی اکسید کربن و متان که تابش هایی با طول موج معین را جذب می کنند.

گردش عمومی هوا

الگوی جریان هوا در مقیاس سیاره ای.

گرمایش

افزایش دما به دلیل مثبت شدن ترازمندی تابشی یک دستگاه.

گره

گره واحد سنجش سرعت باد است. هر گره معادل $0.5/144$ متر بر ثانیه است.

مقیاسمند

ویژگی دستگاه‌هایی که رفتارهای آنها وابسته به مقیاس زمانی (بازه) و یا مقیاس مکانی (بُرد) است.

موج سرما

ورود هوای سرد به منطقه‌ای با دمای بالاتر.

موج گرما

ورود هوای گرم به منطقه‌ای با دمای پایینتر.

میان اقلیم‌شناسی

شاخه‌ای از اقلیم‌شناسی که درباره اقلیم‌های ناشی از آرایش ناهمواری زمین بحث می‌کند. بر این اساس اقلیم دشت، اقلیم جلگه، اقلیم دامنه، اقلیم دره و اقلیم کوهستان شکل می‌گیرد.

میانگین شناور

میانگین متوالی یک سری n عضوی به صورت $FM_i = \frac{1}{i} \sum_{j=1}^i x_j$ به طوری که $i = 1 \dots n$

میانمایی

فرایند برآورد مقدار یک متغیر مکانی در نقطه‌ای بدون داده به کمک نقاط داده‌مند (پیمونگاه) پیرامون آن بر مبنای یک نظریه تغییرات مکانی.

نسبت اختلاط

جرم بخار آب موجود در یک کیلوگرم هوای مرطوب که بر حسب گرم بر کیلوگرم اندازه‌گیری می‌شود.

نقشه هوا

در هواشناسی برای نمایش شرایط جوی دو نوع نقشه ترسیم می‌شود. نقشه‌های سطحی و نقشه‌های جو بالا. در نقشه‌های سطحی، ارتفاع ثابت و برابر صفر است و مقدار فشار نقاط مختلف با خطوط هم‌فشار نمایش داده می‌شود. در نقشه‌های جو بالا مقدار فشار ثابت و برابر یک مقدار معین (مثلاً ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ هکتوپاسکال) است و ارتفاع هم‌فشار مورد نظر با خطوط ژئوپتانسیل نمایش داده می‌شود. بر روی نقشه‌های سطحی، الگوهای پرفشار و کم‌فشار و بر روی نقشه‌های جو بالا الگوهای پراارتفاع و کم‌ارتفاع دیده می‌شوند.

نم مطلق

جرم بخار آب موجود در واحد حجم هوا که معمولاً بر حسب گرم بر کیلو گرم بیان می شود.

نم نسبی

نسبت بخار آب موجود در هوا به مقدار بخار آبی که می تواند در همان دما و فشار در خود نگه دارد؛ یا نسبت فشار بخار آب موجود در هوا به فشار بخار آب اشباع.

نم ویژه

جرم بخار آب موجود در واحد جرم هوا که در اقلیم شناسی معمولاً بر حسب گرم بر کیلو گرم بیان می شود.

واکوی

وارسی موشکافانه چیزی برای رسیدن به فهم بهتری از آن.

هسته سرعت

بخشی از رودباد که سرعت باد در آن بسیار زیاد است و در راستای محور رودباد حرکت می کند.

هکتوپاسکال

هر هکتوپاسکال معادل یک میلی بار (صد کیلو گرم متر بر مجذور ثانیه بر متر مربع) است. مقصود از ترز ۷۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع ژئوتانسیلی بخش هایی از جو است که فشار آن برابر ۷۰۰ هکتوپاسکال است.

همدید

۱) مقیاسی در حد ابعاد قاره ای که متناسب با مقیاس متداول نقشه های هواست. بر روی این گونه نقشه ها سامانه های کم فشار، سامانه های پرفشار و جبهه ها نمایان می شوند. اندازه این سامانه ها حدود ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر و عمر آنها حدود ۴ تا ۵ روز است. ۲) بررسی همزمان همه عناصر اقلیمی ممیز. شناسایی تیپ های هوا و نواحی اقلیمی از همین راه انجام می گیرد.

همرفت

حرکاتی که در شاره رخ می دهد و سبب انتقال و اختلاط خواص (دما، شوری، چگالی و ...) آن می شود. در هواشناسی به حرکات عملاً عمودی هوا همرفت می گویند. مثلاً به سبب گرم شدن سطح، هوا صعود می کند. صعود هوای گرم و نزول هوای سرد را همرفت آزاد می نامند.

هواسپهر

بخش گازی محیط طبیعی که گرداگرد زمین را فرا گرفته است. نیروی گرانش گل‌های جو را در پیرامون زمین نگاه می‌دارد.

یخبندان

افت دما به زیر صفر که سبب تشکیل یک لایه یخ بر روی سطوح در معرض هوا می‌شود.

یخبندان تابشی

بروز یخبندان به دلیل منفی شدن ترازمندی تابشی.

یخبندان وزشی

بروز یخبندان به دلیل وزش هوای سرد بر روی منطقه.

یخ سپهر

مجموعه برف و یخ‌های سیاره مانند یخچال‌های کوهستانی، برف‌پوش‌ها، یخپوش‌ها، یخ‌های دریایی و ...

واژه نامه

<i>Wind</i>	باد	<i>Watershed</i>	آبخیز
<i>Precipitation</i>	بارش	<i>Hydrosphere</i>	آب سپهر
<i>Interval</i>	بازه	<i>Chaotic</i>	آشوبمند
<i>Greenhouse increment</i>	بالاورد گلخانه‌ای	<i>Insolation</i>	آتابگیری
<i>Resultant</i>	برایند	<i>Greenhouse effect</i>	اثر گلخانه‌ای
<i>Range</i>	برد	<i>Albedo</i>	آلبدو
<i>Snow cover</i>	برفوش	<i>Cumulus cloud</i>	ابر جو ششی
<i>Output</i>	برونداد	<i>Cloudiness</i>	ابرناکی
<i>Frequency</i>	بسامد	<i>Information</i>	اطلاعات
<i>Adiabatic</i>	بی دررو	<i>Disturbance</i>	اغتشاش
<i>Stability</i>	پایداری	<i>Lapse rate</i>	افاهنگ
<i>Static stability</i>	پایداری ایستا	<i>Standard lapse rate</i>	افاهنگ استاندارد
<i>Dynamic stability</i>	پایداری پوی	<i>Environmental lapse rate</i>	افاهنگ محیطی
<i>Hierarchical</i>	پایگانی	<i>Climate</i>	اقلیم
<i>Azores high pressure</i>	پرفشار آزور	<i>Dynamic climatology</i>	اقلیم‌شناسی پوی
<i>Sub tropical high pressure</i>	پرفشار جنب حاره	<i>Physical climatology</i>	اقلیم‌شناسی فیزیکی
<i>Siberian high pressure</i>	پرفشار سیری	<i>Local climatology</i>	اقلیم‌شناسی محلی
<i>Feedback</i>	پسخور	<i>Synoptic climatology</i>	اقلیم‌شناسی هم‌دید
<i>Climate region</i>	پهنه اقلیمی	<i>Alborz</i>	البرز
<i>Teleconnection</i>	پیوند از دور	<i>El Niño</i>	النینو
<i>Mutual interaction</i>	پیوند دوسویه	<i>Long wave</i>	امواج بلند
<i>Long wave radiation</i>	تابش بلند	<i>Rossby waves</i>	امواج روسبی
<i>Net radiation</i>	تابش خالص	<i>Standard deviation</i>	انحراف معیار
<i>Short wave radiation</i>	تابش کوتاه	<i>Interaction</i>	اتدرکنش
<i>Vorticity</i>	تاوایی	<i>Energy</i>	انرژی
<i>Polar vortex</i>	تاوه قطبی	<i>ENSO</i>	انسو
<i>Analysis</i>	تجزیه و تحلیل	<i>Weather station</i>	ایستگاه هواشناسی

<i>Polar front jet stream</i>	رودباد جبهه قطبی	<i>Condensation level</i>	تراز چگالش
<i>Sub tropical jet stream</i>	رودباد جنب حله	<i>Balance</i>	تراز مندی
<i>Easterly jet stream</i>	رودباد شرقی	<i>Wet year</i>	ترسالی
<i>Dusty day</i>	روز غباری	<i>Climate change</i>	تغییر اقلیم
<i>Trend</i>	روند	<i>Spatial resolution</i>	تفکیک مکانی
<i>Zagros</i>	زاگرس	<i>Air mass</i>	توده هوا
<i>Sun angle</i>	زاویه تابش	<i>Thunderstorm</i>	توفان تدری
<i>High pressure tongue</i>	زبانۀ پر فشار	<i>Front</i>	جبهه
<i>Low pressure tongue</i>	زبانۀ کم فشار	<i>Polar front</i>	جبهه قطبی
<i>Biosphere</i>	زیست سپهر	<i>Barotropic atmosphere</i>	جو فسلرورد
<i>Mechanism</i>	سازوکار	<i>Baroclinic atmosphere</i>	جو کژ فشار
<i>System</i>	سامانه	<i>Frontal cyclone</i>	چرخند جبهه‌ای
<i>High level system</i>	سامانه پر ارتفاع	<i>Cyclogenesis</i>	چرخندزایی
<i>Dynamic system</i>	سامانه‌های پویایی	<i>Ferrel cell</i>	چرخه فرل
<i>Synoptic system</i>	سامانه‌های همدید	<i>Polar cell</i>	چرخه قطبی
<i>lithosphere</i>	سنگ سپهر	<i>Hadley cell</i>	چرخه هدلی
<i>cooling</i>	سرمايش	<i>Microclimatology</i>	خرد اقلیم شناسی
<i>Radiation intensity</i>	شدت تابش	<i>Equilibrium line</i>	خط تعادل
<i>muggy</i>	شرجی	<i>Windward</i>	دامنه بادگیر
<i>Transparency</i>	شفافیت جو	<i>Lee</i>	دامنه بادپناه
<i>Gradient</i>	شیو	<i>Input</i>	درونداد
<i>Coefficient of determination</i>	ضریب تعیین	<i>System</i>	دستگاه
<i>Coefficient of variation</i>	ضریب تغییرپذیری	<i>Temperature</i>	دما
<i>Climatic variable</i>	عصر اقلیمی	<i>Minimum temperature</i>	دمای کمینه
<i>Higher latitudes</i>	عرض بالا	<i>Maximum temperature</i>	دمای بیشینه
<i>latitude</i>	عرض جغرافیایی	<i>Return period</i>	دوره بازگشت
<i>Mid latitude</i>	عرض میانه	<i>Jet stream</i>	رودباد

<i>Mater</i>	ماده	<i>High pressure</i>	فرا بار
<i>Scale dependent</i>	مقیاسمند	<i>Advection</i>	فرافت
<i>Cold surge</i>	موج سرما	<i>Ridge</i>	فراز
<i>Warm surge</i>	موج گرما	<i>Upper Ridge</i>	فراز بالایی
<i>Meso climatology</i>	میل اقلیم شناسی	<i>Blocking Ridge</i>	فراز مانع
<i>mean</i>	میانگین	<i>Low pressure</i>	فرو بار
<i>Floating mean</i>	میانگین شناور	<i>Trough</i>	فرو د
<i>Interpolation</i>	میانابایی	<i>Upper Trough</i>	فرو د بالایی
<i>Static instability</i>	ناپایداری ایستا	<i>Long Trough</i>	فرو د بلند
<i>Dynamic instability</i>	ناپایداری پویایی	<i>Monsoon Trough</i>	فرو د موسمی
<i>Discontinuity</i>	ناپیوستگی	<i>Red Sea Trough</i>	فرو د دریای سرخ
<i>Polar trough</i>	ناوه قطبی	<i>Persian Trough</i>	فرو د خلیج فارس
<i>Out of phase</i>	ناهم فاز	<i>Infrared</i>	فروسرخ
<i>relief</i>	ناهمواری	<i>Pressure</i>	فشار
<i>Abnormal</i>	ناهنجاری	<i>Water vapor pressure</i>	فشار بخار آب
<i>Climatic norm</i>	نرم اقلیمی	<i>Atmospheric pressure</i>	فشار جو
<i>Mixing ratio</i>	نسبت اختلاط	<i>Macro climatology</i>	کلان اقلیم شناسی
<i>Weather map</i>	نقشه هوا	<i>Sub polar Low</i>	کم فشار جنب قطبی
<i>Absolute humidity</i>	نم مطلق	<i>Sudan Low</i>	کم فشار سودان
<i>Relative humidity</i>	نم نسبی	<i>Gang Low</i>	کم فشار گنگ
<i>Specific humidity</i>	نم ویژه	<i>Inter tropical convergence zone</i>	کمربند همگرایی حاره
<i>Oscillation</i>	نوسان	<i>Action</i>	کنش
<i>Southern Oscillation</i>	نوسان جنوبی	<i>Greenhouse gas</i>	گازهای گلخانه‌ای
<i>Arctic Oscillation</i>	نوسان قطبی	<i>General circulation</i>	گردش عمومی هوا
<i>Upper Divergence</i>	واگرایی بالایی	<i>Heating</i>	گرما پش
<i>Troposphere</i>	ورسپهر	<i>Knot</i>	گره
<i>Upper Troposphere</i>	ورسپهر بالایی	<i>Fault</i>	گسل

<i>Tropopause</i>	وردیست
<i>Jet streak</i>	هسته سرعت
<i>Hector Pascal</i>	هکتو پاسکال
<i>Synoptic</i>	همدید
<i>Convection</i>	همرفت
<i>Confluent</i>	همشاری
<i>Atmosphere</i>	هواسپهر
<i>Frost</i>	یخبندان
<i>Radiation frost</i>	یخبندان تابشی
<i>Advection frost</i>	یخبندان وزشی
<i>Cryosphere</i>	یخ سپهر

کتابنامه:

- ۱) ابراهیم پور عبدالسلام؛ معرفت مهدی؛ نیری هادی (۱۳۸۸)، «ارائه یک رابطه جدید برای تخمین میزان تابش کل در اقلیم های مختلف ایران»، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۵، صص ۲۲-۱.
- ۲) ابراهیمی حسین؛ عزیزاده امین؛ جوانمرد سهیلا (۱۳۸۴)، «بررسی وجود تغییر دما در دشت مشهد به عنوان نمایه تغییر اقلیم در منطقه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۹، صص ۱۸-۵.
- ۳) ابراهیمی فر، محمد (۱۳۶۰)، «بررسی سیستم های کم فشار و روابط آن با ورتکس قطبی و تعیین الگوی جهت پیش بینی بارندگی دوره ای بر روی ایران در فصل زمستان»، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۴) ابری فام، محمدرضا (۱۳۸۰)، «تحلیل سینوپتیک توده های هوای ورودی به غرب ایران در سال ۸۴-۱۹۸۳»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه رازی، کرمانشاه.
- ۵) ابونوری، عباسعلی (۱۳۸۸)، «تجزیه و تحلیل پدیده خشکسالی کشاورزی شهرستان رامسر به روش تورنت وایت»، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۸، صص ۳۹-۱.
- ۶) احترامین کوروش؛ شهاب فر علیرضا؛ عزیزاده امین (۱۳۸۳)، «ارزیابی اثرات پدیده ی انسو بر رژیم بارش در استان خراسان»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۳، صص ۴۴-۲۹.
- ۷) احمدی گیوی، فرهنگ؛ میرزائی، محمد (۱۳۸۶)، «بررسی دینامیکی جبهه زایی سطوح زیرین در سه سامانه ی چرخندی روی ایران و خاورمیانه»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صص ۱۳۰-۱۱۵.
- ۸) احمدی گیوی فرهنگ، محب الحجه علیرضا؛ قرایلو مریم (۱۳۸۵)، «مطالعه ی دینامیک سامانه های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی: مطالعه ی موردی برای آذر ماه ۱۳۸۲»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۱۳-۱.
- ۹) ادهمی، سلام (۱۳۸۴)، «کاربرد سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در پهنه بندی پوشش برف (مطالعه موردی حوضه آجی چای)»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- ۱۰) اردکانی حسن؛ زمانیان محمد تقی؛ هاشمی دوین مهری (۱۳۸۷)، «مطالعه همدیدی و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صص ۱۲۳-۱۰۷.
- ۱۱) استوار میمندی، ابراهیم (۱۳۷۹)، «النینو و رابطه آن با بارش های ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۲) اسفندیاری درآباد فریا؛ حسینی سیداسعد؛ آزادی مبارکی محمد؛ حجازی زاده زهر (۱۳۸۹)، «پیش بینی میانگین دمای ماهانه ایستگاه سینوپتیک سستدج با استفاده از مدل شبکه ی عصبی مصنوعی پرسپترون چندلایه (MLP)»، جغرافیا فصلنامه علمی- پژوهشی انجمن جغرافیای ایران، شماره ۲۷، صص ۶۵-۴۵.

