

عنوان تحقیق :

(هواشناسی)

انتخاب روشی مناسب جهت بازسازی

خلاءهای آماری بارندگی

۱-۱- مقدمه و هدف

اولین قدم در بررسیهای علمی- مهندسی مربوط به محیط نظیر پروژه های آبی، تحقیقات منطقه ای هواشناسی کشاورزی و نظایر آن ، مطالعات هواشناسی است، به طوریکه مطالعات سایر بخشها، مانند هیدرولوژی، سیلخیزی، فرسایش و رسوب ، و پهنه بندی های آگروکلیمایی و غیره بر آن متکی است.

بدیهی است دسترسی به داده های کافی و دقیق شبکه ایستگاه های هواشناسی از یک طرف موجب کوتاهتر شدن مدت مطالعات گردیده و از طرف دیگر موجب بر آورد دقیقتر پارامترهای هدف و تقلیل هزینه های اجرایی طرحها می گردد.

از آنجا که آمار هواشناسی و به ویژه بارندگی در ایران با خلاءهای گسترده ناشی از عدم دیده بانی یا مشکوک بودن ارقام مواجه است، لذا دستیابی به یک روش صحیح بازسازی خلاءهای آماری ضروری به نظر می رسد.

آنچه در این پژوهش دنبال می شود انتخاب روشی مناسب جهت بازسازی خلاءهای آماری بارندگی می باشد به طوریکه آمار بازسازی شده با آنچه واقعیت داشته ولی به دلایلی ثبت نگردیده حتی الامکان نزدیک باشد.

۲-۱- فرایند بارش و ویژگی های آن

۱-۲-۱- بارش

بارش شامل کلیه نزولات جوی مانند باران، برف و تگرگ می باشد که در اقلیم های مختلف باران و یا برف قسمت عمده از آن را تشکیل می دهد. بارش یکی از ورودی های اصلی سیکل هیدرولوژی می باشد. بارندگی در مناطق مرطوب با پراکنش منظم و در تمام طول سال اتفاق می افتد، در حالیکه

در مناطق خشک و نیمه خشک پراکنش نامنظم است و حتی گاهی در یک بارندگی کوتاه مدت بیش از ۵۰٪ بارندگی سالانه بوقوع می‌پیوندد.

۱-۲-۲- فرایند بارش

به طور کلی مکانیسم بارندگی ناشی از افزایش رطوبت نسبی هوا تا حد معینی است که این پدیده یا در اثر تبخیر از سطح آب یا سطوح نمناک یا در اثر کاهش دمای هوا حاصل می‌شود و یا ممکن است تلفیقی از این دو باشد.

سرد شدن هوا در طبیعت عمدتاً معلول صعود هواست. در این عمل که تقریباً به حالت آدیاباتیک می‌باشد. هوا ضمن صعود به علت کاهش فشار سرد می‌شود. مکانیسم‌های اصلی صعود هوا عبارتند از صعود جبهه‌ای، صعود کوهستانی، صعود جابجایی و صعود سیکلونی.

چرخه آبی در اتمسفر سه مرحله مجزا از هم تشکیل می‌دهد که عمدتاً عبارت از تبخیر، تراکم و بارندگی هستند. تفاوت تبخیر و تراکم امری واضح و روشن است ولی تفاوت تراکم و بارندگی توضیح بیشتری نیاز دارد.

به طور کلی فرایند تراکم شامل یک انباشتگی حداکثر از مولکولهای بخار آب تا رسیدن به حد ذرات ریز است در صورتیکه فرایند بارندگی، مرحله‌ای از پیوستن ذرات ریز یا قطرها و سیکل قطرات مایع و یا تراکمی از بلورهای یخ می‌باشد.

عمل تراکم احتیاج به یک هسته^۱ که هسته تراکم^۲ نامیده شده دارد تا مولکولهای آب در اطراف آن جمع شوند. ذرات گرد و خاک معلق در هوا می‌توانند به عنوان هسته‌های تراکم عمل کنند. ذرات

^۱ - seed

^۲ - Condensation unclous

دارای یون روی هسته‌ها اثر می‌کنند، زیرا یونها با داشتن الکتریسیته ساکن مولکولهای آب را در باندهای قطبی خود جذب می‌کند. یونها در اتمسفر شامل ذرات نمک ناشی از تبخیر از سطح دریا و یا ترکیبات سلفور و نیتروژن ناشی از احتراق می‌باشند. قطر این ذرات از 10^{-3} تا 10^0 میکرون تغییر می‌کند که این ذرات به عنوان هواویز^۱ شناخته می‌شوند. برای مقایسه باید متذکر شد که اندازه یک اتم حدود 10^{-4} میکرون است، بنابراین کوچکترین هواویز ممکن است فقط از چند اتم تشکیل شده باشد.

قطرات ریز که در اثر حرکت تلاطمی حمل می‌شوند بوسیله تراکم و برخورد با ذرات مجاور خود رشد می‌کند تا اینکه به اندازه کافی بزرگ شوند، این عمل تا آنجا ادامه می‌یابد که نیروی جاذبه زمین بر اصطکاک غالب شود و شروع به ریزش کنند. افزایش بیشتر اندازه قطرات در نتیجه برخورد آنها با قطرات دیگر در مسیر ریزش صورت می‌گیرد. گاهی وقتیکه قطره به سمت پائین حرکت می‌کند هنگام عبور از لایه‌های گرمتر تبخیر می‌شود و اندازه قطره کاهش یافته و بنابراین ممکن است قطره باز به اندازه یک هواویز تبدیل شود و به واسطه حرکت تلاطمی هوا به سمت بالا حرکت کند در حرکت به سمت بالا فقط یک سرعت $0/5$ سانتیمتر بر ثانیه کافی است تا یک قطر 100 میکرونی را حرکت دهد. (محمدپور، ۱۳۷۳)

چرخه تراکم، ریزش، تبخیر و صعود به طور متوسط حدود 10 بار قبل از اینکه قطره به اندازه بحرانی حدود $0/1$ میلیمتر برسد اتفاق می‌افتد.

۱-۲-۳- انواع بارندگی

¹ - Aerosols

هوای مرطوب در اثر صعود و سرد شدن به مرحله‌ای می‌رسد که دیگر قادر به نگهداری رطوبت خود نیست، در نتیجه تولید بارندگی نموده که بر مبنای نحوه صعود هوای مرطوب، بارندگیها را به صورت زیر تقسیم‌بندی می‌کنند:

الف- بارندگیهای همرفتی^۱

در اتمسفر آرام هوای اشباع و غیر اشباع مجاور سطح زمین بر اثر تشعشعات خورشید بویژه به روش غیر مستقیم گرم و در نتیجه منبسط شده و به طور عمودی جابجا می‌شود. در حین صعود بسته به وضعیت رطوبتی طبق گرادیان آدیاباتیک خشک (یعنی ۱۰ درجه سانتیگراد به ازاء هر کیلومتر) و یا آدیاباتیک اشباع (یعنی ۴ تا ۸ درجه سانتیگراد به ازاء هر کیلومتر) سرد شده و در یک ارتفاع که ارتفاع تراکم نامیده می‌شود به نقطه میعان می‌رسد. از این ارتفاع به بالا ابرها شروع به تشکیل شدن می‌کند و اگر جریان قائم اولیه جابجایی شدت داشته باشد، این عمل می‌تواند مدتها ادامه یابد. مسلماً سیستم ابر حاصله پس از رسیدن به نقطه سرد و یا دارای تلاطم نسبتاً شدید، ایجاد باران خواهد نمود. بنابراین بارندگیهای حاصل که به کنوکسیون شهرت دارند محصول هوای گرم بوده که اغلب با رعد و برق و طوفان همراهند. قسمت اعظم این بارندگیها به صورت باران و یا همراه با تگرگ می‌باشد. این بارندگیها عمدتاً در مناطق گرمسیری و استوایی دیده می‌شود، چون در آنجا بر اثر ضعف عادی بادها جریانات هوا اغلب عمودی است. بارندگیهای کنوکسیون در مناطق معتدله نیز در فصول گرم به صورت طوفانهای تابستانی و موضعی خیلی شدید ایجاد می‌شوند البته باید دانست که تمام طوفانها از مکانیسم بارندگی کنوکسیون نتیجه نمی‌شوند.

¹ - Convective precipitation

ب- بارندگیهای کوهستانی^۱

زمانیکه بادهای مرطوب در حال وزش از اقیانوسها به طرف خشکیها به یک مانع کوهستانی برخورد کرده، بالطبع بالا رفته و افزایش حجم آنها موجب سرد شدن و تشکیل توده‌های ابر و بالاخره ایجاد بارندگی می‌شود. این بارندگیها معروف به ریزشهای کوهستانی بوده به صعود باران یا برف روی دامنه‌هایی که در معرض باد هستند فرو می‌ریزند. به علاوه چه از لحاظ مقدار و چه نحوه توزیع مکانی بسیار نامنظم و تحت اغتشاشات سیکلونی می‌باشد. سد معبر توده‌های مرطوب توسط کوه تولید یک منطقه کم باران و خشک در دامنه یا ناحیه‌ایکه در جهت مخالف باد قرار گرفته خواهد نمود. هوا بر اثر پائین آمدن در روی این دامنه گرمتر شده و رطوبت نسبی آن کاهش می‌یابد (پدیده فون). این امر موجب ایجاد یک رژیم باد خشک و پیدایش مناطق با بارندگی کمتر در پشتکوه می‌گردد.

ج- بارندگیهای جبهه‌ای^۲

این بارندگیها در سطح تماس (جبهه) توده‌های هوایی که دارای دما و رطوبت مختلف هستند بوجود می‌آیند. صرفنظر از منشاء این پدیده در این مناطق برخورد است که توده‌های هوای گرم و

¹ - Orographic precipitation

² - Frontal precipitation

مرطوب را که سبکتر هستند به شدت به طرف ارتفاعات می‌راند. این امر موجب سرد شدن سریع و به نقطه شبنم رسیدن توده هوا شده که ایجاد بارندگی را به دنبال خواهد داشت.

د- بارندگی سیکلونی^۱

جهت جریان هوا در یک سیکلون یا مرکز کم فشار دورانی و متقارب است که در مرکز آن منجر به صعود گسترده هوا و در نتیجه ایجاد بارش می‌گردد.

توجه به این نکته لازم است که وقتی یک سیستم اغتشاش جوی که ابعاد وسیعی دارد، یک منطقه وسیع را تحت تاثیر قرار می‌دهد، تفکیک عوامل از یکدیگر امکان‌پذیر نیست و نوعی تلفیق از پدیده‌ها در آن دیده می‌شود. (محمدپور، ۱۳۷۷)

۱-۲-۴- قوانین حاکم بر بارندگی

الف- قانون ارتفاع

هر چه توده هوا بالاتر می‌رود سردتر شده و در نتیجه زمینه بارندگی بیشتر فراهم می‌شود و این عمل تا آنجا ادامه می‌یابد که رطوبت هوا تا مقدار زیادی کاهش می‌یابد. بنابراین مقدار بارندگی در یک ناحیه بر حسب ارتفاع افزایش یافته تا آنکه از یک ارتفاع به بعد شروع به کاهش می‌کند. این ارتفاع را ارتفاع ایتیم می‌نامند. در ایران این ارتفاع حدود ۳۵۰۰ متر در منطقه کرمان برآورد گردیده است. رابطه بین ارتفاع و بارندگی ممکن است در پاره‌ای از موارد معکوس شده و بارش بر حسب ارتفاع کاهش یابد. این مورد در بعضی از نقاط شمالی کشور مشاهده شده است.

ب- قانون تنهایی

^۱ - Cyclonic precipitaioir

قانون ارتفاع وقتی صادق است که ارتفاعاتی که در معرض توده‌های هوایی قرار دارند به صورت پیوسته باشند در غیر اینصورت وجود ارتفاعات منفرد تاثیر چندانی در میزان بارندگی نخواهد داشت. اثر ناچیز کوههای مرکزی ایران بر روی افزایش بارندگی به خوبی نشان دهنده این قانون می‌باشد.

ج- قانون کوه‌پناهی

پس از اینکه توده هوایی از کوهستان صعود نمود و موجب بروز بارندگی گردید از خط‌الرأس کوهستان گذشته و در یک محیط باز و گسترده قرار می‌گیرد و به سمت پائین متمایل می‌گردد، در نتیجه میزان بارندگی آن یکباره کاهش می‌یابد و یا حتی قطع می‌گردد این حالت را پدیده فون^۱ می‌نامند. پس از طی فاصله‌ای مجدداً تراکم صورت گرفته و بارندگی اتفاق می‌افتد. به همین علت است که مشاهده می‌گردد ایستگاههایی که در پناه کوه قرار دارند علیرغم نزدیکی با سایر ایستگاهها مقدار کمتری باران را ثبت می‌کنند.

د- قانون جهت دامنه

از آنجا که بارانهای شدید توأم با باد هستند در نتیجه قطرات باران به جای سقوط عمودی مسیر مایل خواهند داشت در این حالت دامنه‌های رو به باد بارندگی بیشتری از دامنه‌های پشت به باد خواهند داشت. بارندگیها در دامنه‌های رو به شمال و جنوب البرز و دامنه‌های شرقی و غربی زاگرس اثر این قانون را به خوبی نشان می‌دهد.

