

طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا در حوضه‌های جنوب غربی ایران

دکتر زهرا حجازی‌زاده
دانشیار جغرافیا دانشگاه تربیت معلم تهران

دکتر ابراهیم فتاحی^۱
استادیار اقلیم‌شناسی پژوهشکده هواشناسی تهران

چکیده

در تحقیق حاضر به منظور شناسایی و طبقه‌بندی توده‌های هوا در حوضه‌های جنوب غربی ایران از روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی (SSC) استفاده شده است. روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا را براساس منشاء و تعدیل آنها در مسیر حرکت به شش گروه طبقه‌بندی می‌کند که شامل توده‌های هوای قطبی خشک (DP)، قطبی مرطوب (MP)، حاره‌ای خشک (DT)، معتدل خشک (DM)، معتدل مرطوب (MM) و حاره‌ای مرطوب (MT) می‌باشد. این نامگذاری برای شناسایی ویژگی توده‌های هوا طراحی شده است. برای تعیین ویژگی توده‌های هوا و طبقه‌بندی آنها نیاز به روزهای نمونه (شاهد) می‌باشد. نحوه‌ی آرایش خطوط جریان نقشه‌های سطح زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکال معرف انتقال توده‌ی هوای ویژه‌ای به سوی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. معیارهای اولیه انتخاب روزهای نمونه برای هر توده هوا در هر ایستگاه از طریق ارزیابی دقیق داده‌ها و نقشه‌های هواشناسی سطح زمین و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال صورت گرفت و هر یک از روزهای نمونه انتخاب شده از منبع تا محدوده‌ی مورد مطالعه مسیریابی و ویژگی‌های آنها ارزیابی شد. روزهای نمونه انتخاب شده ویژگی‌های معرف یک توده هوا را مشخص می‌کنند. به منظور طبقه‌بندی توده‌های هوا، متغیرهای دما، دمای نقطه شبنم، فشار (QFF)، ابرناکی، سمت و سرعت باد ساعات ۳، ۹، ۱۵ و ۲۱ utc برای ۱۰ ایستگاه سینوپتیک طی دوره آماری ۱۹۹۹-۱۹۶۱ در محاسبات منظور شد. با استفاده از روش تحلیل عاملی متغیرهای وابسته به هم ادغام و ابعاد ماتریس‌ها کاهش داده شد.

در این مطالعه به منظور شناسایی مؤلفه‌های معرف توده‌های هوا از ماتریس آرایه P استفاده گردید و برای طبقه‌بندی توده‌های هوا روش تحلیل ممیزی مناسب تشخیص داده شد، بطوری که ویژگی‌های معرف روزهای نمونه به عنوان ورودی برای تحلیل تابع متمایزکننده برای طبقه‌بندی توده‌های هوا به کار گرفته شد. بدین ترتیب با استفاده از روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی؛ توده‌های هوای مؤثر بر حوضه‌های جنوب غربی کشور در فصل زمستان (دسامبر تا فوریه) شناسایی گردید. نتایج نشان داد شرایط اقلیمی و دوره‌های اقلیمی هر منطقه به وسیله تکرار و اثرات تجمعی توده‌های هوایی که از آن ناحیه عبور می‌کند، تعیین می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: طبقه‌بندی همدیدی فضایی، توده‌های هوا، تحلیل ممیزی، خوشه‌بندی، جنوب غربی ایران.

مقدمه

ایران کشور پهناوری است و در یک روز ویژه، هر قسمت از آن ممکن است تحت تأثیر توده هوای مختلفی واقع شود و پدیده‌های جوی مختلفی را تجربه کند. برای مثال در یک روز ممکن است بخشی از کشور مواجه با یخبندان و بخش دیگر از هوای بسیار گرم برخوردار باشد. توده‌های هوا توسط جریان‌های واچرخندی و گسترش آنها وارد کشور می‌شوند و شرایط رطوبتی و گرمایی روزانه را در نقاط مختلف تعیین می‌نمایند. تکرار این شرایط در درازمدت آب و هوای هر منطقه را به وجود می‌آورد. به عبارتی شرایط اقلیمی هر منطقه به وسیله اثرات تجمعی توده‌های هوایی که از آن ناحیه عبور کرده است، تعیین می‌شود. بنابراین یکی از گام‌های اولیه در راه شناخت آب و هوای یک منطقه شناسایی توده‌های هوای موثر بر آن است، و مطالعه توده‌های هوا چه از نظر پیش‌بینی وضعیت هوا و چه از نظر آگاهی از شرایط و ویژگی‌های آب و هوایی اهمیت دارد (فتاحی، ۱۳۸۳: ۱۷).

مهمترین هدف علم اقلیم‌شناسی گروه‌بندی منطقی سامانه‌های جوی و توده‌های هوا هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی است، و از این لحاظ علم اقلیم‌شناسی همدیدی نقش اساسی را ایفا می‌کند. با مطالعه دقیق فراوانی و ویژگی‌های توده‌های هوا و تغییرات الگوی گردش جوی و رابطه آنها با پدیده‌های فرین نظیر خشکسالی‌ها، سیلاب‌ها، یخبندان‌ها و... می‌توان مدیریت‌ها را بهبود بخشید.

روش بررسی الگوهای فشار عمدتاً بر پایه‌ی اطلاعات جریان جوی یعنی توزیع فشار سطح زمین و ترازهای بالای جو و تأثیر متقابل آنها بر یکدیگر؛ که اساس دینامیک و ترمودینامیک جو را پایه‌گذاری می‌کند، تأکید دارد و نتایج آن رابطه‌ی نزدیکی با جهت بادها و یا الگوهای جریان جوی دارند (براهیمی‌فر، ۱۳۶۰: ۱۵). اما روش‌هایی که بر مطالعه‌ی توده‌های هوا متکی هستند، از عناصر متفاوت جوی به منظور ایجاد گروه‌هایی که مشابهتی با هم دارند، استفاده می‌کنند، زیرا عناصر جوی مشترکاً شامل ترکیبی از متغیرهای رطوبت و گرما (نشانگر و معرف توده هوای استاندارد) بارش، میدان دید، ابرناکی، فشار، سمت و سرعت باد می‌باشد.

برخلاف تکنیک‌های مربوط به الگوهای فشار، بیشتر تکنیک‌های سینوپتیکی که بر پایه‌ی توده‌ی هوا هستند، به روش‌های آماری نیاز دارند (اسکات، ۲۰۰۰: ۳۴). مهم‌ترین کاربرد اقلیم‌شناسی سینوپتیکی توجیه پدیده‌های محیطی است و از همه مهم‌تر تعیین دوره‌های اقلیمی و نواحی اقلیمی سطح زمین بر اساس سیستم‌های جوی و توده‌های هوای همراه با آن می‌باشد.

در این روش اقلیم‌شناس ویژگی‌های اقلیمی سطح زمین مانند دما، دمای نقطه شبنم، ابرناکی، فشار و سمت و تندی باد و... را بطور جامع و همزمان بررسی می‌کند، این روش مطالعه تحت عنوان طبقه‌بندی همدیدی فضایی^۱ (SSC) نامگذاری شده است.

بطور کلی توده‌ی هوا حجم بزرگی از هواست که از نظر توزیع افقی عناصر آب و هوایی مانند دما، رطوبت و غیره از تجانس نسبی برخوردار است. برای اینکه چنین حجم بزرگی از هوا، این یکنواختی را حاصل کند باید مدت زیادی در یک منطقه وسیع و متجانس ساکن بماند (آلپرت،^۲ ۱۹۸۶: ۱۴۱۳). پس از شکل‌گیری یک توده هوا، ساز و کارهای ترمودینامیکی و دینامیکی که سبب تشکیل این سامانه‌های پرفشار می‌گردد، همراه خود نوع توده‌ی هوای تشکیل شده را در مسیر حرکت خود هدایت نموده و بر نواحی که سامانه مزبور عبور می‌کند اثر می‌گذارد. به عبارتی حرکت این پرفشارها به مناطق دیگر و یا ارسال زبانه‌هایی سبب جابه‌جایی توده هوا و پیشروی آن به جاهای دیگر می‌شود.

ویژگی‌های توده‌های هوا در فصول مختلف و در مکان‌های مختلف فرق می‌کند، بنابراین بهتر است ویژگی‌های توده‌های هوا به صورت ماهانه و فصلی شناسایی و تحلیل شوند. در گذشته توده‌های هوا را براساس محل تشکیل آنها طبقه‌بندی می‌کردند، اما امروزه ویژگی‌های یک توده هوا که بر یک منطقه اثر می‌گذارد و سبب ترکیب‌های بخصوص از پارامترهای جوی می‌شود، مورد توجه می‌باشد و با استفاده از روش‌های آماری چندمتغیره طبقه‌بندی دقیق‌تری انجام می‌شود. هدف اصلی این تحقیق نیز شناسایی ویژگی‌ها و فراوانی توده‌های هوای مؤثر بر حوضه‌های جنوب غربی ایران (دز، کارون، مارون، جراحی، زهره، هنديجان، شاپور، دالکی) طی فصل زمستان (دسامبر تا فوریه) می‌باشد.

