

فصل دوم^۱

بارندگی

۱-۲ بارندگی: (*Precipitation*)

- ✓ شامل کلیه نزولات جوی مانند باران، برف و تگرگ می باشد
- ✓ بارندگی ورودی سیکل هیدرولوژی در یک ناحیه می باشد بنابراین از مهمترین عواملی است که باید مورد مطالعه قرار گیرد.
- ✓ میزان بارندگی متوسط سالانه در کره زمین ۸۶۰ میلیمتر و در ایران ۲۵۰ میلیمتر است.
- ✓ ۷۸٪ از بارش دنیا بر روی اقیانوسها و ۲۲٪ روی خشکی ها اتفاق می افتد.

تمرین: نحوه بوجود آمدن بارندگی

۲-۲ شکل های مختلف بارش

باران:

- ✓ نزولاتی به شکل قطرات مایع است

^۱ دکتر فواد کیلانه ای - مهندس سید عباس کریمی

✓ با توجه به عکس‌العمل شدید هیدرولوژیکی آن اهمیت زیادی از نظر وقوع سیلاب دارد.

✓ بارانها را بر حسب شدت‌شان به سه گروه تقسیم می‌کنند.

(زمان بارندگی / ارتفاع بارندگی = شدت بارندگی)

(۱) باران ملایم “*Light Rain*” شدت بارندگی کمتر از ۲,۵ میلی‌متر بر ساعت

(۲) باران متوسط “*Moderate Rain*” شدت بارندگی بین ۲,۵ تا ۷,۵ میلی‌متر بر ساعت

(۳) باران شدید “*Heavy Rain*” شدت بارندگی بیشتر از ۷,۵ میلی‌متر بر ساعت

برف:

✓ اگر تراکم (میعان) در دمای زیر نقطه انجماد انجام شود، بجای قطرات باران، بلورهای برف تشکیل می‌شود.

✓ عکس‌العمل هیدرولوژیکی آن کند است.

✓ نقش خاصی از نظر تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی و تاخیر در جریان آب رودخانه‌ها ایفا می‌کند.

برفابه یا باران یخ‌زده:

✓ قطرات منجمد شده باران است و زمانی بوجود می‌آید که باران در حین فرود به لایه‌ای از هوا که در حد انجماد است برخورد کند.

✓ این پدیده نشانه وارونگی درجه حرارت در اتمسفر است

تگرگ:

✓ نحوه تشکیل آن؟

✓ قطر تگرگ بین ۵ تا ۱۲۵ میلیمتر است.

✓ عکس‌العمل هیدرولوژیکی آن؟

یخ‌پوشه شفاف:

✓ اگر باران بر روی اشیا و یا زمینی ببارد که دمای آن زیر نقطه انجماد است به صورت لایه‌های یخ در می‌آید.

یخ پوشه مات:

✓ اگر اشیایی با دمایی زیر نقطه انجماد در داخل مه قرار گیرند در این حالت ذرات کوچک مه یخ می‌زنند و به سطح اجسام می‌چسبند.

۳-۲ الگوهای مختلف بارش

بر مبنای نحوه صعود هوای مرطوب و مکانیسم سرد شدن آن بارندگی‌ها را به سه دسته تقسیم‌بندی می‌کنند

(۱) باران‌های کوهستانی *Orographic*

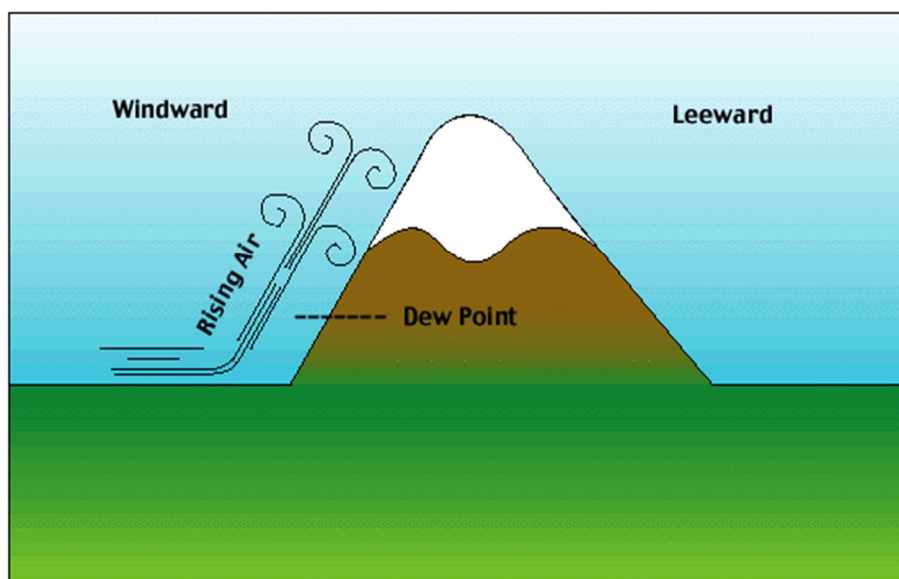
(۲) باران‌های جبهه‌ای *Frontal*

(۳) باران‌های همرفتی *Convective*

۱-۳-۲ بارانهای کوهستانی *Orographic*

✓ چنانچه یک توده هوا در مسیر حرکت خود مجبور به صعود از کوه شود به هنگام بالارفتن، در اثر گرادیان قائم درجه حرارت، سرد شده و پس از رسیدن به مرحله اشباع، تولید بارندگی می‌کند.

