

زمستان ۱۳۹۰ جغرافیا و توسعه شماره ۲۵

وصول مقاله : ۱۳۸۹/۳/۲۰

تأیید نهایی : ۱۳۹۰/۳/۲۹

صفحات : ۵۹-۷۸

بررسی تیپ‌های همدید اقلیمی شمال شرق کشور و ارتباط آنها با سامانه‌های گردشی روز نماینده مطالعه موردی: مشهد

عبدالرضا کاشکی^۱، دکتر سید ابوالفضل مسعودیان^۲، سیده‌محمد حسینی^۳

چکیده

در این پژوهش، از مجموعه داده‌های روزانه‌ی شش متغیر اقلیمی شامل میانگین حداکثر دمای روزانه، حداقل دمای روزانه، بارش روزانه، فشار بخار هوا، مؤلفه باد مداری و نصف‌النهاری استفاده گردید. دوره‌ی آماری داده‌ها از تاریخ ۱۳۶۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ به مدت ۲۳ سال می‌باشد. ابتدا پایگاه داده‌ها در نرم‌افزار Matlab به صورت آرایش ماتریس $P_{m \times n}$ تشکیل شد.

آرایش ماتریس P، ماتریسی از پایگاه داده‌ها است که در آن سطرها (m)، زمان و ستون‌ها (n)، عناصر اقلیمی هستند. سپس یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی با روش ادغام وارد بر روی ماتریس استاندارد شده داده‌ها به منظور تیپ‌بندی صورت گرفت، پنج تیپ متمایز برای ایستگاه مشهد مشخص شد (تیپ معتدل، بارش‌مند، یخبندان، بسیار گرم و خشک بادی و گرم و خشک). یک روز نماینده نیز برای هر تیپ مشخص گردید.

در پایان الگوهای گردشی تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) هر یک از تیپ‌ها تعیین شد. با توجه به نقشه‌های الگوهای گردشی، نقش سامانه‌های پرارتفاع عربستان و جنوب ایران در ایجاد شرایط گرم و خشک و نقش فرود مدیترانه، فرود شمال شرق ایران و پرفشار سیبری در سطح زمین در ایجاد دوره‌های سرد آشکار می‌شود.

کلیدواژه‌ها: تیپ هوا، الگوهای گردشی، تحلیل خوشه‌ای، مشهد.

مقدمه

یک تیپ همدید یا تیپ هوا دربرگیرنده‌ی همه هواهایی است که از دیدگاه آماری آنقدر با یکدیگر همانندی داشته باشند که بتوان آنها را در یک گروه جا داد. بنابراین دو تیپ هوا معرف دو نوع شرایط جوی مختلف است. هر تیپ هوا را می‌توان حاصل حاکمیت یک الگوی گردشی معین دانست؛ هر چند کاملاً محتمل است که یک الگوی گردشی معین در نقاط جغرافیایی

r.kashki@yahoo.com

Parcista@ltr.ui.ac.ir

h.climate@yahoo.com

۱- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان (نویسنده مسؤول)

۲- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

۳- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

مختلف تیپ‌های هوای متفاوتی ایجاد کند. الگوی گردشی دربرگیرنده‌ی همه آرایش‌های گردشی (نقشه هم‌فشار یا نقشه هم‌ارتفاع) است که از دیدگاه آماری به اندازه کافی به یکدیگر شباهت داشته باشند. یک نقشه هم‌فشار یا نقشه هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل را یک آرایش گردشی می‌نامیم چون جریان هوا کم‌وبیش در راستای خطوط هم‌فشار یا خطوط هم‌ارتفاع ژئوپتانسیل برقرار می‌شود. با توجه به ارتباطی که بین الگوهای گردشی و تیپ‌های همدید وجود دارد مطالعه‌ی رابطه‌ی گردش‌های جوی با رویدادهای محیط سطحی که هدف اصلی اقلیم‌شناسی همدید است آسانتر می‌شود (مسعودیان، ۱۳۸۶: ۲).

اقلیم‌شناسی همدید، مطالعه هم‌زمان همه عناصر یک مکان و کشف رابطه‌ی آن‌ها با الگوهای پراکندگی فشار یا الگوهای گردشی هوا می‌باشد. اقلیم‌شناسی همدید یک علم کاربردی است، زیرا با کشف رابطه بین تغییرات ویژگی‌های محیط زیست و الگوهای فشار، رخداد آن‌ها را پیش بینی و از بروز خساراتی مانند آتش‌سوزی، سیلاب، بارش‌های سنگین، هاریکن‌ها و خشکسالی‌ها جلوگیری می‌کند (جاکوبس، ۱۹۴۷: ۳۰۶).

اقلیم‌شناسی همدید، کشف رابطه‌ی بین شرایط محیط زیست سطح زمین با الگوهای گردشی اتمسفر بوده و به دنبال تبیین اندرکنش‌های کلیدی میان جو و محیط سطحی است (پارنال، ۱۹۹۳، برگردان مسعودیان، ۱۳۸۵: ۲). اقلیم‌شناسی دو مرحله دارد، یکی طبقه‌بندی گردش‌های جوی و دوم شناسایی روابط میان این طبقات با عناصر هوای منطقه‌ی مورد بررسی، لذا مطالعه روابط میان گردش‌های جوی با اقلیم‌های محلی و منطقه‌ای جزء جدانشدنی اقلیم‌شناسی همدید می‌باشد (باری و پری، ۱۹۷۳: ۱۰). هدف اقلیم‌شناسی همدید، کسب یک تصویر سه بعدی جامع و هم‌زمان از شرایط اتمسفر در یک مکان خاص است. همچنین تغییرات هوای سطح زمین با تمام ویژگی‌های ستون اتمسفر ارتباط دارد و مطالعه و تبیین وضع هوای سطح زمین بدون درک رابطه‌ی آن با سایر ویژگی‌های اتمسفر معنی‌دار و منطقی نخواهد بود (ساتکلیف، ۱۹۵۲: ۳). در زمینه‌ی شناسایی تیپ‌های هوا و ارتباط آن با الگوهای گردشی مطالعات پرشماری انجام شده است، از آن جمله می‌توان به بررسی الگوهای همدید ۷۰ تورنادو در شرق ایالت آیداهو در بازه زمانی ۲۰۰۳-۱۹۵۴ اشاره نمود که در این پژوهش از داده‌های دما، سرعت باد و ارتفاع ژئوپتانسیل استفاده شده و سه الگوی گردشی استخراج گردید (آندرتا و همکاران^۱، ۲۰۰۴: ۱۶۵). در رویداد بارش‌های سنگین شمال غربی ایتالیا و رابطه آن با الگوهای جوی بزرگ و متوسط مقیاس که مورد مطالعه قرار گرفته است؛ نتایج پژوهش