ه- قانون دوری از دریا

^۱ - Foehn

از آنجا که هوای مرطوب از سمت دریا به خشکی حرکت می‌کند و ایجاد بارش می‌کند هر چه از دریا دورتر شویم و یا مانعی منطقه و دریا را از هم جدا کند با فرض مساوی بودن سایر شرایط میزان بارش کاهش می‌یابد.

۱-۲-۵- پراکنش بارندگی در ایران

جریان هوا و بادهایی که از مدیترانه و دریای سیاه به سمت ایران حرکت می‌کنند منبع اصلی بارندگی کشور به شمار می‌آیند. در بیشتر مناطق کشور فصل بارندگی از پائیز تا اواسط بهار بوده و در مناطق کوهستانی قسمت عمده آن به صورت برف است که ذوب تدریجی آن در فصول بهار و تابستان منبع اصلی تامین آب رودخانه‌ها به شمار می‌آید. در بعضی مناطق کشور از جمله دشتها و کوهپایه‌های سواحل دریای خزر و نیز ارتفاعات بالای زاگرس در فصل تابستان نیز بارندگی‌های پراکنده‌ای صورت می‌گیرد. ریزشهای مربوط به اواخر پائیز و زمستان عموماً به صورت جبهه‌ای بوده که در این مواقع مناطق وسیعی از سطح کشور را شامل می‌شود. در فصل بهار و به ندرت در تابستان بارندگی‌های پراکنده که بیشتر حالت کوهستانی دارد، در کوهپایه‌ها و دامنه کوهها اتفاق می‌افتد. در مناطق جنوبی کشور شامل بلوچستان، جنوب کرمان و هرمزگان در اثر جریان مرطوب اقیانوس هند بارانهایی با شدت زیاد اتفاق می‌افتد و سیل‌های بزرگی در رودخانه‌ها ایجاد می‌کند که در رودخانه‌های اطراف بندرعباس، میناب و رودخانه‌های جنوب بلوچستان زیاد دیده شده‌اند.

از نظر مقدار بارندگی، ایران جزء مناطق خشک و نیمه خشک جهان محسوب می‌شود. در مناطق وسیعی از کشور مقدار متوسط سالانه بارندگی کمتر از ۱۰۰ میلیمتر و متوسط آن ۲۵۰-۳۰۰ میلیمتر است. گرچه شبکه ایستگاه‌های اندازه‌گیری باران در سالهای اخیر تکمیل شده، از نظر دقت و طول مدت آمار هنوز نمی‌توان برآورد کاملاً دقیقی از متوسط بارندگی در کشور بدست آمد چه این امر

علاوه بر دقت آمار مستلزم طول مدت کافی نیز می‌باشد ولی بیشتر آمار بارندگی ایران فقط دوره

کوتاه مدتی را شامل می‌شود. (قنبرپور، ۱۳۷۷)

۱-۲-۶- تغییرات بارندگی

الف- تغییرات مکانی بارندگی

در عرضهای جغرافیایی بالا و میانی، بارش نتیجه سیستم‌های هوایی بزرگ مقیاس است. سیستم بزرگ مقیاس، سیستمی است با طول بزرگتر از ۵۰۰ کیلومتر (همان که بعنوان مقیاس سینوپتیک گفته می‌شود). بارشهایی که از این سیستم می‌بارد به ندرت منطقه‌ای است و مقادیر آن می‌تواند در عرصه‌های بزرگ همگن باشد.

بارشهایی که با سیکل‌های عرض میانه تولید می‌شوند، تابعی از مقدار آب موجود در اتمسفر و قدرت فرایندهای دینامیکی است که تولید ابر و حرکت‌های عمودی در اطراف نقطه کم فشار را بر عهده دارند.

• تغییرات مکانی بارندگی با توجه به عرض جغرافیایی

متوسط بارندگی سالانه در نواحی استوا زیادترین است و به سمت قطبین کاهش می‌یابد. زیرا ظرفیت جو برای نگهداری رطوبت با کاهش دما، کاهش می‌یابد. با این حال استثنایی نیز وجود دارد. عرضهای نزدیک ۳۰ درجه بارش نسبتاً کمتری دارند. زیرا هوا در اطراف استوا صعود می‌کند و در اطراف این عرضها به سمت پائین سقوط می‌کند. حرکت هوا به سمت قطب دوباره در عرضهای میانه بالا می‌رود. به طور متوسط در عرض ۶۰ درجه به بالاترین حد می‌رسد. افزایش بارندگی در این عرضها با فعالیت فراوانتر سیکلونها اتفاق می‌افتد. علاوه بر ساختار سلولی حرکت هوا به سمت قطب، نیروهای مهم دیگر در شکل دادن بارشهای منطقه‌ای، چرخش عمودی اقیانوسها و اتمسفر و رابطه

آنها با شکل و موقعیت کارهاست.

• تغییرات مکانی بارندگی در مقیاس منطقه‌ای

صرفنظر از تغییر بارش با عرض جغرافیایی، در مقیاس منطقه‌ای بارندگی با توجه به عوامل منطقه‌ای و محلی نیز تغییر می‌نماید.

الگوهای بارش بر روی زمین از توپوگرافی تاثیر زیادی می‌پذیرد. اثرات حاصل از اروگرافیک و همرفت منطقه‌ای یا بارش را کاهش می‌دهد و منطقه تحت تاثیر خشک می‌ماند یا بارش قبلی را زیاد می‌کند و سلولهای بارش بیشتر در منطقه‌ای با بارندگی وسیعتر بوجود می‌آید (سامنر^۱، ۱۹۸۳). اما بارندگی معمولاً در نزدیکی کوهستانها افزایش می‌یابد. افزایش باران در منطقه کوهستانی وابسته به چند فاکتور است که شامل: جهت باد (در رابطه با توپوگرافی)، سرعت باد، رطوبت اتمسفر (آب قابل بارش)، ارتفاع صعود و زاویه شیب می‌باشد. به همین دلایل بارش اروگرافیک در طول زمستان در عرضهای میانه قابل توجه است. با این حال بارش فرازی در تابستان نیز در بالای کوهستانها افزایش می‌یابد. زیرا بادهای روزانه تمایل به بالا رفتن از شیبها و حرکت در دره‌ها را دارند و شب جهتشان را تغییر می‌دهند. (وایتمن^۲، ۱۹۹۰) بارش کوهستانی تفاوت مشخصی را در توزیع فصلی بارندگی که باید برای هر نوع طراحی سیستم در مناطق کوهستانی در نظر گرفته شود، ایجاد می‌کند (ASCE، ۱۹۹۶).

شاید دومین عامل مهم در تعیین بارش در منطقه مشخص فاصله آن از منبع رطوبت باشد. بخشهای درونی قاره‌ها بارش کمتری دارند. زیرا آب قابل بارش جو کمتر است و ذرات نمکی بزرگتر

¹ - Sumner

² - Whiteman

که از اقیانوسها نشأت می گیرد و هستکهای تراکم بهتری نسبت به گرد و غبار و ذرات ریز زمینی هستند در جو وجود ندارد (اهرنس^۱، ۱۹۹۱).

تشریح توزیعهای مکانی بارندگی با استفاده از شبکههای متراکم باران نگارها بهتر تحقیق می شود. در حالیکه چنین شبکههایی موجود نیستند. عوامل کاهنده منطقه ای باران ممکن است به طور ثابت توزیعهای ناهمگن باران را پدید آورند. بارانهایی که در ارتباط با مکانیسمهای بزرگ مقیاس جوی پدید می آیند، توزیع مکانی وسیعتری دارند (سامنر، ۱۹۸۳).

ب) تغییرات زمانی بارندگی

مقدار نزولات جوی از نظر زمانی نیز دستخوش نوسانات مختلف است. تغییرات زمانی بارندگی در مقیاس زمانی بزرگتر، بیشتر از نوسانات جریان اتمسفری با پریودهای شناخته شده ناشی می شود (ASCE، ۱۹۹۶). این نوسانات را می توان در سه گروه تقسیم بندی کرد:

- نوسانات دراز مدت

- نوسانات دوره ای

- نوسانات نامشخص

تغییرات دراز مدت نزولات جوی در اثر تغییراتی که در آب و هوای یک منطقه اتفاق می افتد بروز می کند. مانند تغییراتی که پس از دوره یخبندان بوجود آمده است.

نوسانات دوره ای به تغییرات بارندگی در دوره های کمتر از یکسال مانند تغییرات فصلی، ماهانه و روزانه بارندگی اطلاق می شود.

¹ - Ahrens

چنانچه مقدار بارندگی در یک زمان بخصوص مثل فروردین ماه را در نظر بگیریم مشاهده می‌کنیم که مقدار آن در هر سال متفاوت است. چنین تغییراتی را نوسانات نامشخص یا تصادفی می‌گویند (علیزاده، ۱۳۸۱).

۱-۲-۷- شبکه بارانسنجی و تعداد ایستگاههای مناسب در یک منطقه

دیدیم که بارندگی در بعد مکانی بسیار متغیر است به طوری که ممکن است برای یک نقطه بخصوص هیچ مشاهده‌ای در دسترس نباشد (تامپسون^۱ و سانسوم، ۲۰۰۳). کارکرد اصلی مقادیر بارندگی نمونه‌گیری توزیع بارندگی در مکان و زمان است. برای بسیاری از اهداف اقلیم‌شناسی، مقادیر حاصل از بارانسنجه‌ها به عنوان شاخص بارش حقیقی در نقطه مشخص به کار می‌رود. مقدار اندازه‌گیری شده ممکن است همان بارش حقیقی که در نبود بارانسنج می‌توانست رخ دهد باشد یا نباشد در هیدرولوژی مقدار آبی که واقعاً به سطح زمین می‌رسد اندازه بدست آمده از یک باران سنج یا شبکه‌ای از آنهاست (رادا، ۱۹۷۰). برای اهداف اقلیم‌شناسی دوره اندازه‌گیری از روزانه تا ماهانه و سالانه متغیر است. برای مطالعات فرسایش خاک و رواناب به اندازه‌گیری شدت بارندگی در مدت یک ساعت یا کمتر احتیاج است. اندازه‌گیری بارندگی برای بارانهای سنگین یا پیش‌بینی سیل‌های سریع به دوره‌هایی از چند دقیقه تا چند ساعت احتیاج دارد. گرچه بارانسنجه‌های پیشرفته و با واکنش سریع^۲، ساخته شده‌اند شبکه‌ها محدودند و داده‌ها فقط برای مدت کوتاهی در دسترسند. در واقع شبکه گسترده‌ای که برای یک هدف (مثلاً اقلیم‌شناسی) بوجود می‌آید باید اهداف دیگری

¹ - Thompson & Sansom

² - Rapid response

(هیدرولوژی و ...) را نیز پوشش دهد. سیستم اندازه‌گیری برای یک نوع بارش (باران) ممکن است

برای اشکال دیگر بارش (برف) ناکافی باشد. یا دقت متفاوتی داشته باشد.

بنابراین موضوعی که در اکثر مطالعات هیدرولوژیکی به آن توجه می‌شود اینست که برای تخمین

بارندگی در یک منطقه چه تعداد ایستگاه باید در شبکه بارانسنجی گنجانده شود و مکانیابی آنها

چگونه باشد. زیرا نقاط نمونه‌گیری یک منطقه بستگی به دقت اندازه‌گیری منطقه‌ای دارد. چنانچه

تعداد ایستگاهها کم باشد، تخمین دقیق نخواهد بود و اگر بیش از تعداد مورد نیاز باشد مخارج

اضافی دربر خواهد داشت.

سازمان جهانی هواشناسی بر اساس اقتصاد کشورها و مناطق مختلف توصیه‌های متفاوتی دارد:

الف) در مناطق مسطح و با آب و هوای معتدل یک ایستگاه برای ۶۰۰-۹۰۰ کیلومتر مربع. در

کشورهای فقیر یک ایستگاه برای ۳۰۰۰-۹۰۰ کیلومتر.

ب) در مناطق کوهستانی با آب و هوای معتدل، یک ایستگاه در هر ۲۵۰-۱۰۰ کیلومتر از نظر

ارتفاع نیز حداقل یک ایستگاه در فاصله تراز ۵۰۰ متر لازم است. در شرایط دشوار یک ایستگاه به

ازاء هر ۱۰۰۰-۲۵۰ کیلومتر مربع.

ج) در مناطق کویری یک ایستگاه به ازاء هر ۱۰۰۰۰-۱۵۰۰ کیلومتر مربع.

در حوزه‌های آبریز که به منظور اجرای طرحهای هیدرولوژی مورد مطالعه قرار می‌گیرند، تعداد

ایستگاههای بارانسنجی به وسعت حوزه و دقت مورد نیاز در تخمین بارندگی بستگی دارد. از لحاظ

رابطه بین وسعت منطقه و تعداد ایستگاهها می‌توان از توصیه زیر استفاده کرد.