Orographic



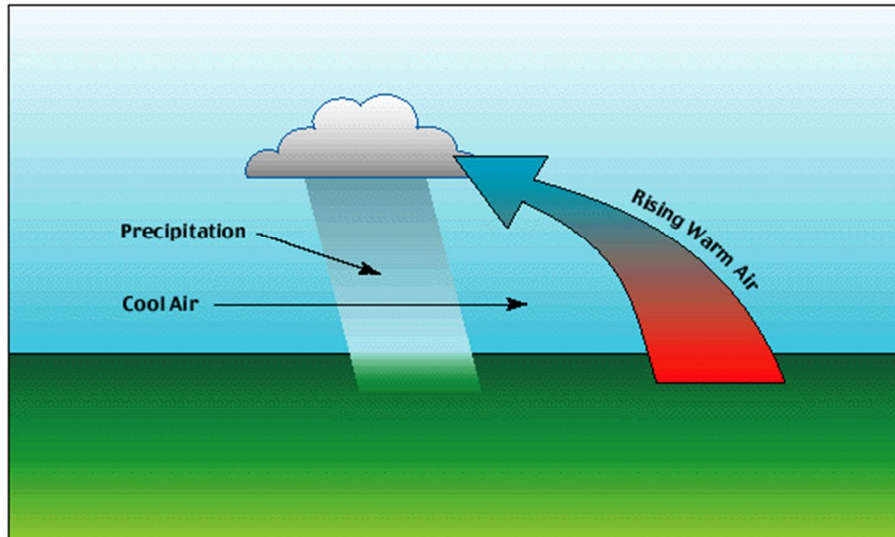
✓ عمده بارش در طرف برخورد رخ می دهد.

✓ چنین امری در رشته کوههای البرز و زاگرس مشاهده می شود.

۲-۳-۲ باران‌های جبهه‌ای *Frontal*

✓ چنانچه سرد شدن هوا در اثر برخورد یا مواجهه دو توده هوای مختلف باشد باران‌هایی تولید می‌شود که توام با باد است. چون مرز بین توده، جبهه نام دارد به این بارانها، بارانهای جبهه‌ای می‌گویند.

Frontal

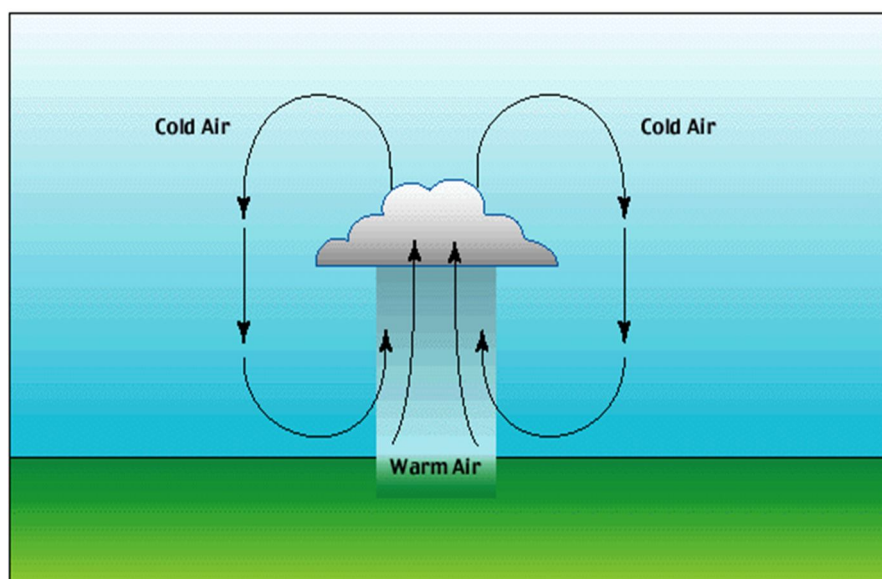


۳-۳-۲ باران‌های همرفتی *Convective*

✓ گرم شدن موضعی هوای در مجاورت سطح زمین باعث منبسط شدن و جذب رطوبت آن می‌شود. این هوا به بالا صعود کرده و سرد شده و تولید بارندگی می‌کند که اغلب شدید و کوتاه مدت است.

✓ مثل باران عصر تابستان و باران بعد از آتش سوزی جنگل

Convection



۲-۴ اندازه‌گیری بارندگی

✓ منظور از اندازه‌گیری بارندگی، تعیین مقدار ارتفاع آب حاصل از نزولات جوی در سطح زمین است.