مروری بر تحقیقات

در گذشته توده‌های هوا را بر اساس محل تشکیل آنها طبقه‌بندی می‌کردند و برای طبقه‌بندی توده‌های هوا از روش‌های سنتی (دستی) بهره می‌گرفتند به عنوان مثال برجران^۳ (۱۹۲۸) یک طرح کلی طبقه‌بندی توده‌ی هوا را معرفی کرد که در تحلیل سینوپتیکی ابزار مفیدی می‌باشد و مخصوصاً برای مناطقی که داده‌های کمی دارند استفاده می‌شود. به علت جریان‌ات قوی غربی در عرض‌های میانی، برجران فقط کانون‌های تشکیل توده‌های هوا را در عرض‌های جغرافیایی پایین و بالا شناسایی کرد (کالکستین^۴ و همکاران، ۱۹۹۸: ۱۲۲۶). بعد از

1 - Spatial Synoptic Classification

2- Alpert

3 -Berjaron

4 - Kalkstein

جنگ جهانی دوم، مطالعات بر پایه توده هوا، توسط برایسون؛^۱ (۱۹۶۶) ادامه یافت. برایسون در این مطالعات ماکزیمم دمای روزانه را به عنوان کلید تعیین هویت توده هوا به کار گرفت، وی همچنین توده‌های هوای آمریکای شمالی را با روش تجمعی جزئی و روش مسیریابی پس‌رونده شناسایی کرد و مرزهای بین انواع اصلی توده هوا را با مرزهای پوشش گیاهی مرتبط کرد. طی سال‌های اخیر از روش‌های آماری بویژه روش‌های آماری چند متغیره در مطالعات اقلیم‌شناسی استفاده شده است. در بین دانشمندان اقلیم‌شناس، لورنز؛^۲ (۱۹۶۶) و کریس تنسول و برایسون؛ (۱۹۶۶) اولین افرادی بودند که تکنیک‌های تحلیل عاملی را جهت مطالعات اقلیم‌شناسی سینوپتیک به کار گرفته‌اند (کی^۳ و همکاران، ۱۹۸۸: ۳۷۸).

پایک و همکاران؛ (۱۹۸۷) با استفاده از طبقه‌بندی، و تحلیل ویژگی‌های توده‌های هوا، تغییر فصل‌های سال را برای ایالات متحده تعریف کردند. اخیراً روش خوشه‌بندی به عنوان یک ابزار در گروه‌بندی و طبقه‌بندی متغیرها توسط بسیاری از اقلیم‌شناسان مورد استفاده قرار می‌گیرد (دیویس،^۴ ۱۹۹۸: ۴۸).

کالکستین و همکاران (۱۹۸۷: ۷۲۰) مدلی را که بر پایه‌ی توده‌های هوا بود تنظیم کردند. آنها توده‌های هوای حاکم بر شهر موبایل واقع در ایالت آلابامای آمریکا را براساس هفت متغیر دما، دمای نقطه شبنم، میدان دید، ابرناکی آسمان؛ فشار هوا در سطح دریا، سرعت و جهت باد و با استفاده از روش‌های خوشه‌بندی وارد^۵ فاصله مرکزی و فاصله متوسط شناسایی کردند. اپیرسون^۶ و همکاران (۱۹۸۸) از روش تحلیل خوشه‌ای WOLF و برنامه NORMIX برای انجام طبقه‌بندی توده‌های هوای آمریکای شمالی استفاده کردند. متغیرهای به کار رفته در این تحقیق شامل دمای پتانسیل و نسبت آمیزه می‌باشد؛ آنها بعد از انجام تحلیل خوشه‌ای، گروه‌های حاصل از برنامه NORMIX را با الگوهای توده هوای سینوپتیک مقایسه کردند (دیوید،^۷ ۱۹۸۹: ۵۳۲)؛ اما دیویس و کالکستین؛ (۱۹۹۰: ۷۷۲) بر اساس شش عنصر اقلیمی روزهای سال ۱۹۸۴ را به دوره‌های اقلیمی مشابه تقسیم‌بندی کردند. این روش مطالعه به روش تعیین توده‌های هوا و یا دوره‌های اقلیمی موسوم است. طبق پیشنهاد مولر؛^۸ (۱۹۷۷) تنها با آشنایی کامل از فراوانی زمانی و مکانی توده‌های هوا و الگوهای سینوپتیک می‌توان برنامه‌های عمرانی را مدیریت کرد.

1- Bryson

2- Loran

3- Key

4- Davis

5- Ward method

5- Eperson

7- David

8- Muller

در همین رابطه برایان دیلی؛ (۱۹۹۲) با استفاده از نقشه‌های همدیدی روزانه طی دوره آماری ۸۷-۱۹۷۸ و با استفاده از داده‌های دما، دمای نقطه شبنم، میدان دید، ابرناکی، فشار، سمت و سرعت باد در ایستگاه پیتسبورگ طی چهار دیدبانی میزان تولید ذرت را بررسی کرد. وی روزهای مورد مطالعه را با استفاده از ۲۸ متغیر و با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی و روش خوشه‌بندی وارد گروه‌بندی کرد و در نهایت یازده توده‌ی هوا را شناسایی کرد.

برمن^۱ و همکاران (۱۹۹۱: ۴۸) با استفاده از روش‌های آماری چند متغیره به مطالعه‌ی توده‌های هوا، پرداختند. این گروه به سرپرستی برمن به منظور بررسی و تشخیص عوامل فیزیکی موثر بر انتقال آلودگی در زمان حداکثر تمرکز آلودگی از روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی و مدل‌های رقومی استفاده کردند. آنها در این مطالعه به منظور تشخیص و شناسایی توده‌های هوای محدوده‌ی مورد مطالعه از روش تحلیل عاملی به منظور کاهش ابعاد داده‌ها و از روش تحلیل خوشه‌ای به منظور طبقه‌بندی توده‌های هوا استفاده کردند. در ایران در زمینه‌ی شناخت توده‌های هوا مطالعات گسترده‌ای صورت نگرفته و مقالات و پایان‌نامه‌های اندکی در این رابطه ارائه شده است.

حبیبی (۱۳۷۸: ۴۹) طی مقاله‌ای به بررسی و نحوه‌ی شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند پرداخته است. وی در تبیین نقش دریای مدیترانه در بارش‌های ایران به ترتیب سامانه‌های نشأت گرفته از شرق، مرکز و غرب این دریا را ذکر می‌نماید. وی بر این باور است که ناحیه‌ی شرق مدیترانه در تقویت سامانه‌ی کم فشار سودانی نقش اساسی دارد.

ابریفام؛ (ابریفام، ۱۳۷۹: ۴۰) در رساله‌ی خود تحت عنوان تحلیل سینوپتیکی توده‌های هوای ورودی به غرب ایران در سال ۸۴-۱۹۸۳ منشاء و مسیر توده‌های هوا و برخی ویژگی‌های آنها، از جمله بارش را در منطقه‌ی غرب کشور به صورت روش سنتی (دستی) ردیابی کرده است و نقش دریایی مدیترانه را به عنوان یکی از منابع اصلی تأمین‌کننده‌ی رطوبت بارش‌های غرب ایران معرفی کرده است.

امام هادی (۱۳۸۰: ۷۵) در رساله‌ی خود تحت عنوان مطالعه توده‌های هوای مؤثر بر ایران طی فصل سرد سال، داده‌های ایستگاه‌های جو بالای سه ایستگاه تهران، کرمانشاه و شیراز طی دوره‌ی آماری ۹۰-۱۹۸۱ را بررسی کرده است ایشان برای نام‌گذاری گروه‌های توده‌های هوا از ویژگی‌های ایستگاه‌های شاهد آسون، عشق‌آباد و مدیترانه استفاده کرده است.

داده‌ها

متغیرهای انتخاب شده برای تحلیل و طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا براساس معیارهای زیر انتخاب شده است.

الف- در دسترس بودن سری داده‌های استاندارد که به‌وسیله‌ی مرکز خدمات ماشینی سازمان هواشناسی تهیه می‌شود.

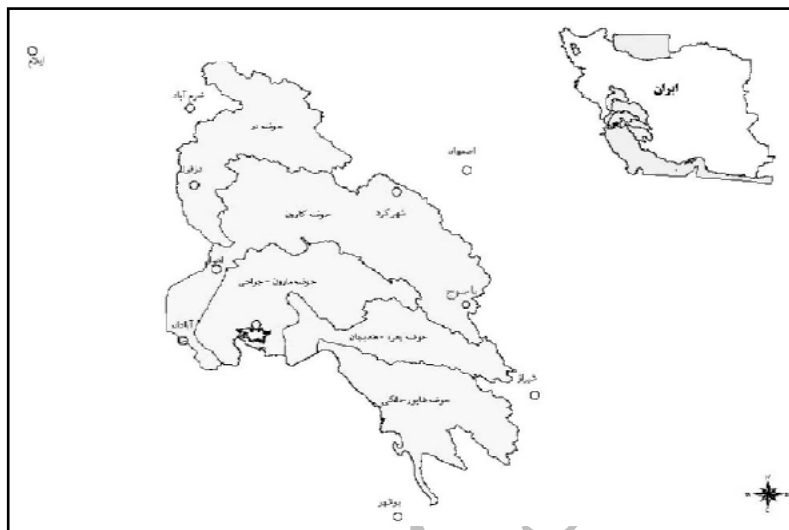
ب- ذکر مشخصاتی که در برگیرنده‌ی ویژگی‌های گرمایی و رطوبتی توده‌ی هوا باشد.

