جغرافیا و توسعه شماره ۳۹ تابستان ۱۳۹۴ وصول مقاله : ۱۳۹۱/۰۵/۲۸ تأیید نهایی : ۱۳۹۲/۰۴/۲۷ صفحات : ۱۰۶- ۹۳

تحلیل الگوهای فضایی و زمانی سامانههای همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلیمتر در جنوب غرب ایران

دکتر زهرا حجازیزاده^۱ ، دکتر پرویز ضیائیان^۲، دکتر مصطفی کریمی^۳ ، دکتر سمیه رفعتی^۴

چکیدہ

در این تحقیق ویژگیهای فضایی و زمانی رخداد سامانههای همرفتی در جنوبغرب ایران، طیّ سالهای ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ با استفاده از تصاویر ادغامی دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهوارههای زمین آهنگ GOES Meteosat و GMS، مورد بررسی قرار گرفت. سامانههای همرفتی بر اساس آستانههای دما و مساحت به ترتیب پرابر ۲۲۸ درجه کلوین و ۱۰۰۰ کیلومترمربع در تصاویر دمای درخشندگی شناسایی و مسیریابی شدند.

در مجموع ۲۶۸ سامانه همرفتی در زمان رخداد بارش سنگین (بر اساس WMO با مجموع بارش بیش از ۱۰ میلیمتر و همچنین ثبت پدیده رگبار حداقل در ۳ ایستگاه) شناسایی شد. نتایج نشان داد که ماههای دسامبر و آوریل به ترتیب با ۶۹ و ۶۷ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کمرخدادترین ماههای سال از نظر بارش همرفتی بودهاند. تعداد رخداد سامانههایی با طول عمر و وسعت زیاد، قابل توجه بوده است، که نشاندهندهی نقش مهم عوامل دینامیک در شکل گیری سامانههای همرفتی این منطقه است. فراوان ترین جهت حرکت از جنوبغرب به سمت شمال شرق (۵۳ درصد) و از غرب به سمت شرق (۸۳ درصد) بود، بنابراین جهت حرکت سامانههای همرفتی با جهت حرکت کلی جریانات جوی در این منطقه مطابقت داشته و توسط جریانات در سطوح میانی جو تعیین شده است. همان طور که انتظار میرفت محل شکل گیری سامانههای همرفتی تحت تأثیر توپوگرافی منطقه است. به این صورت که بیشینه محل شکل گیری این سامانهها در دامنهی رو به باد زاگرس بوده و در دامنهی بادیناه کوههای زاگرس به ندرت سامانهای تشکیل شده است. بطور کلی فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال مراز این مطقه است. به این صورت که بیشینه محل شکل گیری این سامانهها در دامنهی رو به باد زاگرس بوده و در دامنهی بادیناه کوههای زاگرس به ندرت سامانه مای تشکیل شده است. موابط توپوگرفی تأثیر پذیرفته و فراوانی رخداد در ارتفاعات بیشتر بود. اما پراکندگی رخداد و میزان تأثیر پذیری آن از توپوگرافی، در ماههای مختلف سال تفاوتهایی داشته؛ بطوری که در ماههای گرم سال بیشترین و در ماههای سرد سال کمترین هماهنگی با توپوگرافی، در دیده شده است.

كليدواژهها: سامانههای همرفتی، الگوهای فضایی و زمانی، تصاویر دمای درخشندگی، جنوبغرب ایران.

۱- استاد آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی ۲- دانشیار سنجش از دور و GIS، دانشگاه خوارزمی ۳- استادیار جغرافیا طبیعی، دانشگاه تهران ۴- استادیار جغرافیا، دانشگاه سیدجمال|لدین اسدآبادی (نویسنده مسؤول)

hejazizadeh@tmu.ac.ir zeaiean@tmu.ac.ir mostafakarimi.a@ut.ac.ir rafati@sjau.ac.ir همرفتی از این آستانه تجاوز نمی کنند و همه ی

بارشهای متجاوز از این آستانه خصوصیات بارشهای

همرفتی را ندارند (Llasat, 2001: 1386). بررسی

سامانههای همرفتی یا از طریق دادههای سنتی (رادیو

سوند، ایستگاههای باران سنجی، شبکههای ثبت رعد و

برق) و یا از طریق دادههای حاصل از سنجش از دور

انجام می شود. شناخت و پیش بینی این سامانه ها به

دادههایی با قدرت تفکیک فضایی و زمانی بالایی نیاز

دارد. نسل جدید سنجندههای فضایی زمینآهنگ با

قدرت تفکیک فضایی و زمانی بهتر برای تحلیل

پدیدههای میان مقیاس بسیار مناسب هستند. با وجود

این که تطابق اندکی بین دمای درخشندگی باند مادون قرمز و میزان بارش همرفتی وجود دارد، دمای

درخشندگی خیلی پایین، شاخص خوبی برای شناسایی

ابرهای سرد و غالباً بارشزای مرتبط با همرفت است

(Yuter&Houze, 1998: 54). سطح ابرهای همرفتی به

دلیل نزدیکی به وردایست ٬ بهسادگی در تصاویر مادون

مادون قرمز شناسایی میشوند. این تصاویر که بطور

گستردهای برای مطالعهی سامانههای همرفتی مورد

استفاده قرار مي گيرند (Feidas & Cartalis, 2001;)

Carvalho & Jones, 2001; Mathon & Laurent,

2001; Morel & Senesi, 2002; Sanchez et al.,

2003; Augusto et al., 2003; Hong et al., 2005; Futyan & Del Genio, 2007; Vila et al, 2008;

