

ارزیابی خودهمبستگی فضایی بارش ایران

مهدی اسدی^۱

علی محمد خورشید دوست^۲

عباسعلی داداشی رودباری^۳

چکیده

به منظور دستیابی به تغییرات فصلی بارش از روش‌های نوین آمار فضایی مانند خودهمبستگی فضایی موران جهانی، تابع K راپیلی، شاخص انسلین محلی موران و لکه‌های داغ با استفاده از قابلیت‌های نرم‌افزار ARCGIS بهره گرفته شد. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که تغییرات بارش در ایران دارای الگوی خوشه‌ای بالا می‌باشد. در این بین بر اساس شاخص محلی موران و لکه‌های داغ، بارش در کرانه‌های ساحلی دریای خزر و بخش‌های غرب و جنوب غرب کشور (عمدتاً زاگرس) دارای خودهمبستگی فضایی مثبت و بخش‌هایی از نواحی مرکزی و همچنین بخش‌هایی از جنوب شرق کشور و نواحی مرکزی دارای خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. در سایر مناطق کشور (کمتر از یک چهارم مساحت کل کشور) بارش هیچ‌گونه الگوی معناداری یا خودهمبستگی فضایی نداشته است. بروندادهای آماره‌های مورد مطالعه بیانگر این امر بوده است الگوهای پربارش در مناطق جنوبی در حال عقب‌نشینی بوده و تنها به کانون‌های عمده در زاگرس و کرانه‌های دریای خزر در حال محدود شدن می‌باشد.

واژگان کلیدی: بارش، خودهمبستگی فضایی، موران محلی و جهانی، لکه‌های داغ، ایران.

مقدمه

آگاهی از مقدار، توزیع مکانی و زمانی تغییرات بارش برای برنامه‌ریزی‌ها امری ضروری است (Chappell et al, 2013: 105). از جمله مواردی که بررسی فراسنج اقلیمی بارش را شاخص نموده است می‌توان به مدل‌سازی و پیش‌بینی سیلاب، پایش و اعتبارسنجی مدل‌های هواشناسی، مدل‌سازی عملکرد محصولات کشاورزی و غیره اشاره نمود. به این ترتیب بررسی تنوع مکانی- زمانی بارش نه تنها برای پیش‌بینی آب وهوا مهم است بلکه برای طیف وسیعی از تصمیم‌گیرندگان از جمله هیدرولوژیست‌ها، کشاورزان و صنعت‌گران امری حیاتی محسوب خواهد شد (Brunsell, 2010: 165).

همان‌طور که اشاره شد ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش که به‌طور مداوم بارش را پایش کنند اغلب مواقع در دسترس نمی‌باشند. لذا می‌بایست با استفاده روش‌های بهینه بهترین راهکار را جهت بررسی نقاط فاقد آمار ارائه داد. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش‌های زمین‌آمار اشاره کرد. روش زمین‌آمار به‌عنوان روشی متناسب جهت بررسی داده‌های بارش و همچنین برآورد منطقه‌ای بارش مورد تایید قرار گرفته است (Goovaerts, 2000:126). نتایج حاصل از مطالعات بسیاری نشان داده است که تکنیک‌های زمین‌آمار نسبت به روش‌های معمول درون‌یابی دقیق‌تر هستند (Grimes & Pardo-Igúzquiza, 2010: 136; Chappell et al, 2013: 105). همچنین می‌توان زمین‌آمار را برای تغییرپذیری بارش نیز مورد استفاده قرارداد (Berne et al, 2004: 166). برآورد دقیق از توزیع فضایی بارش نیاز به یک شبکه یاخته‌ای متراکم و منظم دارد (Goovaerts, 2000: 113).

Email: mehdi69asadi@gmail.com - Tel: 09141477593

^۱ دانش آموخته دکترای اقلیم شناسی دانشگاه حکیم سبزواری (نویسنده مسئول)

^۲ استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

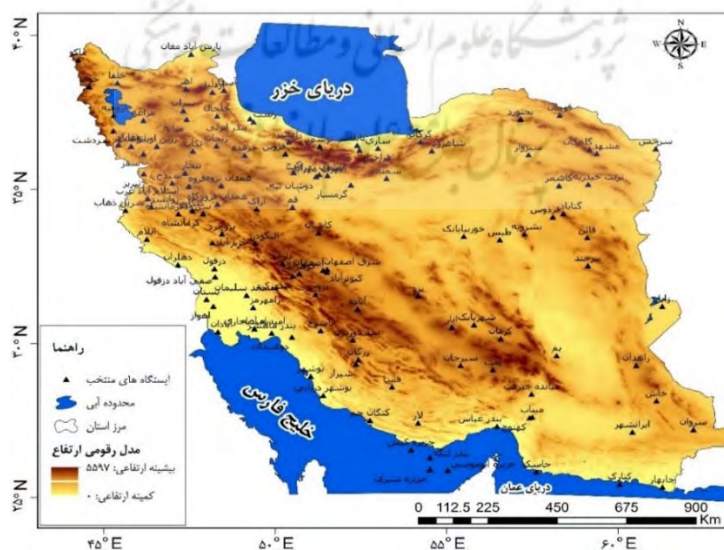
^۳ دانش آموخته دکترای اقلیم شناسی دانشگاه حکیم سبزواری