- ۱۳) اسماعیلی رضا؛ ادب حامد؛ حاتمی نژاد حسن (۱۳۸۹)، «معماری همساز با اقلیم» (مطالعه‌ی موردی: شهر فیض آباد)، فصلنامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۲، صص ۷۴-۵۳.
- ۱۴) اسماعیلی رضا؛ ثروتی محمدرضا (۱۳۸۲)، «پراکندگی، منشا، سن و آثار دیرینه اقلیم لس‌ها در شمال مرکزی ایران»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱، صص ۱۱۸-۱۰۵.
- ۱۵) اسماعیلی رضا؛ حبیبی نوخندان مجید؛ فلاح قاله‌ری غلامعباس (۱۳۸۹)، «ارزیابی تغییرات طول دوره رشد و یخبندان ناشی از نوسانات اقلیمی مطالعه موردی: خراسان رضوی»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳، صص ۸۲-۶۹.
- ۱۶) اکبری، طیه؛ مسعودین، سید ابوالفضل (۱۳۸۷)، «شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱ (پیاپی ۲۲)، ۱۳۲-۱۱۷.
- ۱۷) اکبری، طیه؛ مسعودین، سید ابوالفضل (۱۳۸۸)، «شناسایی رژیم دمایی و پهنه بندی نواحی دمایی ایران»، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۱، صص ۷۴-۵۹.
- ۱۸) امام هادی، ماندانا و علیجانی، بهلول (۱۳۸۳)، «توده‌های هوای موثر بر ایران در دوره سرد سال»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۷۵، صص ۵۴-۳۴.
- ۱۹) امام هادی، ماندانا (۱۳۸۳)، «تعیین سینوپتیکی توده‌های هوا در دوره سرد سال در ایران»، رساله دکتری دانشگاه آزاد اسلامی، تهران.
- ۲۰) امانی، ابوالفضل؛ حسینی شمعی، عباس (۱۳۸۹)، «بررسی پتانسیل انرژی باد در ایستگاه‌های حوضه آبریز رودخانه ارس جنوبی»، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۹، صص ۲۶-۱.
- ۲۱) امیدوار کمال؛ صفرپور فرشاد؛ محمودآبادی مهلی؛ الفتی سعید (۱۳۸۹)، «تحلیل هم‌مدیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران»، مدرس علوم انسانی- برنامه ریزی و آمایش فضا، شماره ۴، صص ۱۸۹-۱۶۱.
- ۲۲) امیدوار کمال؛ کیان‌فر آناه؛ عسکری شمس‌الدین (۱۳۸۹)، «پهنه بندی پتانسیل سیل خیزی حوضه آبریز کنجانچم»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص ۹۰-۷۳.
- ۲۳) امیدوار، کمال (۱۳۸۰)، «تحلیل سینوپتیکی سیستم‌های باران‌زا و امکان افزایش بارش آنها بوسیله ی باروری ابرها در منطقه ی کرمان»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۰، صص ۳۲-۱۹.
- ۲۴) امیدوار، کمال (۱۳۸۳)، «اقلیم شناسی بارش در منطقه‌ی کرمان جهت انتخاب جایگاه باروری ابرها»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۷، صص ۲۹-۱۵.
- ۲۵) امیدوار، کمال (۱۳۸۳)، «مطالعه و تحلیل بادها و جریان‌های هوا در ترازهای مختلف جو در ماه‌های و روزهای بارشی در منطقه شیرکوه یزد»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۷۴، صص ۱۷۷-۱۶۰.

- ۲۶) امیدوار، کمال (۱۳۸۵)، «مطالعه فرصتهای زمانی - مکانی افزایش بارش در استان یزد»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۹۳-۱۲۰.
- ۲۷) امیدوار، کمال (۱۳۸۷)، «بررسی سیلاب ها بر اساس موقعیت های سیستم های سینوپتیکی در استان یزد»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱، صص ۱۶۵-۱۳۷.
- ۲۸) امیدوار، کمال (۱۳۸۹)، «تحلیلی از رژیم بادهای شدید و طوفانی یزد»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۸۳-۱۰۵.
- ۲۹) امیدوار، کمال؛ خسروی، یونس (۱۳۸۹)، «بررسی تغییر برخی عناصر اقلیمی در سواحل شمالی خلیج فارس با استفاده از آزمون کندال»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۲، صص ۴۶-۳۳.
- ۳۰) امینی نیا کریم؛ لشکری حسن؛ علیجانی بهلول (۱۳۸۹)، «بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران»، مجله علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۹، صص ۱۶۳-۱۴۵.
- ۳۱) امینی، محمدتقی (۱۳۷۴)، «بررسی سیستم های مؤثر در آب و هوای شمال غرب کشور با استفاده از پارامترهای فیزیکی»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۳۲) اضماری، حسین؛ داوری، کامران (۱۳۸۶)، «پهنه بندی دوره خشک با استفاده از شاخص بارندگی استاندارد شده در محیط GIS» مطالعه موردی: استان خراسان، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۰، صص ۹۷-۱۰۸.
- ۳۳) ایران نژاد پرویز؛ احمدی گیوی فرهنگ؛ پازوکی روزبه (۱۳۸۸)، «نقش روش های متفاوت پارامترسازی همرفت در شبیه سازی همرفت در شبیه سازی میدان های دما و بارش زمستانی با مدل منطقه ای - اقلیمی RegCM در منطقه ایران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۱۲۰-۱۰۱.
- ۳۴) ایران نژاد پرویز؛ کتیرایی بروجردی پری سیم؛ حجام سهراب (۱۳۸۸)، «توزیع مکانی روند بارش سالانه در ایران در دوره ۱۹۶۰-۲۰۰۱»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، صص ۹۴-۷۹.
- ۳۵) ایزدنگهدار، زهرا (۱۳۷۰)، «بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم های مدیترانه ای خاص و اثرات آن بر روی ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۳۶) آسیایی، مهدی (۱۳۸۵)، «پایش خشکسالی در مشهد»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۷، صص ۱۸۶-۱۶۷.
- ۳۷) آل احمد، سید مهرداد (۱۳۷۴)، «بررسی سینوپتیکی امواج نلشی از توفان های خزر»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۳۸) بابائیان ایمان، نجفی نیک زهرا؛ زابل عباسی فاطمه؛ حبیبی نوخندان مجید؛ ادب حامد؛ ملبوسی شراره (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره ی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از

- ریز مقیاس نمایی داده های مدل گردش عمومی جو ECHO-G، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، صص ۱۵۲-۱۳۵.
- ۳۹) باقری، جلیل (۱۳۸۷)، «شناسایی تیپ های هوای ایستگاه همدید اراک»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۴، صص ۱۵۰-۱۳۱.
- ۴۰) باقری سعید (۱۳۶۴)، «بررسی سینوپتیکی سیستم های سیل زا در شمال ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۴۱) براتی علامرضا؛ لشکری حسن؛ کرمی فریا (۱۳۹۰)، « نقش همگرایی سامانه های فشار بر رخداد توفان های غباری استان خوزستان»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صص ۵۶-۳۹.
- ۴۲) براتی، غلامرضا (۱۳۷۸)، «روابط سیستمی پرفشارهای جنب حاره و یخبندان های بهاره ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۵۴-۵۵، صص ۱۵۰-۱۳۲.
- ۴۳) براتی، غلامرضا؛ عاشوری، فاطمه (۱۳۸۶)، «طراحی الگوهای همدید شدیدترین بلدهای کرانه های جنوبی دریای خزر»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۸۰-۶۷.
- ۴۴) براتی، غلامرضا؛ موسوی، سیدشفیع (۱۳۸۴)، «جابجایی مکانی موج های زمستانی گرما در ایران»، جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۵۲-۴۱.
- ۴۵) بریمانی فرامرز؛ نجارسلیمه محمد؛ ریسی محمدکریم (۱۳۸۴)، «سیستم های آبیاری متاثر از اقلیم در بلوچستان ایران نمونه قنات داری در هیجان»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۷۶، صص ۵۲-۳۸.
- ۴۶) بنی واهب، علیرضا؛ علیجانی، بهلول (۱۳۸۴)، «بررسی خشکسالی، قسالی و پیش بینی تغییرات اقلیم منطقه بیرجند با استفاده از مدل های آماری»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۴، صص ۶۳-۴۸.
- ۴۷) بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۷۴)، «تحلیل سینوپتیکی بارش های شمال غرب کشور»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- ۴۸) پرونده، حسین (۱۳۷۰)، «اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۴۹) پرویز لاله؛ خلقی مجید؛ ولزاده خلیل؛ عراقی نژاد شهاب؛ ایران نژاد پرویز (۱۳۹۰)، «بررسی کارایی شاخص های منتج از فناوری سنجش از دور در ارزیابی خشکسالی هواشناسی؛ مطالعه موردی: حوضه ی آبریز سفیدرود»، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صص ۱۶۴-۱۴۷.
- ۵۰) ترابی، سیما (۱۳۸۰)، «بررسی و پیش بینی تغییرات دما و بارش در ایران»، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- ۵۱) ترابی، سیما؛ جهانپخش، سعید (۱۳۸۳)، «تعیین متغیرهای زمینه ای در طبقه بندی اقلیمی ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۷۲، صص ۱۶۵-۱۵۰.

- (۵۲) تقی زاده، حبیب (۱۳۶۵)، «**بررسی سیل ۶۵ از نظر هواشناسی**»، مجله رشد آموزش زمین شناسی، سال دوم شماره ۶، صص ۵۷-۵۱.
- (۵۳) تقی زاده، حبیب (۱۳۶۶)، «**تحلیلی بر بارندگی مردادماه سال ۱۳۶۶**»، مجله رشد آموزش زمین شناسی، سال سوم، پاییز ۶۶، صص ۳۸-۲۶.
- (۵۴) ثابتی، حبیب ا... (۱۳۴۸)، «**اقلیم حیاتی ایران**»، انتشارات دانشگاه تهران.
- (۵۵) جعفر یگلو منصور؛ خوش اخلاق فرامرز؛ اوجی روح الله (۱۳۸۸)، «**موقعیت و فراوانی فصلی مسیرهای چرخندی در ترسالی‌های غرب میانی ایران**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۸، صص ۸۴-۷۱.
- (۵۶) جعفرپور، ابراهیم (۱۳۵۶)، «**پژوهش‌های اقلیمی در غرب ایران**»، انتشارات مؤسسه جغرافیایی دانشگاه تهران، شماره ۱۵.
- (۵۷) جعفرپور، ابراهیم (۱۳۶۱)، «**اقلیم اردستان**»، انتشارات مؤسسه جغرافیایی دانشگاه تهران، شماره ۱۸.
- (۵۸) جعفرپور، ابراهیم (۱۳۶۶)، «**مطالعه اقلیمی خشکی و خشک‌سالی‌ها در سیستان و بلوچستان**»، انتشارات مؤسسه جغرافیایی دانشگاه تهران.
- (۵۹) جعفرپور، ابراهیم (۱۳۶۷)، «**درجه بری بودن در ایران**»، نشریه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۳، سال بیستم، صفحه ۴۸ تا ۸۱.
- (۶۰) جلالی، اورج (۱۳۸۵)، «**تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های رعد و برقی منطقه شمال غرب کشور**»، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- (۶۱) جلالی، مسعود؛ بیلانی، یداله (۱۳۸۹)، «**تحلیل همدید بارش ماهانه و فصلی استان فارس طی دوره‌ی آماری ۱۹۸۲-۲۰۰۵ میلادی**»، فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۱، صص ۱۸۶-۱۵۹.
- (۶۲) جلالی، مسعود؛ کارگر، حلیمه (۱۳۹۰)، «**تحلیل و مدل سازی آماری دمای ایستگاه بوشهر (۱۹۵۱-۲۰۰۵)**»، فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۳، صص ۱۷۳-۱۴۹.
- (۶۳) جوان، خدیجه (۱۳۸۳)، «**ارزیابی تطبیقی بارش‌های طولانی مدت در نواحی کوهستانی سهند و سبلان**»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- (۶۴) جوانبخش، حسعلی (۱۳۷۴)، «**بررسی سینوپتیکی اقلیمی سیل در شهرستان لار**»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- (۶۵) جهانبخش اصل سعید، عدالت دوست معصومه (۱۳۸۷)، «**تأثیر فعالیت‌های خورشیدی بر تغییرات بارندگی‌های سالانه ایران**»، تحقیقات جغرافیایی - شماره ۱، صص ۲۴-۳.
- (۶۶) جهانبخش اصل سعید؛ زاهدی حمید؛ حسینی عباس (۱۳۸۳)، «**تجزیه و تحلیل دما و یخبندان در ارتباط با اقلیم فرودگاهی**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۰، صص ۳۴-۱۹.