Tadesse & Anagnostou, 2010، عموماً برای درک

چگونگی تکامل این سامانهها و همچنین مسیریابی

آنها بهکار می روند (Tadesse & Anagnostou, 2009:)

36. اگر چه استفاده از این تصاویر برای شناسایی و

مسیریابی این سامانهها متداول است، کاربرد آنها برای

توصيف فرايندهاي همرفتي با مقياس فضايي كمتر از

۲۰ km و مقیاس زمانی کمتر از یک ساعت محدود

است (Carvalho et al, 2002: 1). به منظور تشخيص این سامانهها نیاز است درخشندگی^۷ تصویر به دما

مقدمه

سامانههای همرفتی (CSs) که بارشهای شدید و اغلب سيلآسا توليد ميكنند، مسبب تلفات جاني و مالي و به تبع آن مسايل اقتصادي و اجتماعي قابل ملاحظهای هستند. از سوی دیگر در نواحی جنب حارهای، بخش عمدهای از بارش کل را شکل میدهند (Cotton & Anthes, 1989: 289) و در فراهم نمودن آب برای اهداف مختلف نیز اهمیت بسزایی دارند. بنابراین شناسایی و بررسی دقیق سامانههای همرفتی برای درک شرایط هواشناسی و اقلیمی اهمیت اساسی دارد و پیشبینی آنها برای کاهش آسیبپذیری ناشی از رخدادهای شدید آب و هوایی ضروری است. این سامانهها ابرهایی با دمای پایین هستند که از دو بخش همرفتی و یوشنیدیس تشکیل میشوند. بخش همرفتی شامل هستههای سردتر با گسترش عمودی و بخش پوشنی دیس دارای زمینه ای یکنواخت تر و بارشی سبکتر است (Thomas et al, 2010: 3164). تفاوتی آشکار بین بارشهایی با منشأ همرفتی و پوشنیدیس وجود دارد، که نباید با طبقهبندی بارش ناشی از توفان و جبهه مرتبط دانست (Llasat, 2001: 1385). بارش همرفتی به ابرهایی از نوع همرفتی مثل کومهای بارا^۳ و بارش پوشنی دیس به ابرهایی از نوع پوشنی دیس از قبیل باراپوشنی نسبت داده شده است. برخی بارش همرفتی را معادل بارش حاصل از توفان تندری در نظر گرفتهاند، در حالی که بر اساس تعریف WMO ^۵رخداد توفانهای تندری همیشه همراه با پدیده رعد و برق است ولی در بارشهای همرفتی این پدیده همیشه رخ نمیدهد. برخی دیگر بارشهای همرفتی را به عنوان بارشهایی با شدت بیش از ۴۸-۵۰mm/h تعریف میکنند، درحالیکه که همهی بارشهای با منشا

¹⁻Convective Systems

²⁻Stratiform

³⁻Cumulonimbus 4-Nimbostratus

⁵⁻World Meteorology Organization

⁶⁻Tropopause

⁷⁻luminance

تبدیل شوند. بطور کلی دماهای فیزیکی پدیدهها نمی تواند به طور مستقیم از تصاویر ماهوارهای استنباط شود. هر چند بر اساس فرض جسم سیاه، دمای درخشندگی جسم سیاه معادل می تواند برای سطح فوقانی ابرها از طریق کانال مادون قرمز به دست آید. این فرض تنها برای ابرهای ضخیم مثل سلولهای همرفتی معتبر است. هرچند عناصر دیگر مثل گازها و هواویزهایی که بین ابر مورد نظر و سنجندهی ماهواره قرار می گیرند، ممکن است با فرآیندهایی مثل جذب یا پخش بخشی از تابش منتشر شده از ابر تغییراتی اعمال نمایند.

اخیراً تصاویر دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهوارههای زمین آهنگ GOES ،Meteosat و GMS،توسط مرکز پیشبینیاقلیمی NWS/NCEP برای ایجاد یک مجموعه با پوشش جهانی^۱ با یکدیگر ادغام شده است. این تصاویر دارای قدرت تفکیک مکانی ۴ کیلومتر مربع و قدرت تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه هستند کیلومتر مربع و قدرت تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه هستند (Janowiak et al, 2001: 205). همچنین به لحاظ خطای حاصل از زوایه دید^۲ تصحیح شدهاند

این خطا باعث میشود در مکانهایی که نسبت به نادیر^۳ ماهواره دورتر هستند دمای درخشندگی تخمین تخمین شده به علت اثرات هندسی[†] و کاهش میزان انرژی در طول مسیر، سردتر از مکانهای مشابه نزدیک نادیر ماهواره باشد. برای تصحیح این خطا از یک روش تجربی استفاده شده است. در این روش با استفاده از ماهوارههای GOES که دارای نواحی هم پوشانی نسبتاً بزرگی هستند، دماهای درخشندگی یک مکان در محدودهی هم پوشانی، با زوایهی دید مختلف، مقایسه شدند و تصحیح بر اساس این مقایسه انجام گرفت. میشتر اطلاعات دربارهی ساختار سامانههای همرفتی حاصل اطلاعات راداری هستند. این اطلاعات عمدتاً با

استفاده از رادارهای فرکانس پایین که تنها ذراتی به اندازهی بارش را شناسایی میکنند (ذرات تشکیل-دهندهی ابر و حتی برخی بارشهای سبک را شناسایی نمیکنند)، به دست میآیند. دادههای 2A23 یکی از محصولات رادار هواشناسی TRMM PR^۵ است.