یک الگوی ساختاریافته فضایی در سراسر منطقه مورد مطالعه می‌بایست از میانگین، واریانس و جهت ثابتی برخوردار باشد (Fortin & Dale, 2005: 142). باید توجه داشت که ساختار داده‌ها باید از فرایند تولید الگو برخوردار باشد نه از روند الگویی خود داده‌ها (Fortin et al, 2012: 102). به این منظور برای بررسی الگوی فضایی داده‌ها چند آماره فضایی وجود دارد که می‌توان به موران و گری اشاره کرد. روش‌های نامبرده برای تعیین کمیت و همچنین آزمون ساختار فضایی پارامترهای مشاهده‌شده مورد استفاده قرار می‌گیرند (Dale et al, 2002: 574). مطالعه الگوهای یاخته‌ای دارای سابقه‌ای طولانی و نقش مهمی در تجزیه و تحلیل داده‌های فضایی دارد (Ripley, 1977; Getis, 1984). از الگوهای یاخته‌ای می‌توان برای مشخص کردن الگوی فضایی پراکنده، تصادفی و خوشه‌ای استفاده کرد. همچنین الگوهای یاخته‌ای این توانمندی را دارند تا خوشه‌ها و ناخوشه را نیز مورد پایش و ارزیابی قرار دهند (Robeson et al, 2014: 77). با توجه به مطرح شدن بحث تغییر اقلیم و تغییرات زمانی و مکانی عنصر بارش تاکنون از سوی محققین پژوهش‌های متعددی با استفاده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری انجام شده است که از جمله می‌توان به پژوهش‌های (Some'e et al, 2012; Duhan and Pandey, 2013) اشاره کرد. آرد و سایبرند (۲۰۱۲) در پژوهشی برای منطقه کولمر واقع در شمال شرق فرانسه از روش چوله نرمال برای داده‌های آب و هوایی و مدل‌های پراکنده اپیدمیولوژی برای گونه‌های گیاهی با رویکرد کاربردی آمار فضایی بهره بردند و مناطق حساس کشاورزی به تغییرات آب و هوایی را مشخص کردند. روبسون و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی الگوهای نقطه‌ای کره زمین را تجزیه و تحلیل کردند؛ نامبردگان در این پژوهش با استفاده از تابع K رایلی بسیاری از الگوهای جهانی از جمله ایستگاه‌های هواشناسی مهم جهانی را مورد تحلیل قرار دادند. در ایران تاکنون پژوهشی مرتبط با قابلیت‌های آمار فضایی انجام نشده است. اما پژوهش‌هایی مانند رضایی و عزیزی، ۱۳۸۷؛ عساکره، ۱۳۸۷؛ غیور و مسعودیان، ۱۳۷۵؛ عزیزی و فرجی سبکبار (۱۳۸۵) و کاوسی و مشکانی (۱۳۸۶) در زمینه بارش انجام شده است. از آنجایی که تغییرات زمانی-مکانی بارش از مهم‌ترین موضوعات اقلیم کاربردی است لذا هدف اصلی پژوهش پیشرو پایش تغییرات زمانی-مکانی بارش ایران با رویکرد بررسی فصلی می‌باشد که به منظور دستیابی این هدف آماره‌های مختلف آمار فضایی مورد واکاوی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از آمار مشترک ۱۲۵ ایستگاه همدید کشور با دوره آماری مشترک ۳۰ ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۰) استفاده شده است (شکل

(۱).



شکل (۱). ایستگاه‌های همدید مورد مطالعه



همچنین داده‌های ایستگاهی با استفاده از روش میانمایی کریجینگ در محیط نرم‌افزار ArcGIS 10.2.2 به داده‌های پهنه‌ای با یاخته‌هایی به ابعاد 15×15 کیلومتر تعمیم داده شد. جهت تسریع در روند محاسبات، از قابلیت‌های نرم‌افزار GS+ برای برازش واریوگرام، و برای تهیه نقشه مناطق بارشی کشور از نرم‌افزار ArcGIS استفاده گردید. به منظور بررسی الگوی حاکم بر بارش ایران از روش‌های نوین آمار فضایی؛ خودهمبستگی فضایی (موران محلی و موران جهانی) و *HotSpot* استفاده شد. همچنین ضریب چولگی (G_1)، و ضریب درجه اوج (G_2) برای هر یک از ماه‌های مورد مطالعه به طور جداگانه محاسبه شده است.

$$g_2(v) = g_1\left(v + \frac{\pi}{2}\right) \quad (1)$$

شناخت الگوها و کشف روندهای موجود در داده‌های فضایی از اهمیت زیادی برخوردار است (Waagepetersen and Schweder, 2006: 264)، چراکه قبل از هرگونه تحلیل و تهیه نقشه در آمار فضایی باید این پیش‌داوری صورت گیرد که داده‌ها چگونه در فضا توزیع شده‌اند و توزیع آن‌ها در فضا از چه الگو و قاعده‌ای پیروی می‌کند (Illian et al, 2008). در پژوهش پیشرو به منظور درک بهتر داده‌ها و تصمیم‌گیری دقیق‌تر در مورد سطح اعتماد آماری، از روش تحلیل الگو موران محلی استفاده شده است. در دهه‌های اخیر سناریوهای مختلفی در خصوص تحلیل الگوهای داده فضایی در آمار فضایی بسط داده شده است. بدین منظور می‌توان از شاخص جهانی موران که به *Global Moran I* معروف است، اشاره نمود. این آماره عددی را به دست می‌دهد (تحت عنوان نمره استاندارد یا *z-score*) که با استفاده از آن می‌توان درجه پراکنده بودن یا متمرکز بودن عوارض یا داده‌های فضایی را در فضا اندازه‌گیری نمود (Mitchell, 2005). برای محاسبه آماره یا شاخص موران، ابتدا نمره استاندارد Z و P -Value محاسبه می‌شود و در مرحله بعد به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می‌شود. برای محاسبه خودهمبستگی فضایی با استفاده از شاخص موران جهانی از رابطه (۲) استفاده می‌شود:

$$I = \frac{n}{S_0} \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} z_i z_j}{\sum_{i=1}^n z_i^2} \quad (2)$$

در رابطه (۲)، z_i تفاضل بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن $(x_i - \bar{x})$ می‌باشد. $w_{i,j}$ وزن موجود بین عارضه i و j می‌باشد، n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده است و S_0 جمع کل وزن‌های فضایی می‌باشد.