- ۶۷) جهانبخش اصل سعید؛ ساری صراف بهروز؛ حسینی عباس (۱۳۸۵)، «ارزیابی امتداد باند پرواز فرودگاه اردبیل با تجزیه و تحلیل عنصر باد»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۷، صص ۱۲۶-۱۱۳.
- ۶۸) جهانبخش سعید، ترابی سیما (۱۳۸۳)، «بررسی و پیش بینی تغییرات دما و بارش در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۴، صص ۱۲۵-۱۰۴.
- ۶۹) جهانبخش سعید، عدالت دوست معصومه (۱۳۸۷)، «ارزیابی استفاده از انرژی خورشیدی در گرمایش ساختمان ها و نواحی مسکونی آذربایجان»، شماره ۴، صص ۷۶-۴۹.
- ۷۰) جهانبخش سعید؛ گریگوریان وازگین؛ امام قلیزاده معصومه (۱۳۸۸)، «بررسی شرایط آب و هوایی شمال استان آذربایجان غربی به منظور کشت زیتون و پهنه بندی زراعی آن»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۴، صص ۲۶-۵.
- ۷۱) جهانبخش، سعید (۱۳۷۰)، «محلسمه رطوبت خاک با استفاده از روش فوکواوکا برای ایستگاه های سینوپتیک ایران»، مقاله ارائه شده به هفتمین کنگره جغرافی دانان ایران، دانشگاه تهران.
- ۷۲) جهانبخش، سعید؛ ذوالفقاری، حسن (۱۳۸۱) «بررسی الگوهای سینوپتیک بارشهای روزانه در غرب ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۴-۶۳، صص ۲۵۸-۲۳۴.
- ۷۳) جهانبخش، سعید؛ کرمی، فریا (۱۳۷۸)، «تحلیل سینوپتیک تأثیر پرفشار سبیری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۵-۵۴، صص ۱۳۲-۱۰۷.
- ۷۴) چوخابی زاده مقدم، محمدمباقر (۱۳۷۶)، «بررسی الگوهای سینوپتیک فرابر سبیری و اثرات آن بر دمای شمال شرق ایران»، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.
- ۷۵) حاتمی بهمن بیگلو، خداکرم؛ خوشحال دستجردی، جواد (۱۳۸۹)، «نواحی اقلیمی استان فارس به روش تحلیل عاملی»، فصلنامه علمی-پژوهشی فضایی جغرافیایی، شماره ۳۲، صص ۱۵۰-۱۳۵.
- ۷۶) حبیبی، فریده (۱۳۷۷)، «بررسی و نحوه شناسایی توده هواهایی که ایران را مورد تهاجم قرار میدهند»، نیوار، شماره ۳۹.
- ۷۷) حبیبی، فریده (۱۳۷۹)، «بررسی تأثیرات مانسون هند بر روی ایران»، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۳۹، صص ۴۵-۲۹.
- ۷۸) حبیبی، فریده (۱۳۸۵)، «تحلیل همبستگی و دینامیکی سامانه های بندالی، روش تشخیص سامانه بندالی و تأثیر آن روی منطقه ایران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳، صص ۸۹-۶۹.
- ۷۹) حجازی زاده زهرا؛ جوی زاده سعید؛ موسوی سید مجتبی (۱۳۸۹)، «بررسی سیر خشکسالی اقلیمی و اثرات آن بر کشت گندم در استان بوشهر»، جغرافیا (فصلنامه علمی-پژوهشی انجمن جغرافیای ایران)، شماره ۲۴، صص ۴۴-۲۷.

- ۸۰) حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۲)، «بررسی نوسانات فشار زیاد جنب‌حاره در تغییر فصل ایران»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۸۱) حجازی زاده، زهرا؛ پروین، نادر (۱۳۸۶)، «مدل سازی بارش و پیش‌بینی آن با استفاده از مدل‌های SARIMA و پایش خشکسالی به کمک شاخص BMI و نمایه PDRI در حوضه آبریز دریاچه ارومیه»، تحقیقات جغرافیایی شماره ۴، صص ۹۷-۱۲۴.
- ۸۲) حجازی زاده، زهرا؛ شیرخانی، علیرضا (۱۳۸۴)، «تحلیل و پیش‌بینی آماری خشکسالی و دوره‌های خشک کوتاه مدت در استان خراسان»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۳۷، صص ۳۱-۱۳.
- ۸۳) حجازی زاده، زهرا؛ صداقت، مهدی (۱۳۸۸)، «مسیریابی رقومی سیکلون‌های خاورمیانه در دوره سرد سال»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۹، صص ۱۷-۱.
- ۸۴) حجام سهراب؛ خوشخو یونس؛ شمس‌الدین وندی رضا (۱۳۸۶)، «تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۱۶۸-۱۵۷.
- ۸۵) حسینجانی، لیلا (۱۳۸۳)، «شناسایی تیپ‌های هوای مؤثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (گرگان-بندر انزلی) برای دوره ۲۰۰۰-۱۹۹۱»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- ۸۶) حسین‌زاده، سیدرضا (۱۳۷۶)، «بادهای ۱۲۰ روزه سیستان»، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۶.
- ۸۷) حقیقت‌کاشانی، خسرو (۱۳۷۰)، «فرکانس توفان تندری در ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۸۸) حیدری حسن، علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، «طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، صص ۷۴-۵۷.
- ۸۹) حیدری، حسن (۱۳۸۴)، «ناحیه بندی بارش در شمال غرب و غرب ایران بر مبنای تحلیل مولفه‌های اصلی مقادیر کواریانس»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۳۷، صص ۹۱-۷۷.
- ۹۰) حیدری، حسن؛ سعیدآبادی، رشید (۱۳۸۶)، «ناحیه بندی سوزباد در شمال غرب و غرب ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۰۷-۹۳.
- ۹۱) حیدری، حسن؛ سعیدآبادی، رشید (۱۳۸۸)، «طبقه بندی اقلیمی چند معیاری نواحی کشت انگور در ایران»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۸، صص ۷۰-۵۹.
- ۹۲) خالدی، شهریار (۱۳۸۴)، «بررسی هیدرواقليم حوضه ی آبریز رودخانه ی روانسر» استان کرمانشاه»، مجله جغرافیا و توسعه ی ناحیه‌ای، شماره ۵، صص ۳۹-۲۳.
- ۹۳) خالقی زواره، حسن (۱۳۵۶)، «مطالعه حالت خاصی از حرکت عمودی در یک فشار کم فوق استوایی در نزدیکی ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

- ۹۴) خداقلی مرتضی؛ مسعودیان سیدابوالفضل؛ کاویانی محمدرضا؛ کمالی غلامعلی (۱۳۸۵)، «**بررسی گیاه-اقلیم شناختی حوضه‌ی زاینده‌رود**»، پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ۷۰، صص ۴۱-۵۳.
- ۹۵) خزانه داری لایلا؛ زابل عباسی فاطمه؛ قندهاری شهرزاد؛ کوهی منصوره؛ ملبوسی شراره (۱۳۸۸)، «**دورنمایی از وضعیت خشکسالی ایران طی سی سال آینده**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۲، صص ۸۳-۹۸.
- ۹۶) خسروی محمود (۱۳۸۰)، «**تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرقی ایران**»، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان.
- ۹۷) خسروی محمود؛ حبیبی نوخندان مجید؛ اسماعیلی رضا (۱۳۸۷)، «**پهنه بندی اثر خطر سرمازدگی دی‌رس بر روی باغات مطالعه‌ی موردی: شهرستان مهاباد**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲، صص ۱۴۵-۱۶۲.
- ۹۸) خسروی محمود؛ طوسی تقی؛ رئیس‌پور کوهزاد (۱۳۸۹)، «**تحلیل همدیدی سامانه‌های گردوغباری در استان خوزستان**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۰، صص ۹۷-۱۱۸.
- ۹۹) خسروی محمود؛ کریمی خواجه‌لنگی صادق؛ سلیقه محمد (۱۳۸۶)، «**ارتباط شاخص نوسان قطبی بانوسان های دمايي مورد؛ ایستگاه شهر کرد**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۹، صص ۱۳۶-۱۲۵.
- ۱۰۰) خسروی، محمود (۱۳۸۳)، «**بررسی روابط بین الگوهای چرخش جوی کلان مقیاس نیمکره شمالی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان**»، مجله جغرافیا و توسعه، سال دوم، شماره ۳، صص ۱۶۷-۱۸۸.
- ۱۰۱) خسروی، محمود (۱۳۸۴)، «**بررسی اثر الگوهای دورپیوند بر خشکسالی های فراگیر زمستانه استان سیستان و بلوچستان**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۴، صص ۲۷-۵۴.
- ۱۰۲) خسروی، محمود (۱۳۸۷)، «**تأثیرات محیطی اندرکنش نوسان های رودخانه هیرمند با بلدهای ۱۲۰ روزه سیستان**»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۱۹-۴۸.
- ۱۰۳) خسروی، محمود؛ اکبری، محمد (۱۳۸۸)، «**بررسی ویژگی خشکسالی های استان خراسان رضوی**»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۴، صص ۵۱-۶۸.
- ۱۰۴) خسروی، محمود؛ پودینه، محمدرضا (۱۳۸۹)، «**تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو(خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران**»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص ۷۲-۵۳.
- ۱۰۵) خسروی، محمود؛ محمودی، پیمان (۱۳۹۰)، «**پهنه بندی اقلیمی غرب و شمال غرب ایران با رویکردی بر مدیریت روسازی راه**»، فصلنامه علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۳، صص ۱-۲۵.

- ۱۰۶) خسروی، محمود؛ نظری پور، حمید (۱۳۸۹)، «کاربرد تحلیل خوشه‌ای در شناسایی ویژگی‌های روزهای بارشی (ایستگاه خاش)»، شماره ۳۱، صص ۶۵-۹۰.
- ۱۰۷) خلیج، علی (۱۳۸۱)، «تحلیلی بر تأثیر رشته کوه زاگرس روی سیستم‌های سینوپتیکی مؤثر بر اقلیم ایران مرکزی»، رساله دکتری جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی)، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۰۸) خلیلی علی؛ درویش صفت علی اصغر؛ برادران راد رضا؛ بذرفشان جواد (۱۳۸۳)، «پیشهاد روش برای پهنه‌بندی اقلیمی در محیط GIS مطالعه موردی شمال غرب ایران در سیستم سلیمانینف»، یابان، جلد ۹، شماره ۲، صص ۲۲۷-۲۳۸.
- ۱۰۹) خلیلی، علی (۱۳۷۵)، «تغییرات سه بعدی میانگین‌های درازمدت سالانه دمای هوا در گستره ایران»، نیوار، شماره ۳۲، صص ۱۵-۲۴.
- ۱۱۰) خلیلی، علی (۱۳۷۸)، «تحلیل سه بعدی درجه روزهای گرمایش و سرمایش در گستره ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۵۴-۵۵، صص ۱۹-۷.
- ۱۱۱) خلیلی، علی (۱۳۸۳)، «تدوین یک سامانه جدید پهنه‌بندی اقلیمی از دیدگاه نیازهای گرمایش - سرمایش محیط و اعمال آن بر گستره ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۷۵، صص ۱۵-۵.
- ۱۱۲) خلیلی، علی؛ بذرافشان، جواد (۱۳۸۳)، «تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یکصد و شانزده سال گذشته»، یابان، جلد ۹، شماره ۱، صص ۳۴-۲۵.
- ۱۱۳) خوش اخلاق فرامرز؛ رنجبر فیروز؛ طولابی سجاد؛ مقبیل معصومه؛ معصوم پور سماکوش جعفر (۱۳۸۹)، «بررسی خشکسالی در سال آبی ۱۳۸۶-۸۷ و اثرات آن بر منابع آب و کشاورزی (مطالعه موردی: شهرستان مرو دشت)»، جغرافیا (فصلنامه علمی - پژوهشی انجمن جغرافیای ایران، شماره ۲۴، صص ۱۱۹-۱۳۶).
- ۱۱۴) خوش اخلاق فرامرز؛ قنبری نوذر؛ معصوم پور سماکوش جعفر (۱۳۸۷)، «مطالعه اثرات نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۷۰-۵۷.
- ۱۱۵) خوش اخلاق فرامرز؛ نگهبان سعید؛ روشن غلامرضا؛ باغبانی حمیدرضا؛ غریبی ابراهیم (۱۳۸۹)، «بررسی نقش و تأثیر تغییر اقلیم بر روی اقلیم آسایش شهر یزد با استفاده از مدل اوانز (EVANZ)»، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۰، صص ۱۸۱-۱۶۷.
- ۱۱۶) خوش اخلاق، فرامرز (۱۳۷۶)، «بررسی الگوهای ماهانه خشکسالی و ترسالی در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۵، صص ۱۵۴-۱۳۶.

- ۱۱۷) خوش اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷)، «پدیده انسو و تأثیر آن بر رژیم بارش ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۱، صص ۱۳۹-۱۲۱.
- ۱۱۸) خوش اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷)، «تحقیق در خشک‌سالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی»، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی.
- ۱۱۹) خوشحال جواد؛ خسروی محمود؛ نظری‌پور حمید (۱۳۸۸)، «شناسایی منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، صص ۲۸-۷.
- ۱۲۰) خوشحال دستجردی جواد؛ غازی ایران؛ آروین عباسعلی (۱۳۸۵)، «استفاده از گروه بندی خوشه‌ای در پهنه‌بندی زیست اقلیم انسانی (مطالعه موردی: استان اصفهان)»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۱۷۱-۱۸۶.
- ۱۲۱) خوشحال دستجردی جواد؛ یساری طلعت؛ نوری حمید (۱۳۸۸)، «بررسی نیازهای حرارتی مراحل مختلف نمو آفتابگردان در کبوترآباد اصفهان»، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۴، صص ۱۶-۱.
- ۱۲۲) خوشحال دستجردی، جواد (۱۳۷۶)، «تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۲۳) خوشحال دستجردی، جواد؛ آرمان، سرور (۱۳۸۴)، «بررسی مقایسه‌ای «میزان پرخاشگری» در گرم‌ترین و سردترین منطقه استان اصفهان - ۱۳۸۳»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۸، صص ۴۹-۳۳.
- ۱۲۴) خوشحال دستجردی، جواد؛ براتیان، علی (۱۳۸۸)، «برآورد نیازهای حرارتی مراحل فنولوژیکی کلزای پاییزه (ارقام SLM046, Okapi) در شرایط اقلیمی سرد ایران (مطالعه موردی شهر کرد)»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، صص ۴۴-۳۵.
- ۱۲۵) خوشحال دستجردی، جواد؛ حسینی، سید محمد (۱۳۸۹)، «کاربرد شبکه عصبی مصنوعی در شبیه‌سازی عناصر اقلیمی و پیش‌بینی سیکل خشکسالی (مطالعه موردی: استان اصفهان)»، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۳، صص ۱۲۰-۱۰۷.
- ۱۲۶) خوشحال دستجردی، جواد؛ علی زاده، تیمور (۱۳۸۹)، «بررسی هم‌پنداری و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی»، مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا، شماره ۴، صص ۱۰۹-۸۷.
- ۱۲۷) دین پژوه یعقوب؛ فاخری فرد احمد؛ مقلم واحد محمد؛ جهان‌بخش سعید؛ میرنیا میرکمال (۱۳۸۲)، «انتخاب متغیرها به منظور پهنه‌بندی اقلیم بارش ایران با روش‌های چند متغیره»، علوم کشاورزی ایران، جلد ۳۴ شماره ۴، صص ۸۲۳-۸۰۹.