نشان داد که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی را ایفا می‌کند (روداری و همکاران^۱، ۲۰۰۴: ۶۰۱). در تحلیلی که از نقشه‌های همدیدی و ارتباط آن‌ها با تشکیل کریستال‌های کوچک برف در سطح زمین در آلاسکا انجام شده، نتایج تحقیق نشان داد که استفاده از این نقشه‌ها در پیش‌بینی بهتر پدیده بهمن در ژونیای آلاسکا و تمام اقلیم‌های برفی عرض‌های بالا کاربرد دارد (اسچلر و همکاران^۲، ۲۰۰۴: ۴). هفت الگوی گردشی جوی در ارتباط با بارش‌های سنگین برف (بیش از ۳۰ سانتیمتر در روز) برای کشور آندورا در پیرنه شناسایی شده است. در آن پژوهش از روش‌های تحلیل مؤلفه مینا^۳ (PCA) و تحلیل خوشه‌ای^۴ (CA) استفاده شد (استبان و همکاران^۵، ۲۰۰۵: ۳۱۹). با استفاده از تحلیل خوشه‌ای در ۱۳۰ ایستگاه کلیماتولوژی در استرالیا، هفت الگوی سینوپتیکی برای بارش‌های سنگین روزانه طی سال‌های ۱۹۹۳-۱۹۷۹ شناسایی شده است (سیبرت و همکاران^۶، ۲۰۰۵).

در مطالعه‌ای سه الگوی گردشی برای آتش‌سوزی‌های جنگل‌های جنوب شرق ایالت متحده آمریکا مشخص شد و نتایج نشان داد که بیش از ۸۰ درصد آتش‌سوزی‌های آن ناحیه، ناشی از این سه الگوی گردشی می‌باشند (کریمنز^۷، ۲۰۰۶: ۱۰۰۱).

الگوهای تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکالی در ارتباط با بارش برف در آپالاش جنوبی مطالعه شده و سه نوع تیپ شامل چرخندهای نوع A، چرخند نوع B و رخداد^۸ (NWFS) شناسایی شد که تیپ غالب برای بارش برف در این ناحیه، رخداد NWFS می‌باشد (کنراد و همکاران^۹، ۲۰۰۶). طی تحقیقی روزهای بارشی ایستگاه‌های سینوپتیک ایران در دوره ۱۹۶۹-۱۹۶۵، شناسایی شده و الگوهای گردشی ایجاد بارش در سطح دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین شد (علیجانی، ۱۹۸۱: ۱۵). طی تحقیقی دیگر، تیپ‌های هوای اصفهان شناسایی گردید و سپس با انجام یک تحلیل خوشه‌ای روی ۲۲ متغیر طی سال‌های ۱۳۳۹ تا ۱۳۸۳ و ادغام روزها بر اساس روش وارد نه تیپ اقلیمی متمایز مشخص شد (مسعودیان، ۱۳۸۶: ۸). با استفاده از ۷ متغیر اقلیمی طی دوره ۱۳۷۳-۱۳۴۳، ۱۱ تیپ اقلیمی برای ایستگاه سنندج مشخص شده و سپس ارتباط آنها با الگوهای تراز میانی جو بررسی شد (مسعودیان و محمدی، ۱۳۸۶: ۳۹).

1-Rudari, et al
2-Scheler, et al
3-Principle Component Analysis
4-Cluster Analysis
5-Esteban, et al
6-Seibert, et al
7-Crimmins
8-NorthWest Flow Snow
9-Konrad, et al

داده‌ها و روش‌شناسی

برای تیپ‌بندی همدید ایستگاه مشهد، از دو پایگاه داده گردشی و محیطی استفاده گردید. پایگاه گردشی شامل داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت تعیین الگوی گردشی روز نماینده می‌باشد که دوره‌ی آماری آنها مطابق با پایگاه داده‌های اقلیمی است. قلمرو جغرافیایی داده‌های گردشی ۰ تا ۸۰ درجه عرض جغرافیایی و ۰ تا ۱۲۰ درجه طول جغرافیایی است. داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل از پایگاه داده NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا اخذ گردید. پایگاه داده‌های محیطی شامل داده‌های شش متغیر اقلیمی است که از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید (جدول ۱).

جدول ۱: داده‌های محیطی مورد استفاده در این پژوهش

ردیف	نام متغیر	یکا
۱	میانگین بارش روزانه	میلی‌متر
۲	میانگین دمای حداکثر	درجه سلسیوس
۳	میانگین دمای حداقل	درجه سلسیوس
۴	فشار بخار واقعی هوا	هکتوپاسکال
۵	مؤلفه‌ی مداری باد	متر بر ثانیه
۶	مؤلفه‌ی نصف‌النهاری باد	متر بر ثانیه

مأخذ: نویسندگان

دوره‌ی آماری داده‌های اقلیمی از تاریخ ۱۳۶۰/۱/۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ به مدت ۲۳ سال است. پایگاه داده‌ها در نرم‌افزار Matlab به صورت ماتریس ۸۴۰۰×۶ با آرایش P تشکیل شد. آرایش P، ماتریسی از پایگاه داده‌ها است که در آن سطرها (m)، زمان و ستون‌ها (n)، عناصر اقلیمی هستند. در پایگاه داده‌ها ۸۴۰۰ روز به عنوان سطر و ۶ متغیر اقلیمی به عنوان ستون در نظر گرفته شد. بعد از استانداردسازی و حذف سال‌های بدون آمار، ماتریس داده‌ها به صورت ۸۳۳۳×۶ شکل گرفت (شکل ۱).