یکی از توابعی که امروزه در مطالعات آمار فضایی در تحلیل الگوها جایگاه ویژه‌ای داراست، تابع K می‌باشد. تابع نزدیک‌ترین همسایه K آماره منحصر به فردی است که به کمک آن می‌توان تجمع یا پراکندگی عوارض نقطه‌ای را بر اساس فواصل مختلف یا مقیاس‌های فضایی متفاوت اندازه‌گیری نمود (Mitchell, 2005: 42). تحلیل خوشه‌ای چند فاصله‌ای که به تابع K ریپلی^۱ نیز مشهور است، یکی دیگر از آماره‌های بسیار مفید برای بررسی فضایی پدیده‌ها در فضا و مکان است (Haining, 2003: 67). در پژوهش حاضر از قابلیت‌های آماره حاضر برای واسنجی رفتار فراسنج اقلیمی بارش ایستگاه‌های هم‌دید مورد مطالعه کشور استفاده شده است. خصیصه‌ای که تحلیل حاضر را با نمود خاصی میان آمار فضایی شاخص نموده است، وضعیت خوشه‌بندی پدیده‌ها می‌باشد که در فواصل مختلف جغرافیایی تبیین می‌شود. تاکنون از سوی محققین آمار فضایی گونه‌های مختلفی از تابع k ارائه شده است. لذا با توجه به ماهیت پژوهش پیشرو (مدل‌سازی داده‌های پیوسته بارش)، مناسب‌ترین تابع k که به تابع $L(d)$ مشهور است (رابطه ۳)، مورد ارزیابی و واسنجی قرار گرفته است.

$$L(d) = \sqrt{\frac{A \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n k(i, j)}{\pi n(n-1)}} \quad (3)$$

در رابطه (۳)، عبارت d فاصله، n برابر با تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده، A بیانگر مساحت کل محدوده‌ای که عوارض در آن قرار دارند و K_{ij} وزن است.

در این پژوهش از تحلیل خوشه و ناخوشه و تحلیل لکه‌های داغ برای مطالعه الگوها و تغییرات زمانی و مکانی بارش استفاده شده است. تحلیل خوشه و ناخوشه که به شاخص انسلین محلی موران (Anselin Local Moran's I) نیز مشهور است، الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا می‌باشد (Anselin et al, 2009: 74). برای تحلیل خوشه و ناخوشه برای هر عارضه موجود در لایه، مقدار شاخص موران محلی، نمره Z و P -Value که بیانگر معناداری شاخص محاسبه شده می‌باشد، محاسبه می‌شود. آماره محلی موران I بر اساس رابطه (۴) قابل محاسبه است:

$$I_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} w_{i,j} (x_i - \bar{x}) \quad (4)$$

در رابطه فوق، x_i خصیصه عارضه i و \bar{x} میانگین خصیصه مربوطه و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد.

تحلیل لکه‌های داغ از آماره گتیس-ارد جی (Getis-Ord G_i^*) برای کلیه عوارض موجود در داده‌ها استفاده می‌کند (Rogerson, 2006: 83). آماره گتیس-ارد جی به صورت رابطه (۵) محاسبه می‌شود:

$$G_i^* = \frac{\sum_{j=1}^n w_{i,j} - x \sum_{i=1}^n w_{i,j}}{S \sqrt{\frac{[n \sum_{j=1}^n w_{i,j}^2 - (\sum_{j=1}^n w_{i,j})^2]}{n-1}}} \quad (5)$$

در رابطه فوق، x_j مقدار خصیصه برای عارضه j ، $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j و n تعداد کل عارضه‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه G_i^* خود نوعی نمره Z محسوب می‌شود، از محاسبه دوباره Z پرهیز شده است.

نتایج و بحث

مطابق جدول ۱ بیشترین میانگین بارش با $۱۲۷/۶۵$ میلی‌متر در فصل زمستان و کمترین مقدار میانگین $۱۵/۳۸$ میلی‌متری در تابستان اتفاق افتاده است. این در حالی است که بیشترین واریانس نیز در فصل زمستان با $۱۸۳۷/۰۱$ اتفاق افتاده است.

جدول (۱). مشخصات آماری هر یک از فصول بارش ایران

نوع آماره	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	سالانه
واریانس	۱۲۹۹/۴۳	۷۳۳/۷۱	۳۶۴۴/۷۱	۱۸۳۷/۰۱	۲۰۵۰۲/۵۳
میانگین	۴۵/۱۱	۱۵/۳۸	۸۵/۱۷	۱۲۷/۶۵	۲۴۷/۴۸
انحراف معیار	۳۶/۰۴	۲۷/۰۸	۶۰/۳۷	۴۲/۸۶	۱۴۳/۱۸
کمینه	۳/۳۴	۰/۵۹	۲۳/۱۲	۵۴/۰۹	۱۰۵/۴۰
بیشینه	۱۶۰/۸۹	۱۵۲/۴۱	۳۳۳/۲۴	۲۹۷/۱	۸۲۲/۳۸
g1	۱/۰۱۴۳۲	۲/۴۵۳۸۲	۱/۱۰۴۱۳	۴۹۳۴۵	۰/۹۱۴۶۷
g2	۵/۸۲۰۳۶	۱۱/۳۰۹۶۹	۶/۸۹۳۱۹	۵/۱۰۸۷۷	۶/۳۳۴۷۲

توزیع ضریب چولگی فراوانی رویدادهای بارشی در همه فصول، دارای چولگی مثبت بیشتر از نرمال است. چولگی مثبت حاکی از این است که مساحت قسمت‌های با بارش کمتر از میانگین، بیشتر از مساحت قسمت‌های با بارش بالاتر از میانگین می‌باشد. به عبارت دیگر مرکز توزیع، کوچک‌تر از میانگین است؛ یعنی سهم بارش‌های سنگین در فراوانی کل رویدادها کمتر است (جدول ۱).