ج- مشخصات الگوی جریان‌های سطحی

این انتخاب متغیرها نشان می‌دهد که دستاورد روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی ترکیبی از توده‌ی هوا (معیار ب) و الگوی فشار (معیار ج) بطور مشترک در اقلیم‌شناسی سینوپتیک مطرح می‌باشد. اولین معیار سبب توسعه یک شاخص معمولی می‌شود و بطور بالقوه می‌تواند تمامی ایستگاه‌های سینوپتیک در کشور را شامل شود. بعلاوه این روش می‌تواند برای سال‌ها و ماه‌های دیگر (به غیر از سال‌ها و ماه‌های مورد مطالعه) توسعه یابد. با توجه به توضیحات و معیارهای فوق عناصر هواشناسی زیر برای طبقه‌بندی همدیدی فضایی به‌کار گرفته شد.

- دمای هوای ساعات ۳، ۹، ۱۵، ۲۱ (UTC) بر حسب سلسیوس
- دمای نقطه شبنم ساعات ۳، ۹، ۱۵، ۲۱ (UTC) بر حسب سلسیوس
- دامنه‌ی تغییرات دمای شبانه‌روز (حداکثر دمای روزانه منهای حداقل دمای روزانه) بر حسب سلسیوس
- کمبود اشباع ساعت ۹ UTC (اختلاف دمای خشک از دمای نقطه شبنم ساعت ۹) بر حسب سلسیوس
- میانگین روزانه فشار هوا (QFE) هکتوپاسکال
- فشار (QFF) برای ساعات ۳، ۹، ۱۵، ۲۱ (UTC) هکتوپاسکال
- میانگین پوشش ابر روزانه بر حسب $\frac{1}{8}$ از میزان پوشیده شدن آسمان
- مجموع بارش روزانه (میلی‌متر)
- مجموع بارش ماهانه (میلی‌متر)

دمای هوا و دمای نقطه شبنم سنجه‌های استاندارد توده‌ی هوایی هستند و تعریف‌کننده‌ی ویژگی‌های گرمایی و رطوبتی توده‌ی هوا می‌باشند. دمای نقطه شبنم بیشتر از دیگر متغیرهای رطوبتی انتخاب شد (چهار دیدبانی در روز) زیرا نسبت به تغییرات دما با ارتفاع پایدار است. فشار نیز نشان‌دهنده الگوهای جریان سطحی است که کاملاً بین وضعیت سینوپتیکی مختلف، متمایز می‌باشد. پوشش ابر هم بیانگر سنجه‌های رطوبت در سطح بالا، تابش رسیده به سطح زمین و بارش می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه‌های جنوب غربی ایران و ایستگاه‌های مورد مطالعه

روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی (SSC)

روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی به شناسایی اولیه‌ی توده‌های هوا و همچنین ویژگی‌های هوا شناختی آنها نیاز دارد. روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا را به شش گروه طبقه‌بندی می‌کند که شامل توده‌های هوای قطبی خشک^۱ (DP)، معتدل خشک^۲ (DM)، حاره‌ای خشک^۳ (DT)، قطبی مرطوب^۴ (MP)، معتدل مرطوب^۵ (MM) و حاره‌ای مرطوب^۶ (MT) می‌باشند. این نامگذاری برای شناسایی ویژگی توده هوا طراحی شده است (شوارتز^۷، ۱۹۹۶: ۲۳۰). مراحل محاسبات روش طبقه‌بندی همدیدی فضایی در ادامه شرح داده می‌شود.

- انتخاب روزهای نمونه^۸

اساس گسترش طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا، انتخاب صحیح روزهای نمونه است. این روزها ویژگی‌های هواشناختی هر توده‌ی هوا را در یک مکان نشان می‌دهند و از آنها به منظور طبقه‌بندی روزهای دیگر استفاده می‌شود (شریدان^۹ و همکاران، ۱۹۹۹: ۳۸۱).

- 1- Dry Polar
- 2- Dry Moderate-
- 3 - Dry Tropical
- 4 - Moist Polar
- 5- Moist Moderate
- 6 -Moist Tropical
- 7 - Schawartz
- 8 -Seed days
- 9 - Sheridan

برآوردهای اولیه برای انتخاب روزهای نمونه با استفاده از ارزیابی و مطالعه‌ی دقیق متغیرهای گرمایی و رطوبتی و نقشه‌های روزانه سطح زمین و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال انجام گرفت. گروه روزهای نمونه برای هر توده‌ی هوا برحسب ویژگی‌هایی از نوسانات دمای هوا، اختلاف دمای هوا با دمای نقطه شبنم، سمت و سرعت باد و یا مؤلفه‌های U و V و میانگین پوشش ابر انتخاب شدند. مشاهدات طی بعدازظهر بیشتر مورد تأکید می‌باشد، زیرا در این زمان است که تمایز بین توده‌ی هوا مخصوصاً برای دمای سطح زمین و اختلاف دما با دمای نقطه شبنم معرف‌تر است (دیویس و همکاران، ۱۹۹۰: ۱۷۷۲). لازم است توضیح داده شود که تغییرات شش ساعته‌ی دمای نقطه‌ی شبنم روند سیستماتیک این متغیر را تعیین می‌کند و از تغییرات قابل ملاحظه و شدید در حین عبور یک سامانه کم‌فشار به عنوان یک روز نمونه جلوگیری می‌کند. به عبارتی روزهایی که همراه با تغییرات شدید دمای نقطه‌ی شبنم است جزء روزهای نمونه منظور نمی‌گردد. در صورتی که روزهای نمونه به‌دست آمده برای هر توده هوا ناهمگن باشد، می‌توان آن‌را تغییر داد. این مرحله را می‌توان با مقایسه‌ی روزهای نمونه نسبت به روزهایی که در ایستگاه‌های مجاور انتخاب شده‌اند و همچنین با در نظر گرفتن عوامل اقلیمی محلی تعیین کرد. شایان توضیح است که ویژگی‌های روزهای نمونه نباید بین نواحی مجاور که از نظر اقلیمی نیز همگن هستند، تغییر زیادی داشته باشد و انتخاب معیارها تا حدی براساس ثبات فضایی روزهای نمونه انجام گیرد (شوارتز، ۱۹۹۵: ۵۴۰).

- روش تحلیل عوامل

تحلیل عاملی روش آماری است که بین تعداد زیادی از متغیرهایی که به ظاهر بی‌ارتباط هستند، رابطه‌ی خاصی را تحت یک مدل فرضی برقرار می‌کند و تمام متغیرهای وابسته را در یک گروه جمع می‌کند. به عبارتی برخی متغیرها تأثیر نامتناسبی بر طبقه‌بندی دارند، برای مثال دو متغیر دمای هوای ساعت ۹ UTC و دمای نقطه شبنم ساعت ۹ UTC ارتباط نزدیکی با هم دارند، یک طبقه‌بندی بدون حذف ارتباط خطی بین این دو متغیر؛ آنها را دو مرتبه شمارش خواهد کرد و مسلماً تأثیرش بر روی نتایج بیشتر خواهد بود. تحلیل مؤلفه‌های اصلی، متغیرهای جدید یا عامل‌ها را ایجاد می‌کند، که شامل مجموعه‌های خطی متعامد بر هم از متغیرهای اصلی می‌باشد و هر کدام نشان‌دهنده‌ی بخش کوچکی از واریانس کلی می‌باشد که توسط مقادیر ویژه مربوط به آن نشان داده می‌شود. این روش؛ مؤلفه‌های اصلی و معنی‌دار را حفظ کرده و باعث کاهش متغیرها می‌شود، در تحقیق حاضر به منظور تشخیص متغیرهایی که معرف اصلی شناسایی توده‌های هوا هستند از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی استفاده شد. مراحل محاسبه تحلیل مؤلفه‌های اصلی به شرح زیر می‌باشد.

- انتخاب داده‌ها و متغیرها

- مرحله‌ی دوم تشکیل یک ماتریس داده $n \times p$ که در آن n تعداد روزها و p تعداد متغیرها است. لازم به توضیح است که روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی را می‌توان هم برای متغیرها و هم برای روزها (موردها) استفاده کرد. در هر دو حالت هدف اولیه جایگزین کردن مؤلفه‌های جدید فاقد همبستگی (غیر همبسته) به جای متغیرهای اصلی دارای همبستگی می‌باشد. تشکیل و تنظیم ماتریس داده‌ها به هدف مطالعه بستگی دارد، ماتریس آرایه‌ی P معمولاً برای شناسایی توده‌های هوای حاکم بر یک ایستگاه در دوره‌های زمانی مختلف به کار می‌رود.

- در مرحله‌ی سوم از آنجایی که واحد متغیرهای هواشناسی انتخاب شده مختلف هستند، (برای مثال سلسیوس، هکتوپاسکال، متر بر ثانیه، و ...) از یک ماتریس همبستگی به عنوان ورودی تحلیل مؤلفه‌های اصلی استفاده شد. ماتریس همبستگی داده‌ها بر اساس فرمول شماره (۱) محاسبه می‌شود.

$$r_{xy} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N_{sx} \cdot sy} \quad (1)$$

ماتریس حاصل، یک ماتریس متقارن است. ضرایب همبستگی واقع در قطر ماتریس ۱ است زیرا همبستگی هر متغیر با خودش را بیان می‌کند. اما ضرایب دیگر کمتر از ۱ است. از روی این ماتریس می‌توان فهمید که کدام متغیرها همبستگی شدید یا ضعیف دارند.