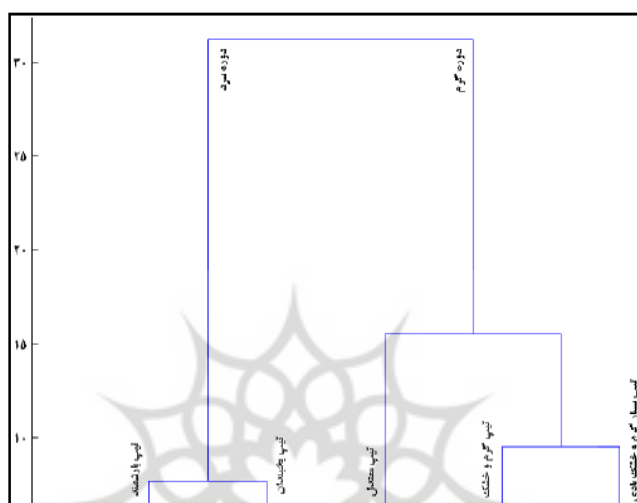
	دمای حداکثر	دمای حداقل	بسیانگین بارش روزانه	فشار بخار هوا	باد مداری	باد نصف النهاری
1	0.56746	0.57642	0	0.29084	0.47526	0.31202
2	0.4891	0.53275	0	0.34344	0.51188	0.30384
3	0.60714	0.55459	0	0.42533	0.61263	0.40764
4	0.54762	0.64192	0.0076923	0.32308	0.52488	0.4603
5	0.62698	0.68559	0.0038462	0.45066	0.52488	0.54812
6	0.54762	0.68559	0.096154	0.39178	0.52488	0.46242
7	0.42867	0.51092	0.15385	0.51232	0.65221	0.2362
8	0.50794	0.51092	0	0.41167	0.52961	0.31321
9	0.56746	0.53275	0	0.43103	0.48962	0.28514
10	0.36905	0.57642	0	0.20574	0.51009	0.30827
11	-----	-----	-----	-----	-----	-----
12	-----	-----	-----	-----	-----	-----
13	-----	-----	-----	-----	-----	-----
B323	0.29762	0.44105	0	0.36376	0.72497	0.21993
B324	0.36608	0.44541	0	0.38019	0.6704	0.16696
B325	0.52778	0.44978	0	0.40992	0.70314	0.24624
B326	0.49603	0.54148	0	0.63819	0.78612	0.29682
B327	0.32143	0.56332	0	0.19877	0.71937	0.31814
B328	0.39683	0.51528	0.057892	0.55059	0.62266	0.33098
B329	0.1627	0.43231	0.42308	0.4	0.70038	0.19171
B330	0.15873	0.40175	0.36538	0.41897	0.66353	0.17746
B331	0.21429	0.36681	0	0.3331	0.53198	0.15846
B332	0.34127	0.44105	0	0.31468	0.6063	0.2134
B333	0.38095	0.43668	0	0.61467	0.72759	0.25093

شکل ۱: شماتیکی از پایگاه داده‌های محیطی استاندارد شده

مأخذ: نویسندگان

بر روی ماتریس استاندارد شده داده‌ها یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی (سلسله‌ای) به روش ادغام وارد صورت گرفت. برای ایستگاه مورد نظر دارنمای کلی و دارنمای پنج تیپ همدید متمایز مشخص گردید (شکل ۲ و ۳). بدین صورت که کل داده‌ها یعنی ۸۳۳۳ روز با توجه به درجه همانندی (فاصله اقلیدی) موجود در ابتدا به دو گروه بزرگ گروه‌بندی شد. سپس این مراحل تا پایین‌ترین سطح ادامه یافت تا اینکه همه داده‌ها گروه‌بندی شوند. هدف اصلی خوشه‌بندی افزایش واریانس بین‌گروهی و کاهش واریانس درون‌گروهی است. با توجه به روش تقطیع دارنما که روش درون‌سو است و بستگی به نظر محقق دارد. با توجه به واریانس داده‌ها و نحوه‌ی شکست دارنما و همگنی گروه‌های حاصله، دارنما را در سطح ۳ برش داده‌ایم که ۵ تیپ همدید در آن مشخص گردید. یک "روز نماینده" برای هر تیپ انتخاب شد، روز نماینده روزی است که بیشترین میزان همبستگی و همانندی را در بین روزها با کل روزها در هر تیپ همدید داراست.

در پایان نقشه الگوهای گردش تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) برای روز نماینده هر یک از تیپ‌ها مشخص شد. چون روز نماینده بیشترین همبستگی را با تیپ‌ها داراست، بنابراین این روز گویای کلی هر تیپ است. در نهایت ارتباط بین حاکمیت الگوهای گردش و رخداد تیپ‌های گوناگون تعیین گردید.



شکل ۲: دارنمای پنج تیپ هوای مشهد
 مأخذ: نویسندگان



شکل ۳: دارنمای کلی تیپ‌های هوای مشهد
 مأخذ: نویسندگان

برای محاسبه‌ی درجه‌ی همانندی روش‌های مختلفی پیشنهاد شده است که در این پژوهش از روش فاصله‌ی اقلیدسی استفاده شده است (جدول ۲). در مطالعات اقلیمی غالباً برای محاسبه درجه ناهمانندی (همانندی) از فاصله‌ی اقلیدسی استفاده می‌شود. در مواردی که مقیاس اندازه‌گیری متغیرها متفاوت و دارای دامنه‌های مختلفی باشند (همانند پژوهش حاضر) استفاده از فاصله‌ی اقلیدسی استاندارد شده توصیه می‌شود. فرض کنید بردار X_r بردار مشاهدات بر روی r و X_s بردار مشاهدات بر روی s باشد در این صورت فواصل یاد شده در بالا به صورت زیر محاسبه می‌شود:

جدول ۲: روش‌های محاسبه درجه همانندی

$d_{rs}^2 = (X_r - X_s)(X_r - X_s)'$	فاصله اقلیدسی
$d_{rs}^2 = (X_r - X_s)D^{-1}(X_r - X_s)'$	فاصله اقلیدسی (فاصله اقلیدسی استاندارد شده)
در اینجا D^{-1} ماتریسی قطری است که شامل پراش متغیرهاست.	

مأخذ: مسعودیان، ۱۳۸۶: ۶

پس از اندازه‌گیری درجه همانندی باید شیوه‌ای برای ادغام اقلیمی که بالاترین همانندی را نشان داده‌اند به کار برده شود. شیوه‌های مختلفی برای ادغام معرفی شده‌اند که در پژوهش حاضر از روش ادغام وارد استفاده شده است (رابطه ۱)، زیرا در این صورت میزان پراش درون‌گروهی به حداقل می‌رسد و همگنی گروه‌های حاصله به حداکثر می‌رسد (مسعودیان، ۱۳۸۶: ۷). در روش وارد گروه‌های I و S در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش پراش ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها کمینه باشد یعنی:

$$d(r, s) = \frac{n_r n_s d_{rs}^2}{(n_r + n_s)} \quad \text{رابطه ۱}$$

در اینجا d_{rs}^2 فاصله بین گروه r و گروه s است و n تعداد مشاهدات است. به طور کلی، در این مطالعه از رویکرد محیطی به گردشی استفاده نمودیم، بدین معنی که ابتدا با توجه به داده‌های اقلیمی سطح زمین تیپ‌ها را شناسایی کرده سپس الگوهای گردشی موجد تیپ‌های هوا شناسایی گردید.