- (۱۲۸) دین پژوه یعقوب؛ فاخری فرد احمد؛ مقلم واحد محمد؛ میرنیا میرکمال؛ جهان بخش سعید (۱۳۸۲)، «**پهنه بندی اقلیمی ایران با استفاده از تحلیل های چند متغیره برای استفاده در مطالعات کشاورزی**»، دانش کشاورزی، جلد ۱۳ شماره ۱، صص ۷۱-۹۰.
- (۱۲۹) دین پژوه، یعقوب (۱۳۷۲)، «**بررسی و پیش بینی خشک سالی با توجه به توزیع بارش های ماهانه آذربایجان**»، پایان نامه کارشناسی ارشد، آبیاری و زهکشی، دانشگاه تبریز.
- (۱۳۰) ذوالفقاری حسن؛ هاشمی رضا؛ رادمهر پریش (۱۳۸۸)، «**تحلیلی بر نیازهای سرمایشی و گرمایشی در شمال غرب ایران**»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، صص ۲۱-۳۴.
- (۱۳۱) ذوالفقاری، حسن (۱۳۷۹)، «**تحلیل الگوهای زمانی - مکانی بارش های روزانه در غرب ایران با استفاده از روش های آماری و سینوپتیک**»، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- (۱۳۲) ذوالفقاری، حسن (۱۳۸۶)، «**تعیین تقویم زمانی مناسب برای گردش در تبریز با استفاده از شاخص های دمای معادل فیزیولوژی (PET) و متوسط نظر سنجی پیش بینی شده (PMV)**»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۴۱-۱۲۹.
- (۱۳۳) ذوالفقاری، حسن؛ عابدزاده، حیدر (۱۳۸۴)، «**تحلیل سینوپتیک سیستم های گرد و غبار در غرب ایران**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۶، صص ۱۸۸-۱۷۳.
- (۱۳۴) ذوالفقاری، حسن؛ مرادی، فرشاد (۱۳۸۳)، «**بررسی آسایش حرارتی در استان کردستان**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۳، صص ۴۳-۵۸.
- (۱۳۵) رحیم زاده فاطمه؛ پلرام مزده؛ صداقت کردار عبدالله؛ کمالی غلامعلی (۱۳۸۸)، «**برآورد انرژی باد در ایستگاه های همدیدی استان اصفهان**»، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳، صص ۱۷۲-۱۵۵.
- (۱۳۶) رحیم زاده فاطمه؛ فتاحی ابراهیم؛ حسینی دستک سیده فاطمه (۱۳۸۴)، «**بررسی تغییر پذیری اقلیمی در ایران با بهره گیری از مدل های آماری**»، تحقیقات منابع آب ایران، سال دوم، شماره ۱، صص ۶۱-۷۳.
- (۱۳۷) رحیم زاده فاطمه؛ هدایت دزفولی اکرم؛ پوراصغریان آرزو (۱۳۹۰)، «**ارزیابی روند و جهش نمایه های حدی دما و بارش در استان هرمزگان**»، جغرافیا و توسعه شماره ۲۱، صص ۹۷-۱۱۶.
- (۱۳۸) رحیمی داریوش؛ موحدی سعید؛ برقی جمید (۱۳۸۸)، «**بررسی شدت خشکسالی با استفاده از شاخص نرمال بارش (مطالعه موردی استان سیستان و بلوچستان)**»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۴، صص ۴۳-۵۶.
- (۱۳۹) رحیمی، داریوش (۱۳۸۸)، «**تأثیر رگبارهای منفرد بر مدیریت بحران سیل (نمونه مطالعاتی حوضه فارس)**»، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳، صص ۸۵-۱۰۰.

- (۱۴۰) رزمجویی، فرشته (۱۳۸۷)، «شناسایی تیپ های هوای ایستگاه سینوپتیک بم طی دوره زمانی ۱۳۸۲-۱۳۵۸ و بررسی ارتباط تیپ ها با الگوهای گردشی تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال)»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۴، صص ۸۵-۱۰۸.
- (۱۴۱) رسولی علی اکبر؛ بوداق جمالی جواد؛ جلالی اورج (۱۳۸۶)، «توزیع زمانی بارش های رعد و برفی منطقه شمال غرب ایران»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، صص ۱۷۰-۱۵۵.
- (۱۴۲) رسولی، علی اکبر؛ ادهمی، سلام (۱۳۸۶)، «محاسبه آب معادل از پوشش برفی با پردازش تصاویر سنجنده MODIS»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۲۳-۳۶.
- (۱۴۳) رسولی، علی اکبر؛ سبحانی، بهروز (۱۳۸۴)، «نقش بارندگی در تعیین مناطق مساعد و تاریخ مناسب کشت گندم دیم در استان اردبیل»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۸، صص ۱۱۷-۱۰۲.
- (۱۴۴) رضایی بنفشه مجید؛ جهانبخش سعید؛ بیاتی خطیبی مریم؛ زینالی بتول (۱۳۸۹)، «پیش بینی بارش پاییزه و زمستانه نیمه غربی ایران، با استفاده از SST مدیترانه در فصول تابستان و پاییز»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، صص ۴۷-۶۲.
- (۱۴۵) رضایی، پرویز (۱۳۸۸)، «تحلیل همدیدی رخداد سیلاب در حوضه ماسوله»، پژوهی جغرافیای طبیعی، شماره ۶۸، صص ۱۱۸-۱۰۵.
- (۱۴۶) رضایی، پرویز؛ روشنی، محمود (۱۳۸۹)، «بررسی بارش های رگباری و روند تغییرات آن در استان گیلان»، مجله علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۰، صص ۲۰-۱.
- (۱۴۷) رضیئی طیب؛ عزیزی قاسم؛ محمدی حسین؛ خوش اخلاق فرامرز (۱۳۸۹)، «الگوهای روزانه گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران و خاورمیانه»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، صص ۳۴-۱۷.
- (۱۴۸) رضیئی طیب؛ مفیدی عباس؛ زرین (۱۳۸۸)، «مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۱۴۱-۱۲۱.
- (۱۴۹) رضیئی، طیب؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۶)، «بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۹۳-۱۰۸.
- (۱۵۰) رضیئی، طیب؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۸)، «شناخت مناطق همگن بارشی در غرب ایران»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۲، صص ۸۶-۶۵.
- (۱۵۱) رنجبر سعادت آبادی، عباس؛ محمدیان محمدی، لایلا (۱۳۸۹)، «مطالعه میانگین الگوهای همدیدی براساس رخداد غلظت های مختلف آلاینده CO در فصول تابستان و پاییز در تهران»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص ۱۲۸-۱۱۱.

- (۱۵۲) زارع ایبانه جمید؛ یزدانی وحید؛ اژدری خلیل (۱۳۸۸)، «مطالعه‌ی تطبیقی چهار نمایه‌ی خشکسالی هواشناسی برپایه عملکرد نسبی محصول گندم دیم در استان همدان»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۹، صص ۳۵-۴۹.
- (۱۵۳) زاهدی مجید؛ ساری صراف بهروز؛ جامعی جاوید (۱۳۸۵)، «الگوسازی بارش ایستگاه‌های ارومیه و تبریز»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۷، صص ۱۶-۱.
- (۱۵۴) 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.
- (۱۵۵) زاهدی مجید؛ صلاحی برومند؛ جمیل مجید (۱۳۸۴)، «محاسبه‌ی چگالی و توان باد به منظور استفاده از انرژی آن در اردبیل»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۳، صص ۴۱-۵۵.
- (۱۵۶) زرین، آذر؛ مفیدی، عباس (۱۳۸۴)، «وردش پذیری فعالیت خورشیدی و اثر آن بر اقلیم زمین (مطالعه موردی: اقلیم خاورمیانه و ایران)»، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، شماره ۸، صص ۱۰۴-۸۳.
- (۱۵۷) ساری صراف بهروز؛ بلزگیر سعید؛ محمدی غلامحسن (۱۳۸۸)، «پهنه بندی پتانسیل های اقلیمی کشت گندم دیم در استان آذربایجان غربی»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، صص ۲۶-۵.
- (۱۵۸) ساری صراف بهروز؛ رجایی عبدالحمید؛ مصری علمداری پریچهر (۱۳۸۸)، «بررسی رابطه بین بارش و توپوگرافی در دامنه‌های شرقی و غربی منطقه کوهستانی تالش»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محلی، شماره ۳، صص ۸۴-۶۳.
- (۱۵۹) ساری صراف، بهروز (۱۳۷۷)، «تحلیل رژیم بارش ماهانه حوضه‌های ارس و دریاچه ارومیه و محاسبه ضریب جریان»، رساله دکتری، دانشگاه تبریز.
- (۱۶۰) ساری صراف، بهروز؛ جامعی، جاوید (۱۳۸۲)، «تحلیل و برآورد خشکسالی در غرب ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۱، صص ۱۷۳-۱۵۱.
- (۱۶۱) سبزی پرور، علی اکبر (۱۳۷۰)، «بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در جنوب غربی ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- (۱۶۲) سلطانزاده ایمان؛ احمدی گیوی فرهنگ؛ ایران نژاد پرویز (۱۳۸۶)، «بررسی سه ماهه‌ی تأثیر رشته کوه‌های زاگرس بر جریان های میان مقیاس منطقه‌ی شرق زاگرس با استفاده از مدل منطقه‌ای RegCM»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۳۱-۵۰.
- (۱۶۳) سلمان پور، رقیه؛ جلالی، مسعود (۱۳۸۹)، «بررسی نوسانات یخبندان و کاربرد نتایج آن در بازدهی محصولات آجیلی شهرستان اهر»، فصلنامه علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۲، صص ۵۱-۲۹.

- (۱۶۴) سلیقه محمد؛ بریمانی فرامرز؛ اسمعیل نژاد مرتضی (۱۳۸۷)، «**پهنه بندی اقلیمی استان سیستان و بلوچستان**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲، صص ۱۱۶-۱۰۱.
- (۱۷۰) سلیقه، محمد (۱۳۸۵)، «**مکانیزم های بارش در جنوب شرق کشور**»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳-۱.
- (۱۶۵) سلیقه، محمد (۱۳۸۳)، «**مدل سازی مسکن همساز با اقلیم برای شهر چابهار**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۴، صص ۱۷۰-۱۴۷.
- (۱۶۶) سلیقه، محمد؛ بریمانی، فرامرز (۱۳۸۶)، «**اثرات سیستم های آب و هوایی موسمی در کشاورزی بلوچستان**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۹، صص ۳۸-۲۵.
- (۱۶۷) سلیقه، محمد؛ صادقی نیا، علیرضا (۱۳۸۹)، «**بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره در بارش های تابستانه نیمه ی جنوبی ایران**»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، صص ۹۸-۸۳.
- (۱۶۸) سلیمانی کریم؛ بشیر گنبد محمد؛ موسوی سید رمضان؛ خلیقی شهرام (۱۳۸۷)، «**پتانسیل تولید سیل در حوضه های آبخیز با استفاده از مدل HEC_HMS در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی حوضه معرف کسلیان)**»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۶۰-۵۱.
- (۱۶۹) سیاهپوش، محمدتقی (۱۳۵۲)، «**پیرامون آب و هوای باستانی فلات ایران**»، انتشارات ابن سینا، تهران.
- (۱۷۰) شاهرخوندی سید منصور؛ غیور حسینی؛ کاویانی محمدرضا (۱۳۸۶)، «**گردش به هنجار جو و پارامترهای شاخص مراکز عمل در فصل زمستان بر روی ایران**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، صص ۱۰۰-۸۵.
- (۱۷۱) شائمی، اکبر (۱۳۸۷)، «**ارزیابی حساسیت مناطق بیوکلیمایی ایران به گرمایش جهانی با استفاده از مدل هولدریچ**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۲، صص ۱۱۷-۹۷.
- (۱۷۲) شرعی پور، زهرا (۱۳۸۸)، «**بررسی تغییرات فصلی و روزانه آلاینده های هوا و ارتباط آن با پارامترهای هواشناسی**»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صص ۱۳۷-۱۱۹.
- (۱۷۳) شکبیا علیرضا؛ میرباقری بابک؛ خیری افسانه (۱۳۸۹)، «**خشکسالی و تأثیر آن بر منابع آب زیرزمینی در شرق استان کرمانشاه با استفاده از شاخص SPI**»، جغرافیا (فصلنامه علمی - پژوهشی انجمن جغرافیای ایران)، شماره ۲۵، صص ۱۲۴-۱۰۵.
- (۱۷۴) شیخ بیگلر، رعنا؛ محمدی، جمال (۱۳۸۹)، «**تحلیل عناصر اقلیمی باد و بارش با تأکید بر طراحی شهری مطالعه موردی شهر اصفهان**»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳، صص ۸۲-۶۱.
- (۱۷۵) شیرغلامی، هادی؛ قهرمان، بیژن (۱۳۸۴)، «**بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران**»، علوم و فون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۹، شماره ۱، صص ۲۵-۹.