- در مرحله‌ی چهارم جهت تعیین تعداد عامل‌ها از آزمون کاتل استفاده گردید. مقادیر ویژه یا واریانس تبیین شده برخلاف تعداد فاکتورها کشیده شده است و آن فاکتورهایی که در قسمت انتهایی محور قرار می‌گیرند، حذف شدند. به دلیل اینکه مقادیر ویژه چند عامل اول بسیار بزرگتر از بقیه است؛ بنابراین بهتر است از تست لگاریتمی Scree استفاده شود همچنین می‌توانیم از نمودار گرافیکی مقادیر ویژه؛ برای تعیین مقدار عامل‌های حفظ شده استفاده کرد.

- در مرحله‌ی پنجم ماتریس بارگویه‌ها محاسبه شد. بارگویه‌ها در واقع ارتباط بین عامل‌ها و متغیرهای اولیه را نشان می‌دهند.

- روش خوشه‌بندی تحلیل ممیزی

زمانی که ویژگی‌های توده‌های هوا از قبل شناخته شده باشد از روش تحلیل ممیزی استفاده می‌گردد. هدف اصلی نسبت دادن موارد جدید به گروه‌های از قبل تعیین شده با استفاده از قوانین طبقه‌بندی می‌باشد. این قوانین که توابع ممیزی می‌باشند، برای شناسایی گروهی که مشاهدات (روزها) به آن تعلق دارند محاسبه می‌شوند. با استفاده از ماتریس کواریانس و مقادیر میانگین‌های متغیرهای انتخاب شده، توابع تحلیل ممیزی محاسبه می‌شود که به ترتیب برای شناسایی گروهی که با ویژگی‌های روز مورد نظر بیشترین تناسب را دارد، استفاده

می‌گردد. تحلیل ممیزی بر اساس مجموع معادلات خطی زیر می‌باشد (کالکسین و همکاران، ۱۹۸۶: ۳۸۶).

$$h_k = b_{k_0} + b_{k_1} \times x_1 + b_{k_2} \times x_2 + \dots + b_{k_p} \times x_p \quad (2)$$

که (b_k) مقدار نمره تابع ممیزی برای گروه k و x_i مقدار متغیر i ممیزی شده (یعنی دما و دمای نقطه شبنم و غیره می‌باشد) که تا P تعداد متغیر ادامه دارد. و b_{kj} نشان دهنده ضرایبی است که تابع را به گونه‌ای تغییر می‌دهند، که شباهت زیادی با تغییرپذیری گروه حقیقی دارد. این توابع برای هر گروه و برای هر مورد ارزیابی می‌شود. این ضرایب به گونه‌ای به دست می‌آید که نمرات گروه‌ها تا حد ممکن متفاوت می‌باشد، ضرایب توابع طبقه‌بندی ممیزی به شکل زیر است (کالکسین و همکاران، ۱۹۸۶: ۹۸۶).

$$b_{kj} = (n_t - y) \times \sum_{j=1}^p a_{ij} * x_{jk} \quad (3)$$

که b_{kj} ضریب متغیر j در معادله و متناظر با k است. X_{jk} مقدار متغیر متمایز کننده (ممیزی) می‌باشد و $a_{ij}*$ یک‌عنصر از معکوس ماتریس کواریانس، و n_t تعداد کلی مشاهدات بر روی همه گروه‌ها است.

$$a_{ij} = \sum_{k=1}^y \sum_{m=1}^{n_k} (x_{ikm} - \bar{x}_{ik})(x_{ijm} - \bar{x}_{jk}) \quad (4)$$

n_k تعداد عناصر در گروه k ، x_{ik} میانگین مقادیر در گروه k ام و x_{ikm} مقدار متغیر i برای m در گروه k می‌باشد. معکوس مقادیر این ماتریس سپس برای تعیین مقادیر $a_{ij}*$ محاسبه می‌شوند. گزاره‌ی ثابت در معادله یعنی b_{k_0} نیز به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$b_{k_0} = -0.5 \times \sum_{j=1}^p b_{kj} \times x_{jk} \quad (5)$$

در نهایت یک تحلیل ممیزی جداگانه برای هر گروه به دست می‌آید و برای هر روز محاسبه می‌شود و این روز در گروهی که دارای بیشترین نمره (Score) یعنی بیشترین h_k است طبقه‌بندی می‌شود (کالکسین و همکاران، ۱۹۸۶: ۳۸۷). در تحقیق حاضر برای طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا از روش تحلیل ممیزی استفاده شده است.

- محاسبه ویژگی‌های منطقه‌ای توده‌های هوا

هر توده‌ی هوا دارای ویژگی‌های خاصی است و چنانچه منطقه‌ای از توپوگرافی همگنی برخوردار باشد ویژگی‌های گرمایی و رطوبتی توده هوا یکسان بوده و گرادیان گرمایی و رطوبتی شدیدی در آن وجود ندارد. از آنجایی که منطقه‌ی مورد مطالعه دارای توپوگرافی متفاوتی است در نتیجه دما، رطوبت و سایر ویژگی‌های توده هوا از تغییرپذیری شدیدی برخوردارند؛ برای مثال ایستگاه شهرکرد در ارتفاع ۲۰۴۵ متری و ایستگاه بوشهر در ارتفاع ۲۰

متری از سطح دریا واقع شده است و این اختلاف ارتفاع بر روی ویژگی‌های توده هوا مؤثر است. به عبارتی تأثیرات ارتفاع و عرض جغرافیایی میزان تغییرپذیری متغیرهای انتخاب شده را در خلال فرآیندهای صعودی و نزولی و همچنین فاصله از منبع توده هوا به حداکثر می‌رساند، بنابراین به منظور شناسایی توده‌های هوا، لازم است که از فراسنج‌های پایستار مانند دمای پتانسیل خشک، دمای پتانسیل تر و نسبت آمیزه استفاده کرد. در واقع با محاسبه‌ی این پارامترها توده‌های هوا به یک تراز استاندارد (۱۰۰۰ هکتوپاسکال) آورده می‌شود. در نتیجه برای نشان دادن ویژگی‌های توده‌های هوا در یک منطقه‌ی ناهمگن، محاسبه‌ی این فراسنج‌ها بیانگر یکنواخت بودن ویژگی‌های توده‌های هوای مؤثر بر منطقه است.

- دمای پتانسیل خشک (θ)

این کمیت مقدار دمایی است که یک نمونه هوا باید داشته باشد، در حالی که بطور بی‌درو خشک به هزار میلی‌بار برده شود و از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$T = P^k \times \text{ثابت} \quad (۶)$$

$$k = \frac{R}{C_p}$$

در اینجا k برابر است با

این رابطه را می‌توان برای تعیین دمای یک نمونه‌ی گازی شکل که در معرض تغییرات فشار قرار دارد و در خلال آن تغییرات، هیچ تبادل گرمایی با پیرامونش ندارد، به کار برد. عدد ثابت، وابسته به فشار اولیه و دمای گازی که در جریان فرآیند بی‌درو قرار گرفته است، مقادیر مختلفی را می‌پذیرد. مثلاً، اگر فشار اولیه ۱۰۰۰ میلی‌بار و دمای اولیه θ باشد رابطه به صورت زیر می‌شود: (صادقی حسینی، ۹۷:۱۳۶۵)

$$\frac{\theta}{1000^k} = \frac{T}{P^k} = \text{ثابت}$$

$$K = 0.286 \quad (۷)$$

برای هوای خشک

دمای θ ، دمای پتانسیل خوانده می‌شود. برعکس، اگر یک نمونه گازی از حالت اولیه، p و T به یک حالت فشار ۱۰۰۰ میلی‌بار بطور بی‌درو متراکم (منبسط) شود، می‌توان دمای آن را دمای پتانسیل θ در نظر گرفت. بدیهی است که دمای پتانسیل، یک خاصیت مشخصه یک نمونه هواست، که در خلال فرآیندهای بی‌درو تغییر نمی‌کند، چنین کمیتی خاصیت پایستار نامیده می‌شود. دمای پتانسیل را می‌توان برای تشخیص دادن یک نمونه هوا به هنگام حرکتش در جو، بکار برد.

$$T = p^k \times \text{ثابت} \quad k = \frac{R}{C_p} \quad (۸)$$

در مورد یک نمونه هوای خشک

$$K_d = \frac{Rd}{C_p} = \frac{28 \cdot 10^5}{1005} = 0.286 \quad (9)$$

از این رو فرمول نهایی برای محاسبه‌ی دمای پتانسیل برای یک نمونه هوای خشک چنین می‌شود.

$$\theta = T = \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286} \quad (10)$$

که P و T فشار و دمای اولیه‌ی آن نمونه هواست.

- دمای پتانسیل تر (θ_{sw})

برای محاسبه دمای پتانسیل تر ابتدا بایستی دمای تر T_w را محاسبه نماییم. دمای تر (T_w) دمایی است که در آن یک نمونه هوا باید از راه تبخیر آب درونش در فشار ثابت سرد شود، تا اینکه به حالت اشباع برسد و از رابطه شماره (۱۱) به دست می‌آید.

$$T - T_w = \frac{0.622L}{CP} \left[\frac{e_s(T_w) - e_s(T_d)}{P} \right] \quad (11)$$

دمای پتانسیل تر دمایی است که اگر نمونه هوا با دمای تر از طریق فرآیند بی‌درو اشباع به فشار ۱۰۰۰ میلی‌بار برده شود، حاصل خواهد کرد.