✓ نقاطی که در آن بارندگی اندازه‌گیری می‌شود، ایستگاه باران‌سنجی نام دارد

۲-۴-۱ انواع باران‌سنج‌ها

✓ باران‌سنج‌های ساده (فقط ارتفاع بارندگی را اندازه‌گیری می‌کنند)

I. باران‌سنج‌های روزانه معمولی

II. باران‌سنج‌های تجمعی یا ذخیره‌ای

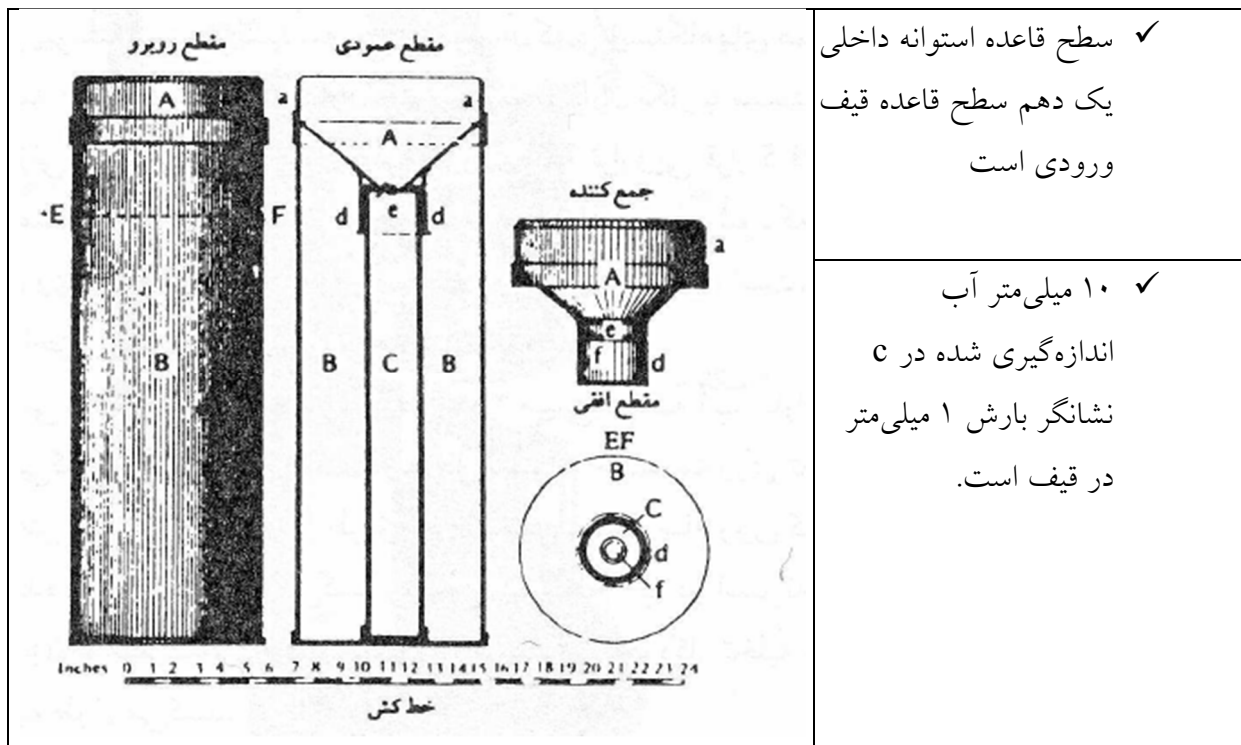
✓ باران‌نگار (ارتفاع بارندگی را بر حسب زمان ثبت می‌کنند)

I. باران‌نگار سیفونی

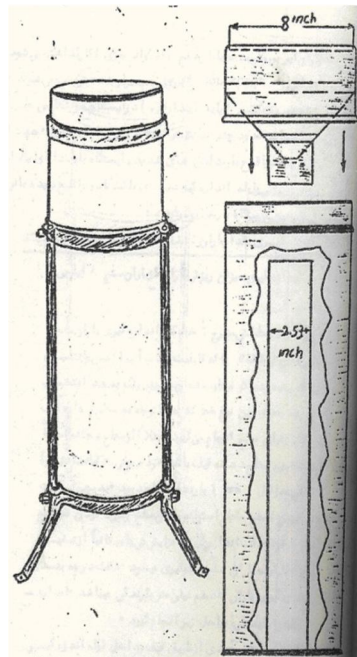
II. باران‌نگار وزنی

۲-۴-۲ باران‌سنج روزانه معمولی *Daily Rain Gauge*

کیف گیرنده آب، استوانه داخلی، استوانه خارجی



✓ در اکثر ایستگاه‌های کليمتولوژی کشور از باران‌سنج ۸ اینچی استفاده می‌شود (قطر دهانه قیف ۸ اینچ است)