- (۱۷۶) صادقی حسینی سید علیرضا؛ حجام سهراب؛ تفنگ ساز پوریا (۱۳۸۴)، «ارتباط آب قابل بارش ابر و بارندگی دیده بانی شده در منطقه ی تهران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صص ۲۱-۱۳.
- (۱۷۷) صادقی حسینی، سیدعلیرضا؛ رضائیان، مهتاب (۱۳۸۵)، «بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.
- (۱۷۸) صادقی سلیمان؛ علیجانی بهلول؛ سلیقه محمد؛ حبیبی نوخندان مجید؛ قهرودی تالی منیره (۱۳۸۷)، «تحلیل همدیدی و اچرخندها بر خشکسالی های فراگیر خراسان»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۱۰، صص ۱۱۸-۱۰۵.
- (۱۷۹) صداقت، کردار، عبدالله؛ فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۷)، «شاخص های پیش آگاهی خشکسالی در ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۱، صص ۷۶-۵۹.
- (۱۸۰) صفوی، یحیی؛ علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، «بررسی عوامل جغرافیایی در آلودگی هوای تهران»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۸، صص ۱۱۲-۹۹.
- (۱۸۱) صلاحی، برومند (۱۳۸۹)، «بررسی ویژگی های آماری و همدیدی طوفان های تندی استان اردبیل»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص ۱۴۲-۱۲۹.
- (۱۸۲) صمدی نقب، سینا (۱۳۸۵)، «پیش بینی خشکسالی با روش ریزگردانی خروجی الگوهای GCM»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، شماره ۸، صص ۲۱۲-۱۹۳.
- (۱۸۳) طالش، عبدالله (۱۳۸۴)، «مدلسازی بارش های سالانه ایران با استفاده از روش زنجیره مارکوف»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- (۱۸۴) طاوسی تقی؛ عطایی هوشمند؛ کاظمی آریتا (۱۳۸۷)، «اقلیم و معماری مدارس نوساز شهر اصفهان»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۱، صص ۱۱۴-۹۷.
- (۱۸۵) طاوسی، تقی؛ درختی، جعفر (۱۳۸۹)، «تحلیل آماری احتمال وقوع و دوره های برپشت یخبندان های زودرس و دیررس زاهدان در دوره آماری (۱۳۸۶-۱۳۶۰)»، مجله علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۰، صص ۱۰۴-۸۹.
- (۱۸۶) عباسی فاطمه؛ بابائیان ایمان؛ حبیبی نوخندان مجید؛ گلی مختاری لیلا؛ ملبوسی شراره (۱۳۸۹)، «ارزیابی تأثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش ایران در دهه های آینده با کمک مدل MAGICC- SCENGEN»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص ۱۱۰-۹۱.
- (۱۸۷) عبدالحسینی، محمدعلی (۱۳۵۸)، «مسیر و تأثیر مراکز کم فشار روی ایران در فصل زمستان»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- (۱۸۸) عربی، زهرا (۱۳۷۹)، «تحلیل و ارائه الگوهای سینوپتیکی حاکم بر بارش های شدید و فراگیر فصل تابستان ایران»، رساله دکتری اقلیم شناسی، تهران، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس.

- ۱۸۹) عربی، زهرا (۱۳۸۵)، «**تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۸۷ در ایران**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۶، صص ۱۵-۱.
- ۱۹۰) عزیزی قاسم؛ اکبری طیه؛ داودی محمود؛ اکبری مهری (۱۳۸۸)، «**تحلیل همبستگی موج سرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ ایران**»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۷۰، صص ۱۹-۱.
- ۱۹۱) عزیزی قاسم؛ شمسی پور علی اکبر؛ یاراحمدی داریوش (۱۳۸۷)، «**بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چندمتغیره**»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۶، صص ۳۵-۱۹.
- ۱۹۲) عزیزی قاسم؛ فرجی سبکیار حسعلی؛ عباسپور رحیم علی؛ صفرزاد طاهر (۱۳۸۹)، «**مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی**»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۷۲، صص ۵۱-۳۵.
- ۱۹۳) عزیزی، قاسم (۱۳۷۵)، «**بلوکینگ و اثرات آن بر بارش‌های ایران**»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۱۹۴) عزیزی، قاسم (۱۳۷۹)، «**ارزیابی یخبندان‌های فراگیر در غرب ایران**»، مدرس علوم انسانی، شماره ۳۲، صص ۱۱۶-۹۹.
- ۱۹۵) عزیزی، قاسم (۱۳۷۹)، «**النینو و دوره‌های خشکسالی - ترسالی در ایران**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۸، صص ۸۴-۷۱.
- ۱۹۶) عزیزی، قاسم (۱۳۸۰)، «**طبقه‌بندی رقومی ایستگاه‌های اقلیم منتخب در ایران به روش لیتین اسکی**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۱، صص ۵۱-۳۹.
- ۱۹۷) عزیزی، قاسم؛ حبیبی نوخندان، مجید (۱۳۸۴)، «**مطالعه توزیع زمانی و مکانی یخبندان و لغزندگی در جاده‌های هراز و فیروزکوه با استفاده از تکنیک GIS**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۱، صص ۶۳-۵۱.
- ۱۹۸) عزیزی، قاسم؛ روشنی، محمود (۱۳۸۷)، «**مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من-کندال**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۲۸-۱۳.
- ۱۹۹) عزیزی، قاسم؛ صمدی، زهرا (۱۳۸۶)، «**تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران**»، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۰، صص ۷۴-۶۱.
- ۲۰۰) عساکره، حسین (۱۳۸۰)، «**تجزیه و تحلیل آماری اقلیمی سربهای زمانی دما در ایران**»، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان.
- ۲۰۱) عساکره، حسین (۱۳۸۴)، «**تغییرات زمانی-مکانی بارش استان اصفهان طی دهه‌های اخیر**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، جلد هجدهم، شماره ۱، صص ۱۱۶-۹۱.
- ۲۰۲) عساکره، حسین (۱۳۸۶)، «**تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر**»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۱۶۴-۱۴۵.

- (۲۰۳) عساکره، حسین (۱۳۸۷)، «کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲، صص ۴۲-۲۵.
- (۲۰۴) عساکره، حسین (۱۳۸۹)، «احتمال تواتر و تداوم یخبندان های زودرس و دیررس در شهر زنجان»، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۱، صص ۱۶-۱.
- (۲۰۵) عساکره، حسین (۱۳۸۹)، «تحلیل چرخه‌های میانگین دمای سالانه شهر زنجان»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صص ۲۴-۱۱.
- (۲۰۶) عساکره، حسین؛ مازینی، فرشته (۱۳۸۹)، «بررسی احتمال وقوع روزهای خشک در استان گلستان با استفاده از مدل زنجیره‌ی مارکوف»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، صص ۴۴-۲۹.
- (۲۰۷) عساکره، حسین (۱۳۸۶)، «کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای سالانه تبریز»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۲۶-۳.
- (۲۰۸) عسگری، احمد؛ رحیم زاده، فاطمه (۱۳۸۵)، «مطالعه تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۸، صص ۸۰-۶۷.
- (۲۱۶) عطایی، هوشمند (۱۳۸۳)، «پهنه‌بندی نواحی بارشی ایران»، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان.
- (۲۰۹) عطایی، هوشمند (۱۳۸۷)، «شناسایی و تجزیه و تحلیل الگوهای تراز میانی جو در سال های پربارش ایران»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳، صص ۳۸-۱۹.
- (۲۱۰) عطایی، هوشمند (۱۳۸۸)، «بررسی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو در سال - های کم بارش ایران»، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۱، صص ۵۸-۴۳.
- (۲۱۱) علوی‌پناه سیدکاظم؛ سراجیان محمدرضا؛ خدایی کمال (۱۳۸۸)، «تهیه مدل دمای سطحی بیابان با استفاده از داده‌های حرارتی ماهواره‌ی NOAA.AVHRR و داده‌های زمینی»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۷، صص ۱۱-۱.
- (۲۱۲) علیجانی بهلول؛ کمالی غلامعلی؛ مرادی اسحق (۱۳۸۵)، «کالیبراسیون تصاویر ماهواره Meteosat-5 جهت تهیه نقشه‌های مختلف اقلیمی»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۳، صص ۵۲-۳۷.
- (۲۱۳) علیجانی بهلول؛ محمودی پیمان؛ ریگی چاهی اله‌بخش؛ خسروی پرویز (۱۳۸۹)، «بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران، با استفاده از مدل زنجیره مارکوف»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳، صص ۲۰-۱.
- (۲۱۴) علیجانی، بهلول (۱۳۶۶)، «رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوای سطح بالا»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۱۴۴-۱۲۵.
- (۲۱۵) علیجانی، بهلول (۱۳۶۹)، «چگونگی تشکیل فرا بار سیری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سل پنجم شماره ۱۷.

- (۲۱۶) علیجانی، بهلول (۱۳۷۲)، «**تعیین نواحی گرمایی آذربایجان به روش تحلیل خوشه‌ای**»، مجله علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، شماره ۲-۳، صص ۸۷-۱۰۴.
- (۲۱۷) علیجانی، بهلول (۱۳۷۲)، «**مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران**»، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دوره جدید سال اول، شماره اول، تابستان ۱۳۷۲، صص ۵۸-۱۰۰.
- (۲۱۸) علیجانی، بهلول (۱۳۷۴)، «**آب و هوای ایران**»، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- (۲۱۹) علیجانی، بهلول (۱۳۷۷)، «**فصول طبیعی ایران، پژوهش‌های جغرافیایی**»، شماره ۳۵، صص ۲۱-۳۳.
- (۲۲۰) علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، «**بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱**»، مجله نیوار، شماره ۴۵-۴۴، صص ۲۹-۷.
- (۲۲۱) علیجانی، بهلول (۱۳۸۰)، «**تیپ‌های هوا و اثر آن بر اقلیم ایران**»، مجله علوم انسانی دانشگاه یزد (کلوش نامه)، شماره ۳، صص ۲۱-۴۹.
- (۲۲۲) علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، «**شناسایی تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی**»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۴-۶۳، صص ۱۳۲-۱۱۴.
- (۲۲۳) علیجانی، بهلول؛ دوستان، رضا (۱۳۸۵)، «**تعیین نواحی مستعد کشت زرشک در استان خراسان جنوبی با استفاده از GIS**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۸، صص ۳۲-۱۳.
- (۲۲۴) علیجانی، بهلول؛ نجفی نیک، زهرا (۱۳۸۸)، «**بررسی الگوهای سینوپتیکی اینورژن در مشهد با استفاده از تحلیل عاملی**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۲، صص ۱۱-۱.
- (۲۲۵) علیجانی، بهلول؛ هوشیار، محمود (۱۳۸۷)، «**شناسایی الگوهای سینوپتیکی سرماهای شدید شمال غرب ایران**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۱۶-۱.
- (۲۲۶) علیزاده امید؛ آزادی مجید؛ علی اکبری بیدختی عباسعلی (۱۳۸۷)، «**بررسی نقش رشته کوه البرز در تقویت سامانه‌های همدیدی**»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۲۴-۹.
- (۲۲۷) علیزاده امین؛ اضماری حسین؛ ارشادی سارا؛ آشگر طوسی شادی (۱۳۸۷)، «**پایش و پیش‌بینی خشکسالی در استان سیستان و بلوچستان**»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۱، صص ۱۷-۱.
- (۲۲۸) علیزاده، امین؛ رهنورد،...؛ موسوی بایگی، محمد (۱۳۸۳)، «**تأثیر خشکی و همرفت انرژی گرمایی بر تبخیر-تعرق در مناطق خشک ایران**»، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۲، صص ۲۹-۲۱.
- (۲۲۹) غیور، حسنعلی؛ حسین عساکره (۱۳۸۰)، «**مطالعه اثر پیوند از دور بر اقلیم ایران؛ مطالعه موردی اثر نوسانات اتمس شمالی و نوسانات جنوبی بر تغییرات میانگین ماهانه دمای جاسک**»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۴-۶۳، صص ۹۳-۱۱۴.
- (۲۳۰) غیور، حسنعلی؛ خسروی، محمود (۱۳۸۰)، «**تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران**»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۷۴-۱۴۱.

- (۲۳۱) غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۵)، «بررسی مکانی رابطه بارش با ارتفاع در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۱، صص ۱۴۳-۱۲۴.
- (۲۳۲) غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۵)، «بررسی نظام تغییرات مجموع بارش سالانه در ایران زمین»، مجله نیوار، شماره ۲۹، صص ۲۶-۶.
- (۲۳۳) غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۵)، «درباره اقلیم و مدل سازی اقلیمی»، مجله نیوار، شماره ۳۲، صص ۵۰-۳۹.
- (۲۳۴) غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۶)، «روابط بزرگی گستره-فراوانی خشکسالی های ایران زمین»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۵، صص ۳۹-۲۵.
- (۲۳۵) غیور، حسنعلی؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۸)، «بررسی مکانی شاخص یکنواختی توزیع زمانی بارش در ایران زمین»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۵-۵۴، صص ۲۹-۱۹.
- (۲۳۶) غیور، حسنعلی؛ منتظری، مجید (۱۳۸۳)، «پهنه بندی رژیم های دمای ایران با مؤلفه های مبنا و تحلیل خوشه ای»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۴، صص ۳۴-۲۱.
- (۲۳۷) فتاح نجفی، مصطفی (۱۳۵۹)، «مطالعه سینوپتیکی بارندگی در ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- (۲۳۸) فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۳)، «طبقه بندی همدیدی فضایی توده های هوا با تأکید بر دوره های خشک در حوضه های جنوب غربی ایران»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- (۲۳۹) فتاحی، ابراهیم؛ حجازی زاده، زهرا (۱۳۸۴)، «طبقه بندی فضایی توده های هوا در حوضه های جنوب غربی ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره دوم، صص ۱۵۶-۱۳۵.
- (۲۴۰) فتاحی، ابراهیم؛ حجازی زاده، زهرا (۱۳۸۵)، «تحلیل زمانی-مکانی توده های هوا و کاربرد آن در پایش دوره های خشک و مرطوب در حوضه های جنوب غربی ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۱، صص ۱۱۹-۹۹.
- (۲۴۱) فتاحی، ابراهیم؛ رحیم زاده، فاطمه (۱۳۸۸)، «ارتباط آنسو با الگوهای گردش جوی زمستانه ای ایران»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۵، صص ۴۴-۲۱.
- (۲۴۲) فتاحی، ابراهیم؛ صالحی پاک، تهمنه (۱۳۸۸)، «تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان های زمستانه ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، صص ۱۳۶-۱۲۷.
- (۲۴۳) فتاحی، ابراهیم؛ صداقت کردار، عبدالله (۱۳۸۶)، «تحلیل منحنی های شدت-مدت و فراوانی خشکسالی مطالعه موردی ایستگاههای برگزیده جنوب غرب ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۹، صص ۸۹-۷۷.