شناسایی تیپ‌های هوای مشهد

هر تیپ همدید شامل هوایی است که هر چند به یکدیگر شبیه‌اند اما برابر نیستند. به همین سبب همواره با مسأله‌ی پراش درون‌گروهی دست به‌گریبانیم. شاخص‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری همگنی درون‌گروهی وجود دارد. یکی از ویژگی‌های مهم تیپ‌های همدید چگونگی پیایی آنهاست. مقصود از پیایی، تعداد دفعاتی است که یک تیپ همدید پس از خود یا پس از یک تیپ همدید دیگر دیده می‌شود. با بررسی پیایی می‌توان تیپ‌های همدید ناسازگار و تیپ‌های همدید پیایند را شناسایی کرد. اگر N تعداد روزهایی باشد که یک تیپ همدید مشاهده شده و n تعداد دفعات مشاهده آن تیپ همدید باشد آنگاه شاخص رخداد OI را به صورت زیر تعریف می‌کنیم:

$$OI = 1 - \frac{n}{N} \quad \text{رابطه ۲}$$

در مورد تیپ‌های همدید کاملاً گسسته این شاخص برابر صفر و برای الگوهای کاملاً پیوسته برابر ۱ خواهد بود. در مقابل ویژگی‌های پایستگی رخداد، می‌توان ویژگی رخداد هر تیپ همدید را نیز بررسی کرد. همچنان‌که ویژگی‌های رخداد معلوم می‌سازد که در صورت ظهور یک تیپ همدید تا چند روز باید انتظار ماندگاری آن را داشت ویژگی‌های رخداد نیز معلوم می‌کند که پس از پایان یک تیپ همدید چه مدت باید سپری شود تا آن تیپ همدید دوباره ظاهر شود. بنابراین واژه رخداد در مقابل واژه رخداد قرار می‌گیرد. در زیر به شرح تیپ‌های همدید ایستگاه مشهد می‌پردازیم (جدول ۳).

جدول ۳: تیپ‌های اقلیمی ایستگاه همدید مشهد

ردیف	نام تیپ هوا	ردیف	نام تیپ هوا
۱	معتدل	۴	بسیار گرم و خشک بادی
۲	بارش‌مند	۵	گرم و خشک
۳	یخبندان

مأخذ: نویسندگان

- تیپ معتدل

هوای ایستگاه مورد مطالعه در فصول گذار یعنی پاییز و بهار از اعتدال برخوردار است. زمان اوج آن ۹ آبان می‌باشد (شکل ۴). این تیپ در تمام فصول سال به صورت پراکنده دیده می‌شود. در زمان حاکمیت این تیپ همه عناصر جوی به مقادیر میانگین نزدیک می‌باشند، متوسط دمای سالانه این تیپ ۱۵ درجه می‌باشد، در کل تیپ معتدل متمایل به دوره گرم سال است (شکل ۴). این تیپ در ۲۶ درصد (یک چهارم) اوقات سال دیده می‌شود و روز ۱۳۷۳/۹/۱ به عنوان نماینده تیپ انتخاب گردید (جدول ۵). تیپ معتدل بالاترین سازگاری را با تیپ بارشمند و کمترین سازگاری را با تیپ یخبندان دارد (جدول ۹). تیپ مذکور زمانی که ظاهر می‌شود، در حدود سه روز دوام دارد و سپس به مدت ۸ روز ناپدید می‌گردد (جدول ۷ و ۸). در طی دهه‌های گذشته فراوانی این تیپ کاهش اندک را نشان می‌دهد که میزان این کاهش ۰/۰۴ درصد در هر سال می‌باشد (شکل ۵).

- تیپ بارشمند

تیپ بارشی از اوایل مهرماه شروع شده، در ۱۴ آذر به اوج فراوانی خود رسیده و در میانه‌ی خردادماه پایان می‌یابد (شکل ۶). تیپ فوق در ۲۷/۶ درصد روزهای سال فعالیت دارد (جدول ۵). میانگین دما در طول شبانه‌روز بین ۱ و ۱۱/۹ درجه‌سیلسیوس تغییر می‌کند (جدول ۴). تیپ بارشمند بیشترین سازگاری را با تیپ معتدل دارد، بدین معنی که محتمل‌ترین تیپ قابل مشاهده بعد از تیپ بارشمند می‌باشد و بیشترین ناسازگاری را با تیپ بسیارگرم و خشک بادی دارد (جدول ۹). این تیپ، نسبت به دیگر تیپ‌های ایستگاه مورد مطالعه از دوره‌ی ماندگاری بیشتری برخوردار بوده و خود سازگارترین تیپ ایستگاه مشهد است (جدول ۷). روز ۱۳۷۹/۸/۲۲ به عنوان نماینده‌ی این تیپ مشخص گردید (جدول ۵). فراوانی این تیپ در سال‌های اخیر روندی افزایشی را نمایش می‌دهد. میزان این افزایش ۰/۰۸ درصد در هر سال است (شکل ۷).

- تیپ یخبندان

این تیپ از ۲۰ آبان‌ماه شروع شده، زمان اوج آن ۵ بهمن است و در ۱۴ فروردین پایان می‌پذیرد (شکل ۷). در ۸/۸ درصد روزهای سال این تیپ در مشهد دیده می‌شود (جدول ۵). درصد احتمال رخداد یخبندان در تیپ فوق، ۹۳ درصد است (جدول ۶). دمای شبانه‌روز بین

۵/۱- تا ۳/۹ سانتیگراد در نوسان است (جدول ۴). فشار بخار واقعی هوا در این تیپ اندک می‌باشد. روز نماینده‌ی این تیپ ۱۳۶۳/۹/۲۰ می‌باشد (جدول ۵). بیشترین سازگاری این تیپ پس از خودش با تیپ بارش‌مند و کمترین سازگاری با تیپ‌های بسیار گرم و خشک بادی و گرم و خشک است (جدول ۹). بررسی سری سالانه رخداد این تیپ بیانگر رفتار کاهشی شدید است که این میزان ۰/۲۵ درصد در هر سال با ضریب تعیین ۰/۶ درصد می‌باشد. میزان این کاهش قابل توجه است بطوری‌که در هر چهار سال یک درصد از میزان دوره‌ی سرد سال کاسته می‌گردد (شکل ۹).

- تیپ بسیار گرم و خشک بادی

دوره فعالیت تیپ مزبور از ۱ فروردین تا ۹ آبان است، در ۲۴ تیرماه به اوج فراوانی خود می‌رسد (شکل ۱۰). دما بین ۱۸/۳ تا ۳۲/۷ درجه در طی شبانه‌روز در نوسان است (جدول ۴). این تیپ بیشترین مقدار فشار بخار هوا را در میان سایر تیپ‌ها دارا می‌باشد (جدول ۴). تیپ بسیار گرم و خشک بادی بالاترین سازگاری را با تیپ گرم و خشک داشته و بیشترین ناسازگاری را با تیپ یخبندان نشان می‌دهد (جدول ۹). این تیپ، کم‌سازگارترین و کم‌دوام‌ترین تیپ منطقه است (جدول ۷ و ۹). روز نماینده این تیپ ۱۳۶۶/۵/۲۵ انتخاب شد (جدول ۵). فراوانی این تیپ در دهه‌های گذشته روند به شدت صعودی را نشان می‌دهد. میزان افزایش برابر ۰/۲۹ درصد در هر سال با ضریب تعیین ۰/۵۷ درصد می‌باشد. در هر چهار سال یک درصد بر میزان فراوانی این تیپ افزوده می‌گردد، بدین معنی که دوره‌ی گرم سال در این ایستگاه رو به افزایش است (شکل ۱۱).