از آنجایی که سامانه‌های بارش را به شرایط دینامیک و ترمودینامیک خود و بسته موقعیت جغرافیایی و شکل‌شناسی، در برخورد با شرایط متفاوت محلی می‌توانند، نواحی بارشی متفاوتی ایجاد کنند (غیور و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۹). لذا مقدار بارش دارای شاخص‌های



آماري متفاوتي خواهد بود. در هر چهار فصل مورد مطالعه و بارش سالانه اختلاف ميانهگين بيانگر وجود ناهنجاري مي باشد. همان طور كه در جدول (۱) نيز مشخص مي باشد بيش ترين مقدار عددي شاخص g_2 مربوط به فصل تابستان با مقدار (۱۱/۳۰). كمترين مقدار عددي متعلق به فصل زمستان با مقدار ۵/۱۰ بوده است. ضريب درجه اوج نشان دهنده تفاوت مكاني بارش در كشور مي باشد كه در فصل تابستان مقدار عددي اين شاخص به بالاترين حد خود (۱۱/۳۰) رسيده است (جدول ۱)، علت اين امر تفاوت مكاني بالاي بارش در كشور مي باشد كه بيشينه بارشي با مقدار ۱۵۲/۴۱ در انزلي و كمينه بارشي با ۰/۵۹ ميلي متر در جنوب شرق ايران به نمايندگي ايستگاه زابل اتفاق افتاده است. ولي در زمستان اختلاف مكاني بارش تا حدودي كمتر خواهد شد به طوري كه كمينه بارشي با ۵۴/۰۹ در ايران مركزي به نمايندگي ايستگاه خوربيابانك و بيشينه بارش با ۲۹۷/۱ ميلي متر در جنوب غرب ايران به نمايندگي ايستگاه ايلام بوده است.

جدول شماره (۲) مشخصات آماره هاي فضايي بارش را طي فصول مختلف نشان مي دهد. بر اساس شاخص ID فصول تابستان، و پاييز بالاترين مقادير عددي را نشان داده اند. اين شاخص به خوبي ناهنجاري مكاني بارش را كشور نشان داده است به طوري كه وقتي در فصول نامبرده در ايستگاه هاي بابلسر، رامسر، انزالي آستارا بارش هاي بيش از ۱۵۰ ميلي متری را تجربه مي كنند ولي مناطق شرق و جنوب شرق و ايران مركزي هيچ بارشي ثبت نشده است. شاخص ICS براي هر چهار فصل و ميانهگين ساليانه مثبت كه تبين كننده الگوي خوشه اي بالاي بارش در كشور مي باشد شاخص هاي GI تبين كننده همين امر مي باشد. شاخص ICF نيز اندازه خوشه را نشان مي دهد. بر اساس اين شاخص فصل زمستان بزرگ ترين خوشه هاي بارشي در كشور ايجاد مي شوند كه نشان دهنده نظم نسبي بارش در كشور مي باشد. شاخص هاي IP و GI هر چه مقدار عددي شاخص ها به صفر نزديك تر باشد نشان دهنده خوشه تر بودن داده هاي بارش مي باشد كه فصول زمستان و پاييز بالاترين مقادير خوشه اي را خود اختصاص داده اند.

جدول (۲). مشخصات آماره هاي پراكندگي بارش ايران

شاخص هاي پراكندگي	بهار	تابستان	پاييز	زمستان	سالانه
ID	۲۸/۸	۴۷/۷۰	۴۲/۷۹	۱۴/۳۹	۷۴/۶۹
ICS	۳۷/۸	۴۶/۷۰	۴۱/۷۹	۱۳/۳۹	۷۳/۶۹
GI	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۱۰
ICF	۱/۶۲	۰/۳۲	۲/۰۳	۹/۵۳	۳/۷۲
IP	۱/۶۱۶۱۶	۴/۰۳۶۷۴	۱/۴۹۰۶۵	۱/۱۰۴۹۰	۱/۲۶۸۴۸

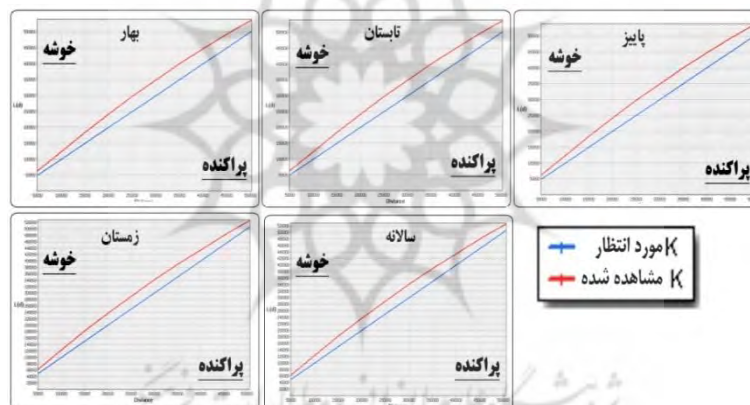
تحليل الگوي تغييرات درون فصلي بارش كشور (۱۹۸۰ تا ۲۰۱۰)

مقدار شاخص موران جهاني براي هر ۴ فصل مورد مطالعه و مجموع سالانه بالاي ۰/۹۵ مي باشد كه نشان دهنده الگوي خوشه اي بالاي بارش كشور در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد مي باشد (جدول ۳). با اين وجود بالاترين شاخص موران جهاني با مقدار ۰/۹۷۰۳۵۶ مربوط به فصل زمستان بوده است. آماره Z براي هر پنج دهه مورد مطالعه، بالا و بين ۲۵۵ تا ۲۶۱ مي باشد. بنا بر اين در مجموع بر اساس موران جهاني مي توان استنباط نمود كه تغييرات درون سالي بارش در كشور از الگوي خوشه اي بسيار بالا تبعيت مي كند. بنا بر اين با توجه به بالا بودن مقدار Z و پايين بودن مقدار ارزشي p -value مي توان فرضيه عدم وجود خودهمبستگي فضايي بين داده ها در هر پنج دهه مورد مطالعه را رد نمود. اگر قرار بود بارش براي فصول مختلف در كشور طور نرمال در فضا پخش شده باشد، شاخص موران جهاني مقدار ۰/۰۰۰۱۳۹- را اختيار مي نمود.