- (۲۴۴) فرج زاده اصل منوچهر؛ قلی‌زاده محمد حسین؛ ادبی فیروزجایی عظیم (۱۳۸۹)، «**تحلیل فضایی تصادفات جاده‌ای با رویکرد مخاطرات اقلیم مطالعه موردی: هجور کرج - چالوس**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳، صص ۵۲-۳۷.
- (۲۴۵) فرج زاده اصل منوچهر؛ کریمی احمد آباد مصطفی؛ قائمی هوشنگ؛ مباشری محمد رضا (۱۳۸۸)، «**چگونگی انتقال رطوبت در بارش زمستانه غرب ایران (مطالعه موردی بارش ۷-۳ ژانویه ۱۹۹۶)**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، ۲۱۷-۱۹۳.
- (۲۴۶) فرج زاده اصل منوچهر؛ احمدی محمد؛ قائمی هوشنگ؛ بابائیان ایمان (۱۳۸۸)، «**طراحی مدل تجربی پتانسیل بارش‌زایی سیستم‌های سینوپتیک**»، شماره ۳، صص ۳۰-۲.
- (۲۴۷) فرج زاده اصل منوچهر؛ فتح‌نیا لمان‌نیا؛ لشکری حسن (۱۳۸۷)، «**مسیریابی و فرکانس سامانه‌های بارشی در غرب ایران (استان‌های کرمانشاه و ایلام)**»، شماره ۲، ۱۵۸-۱۳۹.
- (۲۴۸) فرج زاده اصل منوچهر؛ کاشکی عبدالرضا؛ شایان سیاهش (۱۳۸۸)، «**تحلیل تغییرپذیری عملکرد گندم دیم با رویکرد تغییرات اقلیمی (مطالعه موردی استان خراسان رضوی)**»، مدرس علوم انسانی، شماره ۳، صص ۲۵۶-۲۲۷.
- (۲۴۹) فرج زاده اصل منوچهر؛ لشکری حسن؛ خورانی اسدالله (۱۳۸۶)، «**تحلیل موقعیت رودبک در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور (استانهای ایلام و کرمانشاه)**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۳، صص ۲۵۶-۲۴۵.
- (۲۵۰) فرج زاده اصل منوچهر؛ یگم حسینی، آمنه (۱۳۸۶)، «**تحلیل بحران آب در دشت نیشابور**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ویژه‌نامه جغرافیا، دوره ۱ یازدهم، صص ۲۳۸-۲۱۵.
- (۲۵۱) فرج زاده اصل منوچهر؛ رفیق‌پناه، کریم (۱۳۸۷)، «**تحلیل پهنه‌های منسب توسعه اکوتوریسم در استان کردستان با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۵۰-۳۳.
- (۲۵۲) فرج زاده منوچهر؛ فتح‌نیا امان‌اله؛ علیجانی بهلول؛ ضیائیان پرویز (۱۳۸۹)، «**تحلیل آستانه‌های اقلیمی برای رشد مراتع با استفاده از داده‌های سنجش از دور (مطالعه موردی زاگرس)**»، مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا، شماره ۳، صص ۲۰۱-۱۷۷.
- (۲۵۳) فرج زاده، منوچهر؛ احمدآبادی، علی (۱۳۸۸)، «**ارزیابی و پهنه‌بندی اقلیم گردشگری ایران با استفاده از شاخص اقلیم گردشگری (ITC)**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، صص ۴۲-۳۱.
- (۲۵۴) فرج زاده، منوچهر؛ تکلویغش، عباس (۱۳۸۰)، «**ناحیه‌بندی اگروکلیمایی استان همدان با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی با تأکید بر گندم دیم**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۱، صص ۱۰۵-۹۳.

- (۲۵۵) فرج زاده، منوچهر؛ زرین، آفر (۱۳۸۱)، «مدلسازی میزان عملکرد محصول گندم دیم با توجه به معیارهای اقلیم شناسی کشاورزی در استان آذربایجان غربی»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۲، صص ۷۷-۹۶.
- (۲۵۶) فرج زاده، منوچهر؛ علی اصغر، موحد دانش؛ قائمی، هوشنگ (۱۳۷۴)، «خشک سالی در ایران»، مجله دانش کشاورزی، دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز، شماره ۱-۲، جلد ۵.
- (۲۵۷) فرج زاده اصل، منوچهر (۱۳۷۴)، «تحلیل و پیش بینی خشک سالی در ایران»، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- (۲۵۸) فرجی سبکبار، حسنعلی؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۵)، «ارزیابی میزان دقت روشهای درون یابی فضایی مطالعه موردی: الگوسازی بارندگی حوضه کارده مشهد»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۸، صص ۱۵-۱.
- (۲۵۹) فرجی عبدالله؛ زاهدی مجید؛ رسولی علی اکبر (۱۳۸۷)، «پهنه بندی درجه- روزهای نیاز به گرمایش و ۲۶۵) سرمایش آذربایجان در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۷۱-۸۵.
- (۲۶۰) فرجی، اسماعیل (۱۳۶۰)، «بررسی سیستم های کم فشار باران زاری ایران و ارائه الگویی از موقعیت و چگونگی حرکت آنها»، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران.
- (۲۶۱) فرش فروغ، جواد (۱۳۵۸)، «کلیما تولوژی سینوپتیکی آذربایجان» پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران.
- (۲۶۲) فرهنگ، احمد؛ زرین، قدلی نیا (۱۳۵۹)، «نظری اجمالی بر اقلیم ایران»، نیوار.
- (۲۶۳) فرهودی رحمت الله؛ شمس پور، علی اکبر (۱۳۷۹)، «برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل منطقه بلوچستان جنوبی»، شماره ۳۹، صص ۱۰۵-۱۱۴.
- (۲۶۴) فریفته، جمشید (۱۳۶۶)، «سیستم های طبقه بندی اقلیمی با تأکید بر مطالعه موردی در مناطق نیمه خشک و خشک ایران»، نشریه بیابان، شماره ۲۰، مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران.
- (۲۶۵) فلاح قاهره غلامعباس؛ موسوی بایگی سید محمد؛ حبیبی نوخندان مجید؛ خوشحال جواد (۱۳۸۸)، «پیش بینی بارش فصلی براساس الگوهای همدید با استفاده از تئوری مجموعه های فازی»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۵، صص ۱۱۳-۱۳۲.
- (۲۶۶) فلاح قاهره فلاح؛ موسوس بایگی محمد؛ حبیبی نوخندان مجید (۱۳۸۷)، «پیش بینی بارش فصلی براساس الگوهای سینوپتیکی با استفاده از سیستم استنباط فازی -عصبی تطبیقی (ANFIS)»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۱۳۹-۱۲۱.

- (۲۶۷) فلاح قاهره، غلامعباس؛ خوشحال، جواد (۱۳۸۸)، «پیش بینی بارش بهاره‌ی استان خراسان رضوی براساس سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۹، صص ۱۳۳-۱۱۵.
- (۲۶۸) قائلی، سهراب؛ مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۶)، «بررسی روند رطوبت جو ایران در نیم سده‌ی گذشته»، شماره ۶، صص ۱۷۳-۱۶۵.
- (۲۶۹) قائمی هوشنگ؛ زرین آذر؛ آزادی مجید؛ فرج زاده منوچهر (۱۳۸۸)، «تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۲۴۵-۲۱۹.
- (۲۷۰) قائمی، هوشنگ (۱۳۴۹)، «بادهای شدید سطوح فوقانی در منطقه خاورمیانه»، نیوار.
- (۲۷۱) قائمی، هوشنگ؛ حسین عساکره (۱۳۸۲)، «تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و روابط آن با نوسان های اطلس شمالی»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۱، صص ۱۳۴-۱۱۶.
- (۲۷۲) قائمی، هوشنگ؛ فرهنگ احدی؛ علی محب الحجه (۱۳۷۴)، «بررسی ناهنجاری دمایی در اردیبهشت ۱۳۷۱»، نیوار شماره ۲۷.
- (۲۷۳) قلی زاده، محمد حسین؛ دارند، محمد (۱۳۸۸)، «پیش بینی بارش ماهانه با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی (مورد: تهران)»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، صص ۶۳-۵۱.
- (۲۷۴) قنبری، حسین علی؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۱)، «شبیه سازی عددی رفتار آلودگی هوای تهران براساس آلودگی باد»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۸، صص ۳۲-۱۵.
- (۲۷۵) قندهاری شهزاد؛ مشکواتی امیرحسین؛ مزرعه فراهانی مجید؛ جعفری سمیه (۱۳۸۷)، «بررسی عملکرد موردی الگوی میان مقیاس MM5 در شبیه سازی بارش های رگباری حاصل از سول های همرفتی»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۱۰، صص ۵۸-۴۱.
- (۲۷۶) کاویانی محمدرضا؛ غیور حسنعلی؛ پاینده نصراله (۱۳۸۵)، «ارزیابی شاخص دمای مؤثر در سطح کشور»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۱، صص ۲۹-۱۱.
- (۲۷۷) کاویانی، محمدرضا؛ عساکره، حسین (۱۳۸۴)، «بررسی آماری روند بلند مدت بارش سالانه - ی اصفهان»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۱۶۲-۱۴۳.
- (۲۷۸) کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۲)، «بررسی و تهیه نقشه زیست اقلیم انسانی ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، صص ۱۰۸-۷۷.
- (۲۷۹) کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۰)، «بررسی اقلیمی شاخص های خشکی و خشک سالی»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۰، صص ۸۹-۷۱.
- (۲۸۰) کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۱)، «ارزیابی اقلیم حیاتی و آستانه های تحریک آن در سواحل جنوبی خزر و دامنه های شمالی البرز میانی»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۲۹، صص ۸۱-۴۹.

- (۲۸۱) کاویانی، محمدرضا (۱۳۷۴)، «**توربین های بادی و ارزیابی پتانسیل انرژی باد در ایران**»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳۶.
- (۲۸۲) کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۱)، «**تنگناهای انرژی و ارزیابی پتانسیل انرژی خورشیدی در ایران**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۳۲-۳۱، صص ۱۵-۳۸.
- (۲۸۳) کاویانی، محمدرضا؛ حاجی زاده، رحیم (۱۳۸۰)، «**تحلیل سینوپتیک و ترمودینامیک واقعه سیل اسفندماه ۱۳۷۱ در حوضه آبی کارون**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۲۷-۲۶، صص ۱۸-۱۶.
- (۲۸۴) کتیرایی پری سیم؛ حجام سهراب؛ ایران نژاد پرویز (۱۳۸۶)، «**سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۱**»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، ۸۳-۶۷.
- (۲۸۵) کریمی آخوومه، محمد تقی (۱۳۸۷)، «**شناسایی تیپ های همدید ایستگاه کنارک**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی) شماره ۴، صص ۸۴-۶۹.
- (۲۸۶) کیانی پور، منیژه (۱۳۷۹)، «**بررسی سینوپتیکی پدیده النینو و ارتباط آن با ناهنجاری بارش های جنوب و جنوب غرب کشور**»، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- (۲۸۷) کیانی سفیدان جدید، طاهره (۱۳۸۴)، «**تحلیل سینوپتیکی بارش های رگباری در حوضه جنوبی رود ارس**»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- (۲۸۸) کاویانی محمدرضا، مسعودیان سیدابوالفضل، حلبیان امیرحسین (۱۳۸۷)، «**بررسی تاثیر سامانه پرفشار آזור بر بارش ایوان زمین**»، تحقیقات جغرافیایی-شماره ۱، صص ۲۵-۵۰.
- (۲۸۹) کاویانی محمدرضا؛ مسعودیان سیدابوالفضل؛ شبانکاری مهران (۱۳۸۶)، «**شناسایی رفتار زمانی-مکانی پرفشار سبیری در تراز دریا**»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۲۷-۴۶.
- (۲۹۰) کاویانی محمدرضا؛ مسعودیان سیدابوالفضل؛ نجف پور بهرام (۱۳۸۶)، «**بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش های حوضه مند**»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۳، صص ۱۲-۱.
- (۲۹۱) کاویانی، محمدرضا (۱۳۶۰)، «**بررسی اقلیمی پدیده شرحی در سواحل و مناطق جنوبی کشور**»، جغرافیا، نشریه تخصصی جغرافیدانان ایران، دوره اول، شماره ۳، صص ۵۹-۳۶.
- (۲۹۲) کاویانی، محمدرضا (۱۳۶۲)، «**تحلیلی از رژیم بادهای اصفهان در ارتباط با آلودگی شهر اصفهان**»، مجموعه مقالات سمینار جغرافیا، شماره ۲، صص ۹۲-۵۷.
- (۲۹۳) کاویانی، محمدرضا (۱۳۶۴)، «**بررسی تبخیر و ارزیابی آن در سطح استان اصفهان**»، مجله رشد آموزش جغرافیا، سال سوم شماره ۴، صص ۳۹-۳۲.

- (۲۹۴) کاویانی، محمد رضا (۱۳۶۴)، «مقدمه‌ای بر مسئله خشکی و تنگناهای کم آبی و تعیین میزان کسری آب در مناطق خشک و نیمه خشک ایران»، مجله رشد آموزش جغرافیا، شماره ۴، صص ۳۹-۳۲.
- (۲۹۵) کاویانی، محمد رضا (۱۳۶۷)، «تحلیل آماری از رژیم بارندگی ایران»، مجله رشد آموزش جغرافیا، سال سوم شماره ۱۳، صص ۱۲-۴.
- (۲۹۶) کمالی، غلامعلی (۱۳۶۸)، «بررسی آماری نفوذ هوای سرد قطبی و خسارات وارده به محصولات کشاورزی شمال خراسان، در دهه دوم اردیبهشت ماه»، نیوار.
- (۲۹۷) کمالی، غلامعلی (۱۳۶۸)، «بررسی عوامل مختلف آب و هوایی در رابطه با خشک‌سالی بهار ۱۳۶۸ در خراسان»، نیوار دوره جدید، شماره ۹، صص ۳۳-۲۹.
- (۲۹۸) گرامی مطلق، علیرضا، (۱۳۸۳)، «پهنه بندی اقلیمی استان بوشهر»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- (۲۹۹) گرامی مطلق، علیرضا؛ شبانکاری، مهران (۱۳۸۵)، «پهنه‌بندی اقلیمی استان بوشهر»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۲۱۰-۱۸۷.
- (۳۱۳) گنجی، محمد حسن (۱۳۲۶)، «خشک‌سالی در قایات»، نشریه یادگار، جلد ۵، شماره ۳، صص ۵۱-۳۱.
- (۳۰۰) گنجی، محمد حسن (۱۳۳۴)، «تقسیمات اقلیمی ایران» نشریه دانشکده ادبیات دانشگاه تهران، سال سوم شماره ۱.
- (۳۰۱) گنجی، محمد حسن (۱۳۵۳)، «میزان باران و منابع آب ایران»، ۳۲ مقاله جغرافیایی، انتشارات موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی سحاب، صص ۲۷۶-۲۵۸.
- (۳۰۲) گندمکار امیر؛ کاویانی حمدرضا؛ مسعودیان سیدابوالفضل (۱۳۸۶)، «بررسی انرژی باد در منطقه سیستان به منظور تولید برق بادی»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۶، صص ۱۰۴-۹۵.
- (۳۰۳) گندمکار، امیر (۱۳۸۸)، «ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران»، مجله برنامه ریزی محیطی، شماره ۴، صص ۱۰۰-۸۵.
- (۳۰۴) گندمکار، امیر (۱۳۸۸)، «بررسی همدید انرژی باد در منطقه سیستان (استگاه زابل)»، مجله علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۷، صص ۱۸۰-۱۶۱.
- (۳۰۵) گندمکار، امیر؛ خادم‌الحسینی، احمد (۱۳۸۸)، «بررسی روند تغییرات بارش در زابل»، مجله آمایش (فصلنامه جغرافیایی)، شماره ۶، صص ۷۶-۶۵.
- (۳۰۶) لشکری حسن؛ اصغرپور منیره؛ متکان علی اکبر (۱۳۸۷)، «تحلیل سینوپتیکی عوامل ایجاد بارشهای سیل‌زا در استان گلستان»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۲، صص ۲۱۱-۱۸۱.