۳-۴-۲ باران‌سنج ذخیره‌ای Storage Gauge

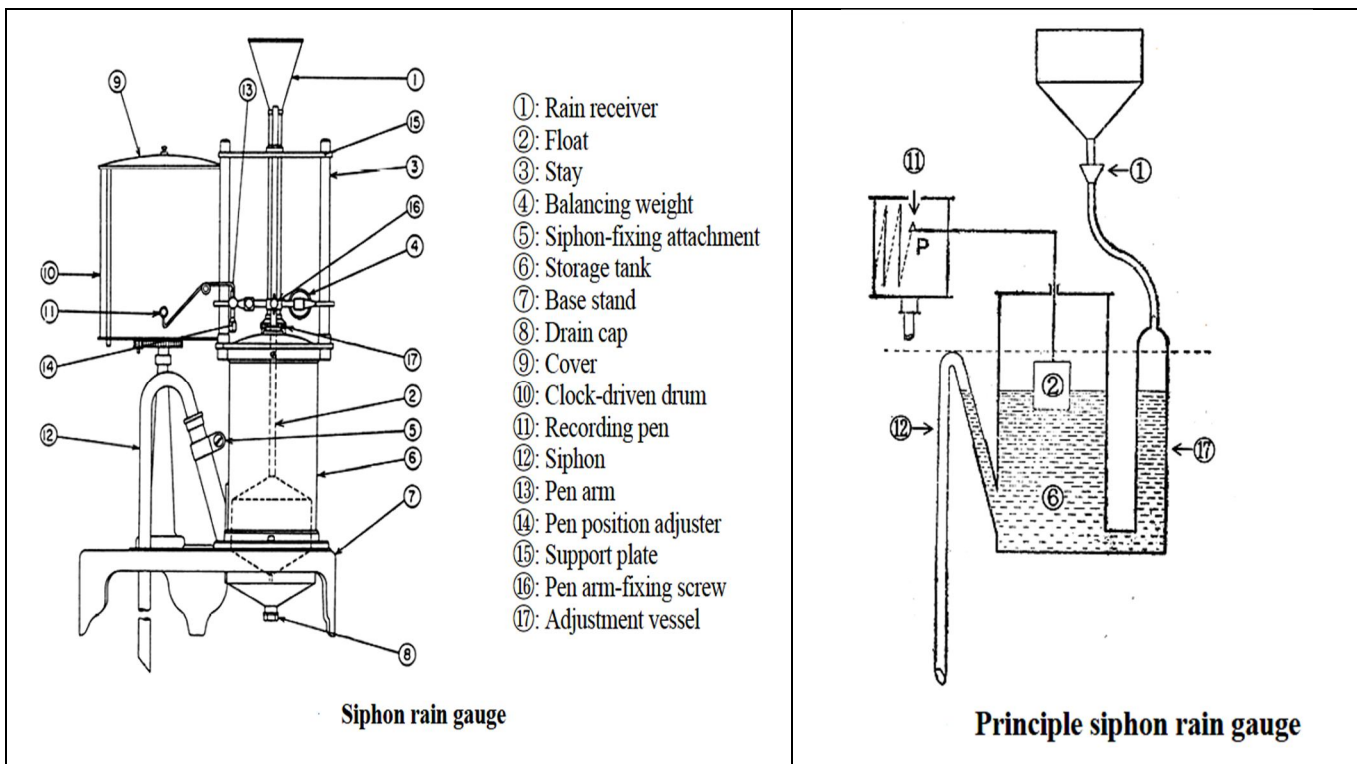
✓ در مناطقی که در اغلب اوقات سال دسترسی به آنها مشکل است و امکان اندازه‌گیری روزانه باران وجود ندارد از باران‌سنج‌های ذخیره‌ای استفاده می‌شود.

✓ اجزای تشکیل دهنده آن مشابه باران‌سنج‌های روزانه معمولی است با این تفاوت که حجم مخزن آنها بیشتر است.

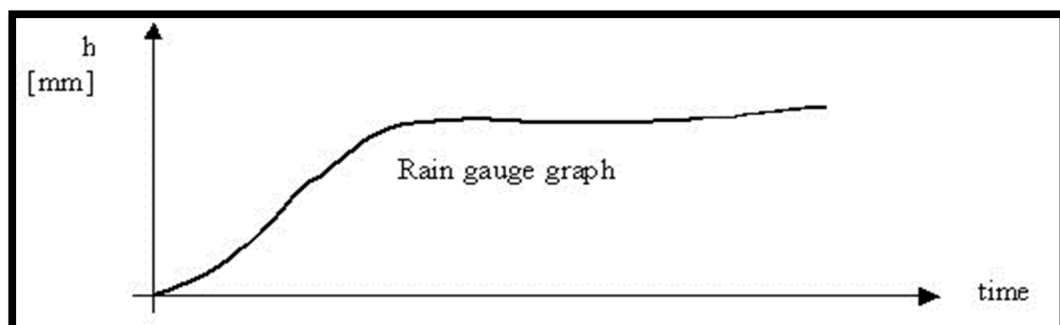
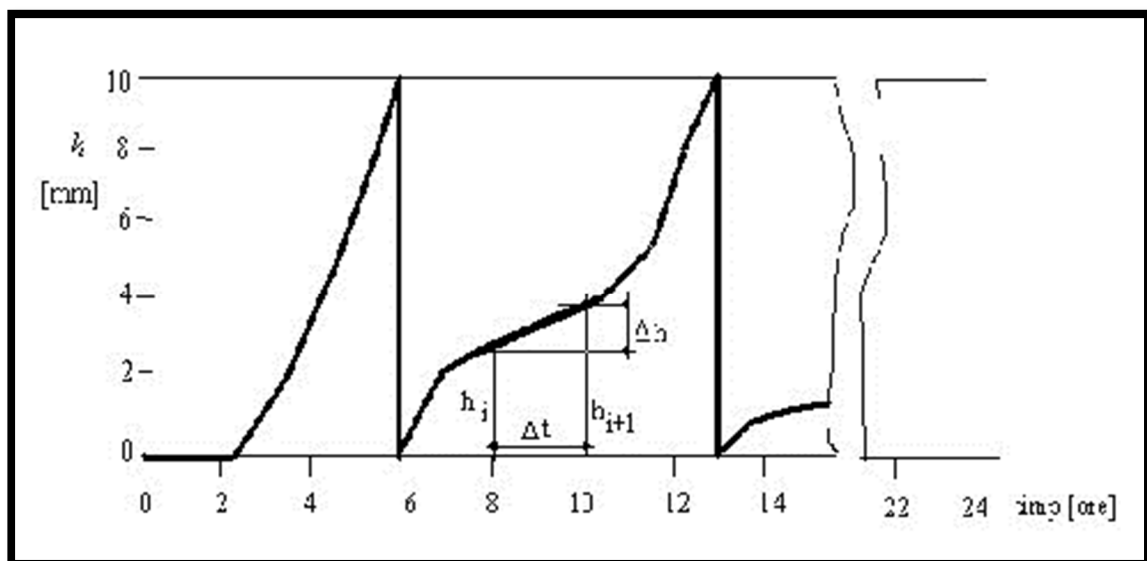
✓ برای جلوگیری از تبخیر از یک ماده روغنی استفاده می‌کنند که روی سطح آب قرار گرفته و مانع تبخیر می‌شود.