جدول (۳). خروجی آماره موران برای دوره‌های مورد مطالعه

شاخص موران	شاخص موران مورد انتظار	واریانس	Z-score	p-value	
۰/۹۵۳۵۱۳	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۱۴	۲۵۷/۲۵۰۹۵۶	۰	بهار
۰/۹۴۴۸۹۶	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۱۴	۲۵۵/۰۲۱۷۴۲	۰	تابستان
۰/۹۶۳۹۷۳	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۱۴	۲۶۰/۰۸۹۹۵۶	۰	پاییز
۰/۹۷۰۳۵۶	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۱۴	۲۶۱/۷۷۹۴۰۲	۰	زمستان
۰/۹۶۶۰۹۹	-۰/۰۰۰۱۳۹	۰/۰۰۰۰۱۴	۲۶۰/۶۵۳۴۲۸	۰	سالانه

بر اساس نتایج به دست آمده، مقدار K مشاهده شده بزرگ‌تر از K مورد انتظار برای فواصل معین می‌باشد. بنابراین نتیجه می‌گیریم که بارش برای کل کشور دارای الگوی خوشه‌بندی می‌باشد. چنانچه در شکل ۲ نیز مشاهده می‌شود، در فصول پربارش سال ابتدا و انتهای K مشاهده شده (منحنی قرمز رنگ) از K مورد انتظار (منحنی آبی رنگ) به هم نزدیک‌ترند و همچنین تفاضل K مورد انتظار و K مشاهده شده در فصل زمستان به کمترین مقدار عددی (۳۱۲۴۵/۵۵) رسیده است (جدول ۴)، ولی در فصول کم‌بارش سال (تابستان) ابتدا و انتهای K مورد انتظار و K مشاهده شده از هم فاصله بیش‌تری گرفته‌اند و مقدار عددی تفاضل دو K نیز به بیش‌ترین مقدار عددی خود (۳۸۶۳۳/۲۵) رسیده است. پس نتیجه‌ای که از نزدیک شدن ابتدا و انتهای K مورد انتظار و K مشاهده شده حاصل خواهد شد، خوشه‌بندی فضایی عوارض همراه با تغییر اندازه در واحد همسایگی می‌باشد. لذا از آنجاکه بارش در فصول گرم سال برای کل ایران کاهش می‌یابد، تغییر اندازه بارشی چشمگیری در کل کشور برای واحدهای همسایگی حاصل شده است به جدول شماره (۱) رجوع شود.

شکل (۲). نتیجه تصویری تحلیل خوشه‌ای چند فاصله‌ای (تابع K) برای کل ایران

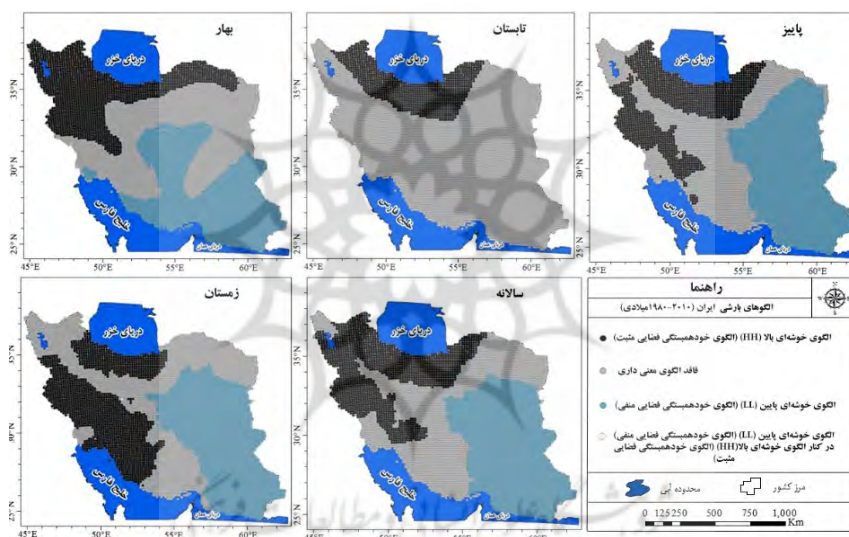
همان طوری که مشاهده شد خودهمبستگی فضایی موران جهانی فقط نوع الگو را مشخص می‌کند. به همین دلیل برای نشان دادن توزیع فضایی الگوی حاکم بر توزیع بارش ایران، طی دوره‌های مورد مطالعه از موران محلی استفاده شده است (شکل ۳). در فصل زمستان (۳۶/۵۶ درصد) هیچ نوع الگویی حاکم نبوده یا به عبارتی فاقد خودهمبستگی فضایی بوده است این مقدار برای فصل بهار افزایش ۱/۱۴ درصدی داشته و مقدار ۳۷/۷۰ را اختیار نموده است. این مقدار در فصل تابستان افزایش قابل توجهی داشته است به طوری که نسبت به فصل بهار افزایش ۴۷/۰۴ درصدی داشته است. مناطقی با فاقد خودهمبستگی فضایی در فصل پاییز (۴۱/۹۲) و زمستان (۳۶/۵۶) رسیده است؛ (جدول ۵). الگوهای بارشی LL به ترتیب در پنج دوره مورد مطالعه با مقادیر ۳۶/۵۳، ۰، ۳۴/۶۴، ۳۵/۳۱ و ۳۸/۲۹ درصد در سطح کشور توزیع شده‌اند، و به صورت لکه‌های سراسری در نواحی شرق، جنوب شرق و تا نواحی مرکزی کشور کشیده شده‌اند (شکل ۳). مقادیر بارش با خودهمبستگی فضایی منفی در فصل تابستان بیش‌ترین مقدار (۸۴/۷۴ درصد) و در میانگین سالیانه کمترین مقدار (۳۵/۰۶ درصد) داشته است. این در حالی است که مقادیر با ارزش بالا یا دارای خودهمبستگی فضایی مثبت HH در هر پنج دوره مورد مطالعه محدود به مناطق شمالی کشور، مناطق مرتفع البرز، زاگرس بوده و افت‌وخیز چشمگیری در برخی از نقاط کشور داشته است. آماره انسلین موران محلی به خوبی توانسته است فرایند کوهبارش (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۷) را مشخص نماید (۳) و عصر دامنه‌های بادپناه و بادگیر و همچنین