این محصول شامل اطلاعاتی در مورد نوع بارش (پوشنی دیس یا همرفتی)، شناسایی باند روشن و باران گرم است. رادار TRMM PR اولین نوع رادار فضایی است که بروی ماهوارهی TRMM تعبیه شده است. این رادار در فرکانس ۱۳/۸ گیگاهرتز عمل میکند و توزیع سه بُعدى بارش را در سطوح خشكي و اقيانوس، مورد يايش قرار مي دهد (Kummerow et al, 2000: 1975). در این محصول برای طبقهبندی نوع بارش از دو الگوی عمودی (V) و افقی (H) استفاده شده است. در هر دو روش بارش به سه نوع پوشنی دیس، همرفتی و سایر موارد طبقهبندی شده است. در روش V ابتدا باندهای روشن شناسایی میشوند. اگر باند روشن وجود داشته باشد، بارش در طبقهی پوشنیدیس قرار می گیرد، اما اگر باند روشن وجود نداشته باشد و بیشینه مقدار Z از آستانهی همرفتی تجاوز کند نوع بارش در طبقه همرفتی قرار می گیرد.

انواع دیگر در طبقه سایر موارد قرار می گیرند. روش Hبراساس روش جداسازی بارش پوشنی دیس، همرفتی دانشگاه واشنگتن (Steiner et al, 1995) است. در این روش الگوی افقی بیشینه Z، مورد بررسی قرار می گیرد. چنانچه بیشینه Z از آستانه همرفتی بیشتر باشد یا در مقایسه با زمینه قابل ملاحظه باشد، سلول به عنوان مرکز فعالیّت همرفتی شناسایی میشود و سلولهای مجاور آن هم به عنوان سلولهای همرفتی شناسایی انعکاس از آستانه پوشنی دیس بیشتر باشد، اما میزان طبقهی پوشنی دیس قرار می گیرد و در غیر این صورت در طبقهی سایر موارد قرار می گیرد.

¹⁻Global merged IR brightness temperature data 2-Viewing angle

³⁻Nadir

⁴⁻Geometric

⁵⁻TRMM Precipitation Radar

مطالعاتی که تاکنون درباره یبارشهای همرفتی در ایران انجام شده، در رابطه با تحلیل سینوپتیک حوادث موردی (حجازیزاده و همکاران، ۱۳۸۶، عزیزی و صمدی، ۱۳۸۶؛ موسوی و اشرف، ۱۳۸۹) و یا حوادث اتفاق افتاده در طول دوره ی آماری (*لشکری و همکاران، ۱۳۸۷*؛ *لشکری، ۱۳۷۵؛ سبزی پرور، ۱۳۷۰*) بوده است و تعدادی دیگر هم در ارتباط با ویژگیهای آماری بارشهای رگباری (قهرمان، ۱۳۸۷؛ خوشحال و قویدل، ۱۳۸۶) انجام شده است. اما از آنجا که بررسی دقیقی در رابطه با محل تشکیل، مسیر حرکت، محدوده گسترش و توزیع فضایی و زمانی سامانههای همرفتی انجام نشده است، ضرورت بررسی ویژگیهای فضایی و زمانی رخداد این سامانهها اجتناب ناپذیر است.

دادهها و روششناسی منطقهی مورد مطالعه

بارش های همرفتی شدید همهساله در مناطق مختلف ایران خسارت های زیاد و در مواردی غیر قابل جبران به وجود می آورند (Golestani et al, 2000: 991. از سوی دیگر این بارش ها در جنوب غرب ایران بخش عمده ای از بارش کل را تشکیل می دهند و نقش مهمی در تأمین منابع آب دارند. به همین دلیل سه استان خوزستان، کهگیلویه و بویراحمد و چهارمحال و بختیاری به عنوان منطقه یمورد مطالعه در این تقیق انتخاب شد، که در محدوده ی ۸ "۰۴' ۵۱ °۲۹ ۲۹° ۵۱ و ای ای و ۲۳° ۵۱۰ طول جغرافیایی قرار دارد.

دادههای مورد استفاده

دادههای مورد استفاده در این مطالعه شامل دادههای بارش (۶ ساعته) و پدیده (سه ساعته) ایستگاههای سینوپتیک سازمان هواشناسی، محصول 2A23 (یکی از محصولات رادار هواشناسی ۲RMM PR که نوع بارش

www.SID.ir

(پوشنی دیس یا همرفتی) در آن مشخص شده است) و محصول موزاییک شده دمای در خشندگی NWS/NCEP هستند. دلیل استفاده از این تصاویر، علاوه بر تخمین مناسب مقادیر دمای در خشندگی، دسترسی آسان و کم بودن تصاویر مخدوش یا مفقود آن در سطح منطقهی مورد مطالعه بوده است. این تصاویر از پایگاه منطقهی مورد مطالعه بوده است. این تصاویر از پایگاه مشخصات و موقعیت ایستگاههای سینوپتیک در شکل (۱) نشان داده شده است.