حدافل تعداد ایستگاههای بارانسنجی	وسعت حوزه (کیلومتر مربع)
۱	<۷۵

۲	۷۵-۱۵۰
۳	۱۵۰-۳۰۰
۴	۳۰۰-۵۵۰
۵	۵۵۰-۸۰۰
۶	۸۰۰-۱۲۰۰

در مطالعات دقیق آبخیزداری و فرسایش و هیدرولوژی کشاورزی شبکه مورد نیاز برای ایستگاههای بارانسنجی باید بسیار فشرده باشد پیشنهاد سازمان حفاظت خاک آمریکا چنین است (علیزاده، ۱۳۸۱):

تعداد باران سنج لازم	وسعت حوزه
۲	۲۰ ha
۳	۵۰ ha
۴	۱۰۰ Ha
۱۰	۲ km ²
۱۵	۴ km ²
۲۰	۴۰ km ²
۳۰	۱۰۰ km ²

از طریق آماری نیز تعداد ایستگاههای مناسب به نحوی که بتوان با احتمال خطای معینی بارندگی

متوسط را به دست آورد از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$N = \left(\frac{C.V\%}{E\%} \right)^2$$

N = تعداد ایستگاه لازم

$C.V\%$ = درصد ضریب تغییرات بارندگی در ایستگاه موجود

$E\%$ = درصد اشتباه مورد انتظار در تعیین بارندگی متوسط منطقه (مهدوی، ۱۳۷۷)

۱-۲-۸- تجزیه و تحلیل بارندگی منطقه ای

قبل از انجام هر گونه تجزیه و تحلیل آمار های منطقه ای بارندگی باید اعمال مقدماتی زیر انجام

گیرد.

۱- انتخاب پایه زمانی مشترک

۲- کنترل کیفیت و بررسی همگنی دادهها

۳- بازسازی نواقص

وجود تعداد سالهای آماری متفاوت برای ایستگاهها، مربوط به تاسیس آنها در سالهای متفاوت می

باشد. آمار یک ایستگاه ممکن است مربوط به یک دوره خشک باشد و آمار ایستگاه دیگر مربوط

به دوره پر باران، در نتیجه استفاده از اینگونه آمار که از نظر زمانی هم سنخ نیستند منجر به ایجاد

خطا در محاسبات می گردد، بنابر این لازم است یک پایه زمانی مشترک و اپتیمم انتخاب شود.

آمار موجود از نظر کیفیت با استفاده از روشهایی کنترل می گردد، از قبیل مقایسه نظری آمار

همزمان ایستگاههای مختلف، کنترل مقادیر خیلی کم یا خیلی زیاد، کنترل اعداد جا افتاده از

جدول، استفاده از منحنی های گرادیان در منطقه و کنترل نقاطی که در فاصله زیادی از آن قرار

می گیرند. از نظر همگنی نیز آمار باید مورد بررسی قرار گیرد. اغلب در یک دوره طولانی بر اثر تعویض دستگاه انداز گیری ، جابجایی ایستگاه ، تعویض مامور آمار برداری و یا از بین رفتن حریم ایستگاه ناشی از احداث ساختمان و یا رشد درختان در اطراف آن ، آمار همگنی خود را از دست می دهد که برای این منظور از روش منحنی جرم مضاعف (Double mass curve)، آزمون توالی (Runs test) و یا روش فیشر استفاده می گردد.

تاریخ تاسیس ایستگاهها در یک منطقه با یکدیگر متفاوت بوده و از طرفی نقایص احتمالی دستگاهها ، عدم ثبت آمار توسط دیده بان ، حذف آمار مشکوک توسط کارشناس خبره ، از بین رفتن ایستگاه در اثر سوانح طبیعی و غیره باعث می گردد تا پس از انتخاب پایه زمانی مشترک آمار ناقص بازسازی یا تطویل گردد.

۱-۲- مرور منابع

تحقیق درباره خصوصیات بارندگی اعم از ارتفاع ، شدت ، مدت ، فراوانی وقوع و ... با توجه به نبود و کمبود آمار و اطلاعات اولیه و در صورت وجود نیز معمولاً به علت خلاء ها و نواقص گسترده با مشکلاتی توأم است.

دسترسی به داده های صحیح و کامل بارندگی در بررسی و پژوهشهای آب و خاک اهمیت زیادی

دارد. این داده ها عامل تعیین کننده پارامترهایی چون زمان کشت محصول ، زمان جوانه زنی ، آب مورد گیاهان و زمان عملیات زراعی است. در ایران شمار ایستگاههای هواشناسی کافی نبوده و در ضمن اینکه از توزیع مکانی مناسبی برخوردار نیستند، اغلب نیز به دلیل وجود خلاء های آماری قابل استفاده نیستند. بنابراین اغلب برای بررسی بسیاری از پروژه ها یا هیچ اطلاعی از بارندگی در دسترس نیست که در این صورت لازم است مقادیری برای آن برآورد شود یا در صورت داشتن آمارو اطلاعات اولیه نواقصی مشاهده می گردد که در این صورت اقدام به بازسازی این نواقص می شود. بدین لحاظ روشهای بازسازی خلاءهای آماری و روشهای میانبایی جدا از هم نیستند. در ادامه خلاصه تعدادی از تحقیقات انجام گرفته در این زمینه ارائه می گردد.

لوکاس و همکاران^۱ (۲۰۰۴) از تکنیک های میانبایی مناسب برای برآورد سالانه و ماهانه در حوزه رودخانه پینوس استفاده کردند که مساحت آن در حدود ۹۵۰۰ کیلو متر مربع است و منطقه ای کشاورزی است که توسط کوهها احاطه شده است.

روشهای میانبایی استفاده شده شامل مدل های رگرسیون و عکس مجذور فاصله و اسپالین ها و مدل های زمین آمار (کریجینگ معمولی و کریجینگ جهانی) و مدل های تلفیقی بود.

یو و همکاران^۲ (۲۰۰۴) از دو روش عکس مجذور فاصله و رگرسیون برای تخمین دادهها بر اساس ایستگاههای مجاور استفاده کردند و این دو روش را ارزیابی کرده و مقادیر تخمین زده شده را با مقادیر اندازه گیری شده واقعی مقایسه نمودند. آنها ضریب کارایی ، واریانس ، ریشه میانگین مربع خطا و خطاهای سیستماتیک و غیر سیستماتیک را محاسبه کردند و به این نتیجه رسیدند که روش

^۱Loukas, A. et al

^۲You, J. et al

رگرسیون در نواحی کوهستانی مناسبتر از عکس مجذور فاصله بود ضمن اینکه هر دو روش در مواردی که تعداد ایستگاههای هواشناسی پراکنش کمی داشت ناتوان بودند.

اسچمیدلی و همکاران^۱ (۲۰۰۱) به بازسازی آمار بارندگی در توپوگرافی های مختلف پرداختند. آنها ابتدا مدل های بازسازی را برای دوره ۱۵ ساله کالیبره کردند و سپس برای سالهای ۱۹۹۰-۱۹۷۱ ارزیابی نمودند. در این بررسی از روش EOF^۲ برای بازسازی استفاده گردید.

دسکروئیکس و همکاران^۳ (۲۰۰۱) در مقاله خود روشهای مختلف پهنه بندی بارندگی را تشریح و مقایسه کردند. آنها روشهای کریجینگ و کو کریجینگ را جزء روشهای معمول تر و مناسبتر برای میانمایی و بازسازی داده ها دانسته اند. آنها به منظور تعیین اولین سری مناطق همگن در شمال غرب مکزیک تغییرات ارتفاعی مقادیر بارندگی را با یک رگرسیون ساده تعریف کردند. بهمین ترتیب تحلیل های آماری متفاوتی را با استفاده از تمام داده های موجود از ایستگاههای اندازه گیری باران مانند ارتفاع ، فاصله از دریا ، نوع توپوگرافی و پوشش گیاهی منطقه انجام دادند. آنالیز تابع ارتوگونال تجربی (EOF) و آنالیز فاکتوریل تشابه ها^۴ (FAC) انواع دیگری از پهنه بندی است.

دسکروئیکس و همکارانش نتیجه گرفتند که متغیرهای تشریح کننده توزیع مکانی بارندگی ، عرض جغرافیایی و فاصله از اقیانوس آرام هستند. آنها حوزه مذکور به سه ناحیه اقلیمی که با توجه به مقدار بارش تعریف می شود تقسیم شد: بیابان و یک محدوده نیمه خشک که با آنالیز تشابه خود به دو زیر ناحیه تقسیم شد.

^۱ Schmidli, j. at al

^۲ Empirical Orthogonal Function

^۳ Descroix, j. at al

^۴ Factorial Analysis of Correspondences

کریاکیدکس و همکاران^۱ (۲۰۰۱) یک چهار چوب زمین آماری برای شرکت دادن متغیرهای جو پایین و خصوصیات منطقه ای در میانبایی بارندگی ارائه کردند. متغیرهای جو پایین ملاحظه شده شامل رطوبت مخصوص و باد می باشند.

چند شکل میانبایی مکانی (کریجینگ) برای ترسیم نقشه متوسط فصلی بارش روزانه از اول نوامبر ۱۹۸۱ تا ۳۱ ژانویه ۱۹۸۲ با توان تفکیک یک کیلومتر استفاده شد. سپس مقیاسهای میانبایی مختلف با استفاده از روش تایید متقابل^۲ مقایسه گردید. نتایج نشان داد، دخالت دادن اطلاعات منطقه ای و جو پایین در چهار چوب زمین آماری می تواند به ارائه توزیع مکانی دقیقتری از بارش نسبت به تحلیلهایی که تنها بر اساس داده های باران سنجی به دست آمده اند، منجر شود.

با این حال اهمیت پیشرفتهای اخیر بستگی به تراکم ایستگاههای بارانسنجی و تغییرات مکانی بارندگی و غیره دارد.

کاستلک و کاسملج^۳ (۲۰۰۰) هدف از تحقیق خود را یافتن مناسبترین روش برای میانبایی مکانی میانگین سالانه بارندگی (MYP) در یک شبکه منظم با توان تفکیک^۴ یک کیلومتر ذکر کرده اند. آنها روش کریجینگ جهانی (UK) را انتخاب و وابستگی MYP با متغیرهای جغرافیایی مثل طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع ملاحظه گردید. گرایش مثبت MYP با ارتفاع و گرایش منفی آن با طول جغرافیایی در میانبایی مکانی به حساب آورده شد. تجزیه و تحلیلهای صورت گرفته نشان داد که

^۱ Kyriakidis, P.C. at al

^۲ Cross Validation

^۳ Kastelec, D. and Kosmelj, K.

^۴ Resolution

نتایج برای قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه بهتر از مناطق کوهستانی غربی است زیرا در مناطق

کوهستانی که تغییرات مکانی MYP زیاد است پراکنش ایستگاهها کم می باشد.

هولاو و همکاران^۱ (۱۹۹۹) داده های بارندگی روزانه از ۴۵۶ ایستگاه در یک دوره ۲۰ ساله را

جمع آوری و برای تهیه واریوگرامها استفاده نمودند. در ابتدا از داده های پایه هر ایستگاه اجزای لازم

واریوگرام که آستانه ، حدود تغییرات و اثر قطعه ای هستند محاسبه شد. واریوگرام رفتار زمانی یا

مکانی یک متغیر مانند بارش ، دما و از این قبیل را بررسی می کند.

هدف اصلی این مقاله تشریح ساختار مکانی پارامترهای واریوگرام از سری های زمانی منفرد

است. البته چندین روش دیگر برای تهیه اطلاعات کافی از اندازه گیری های نقطه ای وجود دارد.

مشخص شده که روش کریجینگ برای میانمایی ، نتایج معقول تری نسبت به بقیه روشهای میانمایی

ارائه می دهد.

هارت کمپ و همکاران^۲ (۱۹۹۹) روشهای میانمایی داده های اقلیمی را در ناحیه ای وسیع به

منظور استفاده در تحقیقات کشاورزی امتحان کردند. آنها سه روش زیر را مورد استفاده قرار دادند.

IDWA^۳-۱

TPSS^۴-2

Co-Kriging-3

^۱ Holawe, H. et al.

^۲ Hartkamp, A. Dewi et al.

^۳ Inverse Distance Weighted Averaging

^۴ Thin Plate Smoothing Splines

در این مطالعه از آمار ۲۰۰ ایستگاه هواشناسی و مدل رقومی ارتفاع^۱ با سلولهای شبکه یک کیلومتری استفاده شد.

پس از ارزیابی روشها آنها روش TPSS را برای میانیابی متغیرهای اقلیمی توصیه نمودند.

اب و همکاران^۲ (۲۰۰۰) برای بازسازی بارندگی های مفقوده منطق فازی را بکار بردند، آنها از آمار سه ایستگاه بارانسنجی واقع در شمال ایتالیا استفاده کردند و این روش را با روشهای شبکه عصبی مصنوعی و نسبت نرمال مقایسه نمودند. نتایج نشان داد که منطق فازی نسبت به دو روش دیگر خطای کمتری ایجاد کرد.

تبیوس و سلاس^۳ (۱۹۸۵) مقایسه ای از روشهای میانیابی در نبراسکا و شمال کانزاس انجام دادند

که شامل چند ضلعی تیسن، میانیابی پلی نومیال، عکس مجذور فاصله، میانیابی مولتی کوادرات، میانیابی بهینه و کریجینگ می شد. محدوده مورد مطالعه ۵۲۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت داشت و از آمار ۳۰ ساله ۲۹ ایستگاه استفاده کرده بودند. میانیابی بهینه و کریجینگ بهترین روشها و میانیابی پلی نومیال بدترین نتایج را داد. در تخمین میانگین، روش چند ضلعی تیسن و روش عکس فاصله قابل مقایسه بود و کمترین خطای میانیابی را دادند.