نواحی مجاورتی که از تباین اقلیمی برخوردارند مثل دامنه‌های شمالی-جنوبی البرز و دامنه‌های شرقی - غربی زاگرس (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۵۸). در اکثر مناطق کشور به‌غیر از سواحل دریای خزر که سامانه بارشی مجزایی دارد (علیچانی، ۱۳۸۲: ۱۶۲). مقادیر بارش با ارزش بالا در طول گذر زمان به مناطق کوهستانی و مرتفع محدود شده است. ولی در شمال غرب کشور از غرب به شرق با افزایش ارتفاع روند بارش، کاهش می‌یابد (عساکره و رزمی، ۱۳۹۱: ۱۵۵). باید اذعان داشت که با توجه به پیچیدگی الگوهای بارشی کشور ولی آمار فضایی به‌خوبی می‌تواند تبیین‌گر الگوهای بارشی باشد. نتایج کلی این آماره (انسلین موران محلی) حاکی از این امر بوده که طی پنج دوره مطالعاتی از مقدار مناطق پر بارش کشور کاسته شده است (جدول ۵). لازم به ذکر است که بیشتر این کاهش‌ها مربوط به مناطق زاگرس، جنوب شرق کشور و مناطق شمالی خراسان بوده است.

جدول (۵). درصد مساحت تحت پوشش الگوی حاصل از شاخص موران محلی

سالانه	زمستان	پاییز	تابستان	بهار	نوع الگوی بارشی
۲۶/۶۵	۲۸/۱۲	۲۳/۴۴	۱۵/۲۶	۲۵/۷۷	الگوی خوشه‌ای بالا (HH)
۳۸/۲۹	۳۵/۳۱	۳۴/۶۴	۰/۰۱	۳۶/۵۳	الگوی خوشه‌ای پایین (LL)
۳۵/۰۶	۳۶/۵۶	۴۱/۹۲	۸۴/۷۴	۳۷/۷۰	فاقد الگو



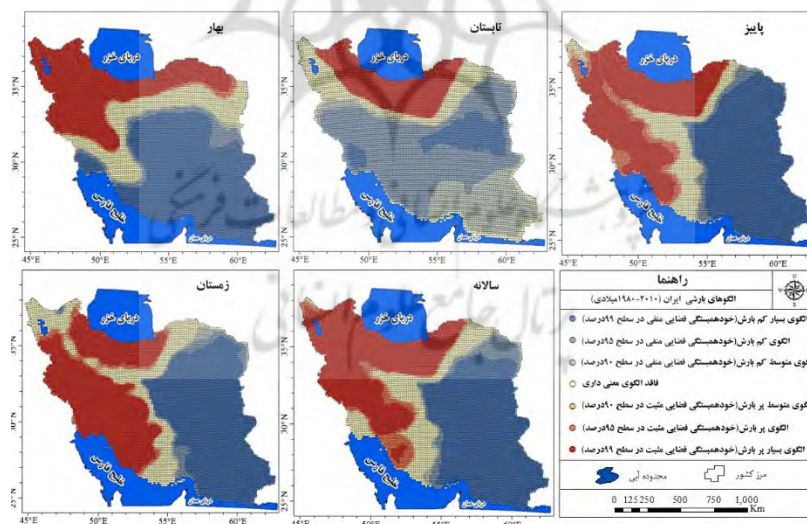
شکل (۳). نتایج حاصل از پراکنش الگوی موران محلی برای بارش ایران (۱۹۸۰-۲۰۱۰)

به‌منظور حصول اطمینان از مناطق دارای خوشه‌های با ارزش بالا و پایین از شاخص GI^* استفاده شده است (شکل ۴ و جدول ۶). با توجه به شکل ۴، در فصل بهار بارش در امتداد کوه‌های زاگرس، کل مناطق شمال و شمال غرب کشور، دارای خودهمبستگی فضایی مثبت یا دارای خوشه‌هایی با ارزش بالا در سطح اطمینان ۹۹ درصد می‌باشند، که ۴۷/۵۳ درصد از کل مساحت کشور را به‌خود اختصاص داده‌اند. در فصل تابستان (شکل ۴) این مقدار کاهش چشمگیر ۳۷/۹۲ درصدی داشته است، و مناطق پر بارش کشور در سطوح اطمینان سه‌گانه ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد، تنها محدود به سواحل شمالی و تا ایستگاه اهر در شمال غرب کشیده شده است. از سوی دیگر مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد در ارتفاعات نوار زاگرس دستخوش تغییر جدی شده است به‌طوری‌که در فصل تابستان فاقد الگوی معناداری تشخیص داده شده است. تغییرپذیری شدید بارش در کشور در نقشه‌های مربوط به فصول تابستان و پاییز به‌خوبی مشهود است؛ چراکه مناطقی با خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح اطمینان ۹۹ درصد برای فصل پاییز نسبت به فصل تابستان افزایش به‌یک‌باره ۳۵/۴۳ درصدی داشته است و به مقدار ۴۵/۰۴ درصد رسیده است، فصل زمستان نسبت به فصل پاییز کاهش عددی ۲/۵۳ درصدی داشته است و به ۴۲/۵۱ درصد رسیده است. مجموع بارش سالانه کشور نیز ۴۲/۳۰ درصد از کشور را پهنه‌های پر بارش با سطح اطمینان ۹۹ درصد تشکیل داده است (جدول ۶). در کل دوره‌های مورد مطالعه مناطقی که فاقد الگوی معناداری بارش بوده‌اند تقریباً