✓ برای جلوگیری از یخ‌زدگی از محلول ضدیخ مانند اتیلن گلیکول یا کلرو کلسیم استفاده می‌کنند.

✓ در مناطقی که ارتفاع برف زیادی دارند دهانه باران‌سنج باید در ارتفاع بیش از ارتفاع حداکثر برف نصب شوند.



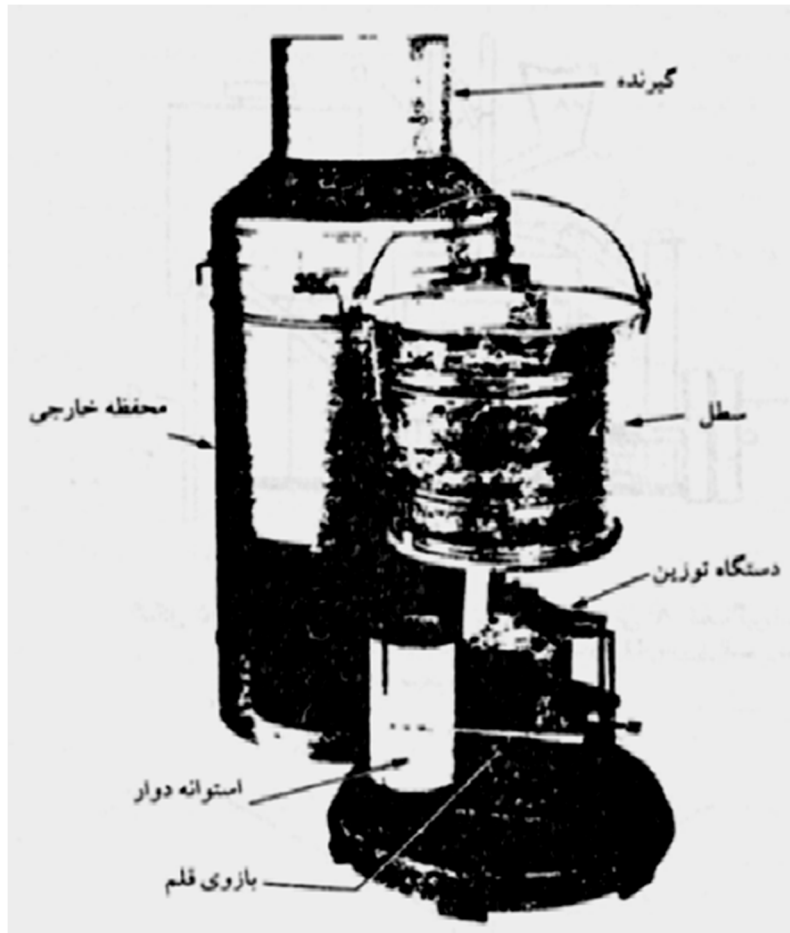
✓ گراف‌های حاصل از باران‌سنج ثابت



۵-۴-۲ باران‌نگار وزنی *Weighing- Type Gauge*

✓ شبیه باران‌نگار سیفونی است

✓ در این حالت آب باران داخل سطلی که روی کفه ترازو قرار گرفته است جمع می‌شود. نیروی حاصل از وزن ظرف باعث بحرکت در آمدن اهرم می‌شود



۶-۴-۲ اندازه گیری بارش با استفاده از رادار *Radar Measurment of Rainfall*

رادارهای هواشناسی ابزارهای توانمندی برای اندازه گیری بارش در یک سطح و همچنین حرکت توده بارش هستند. ضمناً میزان بارش در یک سطح وسیع را نیز می‌توان با دقت خوبی با استفاده از رادار تعیین کرد.

رادار پالسهای متوالی و منظم الکترومغناطیسی ساطع می‌کند و هنگامی که این پرتوها با قطره باران برخورد می‌کند می‌توان نشان داد که:

$$P_r = \frac{CZ}{r^2}$$

² K.s.Subramania,2004,Engineering Hydrology,Second Edition,Tata McGrawHill

که در آن:

P_r : میانگین قدرت انعکاس^۳

Z : فاکتور انعکاس رادار

r : فاصله از صدای هدف^۴

C : ضریب ثابت

معمولا فاکتور Z با شدت بارش به شکل زیر رابطه دارد:

$$Z = aI^b$$

که در آن a و b ضرایب ثابت و I شدت بارش بر حسب میلیمتر بر ساعت هستند. ضرایب ثابت بوسیله

کالیبراسیون با استفاده از ایستگاههای بارانسنج بدست می آیند. رابطه زیر نیز برای محاسبه Z متداول است:

$$Z = 200I^{1.60}$$

رادارهای هواشناسی با طول موج بین ۳ تا ۱۰ سانتیمتر کار می کنند که برای بارشهای سنگین و سیل آسا از رادار با

طول موج ۱۰ و برای بارشهای ملایم از رادار با طول موج ۵ سانتیمتر استفاده می کنند. رادارهای هواشناسی معمولا

منطقه ای به وسعت ۱۰۰،۰۰۰ کیلومتر مربع (شعاع در حدود ۲۰۰ کیلومتر) را پوشش می دهند. داده های رادار در زمان

و مکان یکنواخت هستند.