شناسایی و مسیریابی سامانههای همرفتی

با توجه به این که در شناسایی سامانههای همرفتی بر اساس تصاویر ماهوارهای نیاز به کنترل و تایید با استفاده از دادههای زمینی وجود دارد، ابتدا بر اساس آمار بارش (۶ ساعته) و پدیده (۳ ساعته) ایستگاههای سينوپتيك واقع در سه استان جنوبغرب ايران شامل خوزستان، کهگیلویه و بویر احمد و چهارمحال و بختیاری طی سالهای ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ زمان رخداد سامانههای همرفتی تعیین شد و سپس از بین آنها تنها سامانههایی انتخاب شدند که در زمان رخداد آنها حداقل در یک ایستگاه بارش بیش از ۱۰ میلیمتر (در طول ۶ ساعت) و در سه ایستگاه هواشناسی، فعالیت همرفتی (رگبار، توفانهای رعد و تگرگ) ثبت شده بود. علت انتخاب چنین معیارهایی، با توجه به حجم بالای دادهها و محدودیت زمانی، طولانی تر کردن دورهی مورد مطالعه و شناسایی سامانههای همرفتی وسيعتر با بارش سنگين (WMO,2009:51) بوده است. در نهایت برای شناسایی سامانههای همرفتی از آستانههای دما و مساحت در تصاویر دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز استفاده شد. به این صورت که پیکسلهای مجاوری که دمای درخشندگی کمتر و مساحتی بیشتر از آستانهی تعیین شده داشتهاند، به عنوان سلولهای همرفتی معرفی شدند .Woodley et al, 1980: 389)

¹⁻Tropical Rainfall Measuring Mission Precipitation Radar



شکل ۱: موقعیت ایستگاههای سینوپتیک و محدودهی منطقهی مورد مطالعه م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲*

و اطلاعاتی در مورد نوع بارش (پوشنی دیس یا همرفتی)، ارایه می دهد، صورت گرفت. ازآنجا که ترجیح این مطالعه شناسایی مناطق تحت تأثیربارش ناشی از سامانههای همرفتی بود، از آستانهی دمایی نسبتاً پایین ۲۲۸ درجه کلوین استفاده شد، که بر اساس آن مناطق تحت بارش سامانههای همرفتی در اغلب موارد، به خوبی شناسایی می شد.

تعیین آستانه مساحت برای شناسایی سامانههای همرفتی بر اساس پیشنهاد مورل وسنسی صورت گرفت (Morel&Senesi, 2002b: 1975). بنابراین از آستانه ی دمای درخشندگی استفاده شد. آنها طیّ بررسی هایشان دمای درخشندگی استفاده شد. آنها طیّ بررسی هایشان به این نتیجه رسیدند که مسیریابی سامانه هایی با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویری با مساحت کمتر از ۲۰۰۰ کیلومتر مربع در تصاویر ک استفاده از نرمافزار خان ۲۰۰۰ می می مربع در ترمافزار میرس نواحی که دمای درخشندگی آنها کمتر از آستانه بود شناسایی، به فرمت ArcGIS تبدیل و به نرمافزار

انتخاب دقیق آستانه دما تا اندازهای اختیاری است و به قدرت تفکیک مکانی و طول موج دادههای مورد استفادهبستگیدارد (Futyan&Del Genio,2007:5044). مورل و سنسى (Morel & Senesi, 2002a: 1961) نتیجه گیری نمودند که مسیرهای به دست آمده در هر آستانه دمایی بین ۲۴۳ k تا ۲۲۳ دقیق است. در این مطالعه برای تعیین آستانهی دمای مناسب جهت شناسایی سامانههای همرفتی، از دادههای پدیده ایستگاههای هواشناسی سینوپتیک استفاده شد. پدیدههای رگبار، توفانهای رعد و تگرگ به عنوان تظاهرات سامانه همرفتی در نظر گرفته شدند. چگونگی شناسایی سامانههای همرفتی بر اساس آستانههای ۲۴۵ تا ۲۲۰ درجه کلوین در منطقه مورد مطالعه با استفاده از پدیده ثبت شده در ایستگاههای سینوپتیک مورد ارزیابی قرار گرفت. اما از آنجا که این دادهها تراکم چندان مناسبی ندارند، برای اطمینان بیشتر مقایسهای هم با طبقهبندی بارش حاصل از 2A23 که یکی از محصولات رادار هواشناسی TRMM PR¹ است

¹⁻TRMM Precipitation Radar

دسامبر و آوریل بهترتیب با ۶۹و۶۹ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کمرخدادترین ماههای سال هستند. میانگین رخداد ماهانه برابر ۳۸ مورد با انحراف معیاری در حدود ۲۴ مورد است.



شکل ۲: توزیع فراوانی سامانههای همرفتی آ: سالانه ب: ماهانه مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