کمتر از یک چهارم از مساحت کشور را تحت اشغال خود درآورده‌اند (شکل ۷). مناطقی که فاقد الگوی معناداری بارش بوده‌اند همان‌طور که قبلاً بدان اذعان شده است قبل از آنکه دلیل آماری داشته باشد دلیلی اقلیمی دارد چراکه این مناطق دارای اختلاف شدید مکانی بارش در یاخته‌ها می‌باشند. الگوهای خوشه‌ای مقادیر پایین خودهمبستگی فضایی بارش در ایران در پنج دوره مورد مطالعه در سطوح سه‌گانه مورد بررسی قرار گرفتند و نتایج آن به صورت عددی در جدول شماره ۶ ارائه شده است. باین‌حال فصل تابستان در مجموع سطوح سه‌گانه با مقدار ۶۹/۴۶ درصد بیش‌ترین پهنه کشور و در فصل زمستان با ۴۷/۷۹ درصد کمترین مناطق کم بارش را به خود اختصاص داده‌اند. در مجموعه بیش‌ترین تغییرات مکانی بارش متوجه ایران مرکزی، دامنه‌های بادپناه زاگرس، زاگرس جنوب‌غرب و شمال‌غرب کشور به‌خصوص استان آذربایجان شرقی بوده است (شکل ۴). یافته‌های پژوهش حاضر، همپوشانی خوبی با پژوهش عساکره و سیفی‌پور (۲۰۱۳) که نشان دادند ارتفاعات زاگرس، ارتفاعات شمال غربی و نواحی خزری از نواحی پرباران کشور به حساب می‌آیند. همچنین تبری و حسن‌زاده طلایی (۲۰۱۱) نشان دادند که بخش‌های شمالی و سواحل خزری کشور دارای ثبات بارشی و نواحی جنوبی دارای پراکندگی بارش می‌باشند.

جدول (۶). درصد مناطق تحت پوشش آماره گیتس-اورد جی استار (الگوی HotSpot)

سالانه	زمستان	پاییز	تابستان	بهار	نوع الگوی بارشی
۴۲/۳۰	۴۲/۵۱	۴۵/۰۴	۹/۶۱	۴۷/۵۳	الگوی بسیار کم بارش (در سطح ۹۹ درصد)
۴/۸۱	۳/۶۷	۳/۳۶	۳۹/۱۵	۵/۱۱	الگوی کم بارش (در سطح ۹۵ درصد)
۱/۶۶	۱/۶۱	۱/۲۶	۲۰/۷۰	۱/۹۶	الگوی متوسط کم بارش (در سطح ۹۰ درصد)
۱۳/۴۷	۱۴/۵۰	۱۲/۰۲	۱۳/۶۴	۱۴/۸۲	فاقد الگوی معنی‌داری
۱/۴۷	۱/۹۱	۱/۹۲	۰/۳۲	۰/۹۸	الگوی متوسط پر بارش (در سطح ۹۰ درصد)
۴/۸۷	۳/۲۴	۵/۷۴	۰/۶۱	۱/۸۵	الگوی پر بارش (در سطح ۹۵ درصد)
۳۱/۴۲	۳۲/۵۶	۳۰/۶۱	۱۵/۹۷	۲۷/۷۵	الگوی بسیار پر بارش (در سطح ۹۹ درصد)



شکل (۴). نتایج حاصل از پراکنش آماره گیتس-اورد جی استار (طی پنج دوره مورد مطالعه)

نتیجه گیری

ایران به دلیل گستردگی زیاد به لحاظ طول و عرض جغرافیایی، وجود پیکربندی ناهمواری‌ها و قرارگیری در معرض یورش توده‌های هوا، از نظر بارشی شرایط ویژه‌ای دارد. ساختار کلی بارش در ایران تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاع و توده‌های هوا قرار دارد، به طوری که با تغییر هر یک از این عوامل بارش نیز تغییر خواهد کرد. به عبارت دیگر، شرایط کلی بارش تابعی از عرض جغرافیایی و ارتفاع است و عوامل دیگری مانند پهنه‌های آبی و پوشش سطح زمین که از آن‌ها با عنوان عوامل محلی یاد می‌شود، در شکل‌گیری بارش ایران نقش دارند. در پژوهش حاضر به تحلیل مکانی- زمانی بارش ایران با استفاده از روش نوین آمار فضایی پرداخته شده است. بدین منظور از روش‌های خوشه‌بندی بالا و پایین، موران محلی و جهانی، لکه‌های داغ و تحلیل خوشه و ناخوشه بهره گرفته شده است. مطالعه حاضر کانون توجه خود را بر این فرض قرار داده است که بارش در ایران از الگوی خوشه‌ای تبعیت می‌نماید و الگوی توزیع بارش نیز خود تابعی از شرایط داخلی و خارجی است. برای نیل به این هدف از آمار میانگین بارش فصلی و سالیانه ۱۲۵ ایستگاه همدید کشور طی دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۱۰ استفاده شد. سپس برای اعمال روش‌های مورد استفاده در این پژوهش، از قابلیت‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی بهره گرفته شد. نتایج حاصل از روش موران جهانی و تابع K چندی فاصله‌ای، نشان دادند که تغییرات درون سالی بارش در ایران از الگوی خوشه‌ای بالا پیروی می‌کند (شکل‌های ۲، ۳، ۴). بر اساس تحلیل‌های خودهمبستگی فضایی، نواحی دارای خودهمبستگی فضایی منفی در تمام دوره‌های مورد مطالعه مربوط به جنوب شرق، سواحل دریای عمان تا آبادان و قسمت‌هایی از شمالی شرق کشور می‌باشد. نواحی با خودهمبستگی فضایی مثبت غالباً در کرانه‌های جنوبی دریای خزر و نوار زاگرس قرار گرفتند. در تمام دوره‌های مورد مطالعه، کمتر از یک‌چهارم از مساحت کشور فاقد الگوی خودهمبستگی فضایی معنادار بوده است (شکل ۴). تحلیل‌های فضایی نشان دادند که الگوهای بارشی ایران در قالب دو لکه بارشی زبانه‌های جنوبی (لکه کم بارش LL)، سواحل دریای خزر غرب و شمال غرب (لکه بارشمنند HH) تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۴). همچنین خروجی‌ها حاکی از این امر بودند که در طی دوره مورد مطالعه، لکه‌های کم بارش (خودهمبستگی فضایی منفی) فراوانی به مراتب بیشتری نسبت به لکه‌های بارشمنند داشته‌اند (شکل‌های ۳ و ۴).