- ۳۰۷) لشکری حسن؛ کیخسروی قاسم؛ رضایی علی (۱۳۸۸)، «**تحلیل میزان کارایی مدل CROPWAT در برآورد نیاز آبی محصول گندم در غرب کرمانشاه: شهرستانهای اسلام آباد غرب، سرپل زهاب و روانسر**»، مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۲۷۰-۲۴۷.
- ۳۰۸) لشکری، حسن (۱۳۷۵)، «**الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران**»، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، تهران، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۳۰۹) لشکری، حسن (۱۳۸۲)، «**مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران**»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، صص ۱۹-۱.
- ۳۱۰) لشکری، حسن (۱۳۸۷)، «**تحلیل سینوپتیکی موج سرمای فراگیر ۱۳۸۲ در ایران**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۱۸-۱.
- ۳۱۱) لشکری، حسن؛ پورخادم نمین، زهرا (۱۳۸۵)، «**بهینه سازی جهت‌گیری فضاهای آزاد در شهر اردبیل براساس شرایط اقلیمی**»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۹، صص ۳۶-۱۹.
- ۳۱۲) لشکری، حسن؛ کیخسروی، قاسم (۱۳۸۷)، «**تحلیل آماری سینوپتیکی توفان‌های گرد و غبار استان خراسان رضوی در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۳)**»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، صص ۳۳-۱۷.
- ۳۱۳) لشکری، حسن؛ کیخسروی، قاسم (۱۳۸۹)، «**تحلیل سینوپتیکی موج سرمای ۸-۱۵ دیماه ۱۳۸۵ در ایران**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۱۷۷-۱۵۱.
- ۳۱۴) لشکری، حسن (۱۳۸۱)، «**مسیر یابی سامانه های کم فشار سودانی ورودی به ایران**»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۶، شماره ۲، صص ۱۵۶-۱۳۳.
- ۳۱۵) مالکی، عبدالکریم (۱۳۷۵)، «**مدل سازی خشکسالی در غرب کشور**»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران.
- ۳۱۶) مباشری محمدرضا؛ خاوریان حسن؛ ضیائیان پرویز؛ کمالی غلامعلی (۱۳۸۷)، «**برآورد تبخیر و تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره Terra سنجنده MODIS در منطقه عمومی گرگان**»، مجله مدرس علوم انسانی، شماره ۱، صص ۲۲-۱.
- ۳۱۷) مجرد قره‌باغ، فیروز (۱۳۷۷)، «**تحلیل و پیش‌بینی یخبندان در آذربایجان**»، رساله دکتری، تربیت مدرس.
- مجرد، فیروز؛ جوادی، بهمن (۱۳۸۹)، «**بهینه بندی ایران بر مبنای دماهای حداقل**»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۳، صص ۱۰۶-۸۳.
- ۳۱۸) محمدنژاد علیرضا؛ احملی گیوی فرهنگ؛ ایران نژاد پرویز (۱۳۸۸)، «**اثر بازه‌های نوسان سالانه کمربند فشار جنب حاره و پرفشار سبیری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران**»، شماره ۴، صص ۱۳۰-۱۱۵.

- ۳۱۹) محمدی حسین؛ مقبل محبومه؛ رنجبر فیروز (۱۳۸۹)، «مطالعه تغییرات بارش و دمای ایران با استفاده از مدل MAGICC SCENGEN»، جغرافیا (فصلنامه علمی - پژوهشی انجمن جغرافیای ایران)، شماره ۲۵، صص ۱۴۲-۱۲۵.
- ۳۲۰) محمدی، بختیار؛ مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۶)، «ارتباط تیپ‌های همدید هوای ایستگاه سنجش با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۹، صص ۳۹-۵۶.
- ۳۲۱) محمدی، بختیار؛ مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۹)، «تحلیل همدید بارش های سنگین ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صص ۴۷-۷۰.
- ۳۲۲) محمدی، حسین؛ تقوی، فرحناز (۱۳۸۴)، «روند شاخص های حدی دما و بارش در تهران»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۵۳، صص ۱۷۲-۱۵۱.
- ۳۲۳) محمدی، حسین؛ حسینی (۱۳۸۴)، «تعیین قویم کشت گندم دیم در استان ایلام با استفاده از شاخص شروع بارندگی»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۱، صص ۳۱-۱۵.
- ۳۲۴) مدرس پور، آزاده (۱۳۷۵)، «ناهنجاریهای اقلیمی ایران و پدیده انسو»، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- ۳۲۵) مدیران راهله؛ بابائیان ایمان؛ کریمیان مریم (۱۳۸۸)، «پیکربندی بهینه مدل RegCM3 برای شبیه سازی بارش و دما در فصل پاییز منطقه خراسان در دوره ۲۰۰-۱۹۹۱»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، صص ۱۲۰-۱۰۷.
- ۳۲۶) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳)، «شاخص نوسانات اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۸، صص ۳۰-۱۷.
- ۳۲۷) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۰)، «تحلیل سینوپتیکی تاوه قطبی و اثرهای آن بر اقلیم ایران»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- ۳۲۸) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳)، «پیش بینی سیلاب ها بر اساس موقعیت های سامانه های همدیدی در شمال شرق ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۵، صص ۷۱-۵۴.
- ۳۲۹) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳)، «شاخص نوسانات اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۸، صص ۳۰-۱۷.
- ۳۳۰) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۵)، «پیش بینی وقوع سیلاب بر اساس موقعیت های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳۱-۱۰۹.
- ۳۳۱) مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۵)، «پیش بینی وقوع سیلاب ها بر اساس موقعیت های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳۱-۱۰۹.
- ۳۳۲) مرادی، محمد (۱۳۸۴)، «محاسبه آب بارش شو، میانگین دمای جو و شکست اتمسفری با داده های کاوشگر»، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۱، صص ۹۳-۸۵.

- (۳۳۳) مرادی پور، محمد (۱۳۷۵) «مطالعه و بررسی خشکسالی در ایران»، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک.
- (۳۳۴) مزرعه فراهانی مجید؛ وظیفه احد؛ آزادی مجید (۱۳۸۸)، «بررسی اثر تغییر تفکیک افقی میان مقیاس MM5 در سبیه سازی بارش حاصل از سامانه همدیدی اکتبر ۲۰۰۴ روی ایران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، صص ۱۴۶-۱۳۱.
- (۳۳۵) مسعودیان سید ابوالفضل، قلی زاده محمد حسین؛ محمدی بختیار (۱۳۸۷)، «سرماهای وزشی ایران (مطالعه موردی: سرماهای وزشی بهمن ۱۳۶۱ سمنج)»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۳، صص ۱۸-۳.
- (۳۳۶) مسعودیان سید ابوالفضل؛ زینالی حمیده؛ حجتی زاده رحیم (۱۳۸۷)، «نواحی دمای ایران»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲، صص ۱۸-۳.
- (۳۳۷) مسعودیان سید ابوالفضل؛ قائدی سهراب؛ محمدی بختیار (۱۳۸۵)، «نواحی رطوبتی ایران»، مجله علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، شماره ۲۰، صص ۱۳-۱.
- (۳۳۸) مسعودیان، سید ابوالفضل؛ محمدی، بختیار (۱۳۸۶)، «شناسایی تیپ‌های همدید هوای ایستگاه سمنج»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۷، صص ۲۳-۱.
- (۳۳۹) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۶)، «کلیات مسایل آب مناطق خشک (با تأکید بر ایران زمین)»، مجله علمی-پژوهشی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، شماره ۹، صص ۲۱۵-۲۰۳.
- (۳۴۰) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۷۹)، «بررسی تغییرات توزیع فراوانی مقدار بارش روزانه در حوضه کارون»، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد پانزدهم، شماره ۲۲ و ۲۳، صص ۲۱۶-۲۰۵.
- (۳۴۱) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، «بررسی پراکندگی جغرافیایی بارش در ایران به روش تحلیل عاملی دوران یافته»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱، صص ۸۹-۷۹.
- (۳۴۲) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، «تحلیل ساختار دمای ماهانه ایران»، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد پانزدهم، شماره ۲ و ۱، صص ۹۶-۸۷.
- (۳۴۳) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، «نواحی اقلیمی ایران»، جغرافیا و توسعه، شماره ۲، صص ۱۸۴-۱۷۱.
- (۳۴۴) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲)، «نواحی اقلیمی ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲، صص ۱۸۵-۱۷۱.
- (۳۴۵) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۳)، «روند بارش در نیم سده گذشته»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره دوم، صص ۷۲-۶۳.
- (۳۴۶) مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۴)، «بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۴، صص ۴۵-۲۹.

- ۳۴۷) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «تأثیر انسو بر بارش ایران»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۴، صص ۸۲-۷۳.
- ۳۴۸) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۱۸۲-۱۶۱.
- ۳۴۹) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون»، جغرافیا و توسعه، شماره ۵، صص ۱۸۲-۱۶۱.
- ۳۵۰) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «شناسایی رژیم‌های بارش ایران به روش تحلیل خوشه‌ای»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۲، صص ۴۷-۵۹.
- ۳۵۱) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای»، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد هجدهم، شماره ۱، صص ۱۳-۱.
- ۳۵۲) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵)، «زیج سی ساله الگوهای گردشی تراز میانی جو ایران»، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۷، صص ۵۱-۳۳.
- ۳۵۳) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵)، «زیج سی ساله الگوهای گردشی تراز میانی جو ایران»، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۷، صص ۵۱-۳۳.
- ۳۵۴) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵)، «مرزبندی مناطق آبی ایران به کمک شاخص آشفستگی بارش»، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان، جلد ۲۰، صص ۱۵-۱.
- ۳۵۵) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۷)، «ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۱۸-۳.
- ۳۵۶) مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۸)، «نواحی بارشی ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، صص ۹۱-۷۹.
- ۳۵۷) مسعودیان، سیدابوالفضل؛ دارند، محمد (۱۳۹۰)، «تحلیل هم‌دید سرماهای فرین ایران»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صص ۱۸۵-۱۶۵.
- ۳۵۸) مسعودیان، سیدابوالفضل؛ عطایی، هوشمند (۱۳۸۴)، «شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۱۲-۱.
- ۳۵۹) مسلح‌بوانی علیرضا؛ مریدسعید؛ محمدزاده محسن (۱۳۸۹)، «مقایسه روش‌های کوچک مقیاس کردن و مدل‌های AOGCM در بررسی تأثیر تغییر اقلیم در مقیاس منطقه‌ای»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، صص ۹۹-۱۱۰.
- ۳۶۰) مطلب‌فائز، رضا (۱۳۸۶)، «مدلسازی توزیع مکانی بارش‌های رعد و برقی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در محدوده شمال غرب کشور»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

- (۳۶۱) مظفری، غلامعلی؛ قائمی، هوشنگ (۱۳۸۱)، «تحلیل شرایط بارش در نواحی دیم‌خیز (مورد مطالعه: شرق کرمانشاه)»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۲، صص ۱۱۹-۱۰۳.
- (۳۶۲) مفیدی، عباس؛ زرین آذر؛ جانباز قبادی غلامرضا (۱۳۸۶)، «تعیین الگوی هم‌مدیدی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.
- (۳۶۳) مفیدی، عباس (۱۳۷۹)، «بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه در بارش ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز.
- (۳۶۴) مفیدی، عباس (۱۳۸۳)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۵، صص ۹۳-۷۱.
- (۳۶۵) مفیدی، عباس (۱۳۸۴)، «بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۷، صص ۱۳۶-۱۱۳.
- (۳۶۶) مفیدی، عباس؛ زرین آذر (۱۳۸۴)، «تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی (مطالعه مودی، توفان دسامبر ۲۰۰۱)»، فصل‌نامه جغرافیایی سرزمین، شماره ۶، صص ۴۸-۲۴.
- (۳۶۷) مفیدی، عباس؛ زرین آذر (۱۳۸۵)، «تحلیلی بر ماهیت و ساختار مراکز پرفشار و کم-فشار «قسمت دوم»»، مجله رشد آموزش زمین‌شناسی، شماره ۴۷، صص ۵۸-۵۴.
- (۳۶۸) مقدس‌پور، آزاده (۱۳۷۳)، «ناهنجاری اقلیمی و پدیده انسو»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران.
- (۳۶۹) منتظری، مجید (۱۳۸۶)، «شناسایی تحلیل روند خشکسالی‌های اقلیمی زیر حوضه‌های زاینده رود در نیم سده گذشته»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، صص ۱۴۴-۱۲۵.
- (۳۷۰) منتظری، مجید (۱۳۸۸)، «تحلیل زمانی-مکانی بارش‌های فرین روزانه در ایران»، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۲، صص ۱۴۰-۱۲۵.
- (۳۷۱) منتظری، مجید (۱۳۸۴)، «تحلیل زمانی و مکانی دمای ایران در نیم سده گذشته»، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان.
- (۳۷۲) منتظری، مجید؛ غیور، حسنعلی (۱۳۸۸)، «تحلیل مقایسه‌ای روند بارش و خشکسالی حوضه‌ی خزر»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۶۱، صص ۹۲-۷۱.
- (۳۷۳) منتظری، مجید؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۹)، «شناسایی الگوهای فرارفت دمایی ایران در سال‌های سرد»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، صص ۹۴-۷۹.
- (۳۷۴) موحد دانش، علی اصغر (۱۳۷۱)، «روش‌های استفاده از آب ایران در تولیدات گیاهی در بررسی کشت مودیم در بوشهر»، انتشارات دانشگاه تبریز.
- (۳۷۵) موحد دانش، علی اصغر (۱۳۷۳)، «هیدرولوژی آب‌های سطحی ایران»، انتشارات سمت.