دمای پتانسیل تر از شاخص‌های مهم شناسایی توده هوا بوده و در خلال فرآیندهای تبخیر یا میعان تک فشار بی‌درووار و انبساط بی‌درو اشباع پایستار می‌باشد (صادقی‌حسینی، ۱۳۶۵: ۹۷).

$$\theta_{sw} = T_w \left(\frac{1000}{p} \right) \quad (12)$$

$T_w =$ دمای تر $P =$ فشار

- نسبت آمیزه (r)

میزان رطوبت یک نمونه هوای نمناک که از نسبت جرم بخار آب موجود (M_v) به جرم هوای خشک موجود در نمونه M_d بدست می‌آید، نسبت آمیزه نام دارد.

برای محاسبه و برآورد کمیت‌های دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تر و نسبت آمیختگی از داده‌های دمای روزانه و دمای نقطه شبنم و فشار طی ۴ دیدبانی در روز در ساعات ۳، ۹، ۱۵، ۲۱ UTC استفاده شد. از آنجایی اطلاعات جو بالای دزفول در دسترس نبود، این محاسبات فقط برای سطح زمین انجام گرفت. به منظور محاسبه این کمیت‌ها (با توجه به حجم زیاد محاسبات) برنامه‌ای نوشته شد تا کمیت‌ها با دقت و سرعت بالایی محاسبه شوند. مقادیر دمای پتانسیل، دمای پتانسیل تر و نسبت آمیزه در ساعات ۳، ۹، ۱۵، ۲۱ UTC برآورد شد، سپس

مقادیر برآورد شده با استفاده از نرم‌افزار SPSS به گروه‌هایی تقسیم‌شدند که توده‌های هوای متفاوت را نشان می‌دهد.

نتایج

پس از اعمال روش‌های آماری نتایج نهایی محاسبات به صورت میانگین ویژگی‌های فراسنج‌های توده‌های هوا طی دوره آماری ۹۹-۱۹۶۱ برای ایستگاه‌های مورد مطالعه محاسبه شد که نمونه‌ای از آنها در جداول (۱) تا (۸) آورده شده است. همچنین شکل شماره (۲) متوسط ویژگی‌های اقلیمی توده‌های هوا را طی ماه دسامبر برای حوضه‌های جنوب غربی کشور نشان می‌دهد.

با توجه به نتایج جداول (۱) تا (۸) ملاحظه می‌شود گروه اول در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه پایین‌ترین دما و دمای نقطه شبنم را دارا می‌باشد، که بیانگر توده هوای قطبی خشک (DP) است. جهت بادهای در این توده هوا اکثراً شمالی و شمال شرقی بوده و میانگین ابرناکی روزانه کاهش چشمگیری داشته است به عبارتی این توده هوا با آسمان صاف همراه است. نسبت آمیزه برای توده هوای قطبی خشک در حدود ۲ گرم بر کیلوگرم از هوای خشک است و این مقدار آب توانایی هیچگونه فعل و انفعالات و باران‌زایی را ندارد، بطوری که میزان بارندگی روزانه توده هوای قطبی خشک (DP) در تمامی ایستگاه‌ها بسیار کم است، همچنین میانگین دمای پتانسیل خشک و دمای پتانسیل تر توده هوای قطبی خشک نسبت به سایر توده‌های هوا کمتر می‌باشد و شدیداً میزان آب موجود در جو کاهش یافته است، که در نتیجه میانگین بارش روزانه توده هوای قطبی خشک به شدت کاهش یافته است.

با توجه به نتایج جداول (۱) تا (۸) ملاحظه می‌شود که گروه دوم در تمامی ایستگاه‌ها مشخصات توده‌ی هوای معتدل خشک (DM) را نشان می‌دهند. دمای هوا و دمای نقطه شبنم این توده هوا پایین است، ولی نسبت به توده هوای قطبی خشک (DP) گرم‌تر می‌باشد، به عبارتی ویژگی‌های گرمایی و رطوبتی توده هوای معتدل خشک (DM) نسبت به توده هوای قطبی خشک (DP) ملایم‌تر می‌باشد. دمای هوا در ساعات اولیه صبح (ساعت ۳ utc) و شبانه‌گاه (ساعت ۲۱ utc) طی ماه‌های فصل زمستان به دمای انجماد نزدیک می‌شود، این کاهش دما به ویژه در ایستگاه‌های واقع در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه و در ایستگاه‌هایی که در ارتفاعات واقع شده‌اند، شدیدتر بوده و تا زیر نقطه انجماد می‌رسد. بطور کلی بادهای در این توده هوا مولفه شمالی دارند و هوای سرد و نسبتاً خشک را به منطقه مورد مطالعه منتقل می‌سازند. پوشش ابری توده هوای معتدل خشک (DM) در حدود $\frac{۲}{۸}$ می‌باشد و میانگین بارندگی روزانه آن بسیار کم و در حدود ۰/۰۵ تا ۰/۲ میلی‌متر متغیر است.

میانگین دمای نقطه شبنم که معرف ویژگی‌های رطوبتی توده هواست، شرایط خشک را برای توده هوای (DM) نشان می‌دهد. لازم به توضیح است که شدت خشکی توده‌ی هوای (DM) نسبت به توده هوای قطبی خشک (DP) کمتر است.

ویژگی‌های متوسط اقلیمی توده هوای قطبی مرطوب (MP) در گروه سوم جداول منعکس شده است. مقایسه میانگین دمای نقطه شبنم توده هوای قطبی مرطوب (MP) با توده هوای قطبی خشک (DP) و معتدل خشک (DM)؛ شرایط مرطوبتری را برای توده هوای قطبی مرطوب (MP) نشان می‌دهد. مقدار پوشش ابری توده هوای قطبی مرطوب نسبت به توده‌های هوای قطبی خشک و معتدل خشک بیشتر می‌باشد. ویژگی‌های گرمایی و رطوبتی توده هوای قطبی مرطوب شرایط ملایمتر و مرطوبتری را نسبت به توده هوای قطبی خشک و معتدل خشک نشان می‌دهد؛ به عبارتی عبور توده هوای قطبی مرطوب در مسیر طولانی‌تر و در عرض‌های جنوبی‌تر و ماهیت دریایی بودن آن باعث افزایش دما و رطوبت نسبت به توده‌های هوای قطبی خشک و معتدل خشک شده است. بطوری که میانگین بارش روزانه توده هوای قطبی مرطوب طی فصل زمستان در ایستگاه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱ تا یک میلی‌متر متغیر است. با توجه به نتایج جداول (۱) تا (۸) ملاحظه می‌شود که گروه چهارم در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه مشخصات توده هوای معتدل مرطوب (MM) را نشان می‌دهند. میانگین دمای نقطه شبنم که معرف ویژگی‌های رطوبتی توده هواست، شرایط مرطوبی را برای توده هوای معتدل مرطوب (MM) نشان می‌دهد. میانگین ابرناکی توده هوای معتدل مرطوب بین $\frac{5}{8}$ تا $\frac{6}{8}$ می‌باشد که در مقایسه با توده‌های هوای قطبی خشک (DP)، معتدل خشک (DM) و قطبی مرطوب (MP) به مراتب بیشتر است. نسبت آمیزه توده هوای معتدل مرطوب طی ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه در ایستگاه‌های مورد مطالعه بین ۵ تا ۸ گرم بر کیلوگرم هوای خشک است که این مقدار آب موجود در جو بارندگی‌های قابل ملاحظه‌ای را در برداشته است. مولفه باد توده هوای معتدل مرطوب شمال غربی و غربی می‌باشد؛ همچنین میانگین فشار روزانه (QFF) توده هوای معتدل مرطوب (MM) نسبت به توده‌های هوای قطبی خشک (DP)، معتدل خشک (DM) و قطبی مرطوب (MP) کمتر می‌باشد. ویژگی‌های متوسط اقلیمی توده هوای حاره‌ای مرطوب (MT) در گروه پنجم جداول (۱) تا (۸) آورده شده است. میانگین نسبت آمیزه توده هوای حاره‌ای مرطوب از سایر توده‌های هوا بیشتر می‌باشد، که این فراسنج معرف رطوبت بسیار زیاد درون این توده هوا را می‌رساند؛ همچنین دمای پتانسیل تر و خشک بالای توده هوای حاره‌ای مرطوب معرف انرژی بسیار مناسبی است که به درون این توده هوا تغذیه می‌شود؛ وجود دریای عمان و خلیج فارس و نزدیکی آنها به منطقه‌ی مورد مطالعه سبب انتقال هوای گرم و مرطوب دریای عمان و خلیج فارس به درون این سیستم می‌شود و متعاقب آن بارندگی‌های قابل ملاحظه‌ای را باعث شده است، بطوری که میانگین بارندگی‌های روزانه توده هوای حاره‌ای مرطوب از سایر توده‌های هوا بیشتر می‌باشد.