در جدول زیر لیست رادارهای نصب شده در ایران و تاریخ راه اندازی آنها به نقل از سایت سازمان هواشناسی

کشور ارائه شده است:

نام محل	تاریخ نصب
اهواز	اردیبهشت ۱۳۸۳
تبریز	خرداد ۱۳۸۴
خزر شرقی	اسفند ۱۳۸۵
تهران	تیر ۱۳۸۶
کرمانشاه	شهریور ۱۳۸۶
بوشهر	بهمن ۱۳۹۰

³ Average Echo Power

⁴ Distance to Target Volume

رادار هواشناسی یا رادار پایش هواشناسی (Radar Surveillance Weather) نوعی رادار است که به منظور محاسبه نحوه حرکت سامانه های هواشناسی، پیش بینی مکان آتی و شدت آنها، تعیین موقعیت محل بارش و برآورد نوع آن (باران، برف، تگرگ و مانند آن)، مورد استفاده قرار می گیرد. رادارهای هواشناسی جدید اغلب رادارهای دوپلری پالسی (Pulse Doppler Radar) هستند که هم زمان با نمایان ساختن حرکت قطرات باران، توانایی محاسبه شدت بارش را نیز دارند. این رادارها علاوه بر تعیین ساختار توفان ها، می توانند در تشخیص وضعیت نامساعد جوی به کار گرفته شوند.

معادله رادار به زبان ساده رابطه ای بین توان دریافتی آنتن (P_R) نسبت به توان ارسالی (P_T) آن است. از یک ذره در فاصله r با سطح مقطع بازتابنده (cross section back scattering) موثر δ ، توان دریافتی P_R ، مطابق رابطه (۱) خواهد بود (باتن، ۱۹۷۳):

$$P_R = G^2 a^2(r) \frac{\lambda^2 P_T}{(4\pi)^3 r^4} \delta' \quad ۱$$

که در آن، G بهره آنتن، $a(r)$ تضعیف ناشی از گازها و بخار آب موجود در مسیر سیگنال دریافتی، $\frac{P_T}{4\pi r^2}$ توان تابشی در محل ذره و $G\lambda^2/4\pi$ سطح مقطع موثر آنتن است که تابعی از طول موج λ است.

رابطه (۱) در حکم معادله رادار شناخته می شود. این معادله برای انرژی بازتابش شده هر بازتابش کننده منفرد مانند یک هواپیما یا یک پرند و همین طور برای یک قطره آب صادق است. در هواشناسی یک پراکنده کننده منفرد وجود ندارد بلکه مجموعه ای از ذرات در حجم نمونه پرتو واقع شده اند. لذا در این حالت P_R به صورت رابطه (۲):

$$P_R = G^2 a^2(r) \frac{\lambda^2 P_T \text{tg}^2 \theta}{512 \pi^2 r^2} \frac{c\tau}{2} \sum \delta_i' \quad ۲$$

که در آن، $\sum \delta_i$ سطح مقطع بازپراکندگی موثر همه ذرات در حجم پرتو است که برابر $V = \frac{\pi}{4} r^2 \frac{c\tau}{2} J^2 \theta$ است. θ زاویه پهنای پرتو، τ پهنای تب (پالس)، c سرعت موج و r فاصله حجم نمونه تا رادار است. سطح مقطع بازپراکندگی $\delta(D)$ هر ذره منفرد باید در تابع توزیع آن یعنی $N(D)$ ضرب شود تا سطح مقطع بازپراکندگی موثر مجموعه ذرات در حجم مورد نظر از رابطه (۳) به دست آید:

$$n = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \delta(D) N(D) dD \equiv \sum \delta_i' \quad ۳$$

^۵ ارزیابی برآوردهای رادار هواشناسی تهران، امیر محمدیها و همکاران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۹، شماره ۲، ۱۳۹۲

که در اینجا، D قطر قطرات و n تعداد ذره موجود در حجم V است.

با جای گذاری δ در معادله (۳) با استفاده از تقریب رایلی $\left(\delta = \pi^5 |k^2| \frac{D^6}{\lambda^4}\right)$ (رایلی، ۱۸۷۱ و ۱۸۷۲) سطح

مقطع بازپراکندگی مؤثر δ به صورت رابطه (۴) خواهد شد:

$$\sum \delta_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |k^2| \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (4)$$

که، $|k^2| = (\varepsilon - 1)^2 / (\varepsilon + 2)^2$ است و $|k^2|$ ثابت دی الکتریک و ε ضریب شکست است. رابطه (۴)

نمایانگر ارتباط اساسی هواشناسی بین طول موج، ضریب شکست، سطح مقطع بازپراکندگی مؤثر و قطر ذره است که

برای هر کاربرد هواشناسی رادار، اساس و پایه است.