همانطور که ملاحظه می شود نوسان رخداد ماهانه بسیار زیاد است. در ماه آوریل رخداد سامانههای همرفتی به دلیل افزایش گرمایش روزانه قابل توجه است. اما با استیلای پرفشار جنبحارهای در فصل گرم رخداد سامانههای بارشزا به ویژه سامانههای همرفتی که تا ارتفاعات بسیار بالا (نزدیک وردایست) گسترش مییابند، بسیار محدود می شود. همین عامل در جنوب غرب ایران باعث می شود از ماه می تا ماه نوامبر بارش قابل توجهی رخ ندهد. ولی با عقب نشینی پرفشار جنب حارهای دوباره در ماه نوامبر شاهد رخداد این سامانهها هستیم. میزان رخداد در ماه دسامبر به اوج می رسد، درحالی که در ماه ژانویه و به ویژه فوریه که هوا سردتر می شود، به مقدار قابل توجهی کاهش هر سلول همرفتی تعیین شد. سپس با اتصال مراکز سلولهایی که در تصاویر متوالی با یکدیگر همپوشانی داشتند، مسیرها تعیین شدند. اگر دو سامانه ادغام می شدند، مسیریابی سامانه بزرگتر ادامه می یافت و به مسیر سامانه کوچکتر پایان داده می شد و اگر یک سامانه به دو بخش تقسیم میشد، بخش بزرگتر ادامهی مسیر را تعیین مینمود. برای جلوگیری از ناپايدارىھايى مثل تغييرات ناگھانى جھت، مساحت و غیره در سامانه که به دلیل تقسیمها و ادغامهای متوالی کاذب در مسیر سامانههای ابر بهوجود میآید، در مواردی که چند هستهی سرد در نزدیکی هم قرار داشتهاند و مسیر مشابهی را طی می کردند، به عنوان یک سامانه درنظر گرفته شدند. در نهایت پارامترهایی مثل محل و زمان شکل گیری، محل و زمان از بین رفتن، بیشینه مساحت، طول عمر و گستره مسیر طی شده هر سامانه ثبت شد و تحلیل نهایی بر اساس توزيع فضايي و زماني اين پارامترها انجام شد.

مباحث و يافتهها

فراوانی رخداد سامانههای همرفتی در سالهای مورد مطالعه در شکل (۲آ) نشان داده شده است. همان طور که ملاحظه می شود، در سال ۲۰۰۲ (۳۴ مورد) و در سال ۲۰۰۵ (۶۱ مورد) به ترتیب شاهد کمترین و بیشترین رخداد سامانههای همرفتی بودهایم. میانگین رخداد سالانه برابر ۵۲ مورد با انحراف معیاری در حدود ۱۱ مورد است. بنابراین نوسان رخداد نسبتاً بالاست که به علت تغییر شرایط جوی و سینوپتیک لازم و مطلوب برای شکل گیری این سامانهها است.

شکل (۲ب) فراوانی رخداد سامانههای همرفتی را طیّ ماههای سال نشان میدهد. در ماههای ژوئن تا اکتبر سامانهای مطابق با معیارهای انتخاب شده (بارش بیش از ۱۰ میلیمتر در حداقل یک ایستگاه و رخداد رگبار حداقل در سه ایستگاه) وجود نداشت. ماههای

می یابد. توزیع فراوانی طول عمر سامانه ا در شکل (۱۳) نشان داده شده است. همان طول که ملاحظه می شود فراوانی رخداد با افزایش طول عمر کاهش می یابد و حدود ۳۰ درصد سامانه ها طول عمری بین ۱ تا ۳ ساعت داشته اند. اما رخداد سامانه هایی با طول عمر زیاد نیز قابل توجه است، بطوری که ۲۲ درصد سامانه ها طول عمری بیش از ۱۲ ساعت داشته اند.



شکل ۳: توزیع فراوانی آ: طول عمر ب: مساحت سامانههای همرفتی م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹*۲

شکل (۳ب) توزیع فراوانی مساحت سامانهها را نشان میدهد. بیشتر سامانهها (حدود ۷۰ درصد) مساحتی بین ۱ تا ۵۰ هزار کیلومترمربع داشتهاند. ولی رخداد سامانههای همرفتی وسیع که مساحتی بیش از ۱۰۰ هزار کیلومترمربع داشتهاند، نیز قابل توجه است (۱۸۸). همانطور که شکل (۴آ) نشان میدهد، در طول روز شکل گیری سامانهها از روند روزانه گرمایش تبعیت میکند، به این ترتیب که از ساعت ۴ به وقت گرینویچ (۲۰:۲۰ به وقت محلی) تا ساعت ۱۱ به وقت گرینویچ (۱۴:۳۰ به وقت محلی) تا ساعت ۱۱ به وقت

گرینویچ (۱۹:۳۰ به وقت محلی) کاهش می یابد. اما در طول شب روند ویژهای مشاهده نمی شود، به این دلیل كەعواملدىنامىكى مسببشكلگىرى بىشترسامانەھايى است که در این زمان شکل می گیرند. نکتهی قابل توجه این است که بیشینه فراوانی شکل گیری در طول شب و در طول روز تقریباً برابر است. دلیل آن این است که با انتخاب معیار ثبت رگبار در حداقل ۳ ایستگاه و آستانهی مساحتی برابر ۱۰۰۰ کیلومتر مربع برای بررسیومسیریابی سامانههایهمرفتی، سامانههای کوچکتر که وابستگی بیشتری به روند گرمایش روزانه نشان میدهند حذف شده است. به همین علت تفاوتی در میزان فراوانی شکل گیری سامانه ها در طول شب و روز مشاهده نمی شود. روند روزانه زوال سامانهها را نیز به همان شکل می توان تفسیر نمود با این تفاوت که بیشینه فراوانی زوال سامانهها در طول روز حدود ۵ تا ۶ ساعت پس از زمان رخداد بیشینه فراوانی شکل گیری سامانهها اتفاق می افتد (شکل ۴ب).



سین ۲۰ فوریع فرتوشی ۲۰ رسی سیس فیری . ب: زمان زوال سامانههای همرفتی م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹*۲

www.SID.ir

شکل (۶) میانگین خطوط جریان ماههای ژانویه و آوریل و شکل (۷) میانگین خطوط جریان در روزهای با بارش همرفتی ماههای ژانویه و آوریل را در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان میدهد. همان طور که ملاحظه میشود، هم میانگین جهت جریان ماه آوریل و هم میانگین جهت جریان روزهای رخداد سامانه همرفتی میانگین جهت جریان روزهای رخداد سامانه همرفتی در ماه آوریل نسبت به ماه ژانویه نصف النهاری تر است که تفاوت توزیع جهت حرکت هم در ماه ژانویه به همین علت است. بنابراین جهت حرکت سامانههای همرفتی با جهت حرکت کلی جریانات جوی در این منطقه مطابقت نشان میدهد و توسط جریانات در سطوح میانی جو تعیین میشود.