- (۳۷۶) موحدی سعید؛ کاویانی محمدرضا؛ مسعودیان سید ابوالفضل (۱۳۸۴)، «تغییرات زمانی و مکانی دمای مارون»، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۱، صص ۲۸-۱۳.
- (۳۷۷) مهدوی، مسعود (۱۳۶۶)، «بررسی آثار آب و هوای کناره‌های دشت کویر: مطالعه موردی کاشان»، نشریه یابان، شماره ۱۸، مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران.
- (۳۷۸) مهرشاهی، داریوش (۱۳۸۰)، «تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعه دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۴-۶۳، صص ۱۴۸-۱۳۳.
- (۳۷۹) مهرشاهی، داریوش؛ خسروی، یونس (۱۳۸۹)، «ارزیابی روش‌های میان‌یابی کریجینگ و رگرسیون خطی برپایه‌ی مدل ارتفاعی رقومی جهت تعیین توزیع مکان بارش سالانه (مطالعه موردی استان اصفهان)»، مدرس علوم انسانی - برنامه ریزی و آمایش فضا، شماره ۴، صص ۲۴۹-۲۳۳.
- (۳۸۰) میرافضل، لیلی (۱۳۷۹)، «اثر ال نینو ۸۳-۱۹۸۲ بر روی آب و هوای ایران»، فیزیک زمین و فضا، جلد ۲۶، شماره ۲، صص ۸۵-۹۶.
- (۳۸۱) میرموسوی سید حسین؛ مزیدی احمد؛ خسروی یونس (۱۳۸۹)، «تعیین بهترین روش زمین‌آمار جهت تخمین توزیع بارندگی با استفاده از GIS (مطالعه موردی: استان اصفهان)»، مجله علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۳۰، صص ۱۲۰-۱۰۵.
- (۳۸۲) میرموسوی، سید حسین (۱۳۸۷)، «مطالعه‌ی نوانات دما و بارش سالانه در منطقه شمال غرب ایران»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۶، صص ۱۰۰-۸۷.
- (۳۸۳) میرموسوی، سید حسین؛ رزمی، رباب (۱۳۸۸)، «مطالعه توزیع‌های احتمالاتی و درصدی بارش روزانه ایستگاه هواشناسی همدان»، مجله علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۸، صص ۱۸۴-۱۷۳.
- (۳۸۴) نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۵)، «مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱-۱۳.
- (۳۸۵) نجار سلیقه، محمد (۱۳۷۷)، «الگوهای سینوپتیکی بارشهای تابستانه جنوب شرقی ایران»، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- (۳۸۶) نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۰)، «اندرکنش دینامیکی سیستم‌های فشار عرض‌های میانی و عرض‌های پایینی در ایران»، رشد آموزش جغرافیا، شماره ۵۷.
- (۳۸۷) نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۵)، «مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱-۱۳.

- ۳۸۸) نصرافهانی محمدعلی؛ احمدی گیوی فرهنگ؛ محب‌الحجه علیرضا (۱۳۸۹)، «بررسی انرژی از تباط نوسان اطلس شمالی (NAO) و گردش بزرگ مقیاس و ردسپهر در جنوب غرب آسیا»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳، صص ۱۴۹-۱۳۱.
- ۳۸۹) نصیری، بهروز؛ قائمی، هوشنگ (۱۳۷۸)، «تحلیل الگوی سینوپتیکی و دینامیکی بارش‌های کرخه و دز»، فصلنامه تحقیقات جغرافیائی، شماره ۵۵-۵۴، صص ۱۸۶-۱۷۷.
- ۳۹۰) نگارش حسین؛ خسروی محمود؛ شاه حسینی منصوره؛ محمودی پیمان (۱۳۸۹)، «مطالعه خشکسالی‌های کوتاه مدت شهرستان زاهدان»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۸، صص ۱۳۴-۱۰۹.
- ۳۹۱) نوری روح اله؛ اشرفی خسرو؛ ازدرپور ابوالفضل (۱۳۸۷)، «مقایسه کاربرد روش‌های شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیون خطی چند متغیره بر اساس تحلیل مؤلفه‌های اصلی برای پیش‌بینی غلظت میانگین روزانه کربن مونواکسید: بررسی مورد شهر تهران»، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، صص ۱۵۲-۱۳۵.
- ۳۹۲) ولایتی، سعداله (۱۳۸۶)، «بررسی بحران آب استان خراسان»، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره یازدهم، پیاپی ۵۳، صص ۲۳۸-۲۱۵.
- ۳۹۳) هژیرپور، قاسم؛ علیجانی، بهلول (۱۳۸۶)، «تحلیل هم‌دید یخبندان‌های استان اردبیل»، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، صص ۱۰۶-۸۹.
- ۳۹۴) یاراحمدی، داریوش؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۶)، «تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی»، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۷۴-۱۶۱.
- ۳۹۵) یزدان پناه حجت الله؛ موحدی سعید؛ سلیمانی تبار مریم؛ صالحی مهدی (۱۳۸۹)، «تعیین میزان اثر عناصر اقلیمی بر عملکرد گندم دیم در استان آذربایجان شرقی با استفاده از شبکه‌های عصبی هوشمند»، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۰، صص ۱۴۴-۱۳۳.
- ۳۹۶) یزدان پناه حجت الله؛ میرمجریان راضیه؛ برقی حمید (۱۳۸۹)، «برآورد تابش کلی خورشید در سطح افقی زمین در اصفهان»، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره ۱، صص ۱۰۴-۹۵.
- ۳۹۷) یزدان پناه حجت اله؛ کمالی غلامعلی؛ حجازی زاده زهرا؛ ضیائیان پرویز (۱۳۸۵)، «مکان‌گزینی اراضی مستعد کشت بلادم در استان آذربایجان شرقی»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۸، صص ۱۹۳-۲۰۳.
- ۳۹۸) یزدان پناه حجت اله؛ کمالی غلامعلی؛ رحیمی داریوش (۱۳۸۷)، «تعیین پتانسیل اقلیمی کشت گندم دیم در استان آذربایجان شرقی به کمک شبکه‌های عصبی هوشمند و GIS»، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲، صص ۸۱-۱۰.

۳۹۹) یزدان پناه، حجت الله؛ اوحدی، دلناز (۱۳۸۹)، «ارزیابی کاربرد روش مه‌پلشی و کاربرد توأم آن با بخاری باغی در مبارزه با سرمازدگی بهاره»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳، صص ۱۱۱-۱۲۰.

۴۰۰) یعقوب زاده، مصطفی؛ اکبرپور، ابوالفضل (۱۳۹۰)، «بررسی تأثیر الگوریتم های طبقه بندی تصاویر ماهواره ای بر شماره محلی رواناب و دبی حداکثر سیلاب به کمک GIS و RS»، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۲، صص ۲۲-۵.

۴۰۱) یوسفی نصرت الله؛ حجام سهراب؛ ایران‌نژاد پرویز (۱۳۸۶)، «بر آورد احتمالات خشکسالی و تسالی با استفاده از زنجیره مارکوف و توزیع نرمال (مطالعه موردی: قزوین)»، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۰، صص ۱۲۸-۱۲۱.

۴۰۲) یوسفی، حسن؛ عزیزی، قاسم (۱۳۸۴)، «زمان یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر»، مدرس علوم انسانی، شماره ۴۳، صص ۸۱-۱۰۰.

403) Abolverdi, J., Khalili, D. (2010), **Development of Regional Rainfall Annual Maxima for Southwestern Iran by L-Moments**, WATER RESOUR. MANAG, 24, 2501-2526.

404) Alijani, B. (2002), **Variation of 500 hPa flow patterns over Iran and surrounding areas and their relationship with the climate of Iran**, Theor. Appl. Climatol. 72, 41-54.

405) Alijani, B., Ghohroudi, M and Arabi, N. (2007), **Developing a climate model for Iran using GIS**, Theor. Appl. Climatol, 92, 103-112.

406) Alijani, B., O'Brien, J., and Yarnal, B. (2007), **Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran**, Theor. Appl. Climatol, 94, 107-124.

407) Bannayan, M., Sanjani, S., Alizadeh, A., Lotfabadi, S.S., and Mohamadian, A. (2010), **Association between climate indices, aridity index, and rainfed crop yield in northeast of Iran**, FILED.CROP.RES, 118, 105-114.

408) Barth, H.J, Frank, S. (2004), **Origin of winter precipitation in the central coastal lowlands of Saudi Arabia**, Journal of Arid Environments 57, pp 101-115.

409) Dezfuli, A.K., Karamouz, M., and Araghinejad, S. (2009), **On the relationship of regional meteorological drought with SOI and NAO over southwest Iran**, Theor. Appl. Climatol, 100, 57-66.

410) Dinpashoh, Y., Fakherifard, A., Moghaddam, M., Jahanbakhsh, S., and Mimia, M. (2004), **Selection of variables for the purpose of regionalization of Iran's precipitation climate using multivariate methods**, J. HYDROL, 297, 109-123.

411) Division, M.M. (2000), **Numerical Simulation of a Low-Level Jet over Complex Terrain in Southern Iran**, Terrain, 1309-1327.

- 412) Domroes, M., Kaviani, M., and Schaefer, D. (1998), **An analysis of regional and intra-annual precipitation variability over Iran using multivariate statistical methods**, Theor. Appl. Climatol., 61(3-4), 151-159.
- 413) Eslamian, S.S., Feizi, H. (2007), **Maximum monthly rainfall analysis using L-Moments for an Arid Region in Isfahan Province, Iran**, J. APPL. METEOROL. CLIM, 46, 494-503.
- 414) Ghasemi, A.R., Khalili, D. (2006), **The influence of the Arctic Oscillation on winter temperatures in Iran**, Theor. Appl. Climatol., 85, 149-164.
- 415) Ghasemi, A.R., Khalili, D. (2007), **The effect of the North Sea-Caspian pattern (NCP) on winter temperatures in Iran**, Theor. Appl. Climatol, 92, 59-74.
- 416) Ghasemi, A.R., Khalili, D. (2008), **The association between regional and global atmospheric patterns and winter precipitation in Iran**, ATMOS RES, 88, 116-133.
- 417) Golian, S., Saghafian, B., Sheshan gosht, S., and Ghalkhani, H. (2010), **Comparison of classification and clustering methods in spatial rainfall pattern recognition at Northern Iran**, Theor. Appl. Climatol, 102, 319-329.
- 418) Gong, Daoyi(2002), **Arctic oscillation and the east Asian climate**, The Climate Report, Vol. 3, No. 3.
- 419) Karamouz, M., Razavi, S., and Araghinejad, S. (2008), **Long-lead seasonal rainfall forecasting using time-delay recurrent neural networks : a case study**, NEURAL NETWORKS, 241, 229-241.
- 420) Kousari, M.R., Ekhtesasi, M.R., Tazeh, M., Saremi-Naeini, M.A., and Asadi-Zarch, M.A. (2011), **An investigation of the Iranian climatic changes by considering the precipitation, temperature and relative humidity parameters**, Theor. Appl. Climatol, 103, 321-335.
- 421) Marofi, S. Sohrabi, M.M. Mohammadi, K., Sabziparvar, A.A. and Abyaneh, H.Z. (2011), **Investigation of meteorological extreme events over coastal regions of Iran**, Theor. Appl. Climatol, 103, 401-412.
- 422) Millán, H., Chanbarian-Alavijeh, B., and García-Fornaris, I. (2010), **Nonlinear dynamics of mean daily temperature and dewpoint time series at Babolsar, Iran, 1961-2005**, ATMOS. RES, 98, 89-101.
- 423) Modarres, R., Sarhadi, A. (2011), **Statistically-based regionalization of rainfall climates of Iran**, GLOBAL PLANET. CHANG, 75, 67-75.
- 424) Modarres, R., de Paulo Rodrigues da Silva, V. (2007), **Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran**, J. ARID. ENVIRON, 70, 344-355.
- 425) Moradi, H.R., Rajabi, M., and Faragzadeh, M. (2011), **Investigation of meteorological drought characteristics in Fars province, Iran**, Catena, 84, 35-46.
- 426) Morid, S., Smakhtin, V., and Bagherzadeh, K. (2007), **Drought forecasting using artificial neural networks and time series of drought indices**, INT. J. CLIM ATOL, 2111, 2103-2111.

- 427) Nazaripour, H., Khosravi, M. (2011), **Identification of Precipitation Types by Cluster Analysis Method (Case Study : Zahedan . Iran)**, Geography and Environmental Planning, 40, 29-44.
- 428) Nazemosadat, M.J., Cordery, I. (2000), **On the relationship between ENSO and autumn rainfall in Iran**, INT. J. CLIMATOL, 20, 47 - 61.
- 429) Nazemosadat, M.J., Ghasemi, A.R. (2004), **Quantifying the ENSO-Related Shifts in the Intensity and Probability of Drought and Wet Periods in Iran**, CLIM. RES. .
- 430) Rahimikhoob, A. (2009), **Estimation of evapotranspiration based on only air temperature data using artificial neural networks for a subtropical climate in Iran**, Theor. Appl. Climatol, 101, 83-91.
- 431) Rahimzadeh Bajgiran, P., Darvishsefat, A.A., Khalili, A., and Makhdoom, M.F. (2008), **Using AVHRR-based vegetation indices for drought monitoring in the Northwest of Iran**, J. ARID. ENVIRON, 72, 1086-1096.
- 432) Rahimzadeh, F., Asgari, A., and Fattahi, E. (2009), **Variability of extreme temperature and precipitation in Iran during recent decades**, INT. J. CLIMATOL, 343, 329-343.
- 433) Sabziparvar, A. (2008), **A simple formula for estimating global solar radiation in central arid deserts of Iran**, RENEW. ENERGY, 33, 1002-1010.
- 434) Sabziparvar, A., Shetaee, H. (2007), **Estimation of global solar radiation in arid and semi-arid climates of East and West Iran**, Energy, 32, 649-655.
- 435) Tabari, H., Talaei, P.H. (2011), **Temporal variability of precipitation over Iran: 1966-2005**, J. HYDROL, 396, 313-320.
- 436) Tabari, H., Marofi, S., Amini, A., Talaei, P.H., and Mohammadi, K. (2011), **Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran**, AGR. FOREST. METEOROL, 151, 128-136.
- 437) Tabari, H., Somee, B.S. and Zadeh, M.R. (2011), **Testing for long-term trends in climatic variables in Iran**, ATMOS. RES, 100, 132-140.
- 438) Yaghmaei, L., Soltani, S., and Khodaghali, M. (2009), **Biodimatic classification of Isfahan province using multivariate statistical methods**, INT. J. CLIMATOL, 1861, 1850-1861.
- 439) Yazdanpanah, H., Stigter, C.J. (2010), **Selective inverted sink efficiency for spring frost protection in almond orchards northwest of Isfahan, Iran**, Theor. Appl. Climatol, DOI 10.1007/s00704-010-0367-7.
- 440) Zahraie, B., Roozbahani, A. (2011), **SST clustering for winter precipitation prediction in southeast of Iran: Comparison between modified K-means and genetic algorithm-based clustering methods**, EXPERT. SYST. APPL, 38, 5919-5929.
- 441) Zaitchik, B.F., Evans, J.P., and Smith, R.B. (2007), **Regional impact of an elevated heat source: The Zagros plateau of Iran**, J. CLIMATE, 20, 4133-4146.