کنوا و همکاران^۴ از روشهای کریجینگ و کو کریجینگ و عکس فاصله برای تخمین ماکزیمم

بارندگی روزانه در ناحیه ای کوهستانی در اسلوواکیا در دوره ۲۰۰۰-۱۹۵۱ استفاده کردند.

^۱ Digital Elevation Model (DEM)

^۲ Abebe, A. J. at al.

^۳ Tabios and Salas

^۴ Kohnova, S. at al

مهدیان و همکاران از روشهای مختلف میانبایی برای تخمین داده های بارندگی ماهیانه در ناحیه مرکزی ایران استفاده کردند. هدف آنها تعیین مناسبترین روش برای میانبایی در منطقه تحت بررسی بود.

در این پژوهش آنها از روشهای کریجینگ (معمولی، با لگاریتم داده ها و با متغیر کمکی) ، میانگین متحرک وزنی (با توانهای ۱ تا ۵) و TPSS (با توانهای ۲ و ۳ با و بدون متغیر کمکی) استفاده کردند و برای ارزیابی روشها تکنیک تایید متقابل به کار برده شد. بررسی نتایج پژوهش آنها نشان داد که شعاع تاثیر بارندگی ماهانه در ناحیه مرکزی ایران در حدود ۴۵۰ کیلومتر است. همچنین نتایج نشان داد که روش TPSS با توان ۲ و با متغیر کمکی ارتفاع مناسبترین روش برای تولید داده های بارندگی ماهیانه است با تقسیم ناحیه مرکزی ایران به مناطق هم اقلیم و اجرای روش انتخاب شده در این نواحی دقت تولید داده در مقایسه با کل منطقه افزایش پیدا کرده است.

خلیلی (۱۳۷۶) در طرح جامع آب کشور به منظور بازسازی خلاءهای آماری بارندگی روش تک صفحه ای وصفحات مکرر را پیشنهاد داد. بدین ترتیب که هر ایستگاه را به منزله نقطه ای در فضای سه بعدی در نظر گرفت که دارای طول ، عرض و بارندگی است. او ۴ ایستگاه را در اطراف ایستگاه فاقد آمار در نظر گرفت. در روش تک صفحه ای بر هر ۴ ایستگاه یک صفحه با رعایت اصل کمترین مربعات عبور می کند، و با توجه به طول و عرض ایستگاه فاقد آمار مقداری برآوری می شود. در روش صفحات مکرر بر هر سه ایستگاه یک صفحه عبور داده می شود و در حالات مختلف مقادیری متفاوت برای ایستگاه فاقد آمار برآورد می شود.

او این روشها را با سایر روشهای بازسازی شامل روش نسبت نرمال، نسبت سنگین ، همبستگی با بالاترین ضریب ، همبستگی های مکرر و همبستگی های چند متغیره مقایسه کرد. نهایتاً با توجه به

فاصله زیاد ایستگاهها روش همبستگی با دو یا سه متغیر را توصیه نمود.

۳-۱- محدوده مطالعاتی

منطقه مورد مطالعه در این بررسی بخشی از البرز جنوبی در محدوده استان تهران می باشد، که با وسعتی حدود ۱۸۹۰۹ کیلومتر مربع بین $24^{\circ},51'$ تا $36^{\circ},22'$ درجه عرض شمالی و $50^{\circ},13'$ تا $53^{\circ},09'$ درجه طول شرقی واقع شده است.

۳-۱-۱- جغرافیای طبیعی منطقه

این منطقه توسط رشته کوههای البرز از استانهای گیلان و مازندران جدا شده است و در حقیقت

ارتفاعات البرز همچون سدی بین استان تهران و استانهای شمالی کشور قرار گرفته است که طبعاً نحوه استقرار ارتفاعات البرز بر شرایط طبیعی و اقلیمی استان بسیار تاثیر می‌گذارد. ارتفاع رشته کوههای البرز به طرف شرق افزایش می‌یابد و در البرز مرکزی به بلندترین نقطه خود یعنی قله دماوند با ارتفاع ۵۶۷۱ متر می‌رسد.

دشتهای استان از هشتگرد آغاز شده و تا دشت ورامین ادامه می‌یابد. قسمتی از این دشت با ارتفاع ۷۹۰ متر در جنوب استان پست‌ترین ارتفاع استان را در بر می‌گیرد.

مناطق جلگه‌ای و دشتهای استان تهران با شیئی ملایم از شمالشرقی به طرف جنوب غربی کشیده شده و به سبب هموار بودن این مناطق، شرایط مناسب جهت فعالیت‌های کشاورزی و سایر فعالیتهای اقتصادی - اجتماعی بوجود آمده است.

۳-۱-۲- رژیم بارندگی منطقه

رژیم بارندگی منطقه مطالعاتی شکل عمومی رژیم بارانهای مدیترانه‌ای با ریزشهای متمرکز بر زمستان و خشکی منطبق بر تابستان را داراست. با وجود تفاوتی بین مناطق جلگه‌ای و مرتفع و نیز جابجایی حداکثر اصلی از زمستان به بهار به چشم می‌خورد.

در دید کلی و بر اساس اطلاعات مربوط به ایستگاههای شبکه وزارت نیرو که تقویم آنها حسب ماههای ایرانی است در مقیاس منطقه‌ای حداقل متوسط بارندگی در شهریور و حداکثر آن در اردیبهشت ماه بوقوع می‌پیوندد که به ترتیب ۰/۷ و ۱۶/۸ درصد کلی بارشهای سالانه را تشکیل می‌دهند.

ماکزیمم اصلی بارندگی به تفاوت بین ماههای دی تا اردیبهشت دیده می‌شود ولی به طور کلی در ایستگاههای نسبتاً مرتفع این ماکزیمم اکثراً در اردیبهشت ماه و در ایستگاههای مناطق پست در دی

ماه واقع است. بارندگیهای فصلی حوزه مطالعاتی با اهمیتی مساوی در جداول زمستانه و بهاره و در درجه دوم پائیز می باشد. سهم تابستان در بارشهای حوزه ناچیز است و به ۳٪ نمی رسد و این مقدار نیز ناشی از بارانهای ناگهانی است که هر چند سال یکبار در تابستان به وقوع می پیوندد. (جدول ۳-۱)

جدول ۳-۱- رژیم منطقه ای میانگین بارش در البرز مرکزی

ماه	درصد بارندگی سالانه	ماه	درصد بارندگی سالانه	ماه	درصد بارندگی سالانه	ماه	درصد بارندگی سالانه
مهر	۴/۸	دی	۱۰/۴	فروردین	۱۵/۵	تیر	۰/۹
آبان	۸/۲	بهمن	۱۲/۴	اردیبهشت	۱۶/۸	مرداد	۰/۸
آذر	۱۰/۳	اسفند	۱۴/۶	خرداد	۴/۶	شهریور	۰/۷
پائیز	۲۳/۳	زمستان	۳۷/۴	بهار	۳۶/۹	تابستان	۲/۴

۳-۱-۳- تغییرات بارش با ارتفاع

مقدار بارندگی در مناطق مختلف به شدت تابع ارتفاع می باشد به طوریکه میزان بارندگی در ایستگاه کوه سفید با ارتفاع ۸۳۰ متر به طور متوسط ۱۱۷/۷ میلیمتر، به طور متوسط ۱۱۷/۷ میلیمتر، در ایستگاه دوشان تپه با ارتفاع ۱۲۲۰ متر به طور متوسط در ۲۴۴ میلیمتر و در ایستگاه لواسان بزرگ با ارتفاع ۲۲۰۰ متر به طور متوسط ۵۵۳/۵ میلیمتر می باشد و در ایستگاه دوشان تپه با ارتفاع ۱۲۲۰ متر به طور متوسط ۲۴۴/۱ میلیمتر می باشد.

در طرح جاماب کشور تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع با توجه به متوسط بارندگی ۲۰ ساله

۱۱۱ ایستگاه باران سنجی واقع در حوزه آبخیز کرج- جاجرود به صورت زیر ارائه گردیده است.

$$P = -10/3 + 0/28 H \quad (1-3)$$

$$N = 101$$

$$R = 0/847$$

که در آن P بارندگی متوسط سالانه بر حسب میلیمتر و H ارتفاع ایستگاه حسب متر می باشد.

رابطه فوق الذکر تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع را در منطقه وسیعی شامل کوهستانها و کوهپایه های

البرز مرکزی به طور میانگین بدست می دهد. جهت افزایش دقت در تعیین میزان بارندگی متوسط

سالانه و تغییرات آن با ارتفاع در منطقه مورد مطالعه اقدام به تعیین گرادیان بارندگی بر اساس

داده های بارندگی ۱۸ ایستگاه در دوره ۲۷ ساله ۵۱-۷۸ گردید. بدین ترتیب رابطه تغییرات بارندگی

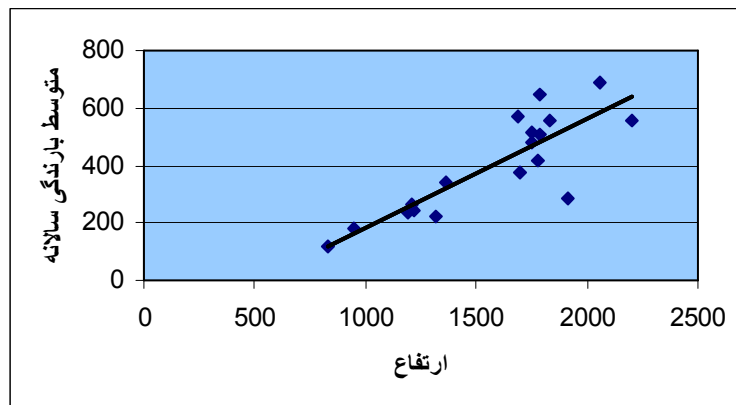
نسبت ارتفاع به صورت زیر حاصل گردید:

$$P = -193/6 + 0/38 H \quad (2-3)$$

$$N = 18$$

$$R = 0/846$$

شکل ۱-۳ گرادیان متوسط بارندگی سالانه را حسب ارتفاع نشان می دهد.



شکل ۱-۳ گرادیان متوسط بارندگی سالانه را حسب ارتفاع

۲-۳- شبکه ایستگاهها

اندازه‌گیری، ثبت و انتشار داده‌های بارندگی (و سایر عوامل اقلیمی) در کشور به طور عام و گسترده توسط سازمان هواشناسی و وزارت نیرو انجام می‌گیرد. مراکز دیگری نظیر وزارت جهاد کشاورزی، دانشگاهها و موسسات تحقیقاتی، وزارت نفت و غیره نیز اندازه‌گیریهایی در بعضی نقاط انجام می‌دهند که گستردگی زیادی ندارند.

آمار ثبت شده بارندگی ایستگاههای سازمان هواشناسی کشور در تقویم میلادی است. واحد آمار بارندگی بر حسب میلیمتر است ولی دقت اعداد ثبت شده متفاوت و بسته به نوع باران سنجها، دهم یا صدم میلیمتر می‌باشد. دسته‌بندی ایستگاهها در سازمان هواشناسی در قالب تقسیمات استانی صورت گرفته است.

آمار ثبت شده بارندگی ایستگاههای وابسته به وزارت نیرو در تقویم شمسی (سال آبی) است و دسته‌بندی ایستگاهها در سطح کشور در وزارت نیرو در قالب حوزه آبخیز بوده و با کد مشخصی شناخته می‌شوند.

۳-۲-۱- شبکه ایستگاههای موجود

در منطقه تحت بررسی ایستگاههای زیادی در حدود ۱۲۳ ایستگاه اعم از باران سنجی، سینوپتیک، تبخیر سنجی و اقلیم‌شناسی وابسته به سازمان هواشناسی و وزارت نیرو وجود دارد که مشخصات همه ایستگاهها و نیز طول دوره آماری آنها در جداول پیوست (۱) درج شده است.

۳-۲-۲- شبکه ایستگاههای استنادی

تحقیقات مربوط به بارندگی، خصوصاً هنگامی که به صورت منطقه‌ای و با استفاده از ایستگاههای متعدد صورت گیرد، نیاز به یک دوره آماری مشترک دارند که در آن تمامی ایستگاهها دارای آمار باشند و چنانچه یک یا چند ایستگاه دارای آمار ناقص و جا افتاده باشند از روشهای مختلف بازسازی (که در این تحقیق دنبال می‌شود) خلاءهای موجود را بر طرف می‌سازند اما از آنجا که هدف در این بررسی تعیین بهترین روش بازسازی خلاءهای آماری بارندگی می‌باشد، لازم است ایستگاههایی انتخاب شوند که فاقد هر گونه خلاء آماری بارندگی باشد تا آمار بازسازی شده با آمار واقعی مقایسه شود، در ضمن تعداد ایستگاهها حتی الامکان زیاد و دوره آماری مشترک نیز طویل‌المدت باشد.

بدین لحاظ در منطقه مورد مطالعه (البرز مرکزی) به دنبال دستیابی به ایستگاههایی هستیم که همه شرایط بالا را دارا باشند. لذا از بین ۱۲۳ ایستگاه موجود ۱۸ ایستگاه انتخاب گردید. که از این تعداد ۱۵ ایستگاه مربوط به وزارت نیرو و تنها ۳ ایستگاه مربوط به سازمان هواشناسی است.