(ب)



شکل ۶: میانگین خطوط جریان در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

آ: ژانویه ب: آوریل مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲ توزیع فراوانی جهت حرکت سامانه ها در شکل (۵آ) نشان داده شده است. جهت حرکت سامانه ها از صفر (به سمت شمال) تا ۱۵۰ درجه (به سمت جنوب شرق) متغیّر بوده است و تنها یک مورد جهت حرکت به سمت جنوب غرب ثبت شده است. فراوان ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (۵۳ جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بوده درصد) و از غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بوده است. الگوی توزیع جهت حرکت در تمام ماه ها مشابه است و فراوان ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق (۳۰ تا ۶۰ درجه) است به استثنای ماه ژانویه که فراوان ترین جهت حرکت کمی به سمت شرق (۶۰ تا ۹۰ درجه) متمایل شده است (شکل ۵ب).



شکل ۵: فراوانی نسبی جهت حرکت سامانه ها در آ: کل دوره ب: ماه های مختلف مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲



شکل ۷: میانگین خطوط جریان در روزهای رخداد سامانهی همرفتی رنگ مشکی آوریل و رنگ زرد ژانویه م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲*

شکل (۸) پراکندگی محل شکل گیری سامانههای همرفتی را که به طور طبیعی شکل گرفتند (نه در اثر تقسیم)، نشان میدهد. برای تهیهی نقشهی پراکندگی محل شکل گیری، چندضلعی که محل اولین ظهور سامانه را نشان میداد، به لایهای با فرمت سلولی ا تبدیل و نقشهی پراکندگی به عنوان مجموع این لایهها در نظر گرفته شد. همانطور که انتظار می ود محل شکل گیری سامانههای همرفتی از توپوگرافی منطقه تبعیت می کند، به این صورت که بیشینه محل شکل گیری این سامانهها در دامنه رو به باد زاگرس دیده می شود و در دامنه بادیناه کوههای زاگرس به ندرت سامانهای تشکیل می شود. دومین بیشینه محل شکل گیری در جنوب و جنوب غرب منطقه قرار گرفته است. شکلهای ۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ فراوانی فضایی رخداد سامانههای همرفتی را در ماههای مختلف سال و کل دوره نشان می دهند. در محاسبه فراوانی رخداد، برای جلوگیری از تأثیر سرعت حرکت سامانه، گستره

ضلعی واحد و سپس به فرمت سلولی تبدیل شد. در نهایت مجموع رخداد سامانههای همرفتی برای هر پیکسل محاسبه گردید. همان طور که ملاحظه میشود در ماه ژانویه فراوانی رخداد سامانه همرفتی از شمالغرب به جنوب شرق روند افزایشی و سپس روند کاهشی نشان میدهد (شکل ۹ آ). بنابراین این روند از توپوگرافی منطقه تبعیت نمیکند و بیشتر تابع جهت جریان است (شکل ۸). در ماه فوریه رخداد سامانههای همرفتی به حداقل میرسد و فراوانترین محل رخداد آنها هم شمال منطقه است (شکل ۹ ب). پراکندگی فضایی سامانههای همرفتی در ماه مارس نسبت به ماه

میدهد (شکل ۹ج).

سامانه در تصاویر متوالی ادغام شده و به یک چند



شکل ۸: پراکندگی فضایی محل شکلگیری سامانههای همرفتی م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲*

1-Raster



شکل ۹: پراکندگی فضایی رخداد سامانههای همرفتی در آ: ژانویه؛ ب: فوریه؛ ج: مارس مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

اما در ماه آوریل، می و نوامبر فراوانی رخداد کاملاً از توپوگرافی منطقه تبعیت می کند (شکل ۱۰ آ،۱۰ ب، ۱۱ آ). بطوری که از جنوب غرب به سمت شمال شرق فراوانی رخداد با افزایش ارتفاع، بیشتر می شود. علت آن نقش مهم تر اروگرافی در شکل گیری سامانه ها و تغییر جهت حرکت جریانات جوی است. دلیل دیگری که می توان برای توجیه آن ارایه نمود این است که سامانه کوه بارشی آوریل ناشی از ورود رطوبت است ولی سامانههای ژانویه بیشتر ناشی از شرایط چرخند و جبهه است.



شکل ۱۰: پراکندگی فضایی رخداد سامانههای همرفتی در آ: آوریل؛ ب: می مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

در ماه دسامبر دوباره شرایط تغییر کرده و به سمت شرق فراوانی رخداد افزایشیافته است و حالت میانهای را نسبت به ماههای گرم و سرد در هماهنگی با توپوگرافی نشان میدهد (شکل ۱۱ب). این پراکندگی نشان میدهد که ماه دسامبر در این منطقه زمان گذار ویژگیهای اقلیمی از ماههای گرم به ماههای سرد سال است.