- تیپ گرم و خشک

این تیپ از اول فروردین آغاز می‌گردد در ۳ مردادماه به اوج فراوانی خود رسیده در ۲۵ آبان پایان می‌یابد (شکل ۱۲). تیپ گرم و خشک در ۲۶ درصد اوقات سال دیده می‌شود، روز ۱۳۷۲/۳/۱۸ به عنوان نماینده تیپ مذکور انتخاب گردید (جدول ۵). دمای شبانه‌روز این تیپ بین ۱۵/۹ تا ۳۱/۶ درجه نوسان دارد (جدول ۴). بیشترین سازگاری این تیپ پس از خود با تیپ بسیار گرم و خشک بادی است و کمترین سازگاری را با تیپ یخبندان دارد (جدول ۹). این تیپ در دهه‌های گذشته روند کاهشی را نمایش می‌دهد. میزان کاهش برابر ۰/۰۷ درصد در هر سال با ضریب تعیین ۰/۲۷ می‌باشد (شکل ۱۳).

جدول ۴: آماره‌های مربوط به عناصر اقلیمی برای شناسایی تیپ‌های همدید مشهد

تیپ هوا	فشار بخار هوا	سرعت باد	جهت باد	میانگین دمای بیشینه	میانگین دمای کمینه	میانگین بارش
معتدل	8.3	2.5	121.1	22.6	7.7	0.2
بارش‌مند	6.5	1.5	152.9	11.9	1	1.8
یخبندان	4.6	1.5	94.4	3.9	-5.1	0.5
بسیار گرم و خشک بادی	12.3	6.5	162.9	32.7	18.3	0.1
گرم و خشک	11.5	4.4	67.1	31.6	15.9	0.3
میانگین	8.6	3.3	119.7	20.5	7.5	0.6

مأخذ: نویسندگان

جدول ۵: روز نماینده تیپ‌های هوای مشهد

نام تیپ هوا	شمسی			میلادی			همبستگی درون‌گروهی	همبستگی روز نماینده	فراوانی	درصد فراوانی
	سال	ماه	روز	سال	ماه	روز				
معتدل	1373	9	1	1994	11	22	0.95	2163	26.0	
بارش‌مند	1379	8	22	2000	11	12	0.91	2299	27.6	
یخبندان	1363	9	20	1984	12	11	0.96	737	8.8	
بسیار گرم و خشک بادی	1366	5	25	1987	8	16	0.96	947	11.4	
گرم و خشک	1372	3	18	1993	6	8	0.96	2187	26.2	

مأخذ: نویسندگان

جدول ۶: زمانبندی وقوع تیپ‌های هوا در فصول سال

نام تیپ هوا	درصد احتمال بارش	درصد احتمال یخبندان	درصد احتمال باد	میانگین بارش در روز بارشی	زمان آغاز تیپ	زمان اوج تیپ	زمان پایان تیپ
معتدل	13.037	1.6181	88.7	1.983	فراگیر	۹ آبان	فراگیر
بارش‌مند	31.84	44.715	86.2	5.8702	۳۱ شهریور	۱۴ آذر	۱۵ خرداد
یخبندان	29.444	93.351	62.6	1.8359	۲۰ آبان	۵ بهمن	۱۴ فروردین
بسیار گرم و خشک بادی	8.3421	0	100	1.2886	۱ فروردین	۲۴ تیر	۹ آبان
گرم و خشک	9.2821	0	96.9	0.4187	۱ فروردین	۳ مرداد	۲۵ آبان

مأخذ: نویسندگان

جدول ۷: رخداد تیپ‌های هوای مشهد

نام تیپ هوا	معتدل	بارش‌مند	یخبندان	بسیار گرم و خشک بادی	گرم و خشک
میانگین پایداری	3.10	3.39	2.73	1.66	2.83
انحراف معیار	3.93	3.61	3.06	1.26	2.90
تغییرپذیری	127	107	112	76	102
بیشینه	48	36	26	13	23
کمینه	1	1	1	1	1
رخداد	686	651	263	558	764
فراوانی	2125	2207	718	929	2160
شاخص رخداد	0.68	0.71	0.63	0.40	0.65

مأخذ: نویسندگان

جدول ۸: رخداد تیپ‌های هوای مشهد

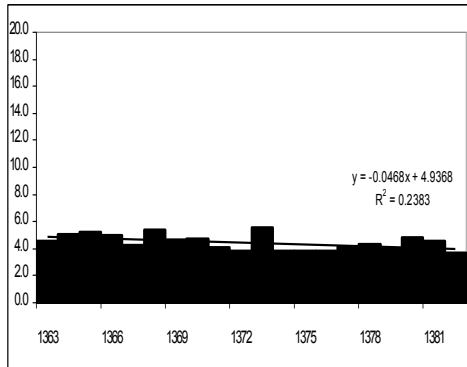
نام تیپ هوا	معتدل	بارش‌مند	یخبندان	بسیار گرم و خشک بادی	گرم و خشک
میانگین پایداری	8.81	9.23	27.20	12.75	7.80
انحراف معیار	16.02	27.33	72.78	39.75	28.91
تغییرپذیری	182	296	268	312	371
بیشینه	103	198	310	259	214
کمینه	1	1	1	1	1
رخداد	686	650	263	558	764
فراوانی	6042	6000	7154	7115	5959
شاخص رخداد	0.89	0.89	0.96	0.92	0.87

مأخذ: نویسندگان

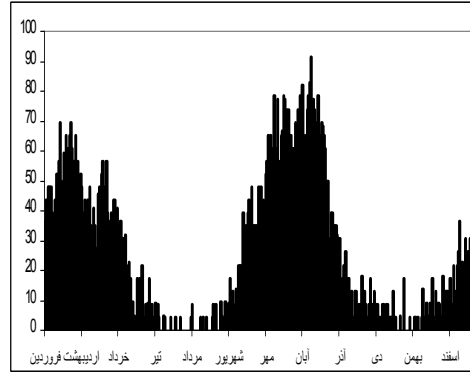
جدول ۹: درصد پیاپی تیپ‌های هوای مشهد

تیپ‌های هوا	معتدل	بارش‌مند	یخبندان	بسیار گرم و خشک بادی	گرم و خشک
معتدل	67.8	14.8	0.5	7.5	12.9
بارش‌مند	16.9	71.2	36.8	0.8	0.8
یخبندان	0.1	11.9	62.7	0.0	0.0
بسیار گرم و خشک بادی	3.7	0.6	0.0	39.8	21.8
گرم و خشک	11.5	1.6	0.0	51.8	64.5