لازم به ذکر است طول دوره مشترک آماری این ۱۸ ایستگاه ۲۷ سال از سال آبی ۵۲-۵۱ تا پایان سال آبی ۷۷-۷۸ بوده و هیچگونه خلاء آماری در این سالها به چشم نمی‌خورد. در جدول ۳-۲ مشخصات این ایستگاهها به طور کامل درج شده است.

جدول ۳-۲- مشخصات شبکه ایستگاههای استنادی

شماره	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیا یی	عرض جغرافیا یی	ارتفاع	متوسط بارندگی
۱	مهر آباد	سینوپتیک	۵۱-۱۹	۳۵-۴۱	۱۱۹۱	۲۳۸/۱۷
۲	افجه	باران سنجی نیرو	۵۱-۴۲	۳۵-۵۱	۱۷۹۰	۶۴۵/۲۶
۳	فشم	باران سنجی نیرو	۵۱-۳۵	۳۵-۵۸	۲۰۶۰	۶۹۱/۰۹
۴	دوشان تپه	سینوپتیک	۵۱-۲۰	۳۵-۴۲	۱۲۰۹	۲۶۴/۹۶
۵	آبیک	باران سنجی	۵۱-۳۱	۳۶-۰۲	۱۲۲۰	۲۴۴/۰۹
۶	کریم آباد	باران سنجی نیرو	۵۰-۲۶	۳۵-۱۷	۱۳۱۵	۲۲۰/۰۶
۷	زیدشت	باران سنجی نیرو	۵۰-۴۱	۳۶-۱۰	۱۷۵۰	۴۷۸/۴۷
۸	زیاران	باران سنجی نیرو	۵۰-۳۰	۳۶-۰۶	۱۷۰۰	۳۷۷/۴۸
۹	دربند فشند	باران سنجی نیرو	۵۰-۴۵	۳۶-۰۳	۱۷۸۰	۴۱۴/۴۱
۱۰	بیللقان	باران سنجی نیرو	۵۱-۰۲	۳۵-۵۰	۱۳۶۰	۳۴۳/۵۱
۱۱	کوه سفید	باران سنجی نیرو	۵۱-۱۰	۳۴-۴۹	۸۳۰	۱۱۷/۶۷
۱۲	باقر اباد	باران سنجی نیرو	۵۱-۳۳	۳۵-۲۲	۹۵۰	۱۸۱/۴۶
۱۳	رودک	باران سنجی نیرو	۵۱-۳۳	۳۵-۵۱	۱۶۹۰	۵۶۷/۵۵
۱۴	کند سفلی	باران سنجی نیرو	۵۱-۳۹	۳۵-۵۱	۱۸۳۰	۵۵۶/۳
۱۵	نارون	باران سنجی نیرو	۵۱-۴۰	۳۵-۵۰	۱۷۵۰	۵۱۷/۹۹
۱۶	لواسان	باران سنجی نیرو	۵۱-۴۷	۳۵-۴۹	۲۲۰۰	۵۵۳/۵۳
۱۷	فیروز کوه	باران سنجی نیرو	۵۲-۴۶	۳۵-۴۵	۱۹۱۰	۲۸۸/۳۶
۱۸	سیرا	باران سنجی نیرو	۵۱-۰۹	۳۶-۰۲	۱۷۹۰	۵۰۴/۴

۳-۲- هم تقویم سازی آمار

همانطور که ذکر شد آمار ثبت شده توسط وزارت نیرو در تقویم شمسی است در حالیکه آمار

ثبت شده توسط سازمان هواشناسی کشور در تقویم میلادی است. از آنجا که در این تحقیق

از آمار بارندگی ماهانه، فصلی و سالانه چند ایستگاه مربوط به سازمان هواشناسی استفاده می‌شود
لازم است که آمار بارندگی روزانه ایستگاههای سازمان هواشناسی اخذ گردیده و با مقایسه تقویم
شمسی و میلادی بر طبق جدول ۳-۳، آمار روزانه میلادی ابتدا به آمار روزانه شمسی تبدیل و سپس
آمار ماهانه و فصلی و سالانه استخراج می‌شود.

جدول ۳-۳- تبدیل آمار بارندگی از تقویم میلادی به تقویم شمسی

مهر	۲۳ سپتامبر تا ۲۲ اکتبر	فروردین	۲۱ مارس تا ۲۰ آوریل
آبان	۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر	اردیبهشت	۲۱ آوریل تا ۲۱ می
آذر	۲۲ نوامبر تا ۲۱ دسامبر	خرداد	۲۲ می تا ۲۱ ژوئن
دی	۲۲ دسامبر تا ۲۰ ژانویه	تیر	۲۲ ژوئن تا ۲۲ ژوئیه
بهمن	۲۱ ژانویه تا ۱۹ فوریه	مرداد	۲۳ ژوئیه تا ۲۲ اوت
اسفند	۲۰ فوریه تا ۲۰ مارس	شهریور	۲۳ اوت تا ۲۲ سپتامبر

۳-۳- روش‌های آماری مورد استفاده برای بازسازی خلاءهای آماری

۳-۳-۱- روش رگرسیون

تحلیل رگرسیون^۱ روشی است که جهت مطالعه روابط بین متغیرها و بویژه نحوه وابستگی یک
متغیر به متغیرهای دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد. واژه رگرسیون، اغلب جهت رساندن مفهوم
بازگشت به یک مقدار متوسط یا میانگین به کار برده می‌شود. در حدود ۱۰۰ سال پیش، فرانسیس

¹ - Regression Analysis

گالتون^۱ در مقاله‌ای که در همین زمینه منتشر کرد، اظهار داشت که متوسط در پسران دارای پدران بلند قد، کمتر از پدرانشان است. به نحو مشابه متوسط قد پسران دارای پدران کوتاه قد نیز، بیشتر از قد پدرانشان گزارش شده است. بدین ترتیب گالتون پدیده بازگشت به طرف میانگین را در داده‌هایش مورد تاکید قرار می‌دهد. در هر صورت امروزه، تقریباً هر گونه مطالعه روابط بین متغیرها از طریق تحلیل رگرسیون صورت می‌گیرد.

اگرچه خود گالتون برای تاکید بر پدیده بازگشت به سمت مقدار متوسط از تحلیل رگرسیون استفاده نمود، اما به هر حال امروزه واژه تحلیل رگرسیون جهت اشاره به مطالعات مربوط به روابط بین متغیرها به کار برده می‌شود.

تحلیل رگرسیون، تحلیلی جهت کمی نمودن ارتباط بین یک متغیر وابسته^۲ و یک یا چند متغیر مستقل^۳ می‌باشد. به طور کلی این تکنیک را می‌توان جهت دو مقصود اساسی به کار گرفت:

- پیش‌بینی متغیر وابسته بر مبنای مقادیر متغیر(های) مستقل
- فهم نحوه ارتباط یا تاثیرگذاری متغیر (های) مستقل بر متغیر وابسته

۳-۱-۱- رابطه خطی با یک متغیر مستقل

معمولی‌ترین و ساده‌ترین شکل و رابطه بین دو متغیر رابطه خطی می‌باشد. هر چند که این روابط برای هر مسئله‌ای مناسب نیست بنابراین همواره باید در پی پاسخ به این سؤال باشیم که آیا دلیلی بر وجود رابطه‌ای خطی در دست می‌باشد یا خیر. تا زمانی که تنها با دو متغیر سروکار داریم برای

1- Francis Galton

2- Dependent variable

3- Independent Variable

مناسب بودن فرض رابطه خطی حداقل می‌بایست نمودار پراکنشی از داده‌ها را مد نظر قرار داد. این نمودار به ما امکان می‌دهد که تعیین نمائیم که آیا این دو متغیر به طور سیستماتیکی وابسته به یکدیگر به نظر می‌آیند یا خیر. اگر جواب مثبت باشد می‌توانیم تصریح نمائیم که به طور متوسط :

$$\hat{y}_i = a + bx_i \quad (3-3)$$

a: عرض از مبدا (مقدار تخمین y_i وقتی که $x = 0$ است)

b: شیب تغییرات (تغییر تخمین در y_i به ازاء یک واحد افزایش در x_i)

\hat{y}_i : مقدار پیش بینی شده y_i

اکنون سوالی که مطرح می‌شود اینست که مقدار a و b چگونه محاسبه می‌شوند. یک روش رسم

معقول‌ترین خط راستی است که می‌توانیم میان داده‌ها برازش نمائیم. اما باید توجه داشت که این

روش مشکل‌آفرین است و نتایج با هر گونه بی‌دقتی در رسم خط مستقیم تحت تاثیر قرار می‌گیرد. از

این رو بدست آوردن روش عددی جهت حل این مشکل، هم دقت و هم سهولت کاربرد بیشتری را

متضمن خواهد بود.

با فرض معلوم بودن داده‌های متغیرهای X و Y ، معمولی‌ترین روش برای محاسبه عرض از مبدا و

ضریب زاویه، روش حداقل مربعات^۱ است. زمانی که مقادیر a و b بدست آمد بر مبنای هر مقدار

معینی از X می‌توان مقدار پیش‌بینی شده‌ای را برای Y به دست آورد روش حداقل مربعات در پی

انتخاب a و b بگونه‌ای است که مجموع مربع انحرافات $\sum (y_i - \hat{y}_i)^2$ حداقل شود به بیان

¹ - Least squares Method

گرافیکی این امر به معنی انتخاب خط مستقیمی است که مربع فاصله بین خط فوق و نقاط نمودار

پراکنش را حداقل کند. در اینصورت:

$$b = \frac{\sum x_i y_i \frac{\sum x_i \sum y_i}{n}}{\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n}} \quad (۴-۳)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (۵-۳)$$

به منظور خلاصه نمودن بهبود حاصل در تخمین متغیر وابسته از خط حداقل مربعات (خط \hat{y})

بجای خط افقی (خط \hat{y}) معمول است که نسبت تغییرات در متغیر وابسته را که بوسیله مدل توضیح

داده می شود مورد محاسبه قرار دهند جهت محاسبه این معیار کل تغییرات در متغیر وابسته را به دو

قسمت تجزیه می نمائیم. یکی تغییرات توضیح داده شده و دوم تغییرات توضیح داده نشده. بدین

ترتیب معیارنسبی خوبی برازش را توسط محاسبه نسبت تغییرات توضیح داده شده به تغییرات

توضیح داده نشده به دست می آوریم. به طور مشخص:

$$R^2 = \frac{\text{تغییرات توضیح داده شده در } y}{\text{کل تغییرات در } y} \quad (۶-۳)$$

از آنجایی که تغییرات توضیح داده نشده معادل کل تغییرات منهای تغییرات توضیح داده نشده

است در نتیجه می توانیم بنویسیم:

$$R^2 = 1 - \frac{\text{تغییرات توضیح داده شده در } y}{\text{کل تغییرات در } y} \quad (۷-۳)$$

R^2 را ضریب تعیین می نامند.

ضریب تعیین به شکل زیر نیز بیان می شود:

$$R^2 = \frac{\sum(\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} = 1 - \frac{\sum(y_i - \hat{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} \quad (۸-۳)$$

برای مدل خطی ساده بیشترین مقدار ممکن R^2 یک و کمترین مقدار ممکن آن صفر است که به ترتیب بیانگر برازش کامل و فقدان هر گونه برازش می‌باشد.

زمانیکه از یک مدل ساده خطی (مدلی که تنها دارای یک متغیر مستقل است) استفاده می‌شود، ضریب تعیین R^2 را می‌توان با نماد r^2 یعنی مجذور ضریب همبستگی نیز نشان داد. این ضریب همبستگی را می‌توان به طور مستقیم به شکل زیر محاسبه نمود.

$$r = \frac{\sum x_i y_i - \frac{\sum x_i \sum y_i}{n}}{\sqrt{\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n}} \sqrt{\sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{n}}} \quad (۹-۳)$$

ضریب همبستگی اندازه‌گیرنده درجه بستگی خطی بین دو متغیر X و Y می‌باشد. ضریب همبستگی مثبت دلالت بر آن دارد که همانگونه که مقادیر یک متغیر افزایش می‌یابد، مقادیر اختیار شده توسط متغیر دیگر نیز گرایش به افزایش دارد. برعکس یک ضریب همبستگی منفی دلالت بر آن دارد که همچنانکه مقادیر یک متغیر افزایش می‌یابد، مقادیر اختیار شده بوسیله متغیر دیگر گرایش به کاهش دارد. سرانجام اگر ضریب همبستگی برابر صفر باشد در اینصورت این امر دلالت بر عدم وجود بستگی خطی بین دو متغیر خواهد داشت.

ضریب همبستگی با ضریب زاویه در رگرسیون خطی ساده مرتبط است:

$$r = b \frac{S_x}{S_y} \quad (۱۰-۳)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (۱۱-۳)$$

$$S_y = \sqrt{\frac{\sum(y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \quad (۱۲-۳)$$

S_x انحراف معیار X و S_y انحراف معیار Y است.

به عبارت دیگر ضریب همبستگی مساوی ضریب زاویه ضرب در نسبت انحراف معیار متغیر مستقل به انحراف معیار متغیر وابسته می‌باشد. به یک معنا می‌توان ضریب همبستگی را به عنوان ضریب زاویه استاندارد شده تلقی کرد.