شکل ۱۲ پراکندگی فضایی رخداد سامانهها را در کل دوره مورد مطالعه نشان می دهد. همان طور که ملاحظه می شود، فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق ابتدا افزایش و سپس کاهش می یابد، بطوری که میانگینی از پراکندگی رخداد دو ماه آوریل و دسامبر را نشان می دهد. بنابراین روند آن از توپو گرافی منطقه تبعیت می کند و میزان رخداد در ارتفاعات بیشتر است. چون بخش عمده سامانههای همرفتی در ماههای دسامبر و آوریل رخ داده، روشن است که پراکندگی فضایی کل دوره شبیه توزیع فضایی سامانههای همرفتی این دو ماه باشد.



شکل ۱۱: پراکندگی فضایی رخداد سامانههای همرفتی در آ: نوامبر؛ ب: دسامبر م*أخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲*



شکل ۱۲: پراکندگی فضایی رخداد سامانههای همرفتی در کل دوره مأخذ : مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۲

نتيجه

هدف این مطالعه توصیف ویژگیهای فضایی و زمانی سامانههای همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلیمتر طیّ سالهای ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ در جنوب غرب ایران بوده است. سامانههای همرفتی با استفاده از تصاویر ادغامی دمای درخشندگی حاصل از باند مادون قرمز ماهوارههای زمین آهنگ GOEs ،Meteosat و GMS و بر اساس آستانههای دما و مساحت به ترتیب برابر ۲۲۸درجه کلوین و ۱۰۰۰ کیلومتر مربع شناسایی و مسیریابی شدند.

نرمافزارهای Envi و ArcGIS برای نمایش، جستجو و تحلیل تصاویر به کار رفتند. در مجموع ۲۶۸ سامانه همرفتی در طیّ ساعات بارشی (با مجموع بارش بیش از ۱۰ میلیمتر در طول ۶ ساعت و ثبت پدیده رگبار حداقل در ۳ ایستگاه) شناسایی شد. نتایج نشان داد که ماههای دسامبر و آوریل به ترتیب با ۶۹ و ۶۷ مورد پررخدادترین و ماه فوریه تنها با ۵ مورد کمرخدادترین ماههای سال هستند و میانگین رخداد ماهانه برابر ۳۸

مقایسه جهت جریان در ماههای مختلف نشان داد که جهت جریان در سطوح میانی جو ماههای آوریل، دسامبر و نوامبر نسبت به ماه ژانویه نصفالنهاریتر است که تفاوت توزیع جهت حرکت هم در ماه ژانویه را توجیه میکند. بنابراین جهت حرکت سامانههای همرفتی توسط جریانات در سطوح میانی جو تعیین می شود. محل شکل گیری سامانههای همرفتی از توپوگرافی منطقه تبعیت میکند، به این صورت که بیشینه محل شکل گیری این سامانه ها در دامنه رو به باد زاگرس دیده می شود و در دامنه بادیناه کوههای زاگرس به ندرت سامانهای تشکیل میشود. به طور کلی فراوانی رخداد از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق ابتدا افزایش و سپس کاهش مییابد. بنابراین این روند از توپوگرافی منطقه تبعیت می کند و میزان رخداد در ارتفاعات بیشتر است. اما پراکندگی رخداد و میزان تأثیرپذیری آن از توپوگرافی در ماههای مختلف سال تفاوتهایی نشان میدهد. بطوری که در ماه آوریل بیشترین و در ماه ژانویه کمترین هماهنگی با توپوگرافی دیده می شود. در پایان می توان گفت که هماهنگی بیشتر رخداد این سامانهها با روند توپوگرافی در ماه آوریل و هماهنگی کمتر آن در ماه ژانویه مؤید این است که سامانههای کوه بارشی آوریل ناشی از ورود رطوبت است ولی سامانههای ژانویه بیشتر ناشی از شرایط چرخند و جبهه است.

رخداد سامانههایی با طول عمر و وسعت زیاد، قابل توجه است؛ بطوری که ۲۲ درصد سامانهها طول عمری بیش از ۱۲ ساعت و ۱۸ درصد سامانهها مساحتی بیش از ۱۰۰ هزار کیلومترمربع داشتهاند. این درحالی است که در اروپا با بررسی سامانههای همرفتی میانمقیاس معلوم شد که تنها در ۵/۶ درصد موارد، سامانههایی با وسعت بیش از ۱۰۰ هزار کیلومترمربع شکل می گیرند در مطالعه مورل و سنسی سامانههایی به عنوان سامانههای همرفتی میانمقیاس شناسایی شدند که بیشینهی مساحتی حداقل برابر دههزار کیلومتر مربع داشتهاند. دلیل این اختلاف را می توان در اهمیت نقش عوامل دینامیک در شکل گیری سامانههای همرفتی منطقه مورد مطالعه جستجو نمود و با توجه به این که رخداد سامانههایی با وسعت و طول عمر زیاد قابل ملاحظه است، مي توان اظهار نمود كه عوامل ديناميك در شکل گیری سامانههای همرفتی این منطقه نقش بسزایی دارند. جهت حرکت سامانهها از صفر (به سمت شمال) تا ۱۵۰ درجه (به سمت جنوب شرق) متغیّر بوده است و تنها یک مورد جهت حرکت به سمت جنوب غرب ثبت شده است. فراوان ترین جهت حرکت از جنوبغرب به سمت شمال شرق (۵۳ درصد) و از غرب به سمت شرق (۳۸ درصد) بوده است. بنابراین جهت حرکت سامانههای همرفتی با جهت حرکت کلی جریانات جوی در این منطقه مطابقت نشان میدهد. الگوى توزيع جهت حركت در تمام ماهها مشابه است و فراوان ترین جهت حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق است به استثنای ماه ژانویه که فراوان ترین جهت حرکت کمی به سمت شرق متمایل شده است.