با جای گذاری δ در رابطه (۲) شکل هواشناسی معادله رادار برای توان دریافتی به دست می آید:

$$P_r = G^2 a^2(r) \frac{\lambda^2 P_t \text{tg}^2 \theta}{512 \pi^2 r^2} \frac{c \tau \pi^5}{2 \lambda^4} |k^2| Z' \quad (5)$$

که فاکتور بازتابش، نامیده می شود و به صورت رابطه (۶) به دست می آید؛

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (6)$$

با دانستن نوع ذرات (آب یا یخ) و مشخص بودن میزان تضعیف (غالباً مقدار تضعیف ناشناخته و از آن صرف نظر

می شود، اما در رادارهای پیشرفته با نرم افزارهای قوی، میزان تضعیف با اعمال ضریب مناسب محاسبه می شود)

معادله رادار ساده تر و به صورت رابطه (۷) نمایش داده می شود:

$$Z = C_2 P_r r^2 \quad \text{یا} \quad P_r = C_1 \frac{Z}{r^2} \quad (7)$$

که در آن، Z یک پارامتر هواشناسی است و می توان آن را به وسیله تعداد و اندازه ذرات موجود در واحد حجم

نمونه، در محدوده بسیار کوچک برای مه رقیق $\left(\frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3} 0/001\right)$ تا مقادیر بسیار بزرگ $\left(\frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3} 1000000\right)$ (بیش از

برای تگرگ، مشخص کرد. لذا شایسته است این دامنه وسیع تغییرات فشرده سازی شود. بدین منظور Z بر حسب

لگاریتم بازتعریف و برحسب dbz بیان می شود.

می توان از شدت پژواک های بازگشتی از اهداف، به منظور یافتن آهنگ بارش در حجم بررسی شده استفاده کرد.

با بهره گیری از قانون رایلی (رایلی، ۱۸۷۱) که می بایست اندازه ذرات به اندازه کافی کوچک تر از طول موج رادار

باشد، طول موج های به کار برده شده (۱ تا ۱۰ سانتی متر) تضمین می کند که پژواک بازگشتی با آهنگ بارش متناسب

است.

شدت بارش با رابطه (۸) تعریف می شود:

$$R = \frac{3.6}{10^3} \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D)V(D)D^3 dD, \quad ۸$$

که در این رابطه، $V(D)$ سرعت حدی نزول قطره بارش است.

با توجه به تشابه دو رابطه (۷) و (۸) می توان این دو رابطه را به هم مرتبط کرد. بهترین رابطه تحلیلی - تجربی که

بین R و Z به دست آمده، به صورت رابطه (۹) است:

$$Z = aR^b$$

مارشال و پالمر (۱۹۴۸)، با تقریب معقولی، مقدار $Z = 200R^{1/6}$ را برای شرایط بارش متوسط بدست آورده اند،

کمیت Z معمولاً بر حسب mm^6/m^3 و R بر حسب mm/h اندازه گیری می شود.

اندازه قطرات باران و توزیع آنها در یک حجم داده شده (مارشال و پالمر، ۱۹۴۸) هم در یک نوع بارش و بسیار

بیشتر از یک نوع بارش به نوع دیگر به طور قابل ملاحظه ای تغییر می کنند. بنابراین ثابت های a و b می توانند دارای

دامنه تغییرات نسبتاً زیادی باشند.

مقدار پارامترهای a و b بستگی به عوامل زیر دارد (یوجلهوت و استریکر، ۱۹۹۹):

۱- نوع بارش (بارش های رگباری، بارش های گسترده)

۲- فصل (قطر قطرات بارش در زمستان کوچک تر از قطر بارش در تابستان است).

۳- عرض جغرافیایی و کوهساری منطقه

البته همه این عوامل به نوعی به توزیع اندازه قطره های بارش و سرعت سقوط قطرات مربوط می شود.

هدف از ارزیابی یا تصحیح بارش، استخراج یک رابطه مناسب برای محاسبه شدت بارش از داده های بازتابش

است. با فرض اینکه مقادیر Z دقت مناسبی دارند، به دست آوردن بهترین ثابت های a, b می تواند به داده های مناسب

تر شدت بارش منتهی شود. ضریب a دارای مقادیر گسترده ای از ۱۶/۶ در بارش کوهستانی تا ۳۹۸ برای بارش برف

و ضریب b نیز دارای مقادیر متغیری از ۱/۲۵ تا ۲/۸۷ در شرایط بارندگی متنوع است.

برای محاسبه این ثابت ها، می توان از مقایسه داده های بارش که از باران نگارها به دست می آید و داده های

بازتابندگی رادار استفاده نمود. به طور کلی پیشنهاد می شود برای داشتن بهترین تطابق داده ها با میزان واقعی بارش،

فرایند ارزیابی در هر بارش برای مناطق و همچنین فصول مختلف به طور جداگانه محاسبه و تصحیح شوند. پس از به دست آمدن ضرایب، باید آنها را در داده های راداری اعمال نموده تا مقادیر بارش تصحیح شده به دست آیند.

معمول ترین روش برای تعیین ضرایب a, b ، استفاده از روش وایازشی خطی (linear Regression) با حداقل میانگین مربع خطا (RMSE) است.