۳-۱-۲- رابطه خطی با چند متغیر مستقل

رگرسیون چند متغیری روشی برای تحلیل مشارکت جمعی و فردی دو یا چند متغیر مستقل در تغییرات یک متغیر وابسته است.

به منظور تعمیم رگرسیون برای مطالعه مسائلی که دارای تعدادی دلخواه متغیر مستقل است، مدل زیر را مورد استفاده قرار می‌دهیم:

$$y_i = a + b_1x_{1i} + b_2x_{2i} + \dots + b_mx_{mi} + u_i \quad (3-1)$$

این مدل غالباً با نام مدل خطی عمومی معرفی می‌شود. مدل فوق از آن جهت عمومی است که حاوی تعداد دلخواهی (m) از متغیرهای مستقل می‌باشد و از آن جهت خطی نامیده می‌شود که اثرات تمامی m متغیر مستقل، خطی فرض شده است. اما بهر حال امکان لحاظ اثرات غیر خطی نیز از طریق تبدیل یک یا چند متغیر وجود دارد.

برای مدل خطی عمومی تخمین‌های a و b_i تا b_m از طریق فرمولهای پیچیده‌ای بدست می‌آید. همانند قبل، هدف انتخاب تخمین‌ها به گونه‌ای است که مجموع مربعات باقیمانده‌ها حداقل شود نتیجه، دستگاه $(m+1)$ معادله‌ای خواهد بود که می‌تواند برای محاسبه ضرائب مورد نظر بر مبنای مجموعه‌های یک نمونه مورد استفاده قرار گیرد.

۳-۱-۲-۱- مدل خطی عمومی بر حسب نمادهای ماتریسی

$$y_i = \beta_1 + \beta_2 x_{2i} + \beta_3 x_{3i} + \dots + \beta_k x_{ki} + u_i \quad (14-3)$$

β_1 در اینجا مبین عرض از مبدا است. به علاوه می توان ملاحظه کرد که تعداد متغیرها $(k-1)$ و تعداد کل پارامترها k می باشد. برحسب نمادهای ماتریسی می توان این مدل را به صورت زیر نمایش داد.

$$y = x\beta + u \quad (15-3)$$

$$y = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{pmatrix} \quad x = \begin{pmatrix} 1 & x_{21} & \dots & x_{k1} \\ 1 & x_{22} & \dots & x_{k2} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 1 & x_{2n} & & x_{kn} \end{pmatrix} \quad \beta = \begin{pmatrix} \beta_1 \\ \beta_2 \\ \vdots \\ \beta_k \end{pmatrix} \quad U = \begin{pmatrix} U_1 \\ U_2 \\ \vdots \\ U_n \end{pmatrix} \quad (16-3)$$

از نظر ابعاد و بردارهای ماتریس نیز خواهیم داشت:

$$y = x\beta + u \quad (17-3)$$

$(n \times 1) \quad (n \times k)(k \times 1) \quad (n \times 1)$

مدل تخمینی عبارتست از:

$$\hat{y} = x\hat{\beta} \quad (18-3)$$

$$\hat{U} = y - \hat{y} = \begin{pmatrix} y_1 - \hat{y}_1 \\ y_2 - \hat{y}_2 \\ \vdots \\ y_n - \hat{y}_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \hat{U}_1 \\ \hat{U}_2 \\ \vdots \\ \hat{U}_n \end{pmatrix} \quad (19-3)$$

همانند قبل درصدد یافتن تخمینهایی ($\hat{\beta}$) هستیم که مجموع مجذورات باقیماندهها را حداقل کند.

به عبارت دیگر هدف حداقل کردن $\sum \hat{u}_i^2$ است یا حداقل کردن $\hat{u}'\hat{u}$ یا حداقل کردن:

$$(y - \hat{y})'(y - \hat{y}) = (y - x\hat{\beta})'(y - x\hat{\beta}) \quad (20-3)$$

به بیان دیگر $\hat{\beta}$ را به گونه ای انتخاب می کنیم که فرم کوادراتیک (درجه دو) مذکور در بالا حداقل

شود. براحتی می توان نشان داد که:

$$\frac{\partial \hat{u}'\hat{u}}{\partial \hat{\beta}} = -2x'y + 2x'x\hat{\beta} \quad (21-3)$$

عمل حداقل کردن با مساوی صفر قرار دادن مشتقات جزئی حاصل می شود که در نتیجه خواهیم داشت:

$$x'x\hat{\beta} = x'y \quad (22-3)$$

مادامی که $X'X$ دارای رتبه کامل بوده و $(X'X)^{-1}$ وجود داشته باشد (دترمینان $X'X$ غیر صفر باشد) بدست آوردن عبارتی بر حسب $\hat{\beta}$ ممکن خواهد بود. این امر معادل است با مستقل خطی بودن دستگاه معادلات (برای عرض از مبدا و ضرائب زاویه ای) بنابراین:

$$\hat{\beta} = (x'x)^{-1} x'y \quad (23-3)$$

برای حصول اطمینان از اینکه مینیمم مورد نظر بدست آمده است می توان مشتق جزئی ثانویه را به قرار زیر محاسبه نمود.

$$\frac{\partial^2 (\hat{u}'\hat{u})}{\partial \hat{\beta}^2} = 2x'x \quad (24-3)$$

با در نظر گرفتن این مطلب که $X'X$ مثبت معین است (هر عنصر واقع بر قطر این ماتریس نمایانگر مجموع مربعات مقادیر یک متغیر مستقل می باشد) در نتیجه $\hat{\beta}$ مجموع مربعات باقیمانده ها را به حداقل می رساند.

به طور کلی در روشهای رگرسیون برای بازسازی خلاءهای آماری، آمار ایستگاه تحت بررسی را متغیر وابسته و آمار ایستگاههای مجاور (که انتخاب آنها شرایطی دارد که در ادامه شرح داده خواهد شد) به عنوان متغیرهای مستقل منظور می کنیم. بعد از یافتن ضرائب مدل به ازاء مقادیر متغیرهای مستقل مقدار متغیر وابسته (همان خلاء آماری) را پیدا می کنیم.

۳-۲-۳- روش نسبت نرمال

در این روش ابتدا ایستگاههایی که دارای آمار طولانی مدت بوده و شرایط جغرافیایی و اقلیمی یکسانی با ایستگاه ناقص دارند به عنوان ایستگاههای شاهد انتخاب می‌شوند. بارندگی در ایستگاه ناقص متناسب با نسبت بین میانگین بارندگی در آن به میانگین بارندگی در ایستگاه شاهد ضربدر بارندگی همزمان ایستگاه شاهد می‌باشد که از طریق فرمول زیر به دست می‌آید:

$$P_x = \frac{1}{n} \left[\left(\frac{\bar{P}_x}{\bar{p}_1} \cdot p_1 \right) + \left(\frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_2} \cdot P_2 \right) + \dots + \frac{\bar{P}_x}{\bar{P}_n} \cdot P_n \right] \quad (25-3)$$

$$P_x = \text{بارندگی ایستگاه ناقص}$$

$$\bar{P}_x = \text{نرمال بارندگی ایستگاه ناقص}$$

$$\bar{P}_{1,2,\dots} = \text{نرمال بارندگی ایستگاههای شاهد}$$

$$P_{1,2,\dots} = \text{بارندگی ایستگاههای شاهد همزمان با بارندگی ایستگاه ناقص}$$

۳-۳-۳- روش عکس فاصله

این روش که ابتدا در سازمان هواشناسی آمریکا به کار گرفته شد بدین صورت است که پس از مشخص کردن موقعیت ایستگاههای منطقه بر روی نقشه توپوگرافی که با استفاده از مختصات جغرافیایی آنها صورت می‌گیرد ایستگاه ناقص را به عنوان مرکز محور مختصات قرار داده و سپس مختصات هر یک از ایستگاههای اطراف آن را نسبت به این محور مختصات بدست می‌آوریم مسلم است که ایستگاههای نزدیکتر به ایستگاه ناقص سهم بیشتری در بازسازی آن داشته و در نتیجه باید ضریب وزنی بیشتری به آن اختصاص یابد این ضریب وزنی از طریق فرمول زیر و برای هر یک از ایستگاهها محاسبه می‌گردد:

$$W = \frac{1}{x^2 + y^2} \quad (26-3)$$

W = ضریب وزنی ایستگاه شاهد

X, Y = طول و عرض مختصاتی ایستگاه شاهد

سپس بارندگی در ایستگاه ناقص از فرمول زیر محاسبه می شود:

$$P_x = \frac{W_A P_A + W_B P_B + \dots}{W_A + W_B + \dots} = \frac{\sum W_i P_i}{\sum W_i} \quad (27-3)$$

۳-۳-۴- روش های زمین آماری^۱

در بررسی های آمار کلاسیک نمونه هایی که از کل جامعه به منظور شناخت آن برداشت می شوند فاقد اطلاعات مکانی در فضا بوده در نتیجه مقدار اندازه گیری شده یک کمیت یعنی در یک نمونه خالص هیچگونه اطلاعی در مورد مقدار همان کمیت در نمونه گیری به فاصله معین و معلوم در بر نخواهد داشت. در حالیکه در زمین آمار علاوه بر مقدار یک کمیت معین در یک نمونه وضعیت مکانی نمونه نیز مورد توجه قرار می گیرد. بدین لحاظ می توان موقعیت مکانی نمونه ها را همراه با مقدار کمیت مورد نظر یک جا مورد تحلیل قرار داد. به عبارت دیگر باید بتوان بین مقادیر مختلف یک کمیت در جامعه نمونه ها و فاصله نمونه ها و جهت قرارگیری آنها نسبت به هم ارتباطی برقرار کرد. این ارتباط مکانی (فاصله ای و حقیقی) بین مقدار یک کمیت در جامعه نمونه های برداشت شده ممکن است در قالبهای ریاضی قابل بیان باشد به این قالبهای ریاضی ساختار مکانی گفته می شود. بنابراین در زمین آمار ابتدا به بررسی وجود یا عدم وجود ساختار مکانی بین داده ها پرداخته می شود و سپس در صورت وجود ساختار مکانی تحلیل داده ها انجام می گیرد البته ممکن است نمونه های

¹ - Geostatistic

مجاور تا فاصله معینی در قالب ساختار مکانی بهم وابسته باشند. در این حالت بدیهی است که میزان تشابه بین مقادیر مربوط به نمونه‌های نزدیکتر احتمالاً بیشتر است. زیرا در صورت وجود ساختار فضایی، تغییرات ایجاد شده در یک فضای معین شانس بیشتری برای تاثیرگذاری روی فضاهای نزدیک به خود را نسبت به فضاهای دورتر از خود دارند. بنابراین از دیدگاه زمین آمار هر نمونه تا یک حداکثر فاصله معین با نمونه‌های اطراف خود ارتباط دارد. این فاصله حداکثر که دامنه تاثیر نامیده می‌شود دارای اهمیت فراوانی است و در حقیقت نشان دهنده فاصله‌ایست که در آن می‌توان از تخمین‌گرهای زمین آماری استفاده کرد. با توجه به توضیحات بالا معلوم می‌شود که در زمین آمار می‌توان با استفاده از داده‌های یک کمیت در مختصات معلوم، مقدار همان کمیت در نقطه‌ای با مختصات معلوم دیگر (واقع در درون دامنه‌ای که ساختار مکانی حاکم است) تخمین زد.

۳-۴-۱- تعریف زمین آمار

زمین آمار به شاخه‌ای از علم آمار گفته می‌شود که مبتنی بر تئوری متغیرهای ناحیه‌ایست که توسط ماترون (۱۹۶۰) پایه‌گذاری شده است و به اصطلاح با داده‌ها یا متغیرهای مکانی سروکار دارد از اینرو مترادف با آمار مکانی است. زمین آمار در مفهوم دیگر خود به کاربرد تمامی روشهای آماری که در علوم زمین مورد استفاده هستند از جمله آمار کلاسیک و آمار فضایی اطلاق می‌شود.

۳-۴-۲- روش‌های تخمین:

در زمین آمار، روشهای مختلفی برای تخمین وجود دارد که در زیر دو روش عمده آن معرفی می‌گردد.

۳-۳-۴-۱- روش میانگین متحرک وزنی^۱

در روش میانگین متحرک وزنی مقدار یک متغیر در نقطه‌ای که نمونه‌برداری انجام نشده باشد از

روی نقاط مجاورش با استفاده از فرمول زیر تخمین زده می‌شود:

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (28-3)$$

$Z^*(x)$ = مقدار برآورد شده متغیر Z در نقطه X

$Z(x_i)$ = مقدار مشاهده شده Z در نقطه x_i

λ_i = وزن نسبت داده شده به مقدار مشاهده شده i

n = تعداد مشاهدات

در روش WMA وزنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به موقعیت دلخواه پراکندگی نقاط حول نقطه تخمین، تعیین می‌شوند، بدین ترتیب که به نقاط نزدیکتر وزن بیشتری اختصاص داده می‌شود نقاط دارای فاصله یکسان وزن یکسانی دریافت می‌کنند. در واقع نقاط با فاصله کمتر اثر بیشتری در تخمین می‌گذارند مقدار وزن در روش WMA از رابطه زیر

محاسبه می‌شود:

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\alpha}} \quad (29-3)$$

D_i = فاصله نقطه مشاهده شده i ام تا نقطه تخمین زده شده

α = توان وزن دهی فاصله و n تعداد نقاط همسایگی

¹ - Weighted Moving Averg

توان α در دقت برآورد تاثیر می گذارد بدین ترتیب که توانهای بزرگتر به نقاط نزدیکتر وزنه‌های بیشتری نسبت می دهند در صورتیکه توانهای کوچکتر وزنها را به طور یکنواخت تری بین نقاط مجاور تقسیم می کند در واقع در این روش با کاهش α میزان نرم شدگی افزایش می یابد. انتخاب توان در روش WMA به فاصله بین نقاط معلوم و مجهول بستگی دارد و می توان از روش cross-validation توان مناسب را بدست آورد. این تکنیک بر این اساس است که هر بار یک نقطه مشاهده‌ای حذف شده و برای آن از روی نقاط مجاور مقداری برآورد می شود سپس مقدار واقعی به محل قبلی برگردانده شده و برای تمامی نقاط شبکه این عمل تکرار می شود. در نهایت با توجه به مقادیر مشاهده شده و برآورد شده مقدار خطای مربوط به هر توان محاسبه و با مقایسه آنها بهترین توان مشخص می شود.