جدول ۱: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) دسامبر برای ایستگاه شهرکرد طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۹

توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دامنه دما	میانگین دامنه دما	میانگین گسود اشباع ساعت ۹	میانگین ابرناکی روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دما پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین نسبت آب‌و هوای ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد فرابادی
DP	-۱۱/۵	-۲/۱	-۵/۵	-۷/۹	۱۴/۵	۸/۶	۱۰۲۵/۸	۱/۷	۲۹۰/۲	۲۸۰/۱	۲/۱	۰/۰۳	۱۵/۶
DM	-۶/۵	۱/۴	-۱/۲	-۳/۵	۱۲/۷	۹/۳	۱۰۳۳/۸	۱/۹	۲۹۵/۲	۲۸۳/۸	۲/۳	۰/۱۵	۱۷/۱
MP	-۳/۸	۳/۷	۱/۱	-۱/۳	۱۰/۶	۸/۲	۱۰۱۹	۳/۲	۲۹۶/۳	۲۸۴/۷	۳/۴	۰/۹	۲۳/۲
MM	-۳/۵	۴/۷	۲/۹	۱/۸	۹/۳	۷/۷	۱۰۱۷/۹	۴/۵	۲۹۸	۲۸۵/۳	۵/۲	۲/۶	۱۷/۵
MT	۲/۳	۶/۷	۴/۲	۲/۷	۷/۹	۶/۹	۱۰۱۴	۵/۶	۲۹۹	۲۸۶/۷	۸/۹	۷/۵	۱۶/۸
DT	-۲/۱	۱۱/۵	۷/۴	۵/۶	۱۷/۲	۲/۵	۱۰۱۵/۲	۱/۶	۳۰۳/۷	۲۸۶/۲	۳/۱	۰/۰۲	۹/۸

جدول ۲: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) ژانویه برای ایستگاه شهرکرد طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۹

توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دامنه دما	میانگین دامنه دما	میانگین گسود اشباع ساعت ۹	میانگین ابرناکی روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دما پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین نسبت آب‌و هوای ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد فرابادی
DP	-۱۸/۷	-۷/۴	-۹/۸	-۱۴/۳	۱۵/۵	۷/۶	۱۰۳۲/۲	۱/۷	۲۸۷/۲	۲۷۷/۸	۱/۷	۰/۰۸	۱۴/۸
DM	-۱۲/۳	-۱/۴	-۴/۳	-۷/۹	۱۵	۸/۱	۱۰۲۸/۲	۱/۹	۲۸۹/۳	۲۸۱/۵	۲/۲	۰/۱۳	۱۸/۵
MP	-۷/۶	-۰/۸	-۳/۲	-۶/۴	۹/۶	۷/۶	۱۰۲۰/۳	۴/۱	۲۹۲/۴	۲۸۱/۶	۲/۸	۲/۱	۲۱/۷
MM	-۳/۶	۳/۳	۱	-۳	۹	۶/۱	۱۰۱۸/۱	۴/۹	۲۹۳/۶	۲۸۲/۶	۴/۹	۳/۳	۱۷/۲
MT	۰/۳	۴/۱	۲/۷	۰/۶	۷/۵	۵/۷	۱۰۱۲/۸	۵/۶	۲۹۴	۲۸۴/۵	۷/۳	۶/۵	۱۴/۷
DT	-۵/۲	۷/۲	۳/۹	-۱/۷	۱۵/۷	۱۴	۱۰۱۵/۳	۱/۷	۲۹۵/۷	۲۸۲/۸	۲/۹	۰/۱	۱۳/۱

- میانگین دما و دمای نقطه شبنم ساعات ۳، ۹، ۱۵ و ۲۱ به درجه سلسیوس
 - میانگین فشار روزانه (QFF) به هکتوپاسکال
 - میانگین نسبت آب‌و هوای ساعت ۹ برحسب گرم بر کیلوگرم هوای خشک

- میانگین دامنه دمای شبانه روز میانگین کمبود اشباع ساعت ۹ به درجه سلسیوس
 - میانگین دمای پتانسیل خشک و تر ساعت ۹ به درجه کلونین
 - میانگین بارش روزانه بر حسب میلی متر

جدول ۳: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) دسامبر برای ایستگاه اهواز طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۱

توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دما شبه‌روز	میانگین دما شبانه	میانگین دما شبانه کمبود	میانگین اشاره ساعت ۹	میانگین اشاره ساعت ۹	میانگین فشار روزانه QFF	میانگین دمای پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین دمای پتانسیل تر ساعت ۹	میانگین نسبت آب‌وهو ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد فراوانی
DP	۳/۹	۱۰/۸	۱۱/۲	۶/۵	۱۰/۷	۸/۳	۱/۴	۱۰۲۱/۹	۲۸۴/۵	۲۸۰/۹	۳/۵	۰/۴	۹/۷		
DM	۵/۷	۱۴/۱	۱۳/۵	۹/۲	۱۱/۳	۹/۴	۱/۹	۱۰۲۱	۲۸۵	۲۸۳	۴/۵	۰/۱	۱۳/۶		
MP	۸/۲	۱۵/۲	۱۴/۴	۱۰/۷	۹/۴	۷/۷	۲/۵	۱۰۱۹/۷	۲۸۷/۲	۲۸۴/۵	۵/۹	۰/۹	۱۷		
MM	۹/۴	۱۷/۸	۱۶/۵	۱۳/۸	۹/۲	۷/۵	۳/۷	۱۰۱۸/۶	۲۸۸	۲۸۶	۷/۵	۱/۸	۲۱/۴		
MT	۱۴/۳	۱۹/۲	۱۸/۲	۱۴/۸	۷/۵	۵/۳	۶/۲	۱۰۱۶/۵	۲۹۱	۲۸۸/۴	۱۰/۹	۴/۶	۱۹/۸		
DT	۸/۲	۲۰/۱	۱۷/۷	۱۲/۸	۱۵/۲	۱۵/۲	۱/۸	۱۰۱۹/۴	۲۹۰	۲۸۶/۱	۴/۹	۰/۴	۱۸/۵		

جدول ۴: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) ژانویه برای ایستگاه اهواز طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۱

توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دما شبه‌روز	میانگین دما شبانه	میانگین دما شبانه کمبود	میانگین اشاره ساعت ۹	میانگین اشاره ساعت ۹	میانگین فشار روزانه QFF	میانگین دمای پتانسیل خشک	میانگین دمای پتانسیل تر	میانگین نسبت آب‌وهو	میانگین بارش روزانه	درصد فراوانی
DP	۱/۳	۹/۵	۸/۶	۶/۴	۱۱/۲	۱۳/۱	۱/۲	۱۰۲۳/۶	۲۸۲/۶	۳۷۷/۷	۲/۸	۰/۰	۱۱/۵		
DM	۴/۷	۱۰/۹	۹/۸	۱۰/۱	۱۱/۵	۱۲/۳	۱/۴	۱۰۲۰/۸	۲۸۳/۷	۲۸۱/۳	۳/۴	۰/۰۲	۱۴/۸		
MP	۵/۷	۱۲/۶	۱۱/۳	۸/۸	۱۰	۸/۴	۲/۱	۱۰۲۰/۳	۲۸۳/۹	۲۸۲/۲	۵/۵	۰/۲۸	۱۸/۴		
MM	۸/۴	۱۴/۶	۱۳/۶	۹/۴	۷/۲	۷/۱	۴/۹	۱۰۱۷/۷	۲۸۶/۵	۲۸۳/۴	۶/۹	۱/۷	۲۰/۶		
MT	۱۲/۶	۱۶/۹	۱۶/۱	۱۳/۴	۷/۵	۴/۶	۵/۷	۱۰۱۶	۲۸۸/۹	۲۸۶/۷	۹/۲	۴/۲	۱۷/۹		
DT	۸	۱۷/۷	۱۶/۳	۱۱/۸	۱۳	۹/۸	۲/۱	۱۰۱۷/۲	۲۸۹/۴	۲۸۴/۶	۴/۴	۰/۰۹	۱۶/۸		

- میانگین دما و دمای نقطه شبنم ساعات ۳، ۹، ۱۵ و ۲۱ به درجه سلسیوس
 - میانگین فشار روزانه (QFF) به هکتوپاسکال
 - میانگین نسبت آب‌وهو ساعت ۹ بر حسب گرم بر کیلوگرم هوای خشک
 - میانگین دامنه دمای شبانه روز میانگین کمبود اشباع ساعت ۹ به درجه سلسیوس
 - میانگین دمای پتانسیل خشک و تر ساعت ۹ به درجه کلونین
 - میانگین بارش روزانه بر حسب میلی متر

جدول ۵: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) دسامبر برای ایستگاه آبادان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۹۹

نوع هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دما در شبانه‌روز	میانگین دما نقطه شبنم ۳ ساعت	میانگین دما نقطه شبنم ۹ ساعت	میانگین کمبود اشباع ساعت ۹	میانگین برازگی روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دما پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین نسبت پتانسیل تر ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد برازگی
DP	۴/۱	۱۳	۱۱/۸	۶/۶	۱۱/۷	۱/۷	۲/۲	۱۰/۸	۱/۶	۱۰۲۲/۶	۲۷۹/۵	۳/۴	۰/۶	۹/۵
DM	۶	۱۴/۳	۱۳/۷	۹/۶	۱۱/۲	۳	۴/۵	۹/۸	۱/۹	۱۰۲۱	۲۸۵/۸	۴/۲	۰/۸	۱۳/۵
MP	۵/۲	۱۷	۱۶/۲	۱۱/۴	۱۰/۴	۵/۹	۷/۶	۹/۴	۲/۴	۱۰۱۹/۶	۲۸۴/۹	۵/۱	۰/۸	۱۶/۵
MM	۱۱/۷	۱۸/۹	۱۶/۹	۱۴/۱	۸/۳	۹/۸	۱۰/۴	۸/۵	۴/۳	۱۰۱۷/۲	۲۸۹/۷	۶/۸	۱/۶	۲۱/۲
MT	۱۴	۲۰/۸	۱۹/۵	۱۵/۱	۱۰/۵	۱۳	۱۳/۸	۷	۵/۹	۱۰۱۶/۹	۲۹۳/۵	۱۰	۴/۵	۱۹/۵
DT	۷/۹	۲۲/۸	۲۰/۲	۱۳/۶	۱۵/۳	۳/۶	۲/۷	۲۰/۱	۱/۵	۱۰۱۹/۲	۲۹۱/۶	۴/۲	۰/۲	۱۹/۸