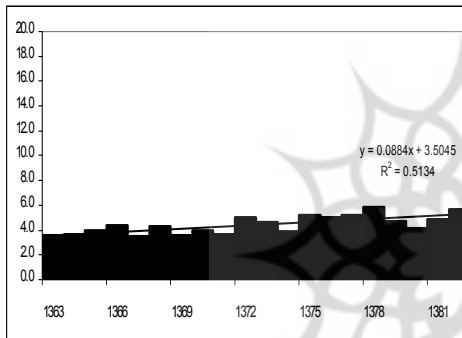
مأخذ: نویسندگان



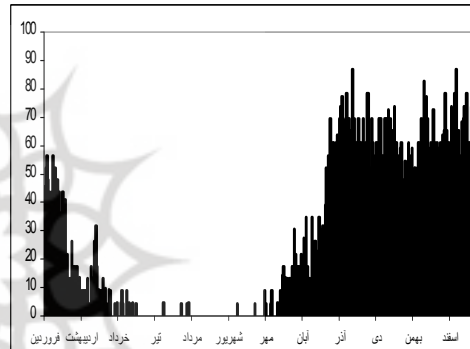
شکل ۵: نمودار درصد فراوانی سالانه تیپ معتدل



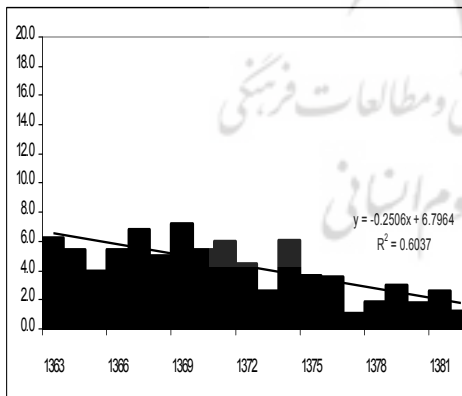
شکل ۴: نمودار درصد فراوانی ماهانه تیپ معتدل



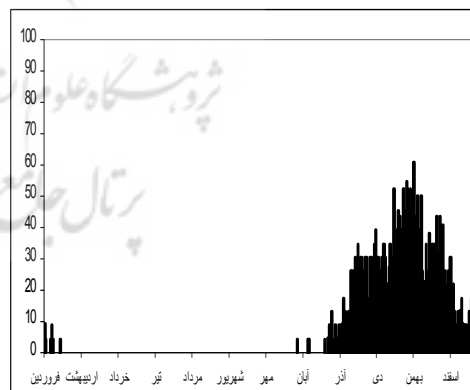
شکل ۷: نمودار درصد فراوانی سالانه تیپ بارش‌مند



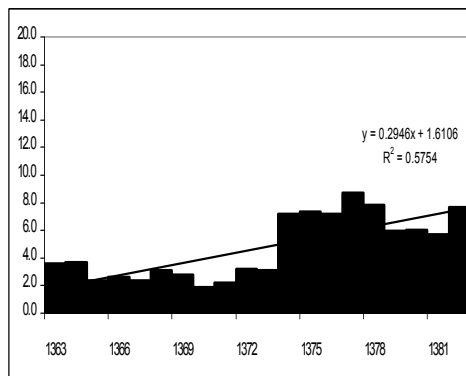
شکل ۶: نمودار درصد فراوانی ماهانه تیپ بارش‌مند



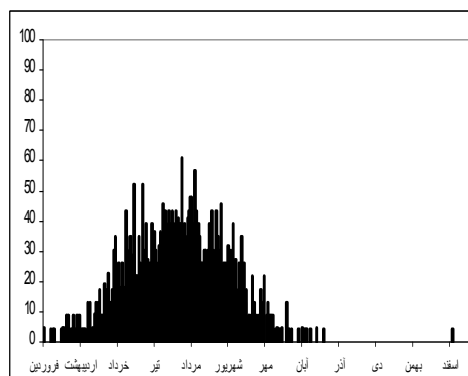
شکل ۹: نمودار درصد فراوانی سالانه تیپ یخبندان



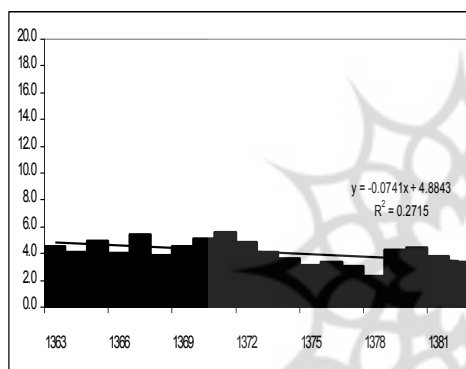
شکل ۸: نمودار درصد فراوانی ماهانه تیپ یخبندان



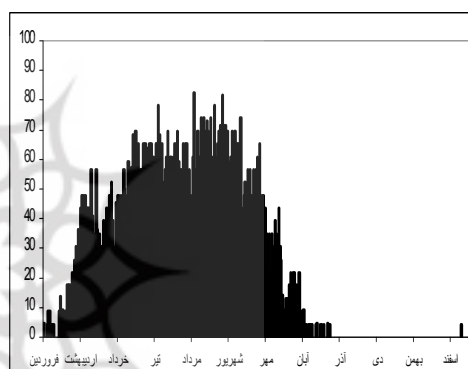
شکل ۱۱: درصد فراوانی سالانه تیپ گرم و خشک بادی



شکل ۱۰: درصد فراوانی ماهانه تیپ گرم و خشک بادی



شکل ۱۳: درصد فراوانی سالانه تیپ گرم و خشک



شکل ۱۲: درصد فراوانی ماهانه تیپ گرم و خشک

مأخذ: نویسندگان

رابطه‌ی تیپ‌های هوای مشهد با سامانه‌های گردشی تراز میانی جو

اقلیم‌شناسی همدید، الگوهای اقلیم منطقه را بر اساس الگوهای گردشی هوا تبیین می‌کند. این الگوها روی نقشه‌های هوا، سطح زمین و در سطوح بالای جو مشاهده می‌شوند. پس از تعیین و شناسایی الگوهای گردشی یا تیپ‌های هوا، اقلیم‌شناسی همدید سعی دارد که ویژگی‌های اقلیم سطح زمین را در دوره استیلای هر کدام از الگوها شناسایی کند (علیچانی، ۱۳۸۱: ۱۵). لذا در این بخش بر آن شدیم که ارتباط بین تیپ‌های هوای سطح زمین را با الگوهای گردشی سطوح بالا بررسی کنیم.

تیپ معتدل

در این آرایش، خطوط هم ارتفاع بر روی گستره‌ی ایران، گسترش مداری پیدا کرده است. با وجود این الگوی گردشی، پارامترهای شش‌گانه‌ی اقلیمی مورد مطالعه در حد اعتدال قرار دارند. این الگو، اغلب در دوره‌ی گرم سال رخ می‌دهد و جو پایداری بر روی این منطقه حاکم شده است (شکل ۱۴).