منابع

- رضیعی، طیب، عزیزی، قاسم (۱۳۸۷)، بررسی توزیع مکانی بارش فصلی و سالانه در غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۵
- صفرراد، طاهر، فرجی سبکبار، حسنعلی، عزیزی، قاسم، عباسپور، رحیم علی (۱۳۹۲)، تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین‌آمار (۱۹۹۵-۲۰۰۴)، جغرافیا و توسعه، سال یازدهم، شماره ۳۱، صص ۱۴۹-۱۶۴.
- عساکره، حسین (۱۳۸۷)، کاربرد روش کریجینگ در میان‌یابی بارش، مطالعه موردی: میان‌یابی بارش ۱۳۷۶/۱۲/۲۶ در ایران زمین. جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲.
- عساکره، حسین، رزمی، رباب (۱۳۹۱)، تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۳، پیاپی ۴۷، شماره ۳، صص ۱۴۷-۱۶۲.
- عساکره، حسین، سیفی پور، زهره (۱۳۹۱)، مدل‌سازی مکانی بارش سالانه ایران، جغرافیا و توسعه، سال ۱۰، شماره ۲۹، صص ۱۵-۳۰.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۲)، آب‌وهوای ایران، چاپ پنجم، انتشارات پیام نور، تهران، ۲۳۰ صفحه.
- غیور، حسنعلی، مسعودیان، ابوالفضل، آزادی، مجید، نوری، حمید (۱۳۹۰)، تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۵، شماره ۱۰۰، صص ۱-۳۰.
- غیور، حسنعلی، مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۷۵)، بررسی مکانی بارش با ارتفاع در ایران زمین، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۱.
- فرجی سبکبار، حسنعلی، عزیزی، قاسم (۱۳۸۵)، ارزیابی میزان دقت روش‌های درون‌یابی فضایی، مطالعه موردی: الگوسازی بارش حوزه‌ی کارده مشهد، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۸.
- کاوسی، امیر، مشکانی، محمدرضا (۱۳۸۶)، پهنه‌بندی و تحلیل فضایی بارش اقلیمی ایران، محیط‌شناسی، سال ۳۳، شماره ۴۳.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۹۰)، آب‌وهوای ایران، انتشارات شریعه توس مشهد، چاپ اول، مشهد.
- Allard, D., & Soubeyrand, S. (2012). Skew-normality for climatic data and dispersal models for plant epidemiology: when application fields drive spatial statistics. *Spatial Statistics*, 1, 50-64.
- Anselin L, Syabri I, Kho Y (2009) GeoDa: an introduction to spatial data analysis. In Fischer MM, Getis A (Eds) Handbook of applied spatial analysis. Springer, Berlin, Heidelberg and New York, pp.73-89.
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J. D., & Obled, C. (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology*, 299(3), 166-179.
- Brunsell, N. A. (2010). A multiscale information theory approach to assess spatial-temporal variability of daily precipitation. *Journal of hydrology*, 385(1), 165-172.
- Chappell, A., Renzullo, L. J., Raupach, T. H., & Haylock, M. (2013). Evaluating geostatistical methods of blending satellite and gauge data to estimate near real-time daily rainfall for Australia. *Journal of Hydrology*, 493, 105-114.
- Dale, M. R., Dixon, P., Fortin, M. J., Legendre, P., Myers, D. E., & Rosenberg, M. S. (2002). Conceptual and mathematical relationships among methods for spatial analysis. *Ecography*, 25(5), 558-577.
- Duhan, D., & Pandey, A. (2013). Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901-2002 at Madhya Pradesh, India. *Atmospheric Research*, 122, 136-149.
- Fortin, M. J., & Dale, M. R. T. (2005). *Spatial analysis: a guide for ecologists*. Cambridge University Press.
- Fortin, M. J., James, P., MacKenzie, A., Melles, S. J., & Rayfield, B. (2012). Spatial statistics, spatial regression, and graph theory in ecology. *Spatial Statistics*, 1, 100-109.
- Getis, A. (1984). Interaction modeling using second-order analysis. *Environment and Planning A*, 16(2), 173-183.



- Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of hydrology*, 228(1), 113-129.
- Grimes, D. I., & Pardo-Igúzquiza, E. (2010). Geostatistical Analysis of Rainfall. *Geographical Analysis*, 42(2), 136-160.
- Haining, R. P. (2003). *Spatial data analysis* (pp. 67-72). Cambridge: Cambridge University Press.
- Illian, J., Penttinen, A., Stoyan, H., and Stoyan, D. (2008). *Statistical Analysis and Modelling of Spatial Point Patterns*. John Wiley and Sons, Chichester.
- Mitchell A (2005) *The ESRI guide to GIS analysis, volume 2: spatial measurements and statistics*. ESRI, Redlands [CA].
- Ripley, B. D. (1977). Modelling spatial patterns. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 172-212.
- Robeson, S. M., Li, A., & Huang, C. (2014). Point-pattern analysis on the sphere. *Spatial Statistics*.
- Rogerson, P.A., (2006), *Statistics Methods for Geographers: students Guide*, SAGE Publications. Los Angeles, California.
- Shifteh Some'e, B., Ezani, A., & Tabari, H. (2012). Spatiotemporal trends and change point of precipitation in Iran. *Atmospheric Research*, 113, 1-12.
- Tabari, H., & Hosseinzadeh Talae., P. (2011). Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005, *Journal of Hydrology*, 396: 313–320.
- Waagepetersenand, R., and Schweder, T. (2006). Likelihood-based inference for clustered line transect data. *Journal of Agricultural, Biological, and Environ- mental Statistics*, 11:264–279.