جدول ۶: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) ژانویه برای ایستگاه آبادان طی دوره آماری ۱۹۶۱-۹۹

نوع هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دما در شبانه‌روز	میانگین دما نقطه شبنم ۳ ساعت	میانگین دما نقطه شبنم ۹ ساعت	میانگین کمبود اشباع ساعت ۹	میانگین برازگی روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دما پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین نسبت پتانسیل تر ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد برازگی
DP	۲/۲	۱۰/۴	۱۰/۲	۶/۴	۱۱	-۲/۴	-۴	۱۴/۴	۰/۸	۱۰۲۴/۱	۲۸۳/۲	۲/۸	۰/۰	۱۱/۳
DM	۴/۹	۱۱/۵	۱۰/۷	۱۰/۱	۹	۱/۴	۲	۹/۵	۱/۹	۱۰۲۲/۲	۲۸۳/۹	۳/۵	۰/۷	۱۴/۴
MP	۵/۸	۱۲/۴	۱۱/۶	۹/۲	۱۰/۶	۲/۸	۳/۶	۸/۸	۲/۷	۱۰۲۱/۵	۲۸۴/۴	۴/۱	۰/۳	۱۸/۹
MM	۸/۸	۱۶/۵	۱۴/۵	۱۰/۵	۸/۱	۶/۷	۸	۸/۵	۴/۶	۱۰۱۸/۵	۲۸۵/۷	۷/۶	۱/۷	۱۹/۴
MT	۱۳/۷	۱۷/۴	۱۶/۶	۱۴/۱	۶/۶	۱۱/۷	۱۲/۸	۴/۶	۵/۹	۱۰۱۵	۲۸۹/۶	۹/۹	۴	۱۷/۳
DT	۸/۹	۱۸/۹	۱۷/۵	۱۲/۲	۱۳/۲	۶/۶	۷/۹	۱۱	۲/۳	۱۰۱۹	۲۹۰/۲	۴/۸	۰/۳	۱۸/۷

- میانگین دما و دمای نقطه شبنم ساعات ۳، ۹، ۱۵ و ۲۱ به درجه سلسیوس
- میانگین فشار روزانه (QFF) به هکتوپاسکال
- میانگین نسبت آمیزه ساعت ۹ بر حسب گرم بر کیلوگرم هوای خشک
- میانگین دامنه دمای شبانه روز میانگین کمبود اشباع ساعت ۹ به درجه سلسیوس
- میانگین دمای پتانسیل خشک و تر ساعت ۹ به درجه کلوین
- میانگین بارش روزانه بر حسب میلی متر

جدول ۷: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) دسامبر برای ایستگاه پوشهر دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۹

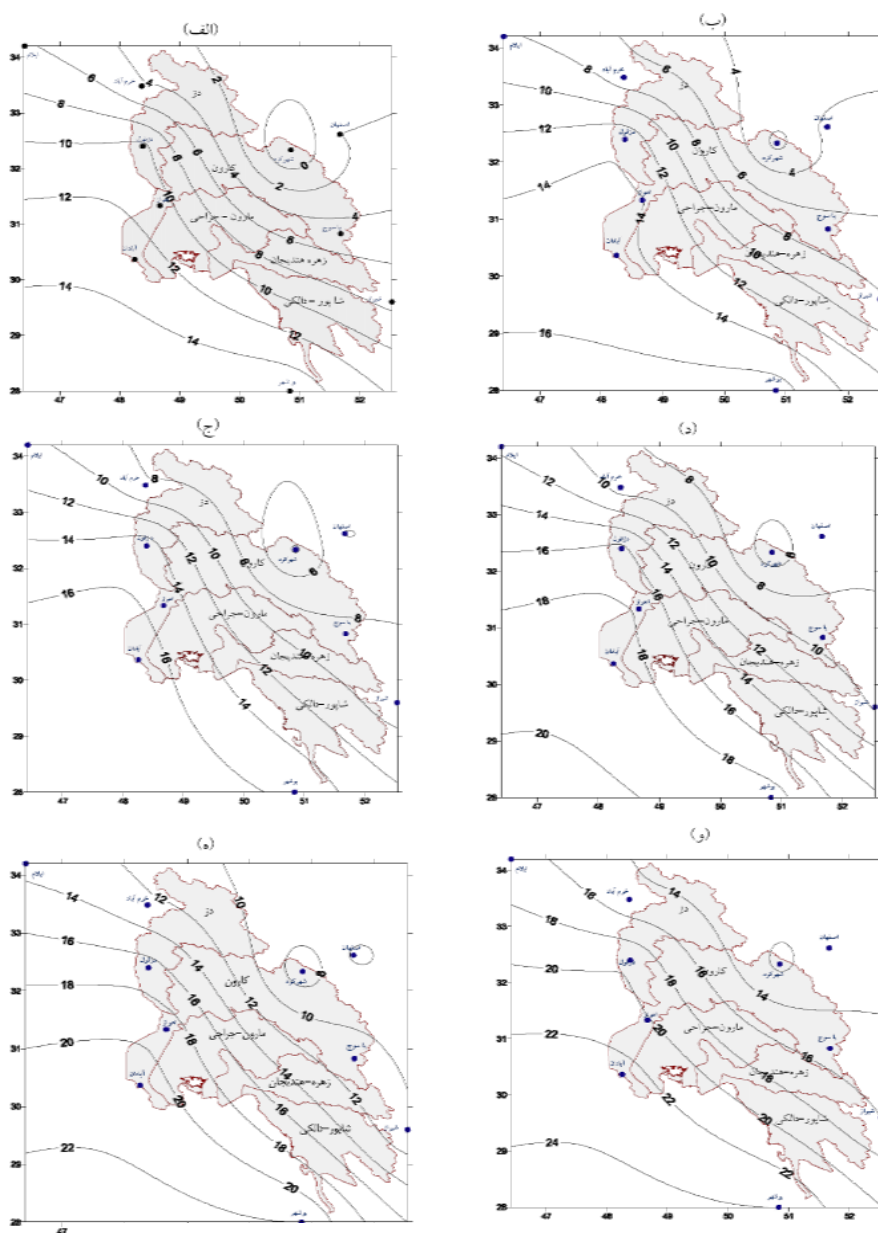
توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دامنه دمای شبانه‌روز	میانگین کمبود اشباع ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دمای پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین دمای پتانسیل تر ساعت ۹	میانگین نسبت آب و دما ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد فراوانی
DP	۷/۷	۱۵/۵	۱۳/۹	۱۰/۲	۱۰	۱۱/۵	۱/۹	۱۰۲۱/۷	۲۸۷	۲۸۱/۹	۵	۰/۰۶	۷/۶
DM	۹/۴	۱۶/۹	۱۴/۸	۱۳	۱۱/۵	۱۱/۳	۲/۱	۱۰۲۰/۳	۲۸۷/۴	۲۸۴/۳	۵/۹	۰/۱	۱۳/۲
MP	۱۰/۷	۱۵/۷	۱۴/۲	۱۱/۵	۶/۸	۶/۵	۳/۶	۱۰۱۹/۲	۲۹۰/۵	۲۸۵	۷/۲	۱/۳	۱۵/۹
MM	۱۲/۴	۱۸/۹	۱۷	۱۴/۲	۸/۳	۷	۴/۷	۱۰۱۹	۲۹۲/۸	۲۸۷	۹/۸	۱/۷	۲۰/۴
MT	۱۶/۸	۲۲	۱۹/۷	۱۷/۶	۷/۳	۶	۵	۱۰۱۷	۲۹۳/۸	۲۹۰/۶	۱۱/۶	۶/۳	۱۹/۴
DT	۱۳/۲	۲۴	۲۰/۵	۱۶/۹	۱۲/۳	۱۲	۲/۳	۱۰۱۷/۸	۲۹۵/۷	۲۸۹/۱	۸/۸	۰/۲	۲۳/۵

جدول ۸: ویژگی‌های متوسط توده‌های هوا (دوره‌های اقلیمی) ژانویه برای ایستگاه پوشهر طی دوره آماری ۱۹۶۱-۱۹۹۹