تحليل الگوهای فضايی و زمانی سامانههای همرفتی ...

- Carvalho, L.M.V., Jones, C (2001). A satellite method to identify structural properties of Mesoscale Convective Systems based on maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). J. Appl. Meteorol, 40, 1683–1701.
- Carvalho, L.M.V., Lavallee, D., Jones, C (2002). Multifractal properties of evolving convective systems over tropical South America. Geophysical Research Letters, 29, 1-4. DIO: 0,10.1029/2001 GL014276.
- Cotton, R.W., Anthes, R.A (1989). Storms and cloud dynamics. Int. Geophys. Ser., 44, 883.
- Golestani, Y., Noorian, A.M., Hudak, D. R (2000). Design Considerations for the Two Cand One S-Band Doppler Weather Radars in the Islamic Republic of Iran. Phys. Chem. Earth (B), 25(10-12), 991-994.
- Feidas, H., Cartalis, C (2001). Monitoring mesoscale convective cloud systems associated with heavy storms with the use of Meteosat imagery. Journal of Applied Meteorology 40, 491-512.
- Futyan, J. M., Del Genio, A. D (2007). Deep Convective System Evolution over Africa and the Tropical Atlantic. Journal of Climate, 20, 5041-5060. doi: 10.1175/JCLI4297.1.
- Hong, G., Heygster, G., Miao, J.G., Kunzi, K (2005). Detection of tropical deep convective clouds from AMSU-B water vapor channels measurements. J. Geophys. Res. 110, D05205. doi:10.1029/2004JD004949.
- Janowiak, J. E., Joyce, R. I., Yarosh, Y (2001). A real-time global half-hourly pixel resolution infrared dataset and its applications. Bull. Am. Meteorol. Soc. 82 (2), 205–217.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A.T.C., Stocker, E., Adler R.F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W.S., Zipser, E., Smith, E.A., Wilheit, T.T., North, G., Krishnamurti, T. and Nakamura, K (2000). The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. J. Appl. Meteor., 39, 1965-1982.

منابع

- حجازیزاده، زهرا (۱۳۷۹). بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفانهای توام با رعد و برق در غرب کشور، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی تربیت معلم. شماره ۸. صفحات ۵-۲۶.

- حجازیزاده، زهرا؛ زینالعابدین جعفرپور؛ نادر پروین (۱۳۸۶). بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد سیلابهای مخرب و فراگیر سطح حوضه آبریز دریاچه ارومیه، علوم جغرافیایی. جلد ۲. شماره ۱۰. صفحات ۱۵۵–۱۲۵.
- خوشحال، جواد؛ یوسف قویدل (۱۳۸۶). شناسایی ویژگیهای سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفانهای تندری در تبریز)، فصلنامه مدرس علوم انسانی. ۱۱ (ویژهنامه جغرافیا). صفحات ۱۱۵–۱۰۱.

- سبزی پرور، علی اکبر (۱۳۷۰). بررسی سینو پتیکی سامانههای سیلزا در جنوبغرب ایران، پایاننامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران. مؤسسه ژئوفیزیک.

- عزیزی، قاسم؛ زهرا صمدی (۱۳۸۶)، تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان گیلان و مازندران. پژوهشهای جغرافیایی. شماره ۶۰. صفحات ۲۳–۶۱.
- قهرمان، بیژن (۱۳۸۷). تحلیل بارانهای کوتاه مدت در خراسان، علوم مهندسی آبخیزداری ایران. سال دوم. شماره ۴. صفحات ۷۳–۶۶.
- لشکری، حسن؛ منیژه اصغرپور (۱۳۸۷). تحلیل سینوپتیکی عوامل ایجاد بارشهای سیلزا در استان گلستان، فصلنامه مدرس علوم انسانی. دوره ۱۲. شماره ۲. صفحات ۲۱۱–۱۸۱.
- Augusto, L., Machado, T., Laurent, H., (2003). The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence.MonthlyWeather Review,132,714-725.

- Rigo, T., Llasat, M.c (2007). Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period 1996-2000. Atmospheric Research, 83, 458-472.
- Sanchez, J.L., Fernandez, M.V., Fernandez, J.T. Tuduri, E., Ramis, C (2003).Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. Atmospheric Research,67-68,573-588.
- Steiner, M., Houze, Jr. R. A., Yuter, SE (1995). Climatological characterization of threedimensional storm structure from operational radar and rain gauge data.J.Appl.Meteorol,34,1978-2007.
- Tadesse, A., Anagnostou, E.N, (2009). Characterizati on of warm season convective systems over US in terms of Cloud to Ground lightning, cloud kinematics, and precipitation. Atmospheric Research 91, 36-46.

- Llasat, M. C (2001). An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features: application to rainfall intensity in the northeast of Spain. Int. J. Climatol. 21, 1385–1400. DOI: 10.1002/joc.692.
- Mathon, V., and H. Laurent (2001). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,127, 377-406.
- Morel, C., Senesi, S (2002). A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. Q. J. R. Meteorol. Soc., 128, 1953-1971.
- Morel, C., Senesi, S (2002). A Climatology of Mesoscale Convective Systems over Europe using satellite infrared imagery. II: Characteristics of European Mesoscale Convective Systems. Q. J. R. Meteorol. Soc., 128, 1973–1995.