تیپ بارش‌مند

در تراز میانی، فرازی بر روی شمال دریای مدیترانه شکل گرفته و به دنبال آن فرودی باز و با دامنه کم که محور آن روی دریای خزر و ناحیه مورد مطالعه ایجاد شده، باعث ریزش هوای سرد و مرطوب شرق اروپا و دریای مدیترانه به منطقه می‌شود و با حاکمیت این الگو، شرایط بارشی در منطقه برقرار می‌گردد. این الگو در دوره‌ی سرد سال اتفاق می‌افتد (شکل ۱۵). الگوی فشار در سطح زمین، ناشی از پیشروی زبانه‌ی پرفشار سیبری بر روی ایران است که باعث ایجاد سرما در سطح زمین می‌شود. با توجه به اینکه اوج فراوانی رخداد تیپ بارش‌مند در ماه آذر می‌باشد، در این موقع از سال پرفشار سیبری بر ایران و بخصوص شمال شرق آن استیلای کامل دارد. بنابراین همزمانی رخداد این دو الگو در سطح و تراز میانی جو باعث ایجاد کژفشاری بین لایه‌های مختلف جوی می‌شود (شکل ۱۹).

تیپ یخبندان

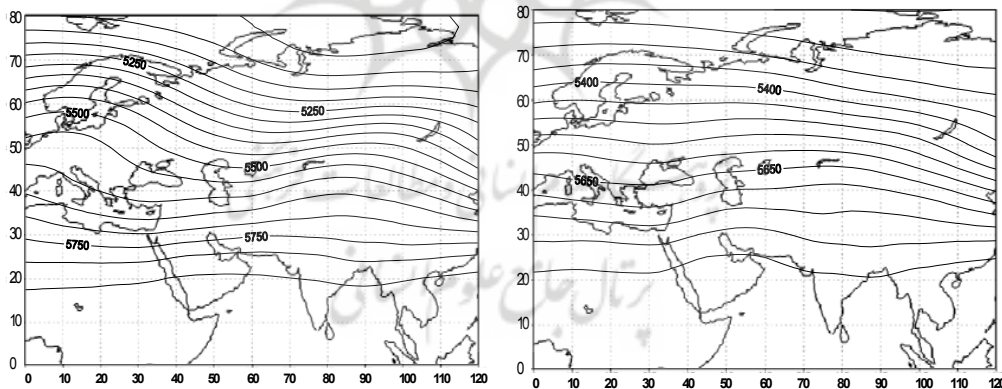
در تراز ۵۰۰، پشته‌ای بر روی شمال دریای مدیترانه شکل گرفته و به همراه آن ناوه نسبتاً عمیقی به شمال شرق ایران کشیده شده که باعث ریزش هوای بسیار سرد شمال اروپا بر روی منطقه و در نتیجه یخبندان می‌گردد (شکل ۱۶). به دلیل تغییرپذیری زیاد جریان‌های جوی در دوره‌ی سرد سال و نیز تأثیر مهم پرفشاری سیبری در سطح بر آن شدیم تا به الگوهای گردشی تیپ‌های سرد سال در سطح زمین نیز پرداخته شود. در الگوی فشاری سطح زمین این تیپ، زبانه‌ی پرفشار سیبری نواحی از شمال ایران را در بر گرفته که این زبانه به همراه ناوه عمیق تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث ریزش هوای بسیار سرد سیبری بر روی منطقه‌ی مورد نظر می‌شود (شکل ۲۰).

تیپ بسیار گرم و خشک بادی

در تراز میانی این الگو هسته پراتفافی در شمال شرق آفریقا با مرکزیت ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر بسته شده، بطوری که زبانه‌ای از پراتفافی به صورت مداری بر روی شبه جزیره عربستان و جنوب ایران گسترش یافته است و باعث ایجاد جوی پایدار بر ایران می‌شود. در شمال شرق ایران شیو فشاری قوی وجود دارد، بنابراین ناپایداری در این منطقه وجود دارد ولی به دلیل نبود رطوبت در این دوره از سال، این شیو فشاری باعث وزش باد در منطقه می‌گردد. این الگوی گردشی در دوره‌ی گرم سال رخ می‌دهد، در این موقع از سال در سطح زمین کم‌فشار حرارتی تشکیل می‌گردد. با حاکمیت این الگو شرایط گرم و خشک و بادی برقرار می‌گردد (شکل ۱۷).

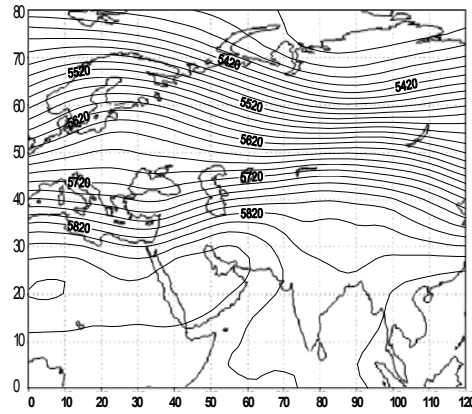
تیپ گرم و خشک

الگوی آرایشی تراز میانی این تیپ، مانند تیپ بسیار گرم و خشک بادی می‌باشد. با این تفاوت که شیو فشاری و میزان فشار مانند الگوی قبلی نمی‌باشد، بنابراین در این الگو وزش باد کمتری صورت می‌گیرد و سراسر ایران را این زبانه فرا می‌گیرد. این الگو نیز در دوره‌ی گرم سال اتفاق می‌افتد. در دوره‌ی گرم سال به دلیل تغییرات خیلی اندک پارامترهای اقلیمی الگوهای گردشی تیپ‌ها نیز از پایداری نسبی برخوردارند (شکل ۱۸).

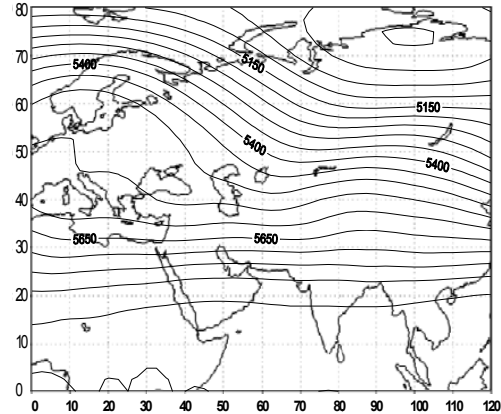


شکل ۱۵: الگوی گردشی تراز میانی تیپ بارش‌مند

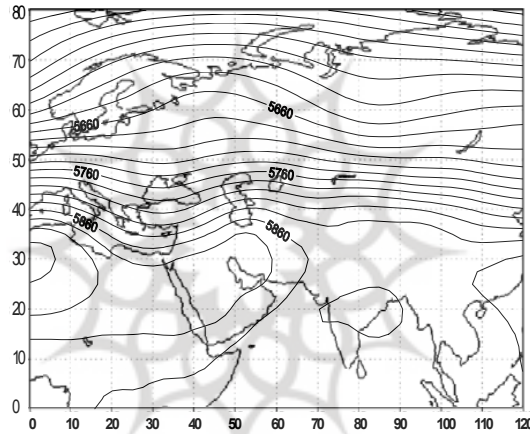
شکل ۱۴: الگوی گردشی تراز میانی تیپ معتدل