توده هوا	میانگین دما ۳ ساعت	میانگین دما ۹ ساعت	میانگین دما ۱۵ ساعت	میانگین دما ۲۱ ساعت	میانگین دامنه دمای شبانه‌روز	میانگین کمبود اشباع ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	میانگین فشار روزانه	میانگین دمای پتانسیل خشک ساعت ۹	میانگین دمای پتانسیل تر ساعت ۹	میانگین نسبت آب و دما ساعت ۹	میانگین بارش روزانه	درصد فراوانی
DP	۶/۲	۱۲/۶	۱۱/۳	۸	۸/۶	۱۰/۱	۱/۶	۱۰۲۲/۸	۲۸۳/۷	۲۷۸/۷	۴/۶	۰/۱۸	۸/۳
DM	۹	۱۴/۶	۱۳/۲	۱۰/۶	۷/۵	۷/۳	۲/۱	۱۰۲۰/۷	۲۸۵	۲۸۲/۳	۶/۳	۰/۲۶	۱۳/۸
MP	۹/۵	۱۵/۵	۱۴/۴	۱۲/۶	۱۰/۸	۷/۱	۳/۴	۱۰۱۹/۷	۲۸۹/۳	۲۸۳/۸	۷	۰/۴	۱۸/۲
MM	۱۲/۵	۱۶/۷	۱۶/۴	۱۲/۹	۵/۳	۵/۴	۴/۹	۱۰۱۷/۸	۲۹۰/۵	۲۸۴/۲	۸/۵	۵/۴	۱۹/۳
MT	۱۵	۱۹/۴	۱۷/۷	۱۶	۶/۸	۴/۹	۵/۶	۱۰۱۶/۵	۲۹۱/۸	۲۸۹/۱	۱۰/۴	۷	۱۷/۶
DT	۱۱/۷	۲۲	۱۸/۸	۱۵/۷	۱۲/۳	۱۳/۶	۴	۱۰۱۶/۸	۲۹۳/۷	۲۸۷/۸	۷	۰/۲	۲۳/۸

- میانگین دما و دمای نقطه شبنم ساعات ۳، ۹، ۱۵ و ۲۱ به درجه سلسیوس
 - میانگین فشار روزانه (QFF) به هکتوپاسکال
 - میانگین نسبت آب و دما ساعت ۹ برحسب گرم بر کیلوگرم هوای خشک

- میانگین دامنه دمای شبانه روز میانگین کمبود اشباع ساعت ۹ به درجه سلسیوس
 - میانگین دمای پتانسیل خشک و تر ساعت ۹ به درجه کلونین
 - میانگین بارش روزانه بر حسب میلی متر



شکل ۲: میانگین ویژگی‌های گرمایی توده‌های هوا (میانگین دمای ساعت ۹ UTC) ماه دسامبر در حوضه‌های جنوب غربی ایران طی (دوره آماری ۹۹-۱۹۶۱): الف) توده هوای قطبی خشک ب) توده هوای معتدل خشک ج) توده هوای قطبی مرطوب د) توده هوای معتدل مرطوب ه) توده هوای حاره‌ای مرطوب و) توده‌ی هوای حاره‌ای خشک

گروه پنجم در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای توده هوای گرم و مرطوب است، بطوری که میانگین دما و دمای نقطه شبنم در تمامی ساعات دیدبانی (۳، ۹، ۱۵، ۲۱ UTC) بالا می‌باشد. مولفه باد توده هوای حاره‌ای مرطوب جنوبی و جنوب شرقی است، پوشش ابری توده هوای حاره‌ای مرطوب بالا و قابلیت دید پایین می‌باشد. همیشه ورود این توده هوا با واچرخند قوی سطح زمین که در جهت شرق در حرکت است، همراه می‌باشد و این واچرخند برای چند روزی به حالت ایستا باقی می‌ماند. متوسط ویژگی‌های اقلیمی توده هوای حاره‌ای خشک (DT) برای ایستگاه‌های مورد مطالعه در جداول (۱) تا (۸) گنجانده شده است. با توجه به نتایج این جداول ملاحظه می‌شود که گروه ششم در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای توده هوای حاره‌ای خشک (DT) می‌باشند. بطور کلی متغیرهای دمای هوا و دمای نقطه شبنم معرف ویژگی‌های حرارتی و رطوبتی توده هوا هستند، و با توجه به مقادیر این دو متغیر، توده هوای حاره‌ای خشک، شرایط گرم و خشک را به همراه دارد. میانگین ابرناکی توده هوای حاره‌ای خشک (DT) بسیار ناچیز بوده و در حدود می‌باشد، به عبارتی این توده هوا با آسمان صاف همراه است. بطور کلی توده هوای DT بظرف گرم و خشک را به همراه دارد و منشاء اصلی این توده هوا صحرای شمال آفریقا و عربستان است. این توده هوا خشک و پایدار بوده و با فرآیند فرونشینی هوا گرم‌تر می‌شود. در این توده هوا وارونگی دما به ویژه در زمستان بسیار معمول است. این توده هوا از جنوب و جنوب غرب وارد ایران شده و محدوده‌ی مورد مطالعه را در بر می‌گیرد.

بطور کلی نتایج تحقیق حاضر نشان داد که شرایط اقلیمی و دوره‌های اقلیمی هر منطقه به‌وسیله تکرار و اثرات تجمعی توده‌های هوایی که از آن ناحیه عبور می‌کند، تعیین می‌گردد و فراوانی و ویژگی‌های توده‌های هوا نقش اصلی را در ایجاد پدیده‌های حدی نظیر خشکسالی‌ها، سیلاب‌ها، یخبندان‌ها و غیره دارد.

منابع و مأخذ

- ۱- ابراهیمی فر، محمد (۱۳۶۰): «بررسی سیستم‌های کم‌فشار و روابط آن با ورتکس قطبی و تعیین الگوی جهت پیش‌بینی بارندگی دوره‌ای بر روی ایران در فصل زمستان». پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشکده ژئوفیزیک. دانشگاه تهران.
- ۲- ابری فام، محمدرضا (۱۳۸۰): «تحلیل سینوپتیک توده‌های هوای ورودی به غرب ایران در سال ۱۹۸۳-۸۴». پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه رازی. کرمانشاه.
- ۳- امام‌هادی، ماندانا (۱۳۸۰): «تعیین سینوپتیکی توده‌های هوا در دوره سرد سال در ایران». رساله دکتری دانشگاه آزاد اسلامی. تهران.
- ۴- حبیبی، فریده (۱۳۷۷): «بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند». نیوار. شماره ۳۹.
- ۵- صادقی حسینی، علی (۱۳۶۵): «هواشناسی فیزیکی». انتشارات مرکز نشر دانشگاهی. تهران.
- ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱): «اقلیم‌شناسی سینوپتیک». انتشارات سازمان مطالعه و تدوین (سمت) تهران.
- ۷- فتاحی، ابراهیم (۱۳۸۳): «طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا با تأکید بر دوره‌های خشک در حوضه‌های جنوب غربی ایران». رساله دکتری. دانشگاه تربیت معلم تهران. تهران.
- 8- Alpert. P and T. Reisin (1986) "An early winter polar Air mass penetration to the eastern Mediterranean"; American meteorological society.
- 9- Berman. S. N et al (1998) "PM-10 Air quality in Nogales" Arizona state university.
- 10- Bryson, R. A., (1966) "Air Masses, streamlines, and the boreal forest" Geographical Bulletin, Vol. 8.
- 11- David. L. P et al (1989) " Bivariate normal classification of north American air masses using the Normix program" International Journal of climatology; Vol. 9.
- 12- Davis, R. E & L. S. Kalkstein (1990); "Development of an automated spatial synoptic climatological classification", International Journal of climateology, Vol. 10.
- 13- Davis, R. E (1988) "The development of a spatial synoptic climatological Index for Environmental analysis"; Ph. D. Dissertation, university of Delaware, Newark.
- 14- Kalkstein, L. S and Corrigan, P. (1986) "A synoptic climatological approach for environmental analysis: assessment of sulfur dioxide concentrations; Ann. Assoc. Am. Geogr. Vol. 76.
- 15- Kalkstein, L. s. et al (1987) "An Evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification". Journal climate and Applied Meteorology; Vol. 26.
- 16- Kalkstein, L. S. et al (1989) "Detection of climatic change in Alaska using a synoptic climatological approach"; Proceedings of the sixth conference on applied climatology of the American meteorological society.
- 17- Kalkstein. S. et al (1998) "Determination of character and frequency change in air masses using spatial synoptic classification", International Journal of climatology; Vol. 18.
- 18- Key, J. and R. G crane (1988), "A comparison of synoptic classification schemes based on objective procedures", International Journal of climatology; Vol. 6.

- 19- Schwartz, M. D (1994) "Linking air mass analysis to daily and Monthly Mid-troposphere flow Patterns". International Journal of climatology, Vol. 14.
- 20- Schwartz, M. D (1996) "An air Mass-based approach to regional GCM validation" Journal of climate, Vol. 6.
- 21- Schwartz, mark. D (1994) "linking air mass analysis to daily and monthly mid-troposphere flow patterns". International Journal of climatology. Vol. 14.
- 22- Schwartz, mark. D (1995) "Detecting structural climate change: an air mass-based approach in the North central united states"; Annals of the association of America Geographers Vol. 85.
- 23- Scott. C. S (2000) "The redevelopment of an Air-Mass classification scheme for north American, with applications to climate trends and teleconnections". Doctoral dissertation. Department of Geography, university of Delaware, Newark, DE.
- 24- Sheridan, S. C (1997) "Using a synoptic system to assess climate trends and variability in Texas." Proceedings, 10 th conference an Applied climatology, American Meteorological Society.
- 25- Sheridan, S. C. and L. S. Kalkstein (1999) "Redevelopment of a spatial synoptic classification for year- round application" Proceedings, 11 th conference on Applied Climatology, American Meteorological Society.

Archive of SID