۳-۳-۲- روش کریجینگ

فرمول کلی تخمین کریجینگ به صورت زیر است:

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (3-30)$$

$Z(x_i)$ = مقدار مشاهده شده Z در نقطه x

$Z^*(x)$ = مقدار تخمین زده شده Z در نقطه x

λ_i = وزن یا اهمیت نسبت داده شده به مقدار Z در نقطه x_i

به این نوع کریجینگ، کریجینگ خطی می گویند. زیرا ترتیب خطی از n داده است. شرط استفاده از این تخمیگر آنست که متغیر Z توزیع نرمال داشته باشد. در صورتیکه متغیر مورد نظر توزیع نرمال نداشته باشد باید از کریجینگ غیر خطی استفاده کرد و یا می توان ابتدا تبدیلی پیدا کرد که توزیع مورد نظر را به نرمال تبدیل کند و آنگاه روی داده‌های تبدیل یافته کریجینگ خطی انجام داد از آنجا

که تخمینگر کریجنگ بهترین تخمین گر ناریب است لذا باید عاری از خطای سیستماتیک باشد و واریانس تخمین آن نیز حداقل باشد. برای نیل به شرط عاری از خطا بودن بایستی میانگین خطای تخمین صفر باشد.

$$E(Z(x_i) - Z^*(x_i)) = 0 \quad (31-3)$$

که در آن :

$$Z(x_i) = \text{مقدار واقعی } Z \text{ در نقطه } x_i$$

$$Z^*(x_i) = \text{مقدار تخمینی } Z \text{ در نقطه } x_i$$

$E(\)$ به مفهوم امید ریاضی است.

رابطه فوق را می توان به صورت زیر نوشت:

$$E\left[Z(x_i) - \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)\right] = 0 \quad (32-3)$$

در نتیجه می توان نوشت:

$$E[Z(x_i)] - E\left[\sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)\right] = 0 \quad (33-3)$$

و یا:

$$E[Z(x_i)] - \sum_{i=1}^n \lambda_i E[Z(x_i)] = 0 \quad (34-3)$$

از طرفی $E[Z(x_i)] = m$ که میانگین مقدار Z در تمام محیط است که به مختصات بستگی

ندارد بنابراین رابطه ۳-۳۴ را می توان بدین صورت نوشت:

$$m - \sum_{i=1}^n \lambda_i m = 0 \quad (35-3)$$

که در آن $m \neq 0$ است لذا باید رابطه زیر برقرار باشد:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (3-36)$$

بنابراین نااریب بودن کریجینگ در شرایطی برقرار است که مجموع ضرائب کریجینگ معادل واحد باشد اما برای برقراری شرط دوم باید واریانس تخمین را محاسبه و به حداقل رساند.

(3-37)

$$E[(Z(x_i) - Z^*(x_i))^2] = E[(Z(x_i))^2] - 2E[Z(x_i)Z^*(x_i)] + E[(Z^*(x_i))^2]$$

از طرفی ثابت می شود که:

$$E[(Z(x_i))^2] = c_o + m^2 \quad (3-38)$$

$$E[Z(x_i)z^*(x_i)] = \sum_{i=1}^n \lambda_i X_{oi} + m^2 \quad (3-39)$$

و نیز:

$$E[(Z^*(x_i))^2] = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C_{ij} + m^2 \quad (3-40)$$

که در این روابط:

C_o : مقدار هم تغییر نما در نقطه مورد تخمین (به ازاء $h=0$)

C_{oi} : مقدار هم تغییر نما بین نقطه مورد تخمین و نمونه i ام

C_{ij} : مقدار هم تغییر نما بین نمونه i و نمونه j

λ_i, λ_j : وزن نسبت داده شده به نمونه i, j

$$E[(Z(x_i) - Z^*(x_i))^2] = C_o - 2 \sum_{i=1}^n \lambda C_{oi} + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C_{ij} \quad (3-41)$$

از طرفی

$$\sigma^2 = C + \gamma \quad (3-42)$$

در نتیجه

$$C = \sigma^2 - \gamma \quad (43-3)$$

از جایگزینی مقدار تغییر نما به جای هم تغییر نما و استفاده از $\sigma^2 E$ به جای واریانس تخمین معادله فوق به صورت زیر در خواهد آمد:

$$\sigma^2 E = 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma_{i0} - \gamma_0 - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \gamma_{ij} \quad (44-3)$$

که در آن:

γ_{i0} : مقدار تغییر نما بین نمونه i و نقطه مورد تخمین

γ_0 : مقدار تغییر نما در نقطه مورد تخمین ($h=0$)

γ_{ij} : مقدار تغییر نما بین نمونه i, j

بدین ترتیب برای آنکه واریانس تخمین کریجینگ حداقل شود لازم است تابع $\sigma^2 E$ بر حسب ضرایب کریجینگ (λ_i) با رعایت شرط $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$ می نیمم شود. بنابراین برقراری شرط دوم منجر به حل مساله بهینه سازی محدود زیر می شود:

$$\begin{cases} \min \sigma^2 E = C_\sigma - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i C_{oi} - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C_{ij} \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \quad (45-3)$$

این مساله بهینه سازی را می توان با استفاده از ضرائب لاگرانژ حل کرد با در نظر گرفتن ضرائب

لاگرانژ μ باید n مشتق جزئی زیر برابر صفر باشد:

$$\frac{\partial \left[\sigma^2 E + 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \right]}{\partial \lambda_i} \quad i=1, 2, \dots, n \quad (46-3)$$

این رابطه در حقیقت یک دستگاه معادلات خطی یا $n+1$ معادله و $n+1$ مجهول (n مجهول λ_i و

یک مجهول μ (ضرائب لاگرانژ)) می باشد و با محاسبه مشتقات معادلات کریجینگ به صورت زیر

در می آید.

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j C_{ij} - \mu = C_{io} \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{cases} \quad j=1,2,\dots,n \quad (47-3)$$

با توجه به اینکه می توان یک دستگاه معادله خطی را به صورت حاصل ضرب ماتریسی نوشته و

از روشهای ماتریسی دستگاه معادلات را حل کرد معادلات فوق نیز به صورت زیر بازنویسی می

شوند.

$$A.X=B \quad (48-3)$$

$$X = A^{-1}.B \quad (49-3)$$

$$A = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1n} & 1 \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2n} & 1 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ C_{n1} & C_{n2} & \dots & C_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (50-3)$$

$$B = \begin{bmatrix} C_{10} \\ C_{20} \\ \dots \\ \dots \\ C_{n0} \\ 1 \end{bmatrix} \quad X = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \dots \\ \dots \\ \lambda_n \\ -\mu \end{bmatrix} \quad (51-3)$$

معادلات فوق را برحسب تغییر نما نیز می توان نوشت البته در عمل ترجیح داده می شود که

معادلات کریجینگ به لحاظ سادگی برحسب هم تغییر نما نوشته شوند اگر هر کدام از عبارات دستگاه معادلات خطی (۳-۴۷) در یک λ_i ضرب شده و همه معادلات با هم جمع شوند رابطه زیر بدست می آید.

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C_{ij} - \mu \sum_{i=1}^n \lambda_i = \sum_{i=1}^n \lambda_i C_{oi}$$

از آنجا که $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$ لذا معادله فوق به صورت زیر در می آید:

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j C_{ij} = \sum_{i=1}^n \lambda_i C_{oi} + \mu$$

با جایگزینی این رابطه در معادله ۳-۴۱ نتیجه زیر حاصل می شود:

$$\sigma^2 E = C_0 - \sum_{i=1}^n \lambda_i C_{oi} + \mu$$

با در نظر گرفتن شکل ماتریس معادلات کریجینگ می توان واریانس جمعی را نیز به شکل ماتریس در آورد.

$$\sigma^2 E = C - x^t B$$

که در آن

x و B همان ماتریسهای رابطه ۳-۴۸ هستند و x^t ترا نهاده ماتریس x است در مورد نمونه

برداری بلوکی تمام مقادیر تغییر نما با هم تغییر نما تبدیل به مقادیر میانگین آنها می شود که محاسبه

آنها از طریق توابع کمکی صورت می گیرد.

۴-۱- کلیات

اولین قدم برای بازسازی خلاءهای آماری (بارندگی) اینست که برای هر ایستگاه باران سنجی که دارای خلاء آماری است ایستگاهی یافت که سه شرط زیر را دارا باشد:

-فاصله آن ایستگاه تا ایستگاه دارای خلاء آماری حداقل باشد.

-ضریب همبستگی بین بارندگی آن ایستگاه با ایستگاه دارای خلاء آماری در مقطع زمانی مورد نظر حداکثر باشد.

-طول دوره آماری مشترک آن ایستگاه با ایستگاه دارای خلاء آماری حداکثر باشد.

از آنجایی که داشتن هر سه شرط در بعضی موارد توماً امکان پذیر نیست لذا باید ایستگاه را طوری انتخاب کرد تا هر سه شرط را به صورت بهینه دارا باشد.

۴-۱-۱- ماتریس فاصله ایستگاهها

هر ایستگاه بارانسنجی به منزله یک نقطه در سطح است که با مختصات خود مشخص می شود. لذا هر نقطه دارای دو مختصه طول و عرض جغرافیایی است که بر طبق سیستم مختصات جغرافیایی UTM مشخص شده است منظور از فاصله دو نقطه از یکدیگر می تواند فاصله آن دو در یک سطح مستوی چون نقشه و یا فاصله آنها بر روی سطح منحنی زمین باشد.

فاصله دو نقطه بر روی سطح منحنی زمین را لانگلی^۱ و همکاران (۲۰۰۱) چنین شرح داده اند.

$$D = R \cos^{-1} [\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_1 - \lambda_2)] \quad (۴-۱)$$

¹ Longley

این رابطه یک رابطه مثلثاتی است که با استفاده از مختصات دو نقطه مورد نظر در سیستم

مختصات جغرافیایی مرکاتور، فاصله واقعی آن دو را محاسبه می کند.

که در آن:

D: فاصله دو نقطه حسب کیلومتر

R: شعاع کره زمین معادل ۶۳۷۸ کیلومتر

φ_1, φ_2 : عرض جغرافیایی نقطه اول و دوم

λ_1, λ_2 : طول جغرافیایی نقطه اول و دوم

اما از آنجا که ایستگاه ها نزدیک یکدیگر بوده و فاصله آنها چندان از هم دور نیست از انحناء

زمین چشم پوشی می کنیم و از رابطه ساده تر زیر برای محاسبه فاصله بین ایستگاه ها استفاده می

کنیم.

$$x = 111.1 \cos \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} (\lambda_1 - \lambda_2) \quad (۲-۴)$$

$$y = 111.1 (\varphi_1 - \varphi_2) \quad (۳-۴)$$

$$D = \sqrt{x^2 + y^2} \quad (۴-۴)$$

فرمول اخیر مبنای برآورد فاصله بین ایستگاه ها منظور شد. به این ترتیب که هر بار مختصات یک

نقطه در مقابل سایر نقاط قرار گرفته و فاصله آن نقطه تا سایر نقاط محاسبه گردید و این کار ۱۸ بار

تکرار گردید و نهایتاً ماتریس ۱۸*۱۸ فاصله ایستگاه ها با قطر صفر حاصل شد. (جدول ۴-۱)

۴-۱-۲- ماتریس ضرائب همبستگی بارندگی

در این مورد احتیاج است که ضریب همبستگی بین بارندگی هر ایستگاه با سایر ایستگاه ها در

مقاطع زمانی مختلف محاسبه گردد. بدین منظور برای هر مقطع زمانی ضریب همبستگی خطی بارندگی ۲۷ ساله موجود را با نرم افزار SPSS محاسبه کرده و ماتریس‌های 18×18 با قطر یک حاصل شد. بدین ترتیب ۱۷ ماتریس (۱۷ مقطع زمانی شامل ۱۲ ماه، ۴ فصل و ۱ سال) بدست آمد. (جدول ۴-۲ و جداول پیوست ۲)

۴-۱-۳- انتخاب ایستگاه شاهد برای بازسازی

همانطوری که ذکر شد برای انتخاب ایستگاه شاهد باید سه شرط پیش گفته رعایت گردد. برای این منظور ماتریس فاصله را به ترتیب صعودی و ماتریس ضریب همبستگی بارندگی را به ترتیب نزولی ردیف نموده و ایستگاههایی انتخاب می شوند که در اولویتهای بالاتر بوده و هر دو شرط را به صورت بهینه برآورده سازند (شرط سوم که طول دوره مشترک آماری است برای همه ایستگاهها ثابت و برابر ۲۷ سال می باشد).

از آنجایی که در بازسازی به روش رگرسیون چند متغیره تا سه متغیر مستقل مد نظر است تا سه ایستگاه شاهد را به ترتیب اولویت (در صورت وجود) برای هر ایستگاه انتخاب می کنیم. این عمل را برای همه مقاطع زمانی به صورت مجزا انجام می دهیم. (جدول ۴-۳)

۴-۲- بازسازی ها

۴-۲-۱- بازسازی با استفاده از اطلاعات موجود

چنانکه قبلاً ذکر شد در این بررسی از ایستگاههایی استفاده شده است که در طول دوره آماری مشترک ۲۷ ساله هیچگونه خلاء آماری وجود ندارد.

برای ایجاد خلاء مصنوعی حدود ۲۰٪ دوره آماری حذف می شود. اما برای اینکه خلاء مصنوعی

به صورت همگن بین سالهای مختلف از نظر بارش (تر، نرمال و خشک) توزیع شود برای هر سال

شاخص سیاپ^۱ را محاسبه نموده و سه کلاس به ترتیب زیر برای آن تعریف می کنیم:

$$SIAP = \frac{x_i - \bar{x}}{S_D}$$

اگر شاخص سیاپ کمتر از ۰/۵- باشد آن سال را سال خشک (D) منظور می کنیم.

اگر شاخص سیاپ بیشتر از ۰/۵+ باشد آن سال را سال تر (W) منظور می کنیم.

اگر شاخص سیاپ بین ۰/۵+ و ۰/۵- باشد آن سال را سال نرمال (N) منظور می کنیم.

بدین ترتیب از بین ۲۷ سال طول دوره آماری برای هر ایستگاه در هر مقطع زمانی ۶ سال (اندکی

بیش از ۲۰٪ کل سالها) را که ۲ سال آن تر، ۲ سال آن نرمال و ۲ سال آن خشک است به صورت

تصادفی حذف کرده، به طور مصنوعی ایجاد خلاء می کنیم. (جداول پیوست ۳)

۴-۲-۱-۱- بازسازی به روش رگرسیون خطی با یک متغیر مستقل

در این روش از بین سه ایستگاهی که برای بازسازی به ترتیب مشخص گردید ایستگاه اول را

انتخاب کرده و مقادیر بارندگی همان سالهایی که دارای خلاء مصنوعی در ایستگاه تحت بررسی

است را حذف نموده و رگرسیون خطی را برای ۲۱ سال باقیمانده بین دو ایستگاه برقرار نموده با قرار

دادن مقادیر بارش ایستگاه شاهد آمار ایستگاه تحت بررسی کامل می گردد. از آنجا که هر مقطع زمانی

دارای ۱۸ ایستگاه و هر ایستگاه ۶ سال آمار حذف شده دارد در مجموع ۱۰۸ داده حذف شده و

بازسازی شده در هر مقطع زمانی وجود دارد.

¹ Standard Index of Annual Precipitation

۴-۲-۱-۲-۴- بازسازی به روش رگرسیون خطی با چند متغیر مستقل

در این روش از بین سه ایستگاه شاهد که برای بازسازی به ترتیب مشخص گردیده است یکبار ایستگاه اول و دوم (برای رگرسیون خطی با دو متغیر مستقل) و یکبار هر سه ایستگاه (برای رگرسیون خطی با سه متغیر مستقل) انتخاب و با حذف مقادیر بارندگی سالهای معادل با سالهای حذف شده در ایستگاه تحت بررسی رگرسیون خطی برای سالهای باقیمانده (۲۱ سال) برقرار و مقادیر بازسازی شده برای سالهای حذف شده در ایستگاه تحت بررسی استخراج می‌شود.

۴-۲-۱-۳- روش نسبت نرمال

در این روش با توجه به اینکه تقریباً برای تمامی ایستگاهها سه ایستگاه شاهد وجود دارد که دارای بالاترین ضریب همبستگی بارش (و نیز ضریب همبستگی معنی‌دار در سطح ۰.۵٪) باشد لذا تنها از همان سه ایستگاه شاهد استفاده شد. (جز در مواردی محدود که تنها ۲ ایستگاه موجود بود که ضریب همبستگی آنها در سطح ۰.۵٪ معنی‌دار باشد که در این موارد از همان دو ایستگاه استفاده شد).

۴-۲-۱-۴- روش عکس مجذور فاصله

اساس این روش در بخش ۳-۳-۳ توضیح داده شده است. در این روش نیز به همان دلیل ذکر شده در مورد روش نسبت نرمال تنها از آمار سه ایستگاه شاهد (و در مواردی محدود دو ایستگاه) برای بازسازی آمار ایستگاه تحت بررسی استفاده شد.

۴-۲-۱-۵- روش‌های زمین آماری

از بین روشهای زمین آمار تنها دو روش کریجینگ معمولی و عکس فاصله (توان دو) به کار برده شد.

همانطوری که ذکر شد در این روشها به هر نقطه وزنی داده می‌شود که آن نقطه می‌تواند مختصات

ایستگاهی باشد که دارای آمار مفقوده می‌باشد. در این روشها برخلاف روشهای قبلی برای هر ایستگاه ۱۷ ایستگاه شاهد در نظر گرفته می‌شود (چون تعداد کل ایستگاهها ۱۸ ایستگاه بود) از نرم‌افزار GS+ برای این منظور استفاده گردیده است.

جداول ۴-۴ تا ۴-۱۶ خلاصه نتایج روشهای مختلف بازسازی اعمال شده برای تمام مقاطع زمانی را نشان می‌دهد.

۴-۲-۲- بازسازی داده‌ها در دوره‌های منحصراً خشک

در این مورد بر خلاف بررسی قبلی که به حذف سالهای تر، خشک و نرمال توأماً پرداختیم، سالهای منحصراً خشک را مشخص کرده، اقدام به حذف آنها و ایجاد خلاءهای مصنوعی نمودیم. می‌دانیم که مقادیر بازسازی شده حتی اگر بهترین روش ممکن را به کار ببریم دقیقاً برابر با مقادیر اندازه‌گیری شده نمی‌باشد. لذا می‌تواند کوچکتر و یا بزرگتر از مقدار واقعی باشد. هدف این بررسی اینست که ببینیم در مجموع مقادیر بازسازی شده نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده (واقعی) چه حالتی دارد.

۴-۲-۲-۱- ایجاد خلاءهای مصنوعی

چون لازم است که سالهای منحصراً خشک حذف گردد، شاخص سیاپ را محاسبه نموده، بر اساس مقدار آن سالهای خشک را تفکیک و حذف می‌نمائیم.

سال خشک را بر اساس قرارداد سالی منظور کردیم که شاخص سیاپ کمتر از ۰/۵- باشد بدین ترتیب برای هر ایستگاه در هر مقطع زمانی اقدام به ایجاد خلاء مصنوعی نمودیم. در این بررسی برخلاف بررسی قبلی تعداد سالهای حذفی ثابت نیست (در بررسی قبلی تعداد سالها برای هر ایستگاه ثابت و برابر ۶ سال و تعداد کل آنها برای هر مقطع زمانی نیز ثابت و برابر ۱۰۸ سال بود) و در هر

ایستگاه و هر مقطع زمانی تعداد سالهای منحصراً خشک متفاوت می باشد. (جدول ۴-۱۷)

۴-۲-۲- روشهای بازسازی مورد استفاده در دورههای منحصراً خشک

در این پژوهش تنها از روشهای مختلف کلاسیک شامل رگرسیون خطی (با یک، دو و سه متغیر مستقل)، نسبت نرمال و عکس مجذور فاصله استفاده شد. روشهای زمین آمار به دلیل ایجاد خطای زیاد (نتیجه بررسی قبلی در فصل ۵) و دشواری و وقتگیر بودن آنها اعمال نشد. روش کار در مورد روشهای کلاسیک مانند بخش ۴-۲-۱ است.

۴-۲-۳- بازسازی دادهها در دورههای منحصراً تر

در این مورد عیناً مانند بخش ۴-۲-۳ عمل شد. تنها به جای حذف سالهای منحصراً خشک اقدام به حذف سالهای منحصراً تر گردید. بر اساس قرارداد سال تر را سالی منظور کردیم که شاخص سیاپ از $+0/5$ بزرگتر باشد. تعداد سالهای تر حذف شده در این بررسی در جدول ۴-۱۷ برای هر مقطع زمانی آمده است روشهای بازسازی مورد استفاده نیز شامل تمام روشهای کلاسیک بود و به دلایل پیش گفته از اعمال روشهای زمین آمار صرفنظر شد.

۱-۵- سنجه ارزیابی

پس از اعمال روشهای مختلف بازسازی خلاءهای آماری بارندگی لازم است تمام روشها با هم مقایسه گردند تا از بین آنها بهترین روش، یعنی روشی که کمترین خطا را دارد انتخاب و به عنوان مناسبترین روش پیشنهاد شود.

آنچه در این بررسی به عنوان سنجههای ارزیابی مورد استفاده قرار می‌گیرد، شامل ریشه دوم میانگین مربع خطاها^۱ و نیز ضریب همبستگی بین مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده بارندگی می‌باشد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (P_m - P_e)^2}{N}} \quad (1-5)$$

RMSE: ریشه دوم میانگین مربع خطا

P_m : بارندگی اندازه‌گیری شده (حقیقی)

P_e : بارندگی برآورد شده

N: تعداد جفت داده‌ها

با تقسیم این خطا بر میانگین بارندگی‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه درصد خطا می‌توان خطا را

در مقاطع زمانی مختلف با هم مقایسه نمود.

¹ - Root mean square Error

۲-۵- نتایج حاصل از ارزیابی روشهای بازسازی با سنجه RMSE

بعد از اعمال سنجه ارزیابی برای تمام مقاطع زمانی نتایجی حاصل آمد که خلاصه آن در جدول ۱-۵ ذکر شده است.

بر این اساس روش نسبت نرمال از بین روشهای به کار رفته در منطقه مورد مطالعه مناسبترین روش تشخیص داده شد (شکل ۱-۵) به طوریکه این روش در ۹ مورد از ۱۳ مورد یعنی در ۶۹/۲٪ حالات RMSE کمتری نسبت به بقیه روشها داشت (شکل ۲-۵).

۳-۵- نتایج حاصل از ارزیابی روشهای بازسازی با سنجه ضریب همبستگی

در آزمون دیگری ضریب همبستگی بین مقادیر اندازه گیری شده و برآورد شده بارندگی نیز محاسبه گردید (جدول ۲-۵) و دیاگرام پراکنش نقاط نسبت به خط نیمساز رسم شد (اشکال ۳-۵ تا ۵-۱۵). لازم به توضیح است ضرایب همبستگی با مقادیر جدول فیشر با درجه آزادی $n-2$ (در اینجا $106=2-108$) مقایسه شد و در تمام موارد در سطح ۱٪ معنی دار بود. بر اساس این آزمون نیز روش نسبت نرمال از بین روشهای به کار رفته در منطقه مورد مطالعه بهترین روش تشخیص داده شد (شکل ۵-۱۶)، به طوریکه این روش در ۵۳/۸٪ موارد ضریب همبستگی بالاتری نسبت به بقیه داشت (شکل ۵-۱۷).

۴-۵- ارزیابی نتایج حاصل از حذف دوره‌های منحصراً خشک

در این بخش می‌خواهیم نتایج حاصل از بازسازی سالهای منحصراً خشک را مورد آزمون قرار دهیم. به عبارتی دیگر هدف اینست که ببینیم مقادیر بازسازی شده چه حالتی نسبت به مقادیر حقیقی دارند. از آنجا که سالهای منحصراً خشک را با سالهای تر و نرمال بازسازی می‌کنیم مقادیر بازسازی شده در اکثر موارد بزرگتر از مقادیر حذفی است. اما از نظر معنی دار بودن آماره آزمون t استودنت

برای مقادیر جفت شده در این مورد راهگشا است.

$$H_0 : \mu_d = 0$$

$$H_1 : \mu_d \neq 0$$

d اختلاف بین مقدار حقیقی و بازسازی شده می باشد.

نتایج حاصل در جدول ۳-۵ خلاصه شده است. بر این اساس در تمام موارد فرض صفر رد می شود و بنابراین بازسازی دوره های منحصرأ خشک با سالهای تر و نرمال منجر به برآورد بیش^۱ از مقدار واقعی می شود.

۵-۵- ارزیابی نتایج حاصل از حذف دوره های منحصرأ تر

در این بخش نیز مانند قبل از آزمون t استودنت برای مقادیر جفت شده استفاده کردیم.

$$H_0 : \mu_d = 0$$

$$H_1 : \mu_d \neq 0$$

نتایج حاصله در جدول ۴-۵ ذکر شده است. نتایج نشان داد به جز در مواردی محدود (روش عکس مجذور فاصله) فرض صفر در و بنابراین بازسازی دوره های منحصرأ تر با سالهای خشک و نرمال منجر به برآورد کمتر^۲ از مقدار واقعی می شود.

^۱ - Overestimate

^۲ - underetimate