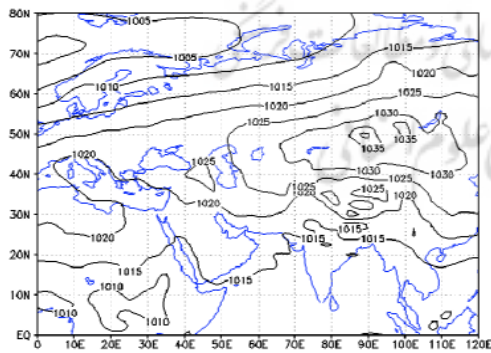
شکل ۱۷: الگوی گردشی تراز میانی تیپ بسیار گرم و خشک بادی



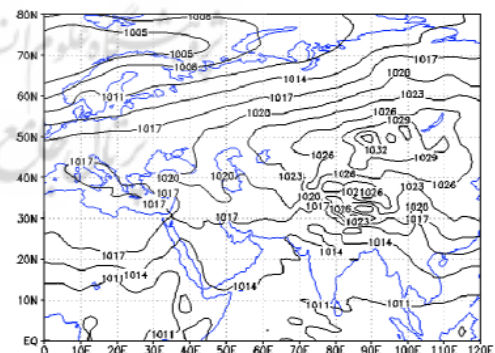
شکل ۱۶: الگوی گردشی تراز میانی تیپ یخبندان



شکل ۱۸: الگوی گردشی تراز میانی تیپ گرم و خشک



شکل ۲۰: الگوی گردشی سطح زمین تیپ یخبندان



شکل ۱۹: الگوی گردشی سطح زمین تیپ بارش‌مند

مأخذ: نویسندگان

نتیجه

در این پژوهش، تیپ‌های هوای ایستگاه مشهد مورد شناسایی قرار گرفت. با کمک تحلیل خوشه‌ای، ۵ تیپ همدید به دست آمد (تیپ معتدل، بارش‌مند، یخبندان، بسیار گرم و خشک بادی و گرم و خشک). حاکمیت تیپ‌های هوای ایستگاه مشهد، نشان‌دهنده‌ی حاکمیت فصول مختلف اقلیمی می‌باشد. درصد فراوانی وقوع تیپ بارش‌مند از سایر تیپ‌ها بسیار بالاتر بوده و این نکته بیانگر این مطلب است که غالب‌ترین تیپ در بین تیپ‌های مشهد، تیپ بارش‌مند می‌باشد. برای هر یک از تیپ‌های به دست آمده، دوره‌ی زمانی فعالیت آنها مورد بررسی قرار گرفت. بررسی سری سالانه تیپ‌ها نشان می‌دهد که از میزان دوره‌ی سرد سال به شدت کاسته شده و برعکس بر شدت دوره‌ی گرم سال افزوده می‌گردد، این مطلب تغییرات مهم اقلیمی را در این ایستگاه نشان می‌دهد. این که چرا بر شدت دوره‌ی گرم سال افزوده شده و از شدت دوره‌ی سرد سال کاسته شده خود داستانی دیگر دارد که مجال بحث نیست، ولی همین بس که نتایج این پژوهش روند گرمایش جهانی را تا حدودی تأیید می‌کند.

یافته‌هایی که در این پژوهش حاصل شد، بیانگر این است که تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان لایه‌ی میانی جو نقش کلیدی در ایجاد و هدایت سامانه‌های گردشی تأثیرگذار بر آب و هوای کشور ایفا می‌کند. رابطه‌ی معنی‌داری بین الگوهای گردشی تراز میانی جو با حاکمیت شرایط اقلیمی رخداد تیپ‌ها در ایستگاه مشهد وجود دارد. نقش سامانه‌های پراتفاح عربستان و شمال آفریقا در حاکمیت شرایط گرم و خشک و نقش فرود مدیترانه، فرود شمال شرق کشور و نیز پرفشار سبیری در الگوی سطح زمین در ایجاد دوره‌ی سرد آشکار است.

منابع

- ۱- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، تهران. انتشارات سمت.
- ۲- مسعودیان، سیدابوالفضل و بختیار محمدی (۱۳۸۶). ارتباط تیپ‌های هم‌دید هوای ایستگاه سنندج با الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مجله جغرافیا و توسعه. سال پنجم. شماره ۹.
- ۳- مسعودیان، سیدابولفضل (۱۳۸۶). شناسایی تیپ‌های هوای اصفهان، طرح پژوهشی دانشگاه اصفهان.
- 4- Alijani, B. (1981). Synoptic Origin of Precipitation in Iran, Ph.D. Dissertation Michigan State University East-Lansing, U.S.A.
- 5- Andretta T. A., Wojcik W., & Simosko K. (2004). Climatological Synoptic Pattern of Tornado Genesis in Eastern Idaho. National Weather Service Forecast Office, IDAHO.
- 6- Barry, R. G. and Perry A. H. (1973). Synoptic Climatology: Methods and Application, London, Methuen and Co.Ltd.
- 7- Crimmins M. A. (2006). Synoptic Climatology of Extreme Fire-Weather Condition Across the Southwest U.S. International Journal Climatology 26.
- 8- Esteban P, Jones P. D, Martin-vied J. & Mases M. (2005). Atmospheric Circulation Pattern Related to Heavy Snowfall Days in Andorra Pyrenees. International Journal of Climatology 25.
- 9- Jacobs, W. C. (1947). Wartime Developments in Applied Climatology, Amer. Met. Monogr, Amer. Met. Soci Vol. 1.
- 10- Konrad C. E. and Perry L. B. (2006). Synoptic Pattern Associated with the Record Snowfall of 1960 in Southern Appalachians, 63rd Eastern Snow Conference, Newark, Delaware, U.S.A.
- 11- Rudari R., Entekhabi D. & Roth G. (2004). Large-scale Atmospheric Pattern Associated white mesoscale Features Leading to Extreme Precipitation Events in Northwestern Italy. Advances in water Resources 28.
- 12- Scheler K., Carter P. & Hood E. (2004). The Relationship Between Synoptic Weather Patterns and Snow pack Stability in A High-Latitude Maritime Snow Climate. Western Snow Conference.
- 13- Seibert P, Frank A. & Formayer H. (2005). Synoptic and Regional Patterns of Heavy Precipitation in Austria, Theoretical and Applied climatology . Vienna. Austria.
- 14- Sutcliffe, R. C. (1952). Expansions of Meteorological Office Research in Dynamic Climatology, Met. Mag, Vol. 93.
- 15- Yarnal, B. (1993). Synoptic Climatoloy in Enviromental Analysis, Londen, A primer Belhaven Press.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی