

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۰ - پاییز و زمستان ۱۳۸۶

صص: ۱۶۴-۱۴۵

وصول مقاله: ۱۳۸۵/۱۱/۲۵

تأیید نهایی: ۱۳۸۶/۸/۱۹

تغییرات زمانی - مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر

دکتر حسین عساکره

استادیار جغرافیا دانشگاه زنجان

چکیده

به دلیل اهمیت تغییرات زمانی- مکانی بارش این موضوع با استفاده از روش‌های مختلف و دیدگاه‌های متفاوتی مورد بررسی قرار گرفته است. برخی از روش‌های مورد استفاده متکی بر تکنیک‌های زمین آماری و آمار کلاسیک است. نتیجه‌ی این قبیل مطالعات تهیه نقشه‌های هم ارزش از بارندگی و مشخصات آن می‌باشد. در این تحقیق با استفاده از تکنیک‌های زمین آمار و آمار کلاسیک و بر پایه‌ی تکنیک‌های ترسیمی طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳ و بر اساس داده‌های ۱۵۲ ایستگاه سینوپتیک و ۱۷۰ ایستگاه کلیماتولوژی و مجموعاً ۹۲۹۴۰ داده ماهانه، تغییرات زمانی بارش برای ۸۰۱۲ سلول در محدوده‌ی ایران زمین مورد تحلیل قرار گرفت. در راستای این پژوهش ضمن تهیه‌ی نقشه‌ی همباران کشور بر اساس روش کریجینگ نواحی که طی دوره آماری مورد بررسی، متحمل تغییر قرار گرفته‌اند، مشخص گردید. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که حدود ۵۱/۴ درصد از مساحت کشور در معرض تغییرات بارش قرار گرفته‌اند. این تغییرات عمدتاً در نواحی کوهستانی و نیز نیمه غربی کشور رخداد بیشتری داشته‌اند. عموماً نواحی با بارندگی بیشتر متحمل تغییر بیشتری نیز بوده‌اند. میزان تغییرات به ازای هر سال از ۲۹/۶ میلی‌متر در کوه‌رنگ تا ۱۵/۷ میلی‌متر در سراب بوده است.

کلیدواژه‌ها: تغییر بارش، روش کریجینگ، روند همبستگی، تغییرات زمانی - مکانی، نقشه‌های هم‌ارزش.

مقدمه

مقدار و توزیع زمانی- مکانی بارش عوامل اساسی برای تصمیم‌گیری، طراحی و ارزیابی مدل‌های هیدرولوژیکی و نیز مدیریت و برنامه‌ریزی‌های مبتنی بر آب است. تغییرات زمانی- مکانی بارش اثرات متنوع و مختلفی بر مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب در امتداد یک حوضه آبی و در سطح ملی به جا می‌نهد. تغییرات عناصر اقلیمی، از عوامل مؤثر بر تغییر منابع آبی

است. بارش به‌عنوان عنصری بسیار تغییرپذیر و به‌عنوان عاملی اساسی در موازنه‌ی آبی همیشه مورد توجه اقلیم‌شناسان و آب‌شناسان بوده است. تغییرپذیری شدید بارش در امتداد زمان-مکان رویکردهای مطالعاتی متنوعی را به خود اختصاص داده است. بسیاری از پژوهش‌ها به تغییرات بارش در یک نقطه و برخی به یک پهنه‌ی خاص پرداخته‌اند. در یک دسته‌بندی کلی می‌توان مطالعات انجام شده در این زمینه را به دو گروه تقسیم نمود:

۱- مطالعاتی که تحلیل‌های نقطه‌ای را در معرض توجه قرار داده و بعضاً نقاط منفرد یا مجاور را در کانون توجه داشته است. برای مثال کامیفو^۱ (۵۷:۱۹۸۴) تغییرات ماهانه و فازه‌های بارش را با استفاده از آمار ۲۵۶ ساله (۱۹۸۱-۱۷۲۵) یکی از قدیمی‌ترین ایستگاه‌های جهان در ایتالیا (ایستگاه پادوا^۲) بر اساس روش حداقل مربعات رگرسیون مورد بررسی قرار داده است. کاتزولیس و کامبتزلدیس^۳ (۲۶۳:۱۹۸۹) روند، وردایی (تغییرپذیری) سالانه، فصلی، ماهانه و نیز چرخه‌های بارش آن را بر اساس برخی شاخص‌های بارش نظیر میانگین و واریانس ماهانه، تعداد روزهای بارانی، شدت و تغییرپذیری بارش طی سال‌های ۱۹۸۵-۱۸۵۸ مورد بررسی قرار داده‌اند.

کانه و تگزیرا^۴ (۸۹:۱۹۹۱) داده‌های بارش سالانه ماساچوست را طی سال‌های ۱۹۷۶-۱۸۸۷ (۹۰ سال) مورد بررسی قرار داده‌اند. آنکازویچ و رادینویچ^۵ (۲۴۱:۲۰۰۰) نیز بر اساس تحلیلی آماری میانگین ماهانه و حداکثر روزانه‌ی شهر بلگراد (طی ۱۹۹۵-۱۸۸۸) را بررسی نمودند. راموس^۶ (۲۰۰۱: ۱۶۳) نیز روند و تغییرپذیری سالانه آلت‌پند^۷ را بر اساس بارش‌های ۲۴ ساعته و با بررسی تغییرات توزیع سالانه و نیز محاسبه‌ی صدک‌های بارش نرمال شده، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۹ و انجام داد. توسیچ و آنکاسویچ^۸ (۶۷:۲۰۰۵) با تحلیل سری‌های بارش شهر بلگراد طی دوره ۲۰۰۰-۱۸۸۹ و بر اساس آزمون من-کندال و با تحلیل طیفی سری‌ها، روند بارش بلگراد را آزمون نمودند. در ایران نیز مطالعات بی‌شماری در این زمینه صورت گرفته است. برای مثال مقیمی (۱۳۷۸) تغییرات بارش‌های سی ساله‌ی تهران را با استفاده از نمودارهای کنترل بررسی نموده است.

جهادی طرقي (۱۳۷۸: ۱۵۱) بارش‌های ۵۰ ساله‌ی مشهد را با استفاده از روش‌های تحلیل رگرسیونی و هموارسازی تحلیل نموده است. همچنین کاویانی و عساکره (۱۳۸۴: ۱۴۳) تغییرات بلندمدت بارش ۱۰۳ ساله اصفهان را باروش من-کندال مورد توجه قرار داده‌اند.

1- Camuffo (1984)

2- Padova

3- Katsoulis And Kambetzldis (1989)

4- Kane and Teixeira

5- Unkasevic and Radinovic

6- Ramos

7- Alt Penede

8- Tosic and Unkasevic

۲- مطالعه و بررسی پهنه‌ای بارش با اتکا بر روش‌های میان‌یابی دومین رویه‌ی مطالعاتی است. در این رویه با استفاده از داده‌های نقطه‌ای متعدد تغییرات زمانی- مکانی بارش بررسی می‌شود. این رویه که به روش مطالعه زمانی- مکانی موسوم است خود به سه صورت انجام می‌شود:

الف- روش‌هایی که داده‌های حاصل از بارش یک پهنه بر اساس مشخصات آماری و به صورت میانگین آن پهنه و به عنوان یک داده‌ی منفرد مد نظر قرار می‌گیرد. برای مثال مولی و پارتاساراتی^۱ (۱۹۸۴: ۲۸۷) بارش‌های موسمی (فصل تابستان از ژوئن تا سپتامبر) را طی سال‌های ۱۹۷۸-۱۸۷۱ مورد بررسی قرار داده و با استفاده از راهکارهای ارایه شده در سازمان جهانی هواشناسی (۱۹۶۶: ۶۹-۵۸)، روند، فازها، چرخه‌ها و سال‌های خشک و مرطوب را مورد بررسی قرار دادند.

عساکره (۱۳۸۴ ب: ۷۵) بارش سالانه‌ی استان اصفهان را برای دوره‌ی ۲۰۰۰-۱۹۶۹ و برای ۴۱ سال از نقشه‌های تولید شده محاسبه نمود و روند بارش کل استان اصفهان را بر اساس روش‌های کمترین مربعات خطای رگرسیون مورد بررسی قرار داد.

ب- روش‌هایی که محاسبات نقطه‌ای را انجام و نتایج را به صورت پهنه‌ای در معرض تحلیل قرار می‌دهند: در این رویه تغییرات بارش در ایستگاه‌های مورد بررسی محاسبه شده و از مقدار تغییرات نقشه‌هایی تولید و نمایش مکانی آن ارایه می‌شد. مثلاً اولانایران^۲ (۱۹۹۱: ۳۱۹) بارش‌های روزانه ۲۱ ایستگاه نیجریه را طی سال‌های ۱۹۸۵-۱۹۱۹ بررسی نموده و با استفاده از روش من- کندال و بر اساس سه نوع شدت «کم»، «متوسط» و «زیاد» منطقه‌ی مورد مطالعه خود را به چهار ناحیه‌ی بارشی ساحلی، میانه، ساوانی و بیابانی تقسیم نمود. بن‌گائی^۳ و همکاران (۱۹۹۸: ۱۷۷) بارش فلسطین اشغالی را طی ۱۹۹۰-۱۹۳۰ و برای ۶۰ ایستگاه در معرض توجه قرار داده و با برازش تابع گاما بر داده‌های بارش و با عنایت به پارامترهای شکل و مقیاس در توزیع مزبور، تغییرات بارش را پهنه‌بندی نموده‌اند. بوفانی^۴ و همکاران (۱۹۹۹: ۳۳) با تقسیم‌بندی ۳۲ ایستگاه ایتالیا بر اساس سری‌های سالانه و فصلی، و بر اساس آزمون من- کندال، تفاوت‌های زمانی (فصلی) و ناحیه‌ای را ارایه نموده‌اند. هاتفیلد^۵ و همکاران (۱۹۹۹: ۴۹) نیز تغییرات مکانی بارش‌های حوضه‌ای برای بزرگ‌ترین حوضه آبی یونان را بر اساس این رویه انجام داده‌اند. بورونتتی^۶ و همکاران (۲۰۰۰: ۱۶۷) با تحلیل دما- بارش شمال و جنوب ایتالیا، روند تغییرپذیری سالانه و رفتارهای دوره‌ای را طی ۱۹۹۵-۱۸۶۶ به صورت

1- Mooly and Parthasarathy

2- Olaniran

3- Ben-Gai

4- Buffoni

5- Hatfield

6- Brunetti

نقطه‌ای تهیه نموده و تغییرات را به صورت پهنه‌ای نمایش داده‌اند. استافورد^۱ و همکاران (۲۰۰۰: ۳۳) نیز داده‌های دما- بارش ۲۵ ایستگاه ایالت آلاسکا را طی دوره ۱۹۹۸-۱۹۴۹ بررسی و با توجه به آماره‌های توصیفی و بر اساس روش کمترین مربعات خطا و نیز ۹۵ درصد اطمینان، روند داده‌ها را استخراج نموده و نتایج را با تکنیک میان‌یابی در نقشه ارایه نمودند. دومانکاس^۲ (۲۰۰۳: ۲۵۵) نیز سری‌های زمانی مجموع بارش ماهانه ۱۴ ایستگاه مجارستان را طی دوره‌ی ۱۹۹۸-۱۹۰۱ به منظور تحلیل روند بلندمدت مشخصه‌های بارش و با استفاده از آزمون

من-کندال در معرض تحلیل قرار داده است. دومروس^۳ و همکاران (۱۹۹۸: ۲۵۱) نیز بر اساس داده‌های بارش ماهانه ۷۱ ایستگاه کشور ایران، و بر اساس روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، نقشه‌هایی حاوی نمره‌های مؤلفه‌های مزبور تهیه نموده و پنج رژیم بارشی همگن را در ایران معرفی کرده‌اند.

بعد از اواسط دهه‌ی ۱۳۷۰ به بارندگی‌های منطقه‌ای- ناحیه‌ای در ایران توجه بیشتری شده است و مطالعات موردی در مقیاس‌های کوچک نیز توسعه یافته است. علیجانی (۱۳۷۳) با مطالعه‌ی ۱۰۸ ایستگاه باران‌سنجی وزارت نیرو در ناحیه البرز رابطه بارش- ارتفاع را برای دامنه‌های شمالی - جنوبی البرز محاسبه نمود. سپس بر اساس داده‌های نقطه‌ای قوانین حاکم بر بارش سالانه البرز را بیان کرد.

کمالی (۱۳۷۵: ۱۲۱) روند بارندگی را در ایستگاه‌های مختلف ایران مورد توجه قرار داده است. ذوالفقاری (۱۳۷۷: ۷) نیز به منظور تحلیل بارش‌های بهاری غرب ایران عملیات آماری را بر داده‌های نقطه‌ای انجام و نتایج را به صورت پهنه‌های هم ارزش ارایه نموده است. از این قبیل مطالعات می‌توان به بررسی و پیش‌بینی دما و بارش ایران که توسط جهانبخش و ترابی (۱۳۸۳: ۱۰۴) انجام شده است نیز اشاره نمود.

ج- سومین گروه، روش‌های متکی بر محاسبه و تحلیل جبری نقشه‌هاست. در این رویه نقشه‌های بارش با مشخصات مربوطه تهیه شده و عملیات تحلیلی بر روی یاخته‌های آن نقشه انجام می‌گیرد. این رویه اگرچه روشی حجیم در محاسبه و برآورد تغییرات به شمار می‌رود اما از دقت و صحت بالایی برخوردار است. علاوه بر آن نقص ایستگاه‌ها را از لحاظ کمبود داده‌ها و یا داده‌های گمشده جبران می‌نماید. این رویه به‌وسیله تاراونه و کادی اوغلو^۴ (۲۰۰۳: ۱۲۳) و با تحلیل تغییرپذیری بارش بر اساس همسازهای مدل فوریه برای کشور اردن استفاده شده

1- Stafford
2- Domanos
3- Domroes
4- Tarawneh and Kadioglu

است. گمر^۱ و همکاران (۲۰۰۴: ۳۹) با بررسی ۱۶۰ ایستگاه در کشور چین طی سال‌های ۲۰۰۲ - ۱۹۵۱ و با استفاده از روش عکس فاصله موزون (IDW)^۲ مقادیر بارش را برای کشور چین میان‌یابی نموده و با به‌کارگیری روش من-کندال بر نقشه‌های تولید شده، روند را برای هر ایستگاه در سطح ۹۰،۹۵ و ۹۹ درصد اطمینان محاسبه نمودند. کیان و لین^۳ (۲۰۰۵: ۱۹۳) بر اساس شاخص‌های ناحیه‌ای بارش روزانه (صدک‌ها، شدت، دوام و نیز تفاوت‌های دهه‌ای بارش) ۴۹۴ ایستگاه چین طی سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۶۱ تحلیل پهنه‌ای تغییرات بارش را انجام داده‌اند. در ایران غیور و مسعودیان (۱۳۷۵: ۶) با هدف شناسایی تغییرات زمانی- مکانی میانگین مجموع بارش سالانه کشور، ۲۹ نقشه‌ی همباران برای سال ۱۹۵۹ تا ۱۹۸۷ تهیه نموده و بر اساس حدود ۴۵۰ ایستگاه برای هر نقشه و بر پایه‌ی شبکه‌بندی ۱۴ × ۱۴ کیلومتر و با بهره‌گیری از روش کریگینگ، تغییرات بارش ایران را بررسی نموده‌اند.

عساکره (۱۳۸۴/ف: ۱۱۷) نقشه‌های بارش سالانه استان اصفهان را برای ژانویه ۱۹۶۹ تا دسامبر ۲۰۰۰ بر اساس میان‌یابی کریگینگ تهیه نموده و با محاسبه‌ی شیب خط برای هر یاخته‌ی تولیدشده در نقشه، مشخصات زمانی- مکانی بارش اصفهان را به‌دست آورد. مسعودیان و عطایی (۱۳۸۴: ۱) با پردازش ۵۸۸ نقشه همبارش ماهانه، نواحی بارشی را بر یاخته‌های تولید شده محاسبه نمودند. بر اساس این تحلیل ۵۰ ساله (۱۹۵۱-۱۹۹۹) پنج ناحیه‌ی بارشی در ایران تشخیص داده شد.

روش‌ها

این پژوهش با هدف شناسایی تغییرات زمانی- مکانی بارش سالانه‌ی ایران زمین طی بازه ۱۹۶۱ لغایت ۲۰۰۳ تکوین یافته است. بدین منظور داده‌های نقطه‌ای بارش تهیه و نقشه‌های بارش ماهانه ترسیم گردید. برای ترسیم نقشه‌ها از روش کریگینگ و نرم‌افزار *Surfer/Win* استفاده شده است. روش کریگینگ برای داده‌هایی که پراکنش نامنظم دارند به کار می‌رود و روشی محلی- احتمالی، دقیق، خطی، نارایب و با واریانس کمینه در یک نقطه به شمار می‌آید. میان‌یابی کریگینگ با شرط احراز صلاحیت‌های اولیه و لازم می‌تواند بهترین میانگین موزون از یک پهنه را ارایه نماید. در این روش برای هر یک از ایستگاه‌های درون و بیرون یک پهنه بر حسب فاصله و موقعیت آن وزن آماری مشخصی در نظر گرفته می‌شود به گونه‌ای که واریانس تخمین کمینه شود (مدنی، ۱۳۷۳: ۱۹۹).

1 -Gemmer
2 -Inverse Distance Weighted
3- Qian and Lin

در روش کریگینگ فرض بر این است که تغییرات مکانی پدیده‌هایی مانند بارش در یک گستره، از توزیع تصادفی برخوردار بوده، حاوی سه مؤلفه‌ی همبستگی مکانی، روند و خطای تصادفی است. وجود یا فقدان و نیز نوع هریک از این مؤلفه‌ها منجر به تکوین انواع روش‌های کریگینگ شده است. مؤلفه‌ی همبستگی مکانی و میزان آن بر اساس نیم تغییرنا تعریف می‌شود. از تحلیل این مؤلفه و تغییرنمای مربوط، ضرایب وزنی نقاط کمکی جهت تخمین ارزش نقطه مجهول به دست می‌آید (رندو، ۱۳۷۱: ۴۳-۲۹).

در واقع تغییرنا تابعی است که به وسیله‌ی آن تغییرپذیری مکانی متغیرها اندازه‌گیری می‌شود و اندازه‌ای از شباهت بین گره‌های شبکه برای فاصله‌ای معین را نشان می‌دهد (برای مباحث نظری به رندو ترجمه خدایاری (۱۳۷۱: ۴۳-۲۹) و مدنی (۱۳۷۳: ۱۹۰) مراجعه کنید). با تقسیم تغییرنا بر عدد ۲ (که فهم آن آسان‌تر است)، نیم تغییرنا به دست می‌آید. نیم تغییرنا به شکل تابع زیر تعریف می‌شود (بیائو^۱ و همکاران، ۱۹۹۹: ۱۰۷۰)

$$\gamma(h) = \frac{1}{n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [z(x_i) - z(x_{i+h})]^2 \quad (1)$$

در رابطه‌ی فوق:

$\gamma(h)$: مقدار نیم تغییرنا برای جفت نقاطی که به فاصله h از هم قرار دارند.

$n(h)$: تعداد زوج نقاطی است که به فاصله h از هم قرار دارند.

$z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه‌ی x

$z(x_i + h)$: مقدار مشاهده شده متغیری که به فاصله h از x قرار دارد.

از آنجا که نیم تغییرنمای تجربی بر اساس تعدادی نقاط نمونه حاصل شده است، می‌بایست آن را با یک تابع تئوریک تقریب زد به طوری که در هر فاصله نیم تغییرنا به وسیله‌ی این تابع برآورد گردد. این تابع به مدل نیم تغییرنا موسوم است (مدنی، ۱۳۷۳: ۱۹۵).

بسته به کیفیت همبستگی و نحوه‌ی تغییرات مکانی پدیده‌ها و برحسب ارزش‌های مورد جستجو و همچنین ارتباط بین متغیر مورد بررسی و متغیرهای توضیحی دیگر، روش کریگینگ به سه نوع متداول ساده، عادی و عام تقسیم‌بندی می‌شود. کریگینگ عادی در مواقعی به کار می‌رود که داده‌ها فاقد روند فضایی باشند و در صورت وجود روند از روش کریگینگ عام استفاده می‌شود (محمدزاده و همکاران، ۱۳۸۱: ۱۲۳).

به طور کلی تحلیل کریگینگ از هر نوع که باشد بر اساس گام‌های زیر عملی می‌شود (دابرویل^۱ ۱۹۸۳: ۲۵۴). که این مراحل در پژوهش حاضر نیز به کار گرفته شده است:

- ۱- ترسیم نیم تغییرنما: اگر نقاط نزدیک به هم شبیه‌تر از نقاط دورتر از هم باشند، تغییر نما برای مقادیر h نزدیک کوچک خواهد بود و خود همبستگی مکانی از تغییرنما استنباط خواهد شد.
- ۲- برازش مدل مناسب به نیم تغییرنما: این مدل نیم تغییرنما را به عنوان تابعی از فاصله بیان می‌دارد.
- ۳- کاربرد فرآیند کریگینگ مناسب: به منظور تولید یک شبکه از مقادیر تخمینی، فرآیند کریگینگ بر اساس مدل ارائه شده در مرحله ۲ به کار گرفته می‌شود.
- ۴- ترسیم نقشه هم ارزش بر اساس شبکه برآورد شده.

داده‌ها

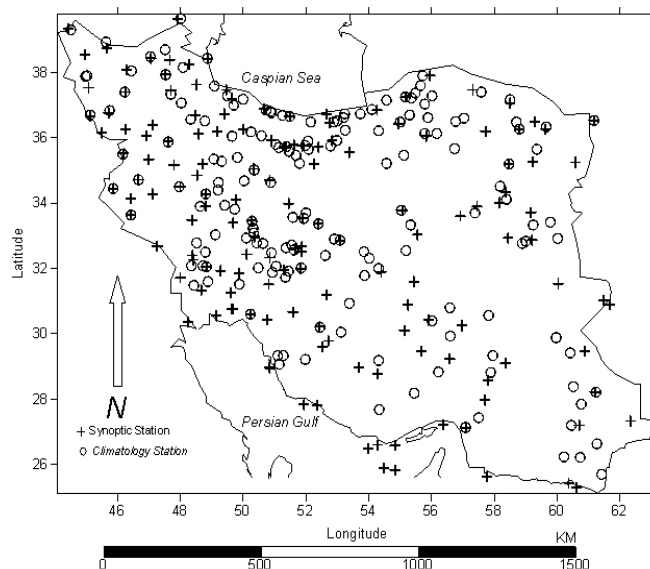
جعفری (۱۳۶۸: ۱۹-۷۱) در یک محاسبه دقیق و جامع بر روی پوشش نقشه‌های $\frac{1}{50000}$ کل کشور، محدوده ایران زمین را بین مختصات زیر تشخیص داده است:

E: 44° 2' - 63° 9'
N: 25° 3' 45" - 39° 46' 30"

در این تحقیق از بارش ماهانه ژانویه سال ۱۹۶۱ لغایت دسامبر ۲۰۰۳ مربوط به ایستگاه‌های هواشناسی کشور (ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی) که در محدوده‌ی فوق قرار گرفته‌اند، استفاده شده است. تعداد ۹۲۹۴۰ داده‌ی ماهانه‌ی بارش از دوره‌ی آماری مزبور جمع‌آوری شد. داده‌ها از سایت اینترنتی سازمان هواشناسی کل کشور به آدرس www.irimet.net استخراج گردید و به صورت یک فایل ASCII در کاربرد نرم‌افزار Surfer/Win قرار گرفت. این نرم‌افزار مرجع اصلی تهیه نقشه‌ها و تحلیل‌های ترسیمی بوده است. جهت تحلیل‌های آماری و برازش مدل‌های مربوط به نیم تغییرنما از بسته نرم‌افزاری Curve Expert/Win (که جهت برازش انواع مدل بر داده‌ها طراحی شده) استفاده شده است.

موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی در نقشه‌ی شماره‌ی ۱ دیده می‌شود. ایستگاه‌هایی که با علامت بعلاوه مشخص شده‌اند، ایستگاه‌های سینوپتیک و ایستگاه‌هایی که با دایره نشان داده شده‌اند ایستگاه‌های کلیماتولوژی کشورند. در جاهایی که این دو علامت برهم منطبق شده‌اند، تغییر ایستگاه از کلیماتولوژی به سینوپتیک طی دوره‌ی آماری را نشان می‌دهد.

اولین مشخصه‌ی قابل رؤیت بر روی این نقشه توزیع نامتقارن ایستگاه‌ها است اگر عرض ۳۲ درجه‌ی شمالی و طول ۵۴ درجه‌ی شرقی را دو محور منصف کشور بدانیم که کشور را به چهار ربع جنوب غرب، شمال غرب، شمال شرق، جنوب شرق تقسیم می‌کند، توزیع ایستگاه‌های کشور به شرح جدول (۱) خواهد بود.



نقشه ۱: توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد بررسی

جدول ۱: توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی سینوپتیک - کليماتولوژی نسبت به عرض ۳۲ درجه شمالی و طول ۵۴ درجه شرقی

ربع	تعداد ایستگاه‌های سینوپتیک	تعداد ایستگاه‌های کليماتولوژی	مجموع	متوسط سطح زیر پوشش هر ایستگاه (کیلومتر مربع)
شمال غربی	۷۵	۹۳	۱۶۸	۲۴۱۶/۳
جنوب غربی	۲۵	۱۵	۴۰	۱۰۱۴۸/۶
شمال شرقی	۲۴	۴۰	۶۴	۶۳۴۲/۹
جنوب شرقی	۲۸	۲۲	۵۰	۸۱۱۸/۹

ایستگاه اسدآباد همدان در عرض ۳۲ درجه و طول ۵۹/۳۵ درجه جای گرفته است. لذا در جدول فوق در هیچ یک از ۴ ربع قرار نمی‌گیرد. واضح است که نیمه‌ی شمالی کشور با ۹۹ ایستگاه سینوپتیک و ۱۳۳ ایستگاه کليماتولوژی (مجموعاً ۲۳۲ ایستگاه) از تراکم بیشتری

نسبت به نیمه‌ی جنوبی (با ۹۰ ایستگاه) برخوردار است. همچنین نیمه‌ی غربی (۱۹۸ ایستگاه) متراکم‌تر از نیمه‌ی شرقی (۱۱۴ ایستگاه) است. اگر مساحت کشور را طبق محاسبات جعفری (۱۳۶۸)، برابر ۱۶۲۳۷۷۹ کیلومترمربع بدانیم میانگین تراکم ایستگاه‌ها حدود ۰/۰۰۲/است یعنی تقریباً در هر ۵۰۲۷ کیلومترمربع یک ایستگاه نصب شده است. در جدول (۱) تراکم ایستگاه‌ها در چهار نیمه نشان داده شده است (مساحت چهار نیمه، برابر یکدیگر و حدود ۴۰۵۹۴۴/۷۵ کیلومترمربع فرض شده است). واضح است که نیمه‌های شمالی و غربی از تراکم ایستگاهی بیش از تراکم متوسط کشور برخوردارند (به نقشه ۱ توجه کنید). بخش بزرگی از شرق کشور (از سواحل دریای عمان تا شمال کویر لوت) و نیز بخش وسیعی مشتمل بر کویر مرکزی ایران، فاقد ایستگاه‌های سنجش عناصر اقلیمی می‌باشد. همچنین تراکم زیاد ایستگاه‌ها در پیشکوه‌های داخلی زاگرس مرکزی و البرز شمالی از مشخصات پراکنش ایستگاه‌ها است. تعداد ایستگاه‌های کلیماتولوژی در نیمه‌ی غربی و نسبت آنها در نیمه‌ی شرقی بیشتر است. بر اساس بررسی مسعودیان^۱ (۲۰۰۳) حدود ۵۰ هزار کیلومتر مربع از نواحی سرد کوهستانی و نیز ۱۵۰ هزار کیلومتر مربع از بیابان‌های داخلی (مجموعاً ۲۰۰ هزار کیلومتر مربع)، فاقد ایستگاه‌های سنجش می‌باشند. مرتفع‌ترین ایستگاه کشور بالاتر از ۲۶۰۰ متر نمی‌باشد. همچنین وی حداقل تعداد ایستگاه‌ها برای دستیابی به میزان واقعی بارش کشور را ۵۰۰ ایستگاه می‌داند.

برای تهیه‌ی نقشه بارش، یک شبکه مربعی بر کشور برآزش یافته که در آن اندازه یاخته‌ها طوری انتخاب شده‌اند که کیفیت و توان تفکیک نقشه را بیان دارد. بر اساس یافته‌های مسعودیان (۲۰۰۳) حداقل اندازه یاخته‌ها برای نمایش واقعی تر بارش 14×14 کیلومتر است. بنابراین کشور با یک شبکه‌ی مختصاتی با دامنه‌ی طولی ۴۴ تا ۶۴ درجه‌ی شرقی و دامنه‌ی عرضی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی پوشانده شد. برای دستیابی به پیکسل‌های 14×14 کیلومتر مختصات کروی به مختصات مسطحاتی تبدیل شد و محور طول‌ها به ۱۵۹ بخش و محور عرض‌ها به ۱۰۱ بخش تقسیم گردید. پس از آن یاخته‌های خارج از کشور حذف و مجموعاً ۸۰۱۲ سلول داخل کشور باقی ماند. این شبکه‌بندی مبنای تحلیل‌های بعدی قرار گرفت. بدیهی است که این عملیات و عملیات بعدی بدون بهره‌گیری از نرم‌افزارهای کامپیوتری عملی نخواهد بود. لذا چنان‌که پیش‌تر نیز اشاره شد، جهت تهیه نقشه‌های این پژوهش از نرم‌افزار Surfer/Win استفاده شد.

تهیه نقشه‌های زمانی- مکانی بارش

بر اساس داده‌ها و روش‌هایی که قبلاً از آنها سخن گفته شد تعداد ۵۱۶ نقشه‌ی بارش ماهانه ترسیم و از این نقشه‌ها ۴۳ نقشه بارش سالانه (mr_i) برای بازه زمانی ۱۹۶۱-۲۰۰۳ تهیه گردید. سپس با حذف سلول‌های شبکه در خارج از کشور، پهنه‌های باقیمانده مبنای محاسبات و نیز پایه‌ی تهیه نقشه‌ی همباران چهل و سه ساله، و دیگر تحلیل‌ها گردیده است. مشخصه‌های آماری بارش کشور بر پایه‌ی اصول جبر نقشه و با توجه به رابطه‌های زیر انجام گرفت شایان ذکر است که کلیه محاسبات بر ۸۰۱۲ سلول و برای ۴۳ سال دوره آماری (یعنی بر ماتریسی به ابعاد ۴۳×۸۰۱۲) بر روی نقشه‌ها انجام شده است:

$$\bar{mr} = \frac{1}{n} \sum_{i=1961}^{2003} mr_i \quad (۲) \quad \text{نقشه‌ی میانگین بارش سالانه}$$

$$R_{mr} = \frac{\sum_{i=1961}^{2003} (mr_i - \bar{mr})(t_i - \bar{t})}{\sqrt{\sum_{i=1961}^{2003} (mr_i - \bar{mr})^2} \sqrt{\sum_{i=1961}^{2003} (t_i - \bar{t})^2}} \quad (۳) \quad \text{نقشه‌ی تغییرات زمانی بارش}$$

$$b_{mr} = \frac{\sum_{i=1961}^{2003} (mr_i - \bar{mr})(t_i - \bar{t})}{\sum_{i=1961}^{2003} (t_i - \bar{t})^2} \quad (۴) \quad \text{تهیه نقشه‌ی میزان تغییرات}$$

در روابط فوق:

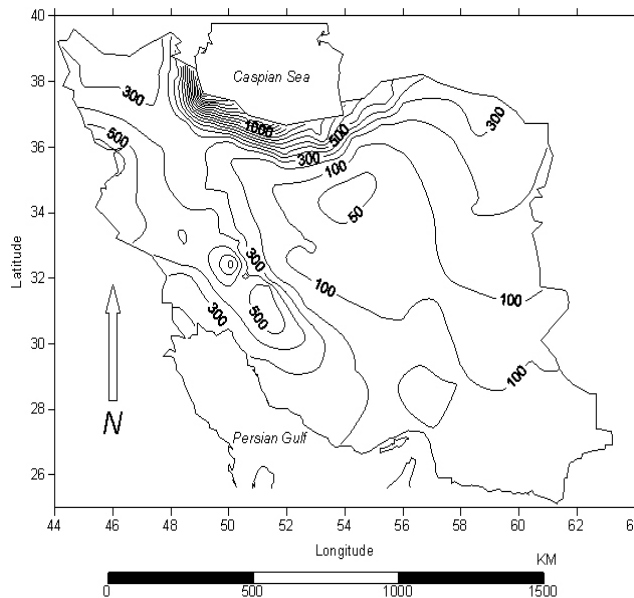
mr_i = بارش سال i ام،

n = تعداد سال‌ها است،

t = سال

توزیع مکانی بارش در ایران زمین

نقشه‌ی (۲) توزیع مکانی بارش ایران زمین را نشان می‌دهد. این نقشه از به کارگیری فرمول (۲) بر نقشه‌های مورد بررسی حاصل شده است. میانگین بارندگی سالانه (\bar{x}) کشور طی دوره‌ی آماری مورد بررسی حدود ۲۴۴/۷ با انحراف معیار (S) ۱۹۶/۷ میلی‌متر است. روند عمومی کاهش میزان بارندگی از غرب به شرق و شمال به جنوب می‌باشد. حداقل و حداکثر بارش سالانه ۳۷/۵ و ۱۸۶۰/۴ میلی‌متر است.



نقشه ۲: توزیع مکانی مجموع بارش سالانه ایران زمین طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳

تراکم خطوط هم بارش به موازات ارتفاعات در غرب و بویژه بخش وسیعی در شمال کشور به خوبی مشخص می‌باشد. معمولاً فقر باران با تغییرپذیری شدید توأم است که برای کشاورزی موفق عامل نامطمئنی به شمار می‌آید. جهت برآورد تغییرپذیری بارندگی از نسبت انحراف معیار به میانگین استفاده می‌شود ($CV = \frac{s}{\bar{x}} \times 100$) و تصویری از پایداری و ناپایداری بارش به دست می‌دهد. میانگین تغییرپذیری مکانی بارش حدود ۸۰/۴ درصد است. به بیان دیگر تفاوت‌های مکانی بارش زیاد است. بارش حدود ۶۲/۶ درصد کشور کمتر از میانگین است. میزان چولگی بارش کشور (۲/۶) نیز گویای تمایل داده‌های بارش به مقادیر کم است. اختلاف مابین کم‌باران‌ترین مناطق ایران (حوزه‌های داخلی کویرلوت و دشت کویر) و پر باران‌ترین نواحی (سواحل خزر) کاملاً چشمگیر (۱۸۲۲/۹ میلی‌متر) بوده، نقش کانون‌های رطوبت و سامانه‌های باران‌زا به وضوح آشکار است. شایان توضیح است که بارش نقاط مختلف ایران از سامانه‌های باران‌زای مدیترانه، دریای سیاه، دریای سرخ، سامانه‌های باران‌زای خزر، سامانه‌های باران‌زای موسمی و چرخندهای محلی تأمین می‌شود (علیچانی، ۱۳۷۴: ۱۱۸-۱۰۶).

مدل‌سازی تغییرات زمانی و تحلیل روند

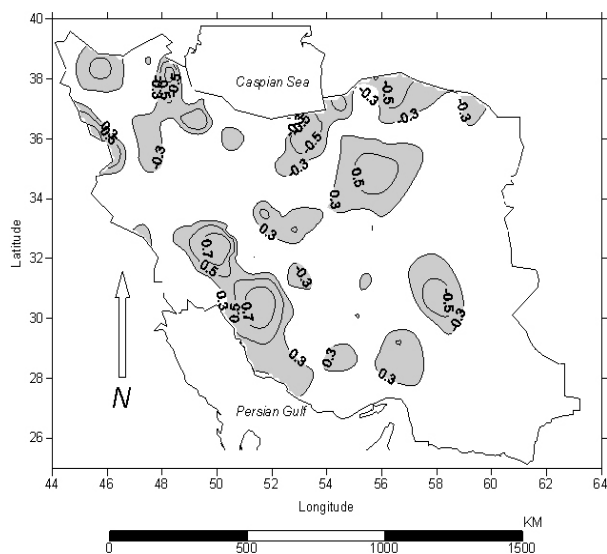
الف- ارزیابی تغییرات احتمالی

به منظور ارزیابی روند احتمالی بارش ایران رابطه (r_{Rt}) بارش (mr_i) - زمان (t) را برای دوره‌ی آماری مورد بررسی برای تک‌تک یاخته‌های تولید شده در نقشه بر اساس فرمول شماره (۳) بررسی گردید. سپس معنی‌داری این همبستگی به لحاظ آماری و در سطح ۹۵ درصد اطمینان و بر اساس فرمول زیر برای هر یک از سلول‌های نقشه ارزیابی شد (باکس^۱ و همکاران، ۲۰۰۵: ۳۹):

$$t_o = \frac{R_{mr} \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-R_{mr}^2}} \quad (5)$$

بارش نواحی که در سطح ۹۵ درصد اطمینان تغییرات معنی‌داری داشته‌اند مشخص گردید. نقشه (۳) این نواحی را با رنگ‌های خاکستری نشان می‌دهد. رابطه‌ی بارش با زمان در ۵۱/۴ درصد از مساحت کشور معنی‌دار و در بقیه‌ی مناطق کشور فاقد معنی آماری و فیزیکی است. چنان که دیده می‌شود، بر اساس روند بلندمدت بارش سه ناحیه می‌توان تشخیص داد. نواحی فاقد تغییر که بر روی نقشه به رنگ سفید، مشاهده می‌شوند این نواحی حدود ۴۸/۶ درصد از مساحت کل کشور را در بر می‌گیرند. نواحی با تغییرات مثبت که گویای افزایش بارندگی طی دوره آماری است و حدود ۳۰/۸ درصد کشور را شامل می‌شوند. نواحی با تغییرات منفی که گویای کاهش بارندگی طی دوره آماری مورد بررسی هستند ۲۰/۶ درصد از مساحت کشور را در بر می‌گیرند. بنابراین نزدیک به نیمی از ایران زمین در عین افت و خیز بارش فاقد روند معنی‌دار بوده و در حدود یک سوم از مساحت کشور را با روند افزایشی بارندگی می‌توان ارزیابی کرد. عمده‌ترین نواحی حاوی روند افزایشی در بارش متعلق به زاگرس جنوب‌غربی است با این وصف نواحی پراکنده نیز گروه‌های این بخش را در بر می‌گیرند. عموماً این نواحی در چهار گروه به شرح زیر دیده می‌شوند:

- ۱- حاشیه باریکی در شمال غرب کشور، در حاشیه غربی کمربندی قوسی متشکل از ارومیه، سقز و سندانج از بخش شمالی مرز ایران و عراق تا بخش‌های جنوبی مرز ایران و ترکیه.
- ۲- دو هسته در کویر مرکزی اولی در جنوب شرقی البرز و جنوب شاهرود و دیگری شامل نائین و نواحی شمالی آن.
- ۳- ناحیه‌ی زاگرس مرتفع شامل کوه‌رنگ، ارتفاعات بختیاری تا فارس و نیز سواحل خلیج فارس در استان بوشهر (به جز ایستگاه بوشهر).
- ۴- بخش‌های شمالی هرمزگان بین بم و سیرجان در نواحی مرکزی جنوب استان کرمان که منطبق با ارتفاعات جنوبی کرمان است.



نقشه ۳: همبستگی بارش- زمان و معنی داری آن برای دوره‌ی آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳
نواحی خاکستری نشان‌دهنده معنی داری ضریب همبستگی مثبت و منفی است.

جدول ۲: جهت تغییرات در ایستگاه‌های منتخب طی دوره ۱۹۶۱-۲۰۰۳

ایستگاه‌های فاقد روند	ایستگاه‌های حاوی روند کاهشی	ایستگاه‌های حاوی روند افزایشی
آبادان	اردبیل	اردستان
اصفهان	بجنورد	ایذه
اهواز	قوچان	بافت
ایلام	انزلی	خوروبیابانک
بیرجند	تبریز	داراب
تهران	خلخال	شهربابک
خرم آباد	زنجان	شهرکرد
قم	سمنان	کوهرنگ
کرمان	گرگان	گچساران
مشهد	آباده	لردگان
همدان	قوچان	نائین
یزد	گرمسار	یاسوج

همچنین پیوستگی نواحی فاقد روند بیش از نواحی دارای روند افزایشی و نیز نواحی با روند منفی است. روند کاهشی بارش بخش‌هایی از شمال غرب، غرب، شمال شرق، و جنوب شرقی کشور را در برمی‌گیرد. این بخش‌ها مشتمل بر ارتفاعات شمال غربی، قسمتی از زاگرس شمالی، ارتفاعات شمال خراسان، و بخش‌هایی از ایران مرکزی است. جدول (۲) توزیع مکانی تغییرات افزایشی و کاهشی و نیز نواحی فاقد تغییر را برای برخی ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب نشان می‌دهد.

ب- تحلیل میزان تغییرات بارش

در این بخش میانگین تغییرات بارش سالانه به ازای هر سال و برای هر سلول 14×14 کیلومتر در سرتاسر ایران محاسبه می‌شود. به منظور تصویر تغییرات تدریجی، خطی راست از میان داده‌ها برازش داده می‌شود. این خط که متوسط تغییر به ازای هر سال را نشان می‌دهد از روش حداقل مربعات رگرسیون بارش (mr_i) بر زمان (t) به دست می‌آید. از آنجا که داده‌های پهنه‌ای در معرض توجه است، به جای اعمال فرمول بر داده‌های نقطه‌ای، بر روی نقشه‌های تولید شده به کار گرفته شد. بنابراین نقشه‌ی متوسط تغییرات بر اساس فرمول (۴) به دست آمد. در روش محاسبه شیب خط اگر باقیمانده‌های رگرسیون تصادفی بوده یعنی خود همبستگی آنها کم و میانگین صفر و واریانس ثابت داشته باشد، خطای استاندارد b برای هر سلول روی نقشه به شرح زیر به دست می‌آید (وودوارد و گری ۱۹۹۳: ۹۵۳):^۱

$$SE(b_{mr}) = \sqrt{\frac{\sum(Y - a - b_{mr})^2}{(n-2)\sum(t - \bar{t})^2}} = \sqrt{\frac{12 \sum(Y - a - b_{mr})^2}{(n-2)n(n^2 - 1)}} \quad (۴)$$

آزمون فرض صفر ($H_0: \beta_{mr} = 0$) که بیانگر عدم وجود شیب خط در مقادیر است، بر اساس $t_o = \frac{b}{SE(b_{mr})}$ بنا نهاده شده است. صحت فرض صفر بر این ایده استوار است که β توزیعی مشابه t استیودنت با $n - 2$ درجه آزادی داشته باشد. با اعمال این فرمول بر تک تک پاخته‌ها، مقدار تغییرات معنی‌دار با اطمینان ۹۵ درصد بر روی نقشه مشخص شد. نقشه‌ی ۴ مقدار تغییرات را برای نواحی مزبور نشان می‌دهد. بخش‌های تیره و خاکستری این شکل معنی‌داری b_{mr} را برای هر سلول نشان می‌دهد. میزان تغییرات $29/6$ تا $-15/7$ میلی‌متر در سال بوده است. چنان‌که واضح است قدر مطلق تغییرات مثبت (افزایشی) بیش از قدر مطلق تغییرات منفی (کاهشی) بوده است. بیشترین افزایش بارش در کوه‌رنگ رخ داده است با این وصف مساحتی که تحت تأثیر این میزان افزایش بارش بوده درصد کوچکی از پهنه‌ی کشور را در بر می‌گیرد. بیشترین کاهش بارندگی مربوط به پهنه‌ی بین اردبیل و خلخال است.

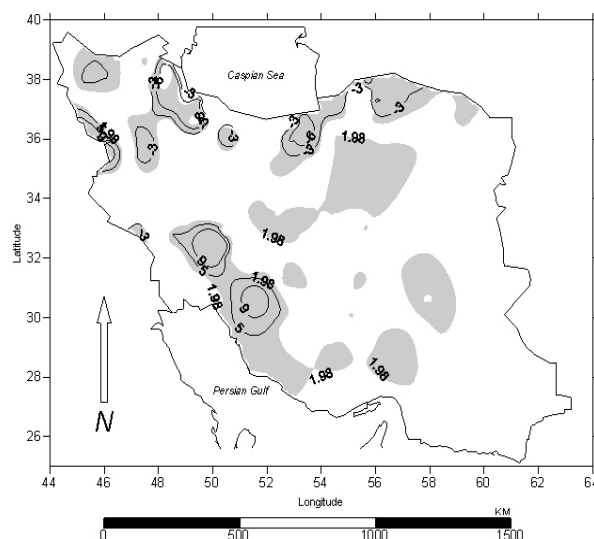
1- Woodward And Gray (1993)

می توان به خوبی دریافت که بیشترین تغییرات افزایشی در امتداد نواحی کوهستانی رخ داده است. در یک تقسیم بندی کلی بیشترین روند بارش طی چهاردهه اخیر در امتداد کوه های زاگرس، البرز (شرقی و غربی)، کوه های شمال خراسان و کوه های مرکزی ایران رخ داده است. با این وصف از بین عوامل مکانی (شامل طول، عرض جغرافیایی و ارتفاع) و بارش بالاترین همبستگی تغییرات با عرض جغرافیایی (۰/۳۷۴-) مشاهده شده است. اما از آنجا که تغییرات حاوی ارزش های مثبت و منفی هستند این همبستگی به لحاظ سرشکن شدن برخی ارزش ها از اعتبار بالایی برخوردار نیست. لذا رابطه ی قدر مطلق میزان روند با عوامل یاد شده بررسی شد و نتیجه به شکل جدول (۳) حاصل شده است:

جدول ۳: رابطه ی روند تغییرات بارش ایران با عوامل مکانی و میزان بارندگی

میزان روند	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	بارش
۰/۳۳۶-	۰/۱۰۸	۰/۰۵	۰/۴۹۶	

بیشترین رابطه بین میزان روند با میزان بارش سالانه و طول جغرافیایی مشاهده می شود. واضح است که میزان تغییرات با افزایش طول جغرافیایی کاهش می یابد. چراکه همبستگی منفی و معنی دار است. نقشه ی (۴) نیز این امر را به خوبی نمایش می دهد. همچنین رابطه ی مثبت و معنی دار و نیز با مقدار نسبی بزرگ تر بین قدر مطلق روند و میزان بارش گویای این امر است که نواحی که بارندگی بیشتری دریافت می داشته اند تغییرات بیشتری را متحمل شده اند.



نقشه ۴: میزان تغییرات بارش سالانه ی ایران زمین طی دوره آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱

به منظور بررسی مجموع نقش سه عامل مکانی (طول، عرض جغرافیایی و ارتفاع) و نیز میزان بارش در تغییر بلندمدت بارش از مجموع همبستگی نیمه تفکیکی (جزیی) استفاده شد. توضیح اینکه در بررسی‌های توزیع مکانی، تفسیر روابط بین متغیرها مشکل و غالباً کاربرد آن توأم با اشتباه خواهد بود. چراکه اگر متغیرها به طور معنی‌داری با یکدیگر همبستگی داشته باشند، برآورد همبستگی‌ها غیرواقعی ارایه می‌گردد. چون بخشی از واریانس متغیرها که توسط یک متغیر توضیح داده می‌شود تا حد قابل ملاحظه‌ای همان واریانس است که به وسیله‌ی متغیرهای دیگر تبیین می‌شود. در واقع سهم هر متغیر مستقل، سهم مشترک یک یا چند متغیر همبسته با آن است. در این حالت برآورد همبستگی بین متغیرها گمراه‌کننده خواهد بود. بنابراین شرایط استفاده از همبستگی جزئی و نیمه‌جزیی ضروری است. برای مثال همبستگی تغییرات بارش و عرض جغرافیایی در طبیعت موجود و اثبات شده است. یعنی با تغییر عرض جغرافیایی بارش نیز تغییر می‌کند اما ممکن است در این میان ناهمواری‌ها نیز با دو متغیر رابطه داشته باشند. لذا تغییر بارش ممکن است در نتیجه‌ی تغییر عرض جغرافیایی و یا ارتفاع باشد.

همبستگی بین دو متغیر ۱ و ۲ منفک از متغیر سوم به صورت $r_{12,3}$ نشان داده می‌شود. به عبارت دیگر همبستگی $r_{12,3}$ بین متغیرهای ۱ و ۲ با فرض ثابت نگه داشتن ۳ است. یعنی اگر به طریقی همه‌ی اعضای گروه در متغیر ۳ یکسان و ثابت باشند و همبستگی بین متغیرهای ۱ و ۲ محاسبه شود، این همبستگی معادل $r_{12,3}$ خواهد بود. فرمول ضریب همبستگی تفکیکی به شرح زیر است (کرلینجر، ۱۳۶۶: ۱۲۲-۱۲۳):

$$r_{12,3} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{1 - r_{13}^2} \sqrt{1 - r_{23}^2}} \quad (7)$$

همبستگی تفکیکی واریانس ناخواسته را از هر دو متغیر تحت بررسی تفکیک می‌کند. در همبستگی نیمه‌ی تفکیکی (جزیی) اثر متغیر ناخواسته تنها از روی یکی از متغیرهای اطلاعاتی برداشته می‌شود. این همبستگی‌ها مبین همبستگی دو متغیرند در حالی که تأثیر یک یا چند متغیر از یکی از دو متغیر همبسته تفکیک شده باشد. فرمول همبستگی نیمه‌تفکیکی مشابه همبستگی تفکیکی و به شکل زیر است:

$$r_{1(2,3)} = \frac{r_{12} - r_{13}r_{23}}{\sqrt{1 - r_{23}^2}} \quad (8)$$

تنها تفاوت این فرمول با همبستگی تفکیکی در مخرج کسر است. همچنین علایم جمله سمت چپ فرمول نیز تا حدودی متفاوت است. در این جمله پیرانتز نحوه انتخاب شیوه تفکیک

کردن است. معنای پرانتز در این مثال این است که تأثیر متغیر ۳ صرفاً از روی متغیر ۲ برداشته می‌شود.

اگر همبستگی‌های موجود میان متغیرهای مستقل همگی معادل صفر باشند، با جمع مجذور همبستگی‌ها، ضریب تعیین و در نتیجه همبستگی چند متغیری حاصل می‌شود. یعنی:

$$r_{1.234\dots k}^2 = r_{12}^2 + r_{13}^2 + \dots + r_{1k}^2 \quad (۹)$$

می‌دانیم که متغیرها عمدتاً همبستگی مثبت یا منفی و بعضاً بسیار شدید دارند. در این صورت همبستگی چندگانه حالتی پیچیده‌تر به خود می‌گیرد. برای دستیابی به همبستگی‌های چندگانه می‌بایست متغیرهای همبسته را چنان تعدیل کرد که همبستگی‌های آنها معادل صفر شوند. در این صورت گفته می‌شود که متغیرها متعامد شده‌اند. در این صورت محاسبه‌ی ضریب تعیین به شکل زیر خواهد بود:

$$r_{1.2345}^2 = r_{12}^2 + r_{1(3.2)}^2 + r_{1(4.23)}^2 + r_{1(5.234)}^2 \quad (۱۰)$$

این فرمول را می‌توان به هر تعداد متغیر تعمیم داد. در این فرمول چون متغیر ۲ اولین متغیری است که وارد معادله شده است، r_{12}^2 مبین واریانس مشترک متغیر ۱ با متغیر ۲ است. هر یک از جمله‌های بعدی باید مبین واریانس متغیر اضافه شده باشد، به طوری که این واریانس با واریانس به حساب آمده قبل از آن تداخل نکند. جمله‌ی دوم $r_{1(3.2)}^2$ مجذور همبستگی نیمه تفکیکی بین متغیرهای ۱ و ۲ پس از تفکیک واریانس مشترک بین متغیرهای ۳ و ۲ است. سومین جمله $r_{1(4.23)}^2$ مجذور همبستگی نیمه تفکیکی یک مرتبه بالاتر است و... وقتی متغیر ۵ پس از متغیرهای ۲، ۳ و ۴ وارد معادله می‌شود، باید هر آنچه متغیرهای دیگر بر واریانس ۱ اثر نهاده‌اند حذف گردد. در واقع این شیوه‌ای است که در آن متغیرهای ۲ تا ۳ متعامد می‌شوند. بنابراین هر یک از جمله‌ها مبین نسبتی از واریانس متغیرهای ۲ تا ۵ است که توسط آن متغیر بر r^2 افزوده می‌شود. r^2 نیز مبین نسبتی از واریانس متغیر ۱ است که توسط متغیرهای ۲ تا ۵ به حساب می‌آید (کرلینجر، ۱۳۶۶: ۱۲۳).

بر اساس این روش میزان همبستگی بین تغییرات بارش و عوامل مکانی (طول، عرض جغرافیایی و ارتفاع) و نیز میزان بارش حدود ۰/۵۹۹ حاصل شد بنابراین واریانس متغیرهای یاد شده حدود ۳۶ درصد با تغییرات زمانی- مکانی بارش هم‌پوش است. با این توصیف تغییرات زمانی- مکانی بارش احتمالاً با بررسی تغییرات مکانیزم‌های باران‌زای ایران قابل توجیه خواهد بود.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق با استفاده از تکنیک‌های زمین آمار و آمار کلاسیک و نیز برپایه تکنیک‌های ترسیمی طی دوره آماری ۲۰۰۳-۱۹۶۱ و بر اساس داده‌های ۱۵۲ ایستگاه سینوپتیک و ۱۷۰ ایستگاه کلیماتولوژی و مجموعاً ۹۲۹۴۰ داده ماهانه بارش، برای ۸۰۱۲ سلول در محدوده‌ی ایران زمین مورد تحلیل قرار گرفت. در این پژوهش ضمن تهیه‌ی نقشه‌ی همباران کشور بر اساس روش کریگینگ نواحی که طی دوره‌ی آماری متحمل تغییر شده‌اند، مشخص گردید. نتایج نشان می‌دهند که حدود ۵۱/۴ درصد از مساحت کشور در معرض تغییرات قرار گرفته‌اند. این تغییرات عمدتاً در نواحی پرباران کوهستانی و غربی رخ داده است. میزان تغییرات به ازای هر سال از ۲۹/۶ میلی‌متر در کوه‌رنگ تا ۱۵/۷ میلی‌متر در سراب بوده است. بر اساس این روش میزان همبستگی بین تغییرات بارش و عوامل مکانی (طول، عرض جغرافیایی و ارتفاع) و نیز میزان بارش حدود ۰/۵۹۹ حاصل شد بنابراین واریانس متغیرهای یادشده حدود ۳۶ درصد با تغییرات زمانی- مکانی بارش هم پوش است. با این توصیف تغییرات زمانی- مکانی بارش احتمالاً با بررسی تغییرات مکانیزم‌های باران‌زای ایران قابل توجیه خواهد بود. پیشنهاد این پژوهش بررسی سهم تغییرات عوامل باران‌زای ایران بر تغییرات بارندگی ایران زمین است.

منابع و مآخذ

- ۱- جعفری، عباس (۱۳۶۸): *شناسنامه جغرافیای طبیعی ایران*. تهران. انتشارات گیتاشناسی.
- ۲- جهادی طرقی، مهناز (۱۳۷۸): تعیین روند تغییرات دما و بارش شهر مشهد طی دوره‌ی آماری ۱۹۵۱-۱۹۹۴. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۵۴ و ۵۵.
- ۳- جهانبخش اصل، سعید و ترابی، سیما (۱۳۸۳): *بررسی و پیش‌بینی تغییرات دما و بارش در ایران*. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۴.
- ۴- ذوالفقاری، حسن (۱۳۷۷): *تحلیلی بر بارش‌های بهاری غرب ایران*. مجله نیوار شماره ۴۰.
- ۵- رندو، جی. ام (۱۳۷۱): *اصول زمین‌آماری*. ترجمه علی‌اصغر خدایاری. انتشارات جهاد دانشگاهی. دانشگاه صنعتی اصفهان.
- ۶- سازمان هواشناسی کل کشور. آمار بارش ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی. اخذ شده از سایت اینترنتی سازمان با آدرس www.irimet.net.
- ۷- عساکره حسین (۱۳۸۴الف): *تغییرات زمانی- مکانی بارش استان اصفهان طی دهه‌های اخیر*. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. جلد هیجدهم. شماره ۹۱.
- ۸- عساکره، حسین (۱۳۸۴ب): *تحلیل روند بارش سالانه استان اصفهان*. مجله نیوار. شماره ۵۶ و ۵۷.

- ۹- علیجانی، بهلول (۱۳۷۳): نقش کوه‌های البرز در تنوع مکانی بارش. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی. دانشگاه تربیت معلم. شماره ۴ و ۵.
- ۱۰- علیجانی، بهلول (۱۳۷۴): آب و هوای ایران. دانشگاه پیام نور.
- ۱۱- غیور، حسنعلی و مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۷۵): بررسی نظام تغییرات مجموع بارش سالانه در ایران زمین. مجله نیوار. شماره ۲۹.
- ۱۲- کاویانی، محمدرضا و عساکره، حسین (۱۳۸۴): بررسی آماری روند بلندمدت بارش سالانه اصفهان. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان جلد هجدهم. شماره ۱۴۳.
- ۱۳- کرلینجر، فرد. ان و پدهازور، الازار. جی (۱۳۶۶): رگرسیون چند متغیری در پژوهش رفتاری. ترجمه حسین سرایی. جلد اول. انتشارات مرکز نشر دانشگاهی. تهران.
- ۱۴- کمالی، غلامعلی (۱۳۷۵): تغییرات شدید بارندگی در نقاط مختلف کشور در ده سال اخیر. اولین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم. تهران.
- ۱۵- محمدزاده، محسن؛ کاظم‌نژاد، انوشیروان؛ فقیه، سقراط و واقعی، یدالله (۱۳۸۱): استفاده از کریجینگ عام در همه‌گیری شناسی جغرافیایی بیماری‌ها. ششمین کنفرانس بین‌المللی آمار ایران ۴ تا ۶ شهریورماه ۱۳۸۱ دانشگاه تربیت مدرس. تهران.
- ۱۶- مدنی، حسن (۱۳۷۳): مبانی زمین‌آمار. انتشارات دانشگاه امیر کبیر.
- ۱۷- مسعودیان، سیدابوالفضل و عطایی، هوشمند (۱۳۸۴). شناسایی فصول بارشی ایران به روش تحلیل خوشه‌ای. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. جلد هیجدهم. شماره ۱.
- ۱۸- مقیمی، ابراهیم (۱۳۷۸): تحلیل آماری رطوبت نسبی و بارندگی تهران در یک دوره سی ساله. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۵۴.
- 19- Ben-Gai. T, A.Biton, A.Manes P.Alpert and S.Rubin (1998): Spatial and Temporal Changes in Rainfall Frequency Distribution Patterns in Israel. Theor.Appl.Climatol.
- 20- Biau, Gerard, Zorita Ednardo, Von Storch Hans and Wackernagel Hanse (1999): "Estimation of precipitation by kriging in the EOF space the sea level pressure field". Journal of climate. Vol. 12.
- 21- Box. George E.P ,Hunter.J.Stuart and Hunter .William. G (2005): Statistics for Experimenters. A John Wiley and Sons,INC,Publication.
- 22- Brunetti.M, M.Maugeri and T.Nanni (2000): Variation of Temperature and precipitation in Itly from 1866 to 1995. Theor.Apl.Climatol.65.
- 23- Buffoni.L, M.Maugeri and T.Nani (1999): Precipitation in Italy from 1833 to 1996. Theor.Apl.Climatol.63.
- 24- Camuffo, Dario (1984): Analysis of the Series of Precipitation at Padova, Italy. Climatic Change. 6.
- 25- Domonkos. Peter (2003): Recent Precipitation Trend in Hungary in Context of larger Scale Climatic Changes. Natural Hazards.29.

- 26- Domroes.M, M.Kaviani and Schaefer (1998): An Analysis of Regional and intra Annual Precipitation Variability over Iran Using Multivariate Statistical Methods.Theor.Appl.Climatol.61
- 27- Dubrule,O (1983). Two methods with different objectives: Splines and Kriging. Mathematical Geology 15.
- 28- Gemmer.M, S.Becker and T.Jiang (2004): Observed Monthly Precipitation Trends in China 1951-2002. Theor.Appl.Climatol. 77.
- 29- Hatfield.J.L, H.J. Prueger and D.M. Meek (1999): Spatial Variation of Rain fall over a large Watershed in Central Iowa. Theor.Appl.Climatol. 64.
- 30- Kane, R. P. and Teixeira (1991): Power Spectrum Analysis of the Annual Rainfall Series for Massachusetts (NE. U.S.A). Climatic Change. 18.
- 31- Katsoulis, Basil. D. and Kambetzidis, Harry.D (1989): Analysis of the Long-Term Precipitation Series at Athens, Greece. Climatic Change.14
- 32- Masoodian, Abolfazl (2003): On Precipitation Mapping in Iran, EGS-AGU-EUG joint Assembly, Nice, France, 6-11 April 2003. Available on www.ui.ac.ir/red/RCGSSS.
- 33- Mooly, D. A. and Parthasarathy, B (1984): Fluctuation in All- India Summer Monsoon Rainfall during 1871-1988. Climatic change. 6.
- 34- Qian. Wand and X.Lin (2005): Reginal Trends in Recent Precipitation Indices in China. Meteorol Atmos Phys 90.
- 35- Olaniran, J.Olajire (1991): Evidence of Climatic Change in Nigeria Based on Annual Series of Rainfall of Different Daily Amounts.1919-1985. Climatic change. 19.
- 36- Rajagopalan, Balaji and Lall, Upmanu (1998): Locally Weighted Polynomial Estimation of Spatial Precipitation. Journal of Geographic Information and Decision Analysis,Vol 2 No2.
- 37- Ramos. M. C (2001): Rainfall Distribution Patterns and Their Change over Time in a Mediterranean Area. Theor.Appl.Climatol. 69.
- 38- Stafford.J.M.,G.Wendler and J.Curtis (2000): Temperature and Precipitation of Alaska:50year trend Analysis.Theor.Appl.Climatol.67.
- 39- Tarawneh.Q and M.Kadioglu (2003): An Analysis of Precipitation Climatology in Jordan. Theor.Appl. Climatol. 74.
- 40- Tasic.I and M. Unkasevic (2005): Analysis of Precipitation series for Belgrade.Theor.Appl.Climatol.80.
- 41- Unkasevic.M and D. Radinovic (2000): Statistical Analyses of Daily Maximum and Monthly Precipitation at Belgrade. Theor Appl Climatol. 66.
- 42- WMO (1966): Climate Change. Technical Note No 79.
- 43- Woodward, Wayne. A. and Gray, H. L (1993):Global Warming and the Problem of Testing for Trend in Time series Data. Journal of Climate. 6.

این تحقیق با حمایت مالی دانشگاه زنجان و در قالب یک طرح پژوهشی با همین عنوان انجام شده است. شایسته است که مراتب تشکر خود را به خصوص از معاونت محترم پژوهشی و حوزه‌ی مربوط دانشگاه اعلام دارم.