داده های لازم برای تعیین ثابت های a, b ، عبارت اند از R_g (شدت بارش ثبت شده توسط باران نگار که میزان بارش ثبت شده در یک ساعت و واحد آن mm/h است و مقدار بازتابندگی Z که به ترتیب از باران نگار و رادار به دست می آیند. چنانچه محور عمودی $\log Z$ و محور افقی $\log R$ باشد، با استفاده از این روش و به کمک روش وایازشی خطی با حداقل مربعات خطا، خطی از صفحه عبور داده می شود تا جذر مجموع مربعات فواصل هر یک از نقاط تا خط کمینه شود. شیب این خط b و عرض از مبدا آن $\log a$ خواهد بود.

در کل باران نگارهایی که بدین منظور مورد استفاده قرار می گیرند، بایستی دقتی بهتر از $0.5mm/min$ داشته باشند (بج و همکاران، ۱۹۹۸).

هر چه بازه نمونه گیری کوتاه تر باشد، دقت ارزیابی بالا می رود. به منظور رسیدن به یک عدد منطقی باید دقت کرد که هر پایش (scan) کامل رادار حدود ۱۵ دقیقه طول می کشد و پس از آن داده ها تولید می شوند؛ همچنین کمینه بازه زمانی نمونه گیری نباید به گونه ای باشد که باعث ایجاد خطا شود (امیر یزدانی و همکاران، ۲۰۰۲؛ کولیاس و همکاران، ۲۰۰۳).

در خصوص تعداد باران نگارها برای تمامی مناطق، نظر واحدی را نمی توان ارائه داد. حداقل تعداد باران نگار، با تنوع اقلیمی محلی ارتباط مستقیم دارد، اما حداقل تعداد ۳ تا ۵ باران نگار در فاصله ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری محل نصب رادار و با توزیع متناسب منطقه (در صورت موجود و در دسترس بودن ایستگاه ها) مورد نیاز است.

۵-۲ شبکه باران سنجی

- ✓ چون مقدار بارانی که توسط باران سنجها اندازه گیری می شود باید بتواند نمایانگر بارندگی در سطح وسیعی از منطقه باشد بنابراین تعیین محل مناسب، نقش اساسی در میزان دقت اندازه گیری بارندگی منطقه ای دارد
- ✓ دو عامل تعداد و توزیع باران سنجها نقش اساسی در تعیین بارندگی متوسط یک حوضه آبریز دارند.

۱-۵-۲ نکات مهم در تعیین محل مناسب باران سنج ها

- ✓ از موانع موجود یا آتی قابل پیش بینی حداقل ۲ برابر ارتفاع آنها فاصله داشته باشند.
- ✓ دهانه باران سنجها هر چه به زمین نزدیکتر باشد بهتر است. (با توجه به کاهش سرعت باد در نزدیک سطح زمین) اما نباید این فاصله از یک حد مجاز کمتر باشد زیرا خطر ورود قطرات باران برخوردی به سطح زمین وجود دارد. استاندارد ایران ۸۱ سانتی متر از سطح زمین است.



۲-۵-۲ تعداد ایستگاه‌های مناسب در یک منطقه

- ✓ سازمان جهانی هواشناسی (WMO) و سازمان حفاظت خاک آمریکا توصیه‌هایی برای تعداد ایستگاه‌های باران سنجی بسته به نوع و مساحت حوضه ارائه کرده‌اند.
- ✓ روش‌های آماری نیز روشی مناسب برای تعیین تعداد ایستگاه‌های باران‌سنجی است.

۲-۵-۲-۱ تعیین تعداد ایستگاه‌ها در یک حوضه با استفاده از پیشنهاد سازمان جهانی هواشناسی (WMO)

- در مناطق مسطح با آب و هوای معتدل یک ایستگاه در هر ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومتر مربع کافی است، ولی در کشورهایی که به دلایلی مثلاً فقدان راه‌های ارتباطی و یا کارمندان ماهر، مشکلاتی دارند در هر ۹۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر مربع یک ایستگاه قابل قبول می باشد.
- در مناطق کوهستانی با آب و هوای معتدل یک ایستگاه در هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر مربع ضروری می باشد. ضمناً از نظر ارتفاع نیز باید حداقل یک ایستگاه در هر فاصله تراز ۵۰۰ متری وجود داشته باشد. در مناطق دوردست تا یک ایستگاه به ازای هر ۲۵۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع نیز قابل قبول است.
- در مناطق کویری یک ایستگاه به ازای هر ۱۵۰۰ تا ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع کفایت دارد.

۲-۵-۲-۲ توصیه سازمان حفاظت خاک آمریکا SCS

حد اقل تعداد ایستگاه های باران سنجی	وسعت حوزه
۱	۷۵ تا
۲	۷۵ تا ۱۵۰
۳	۱۵۰ تا ۳۰۰
۴	۳۰۰ تا ۵۵۰
۵	۵۵۰ تا ۸۰۰
۶	۸۰۰ تا ۱۲۰۰

Km2

۲-۵-۳ روش آماری تعیین تعداد ایستگاههای باران سنجی

اگر بخواهیم روی حوزه ای که دارای تعدادی ایستگاه نصب شده می باشد با یک درصد معین از اشتباه، برآوردی قابل قبول از میانگین بارندگی حوزه را ارائه دهیم، می توانیم از رابطه آماری زیر استفاده کنیم:

$$N = \left(\frac{C_v}{E} \right)^2$$

N: تعداد بهینه ایستگاه ها

E: میزان اشتباه مجاز در تخمین متوسط بارندگی

C_v: ضریب تغییرات بارندگی برای ایستگاه های حوزه

$$C_v = \frac{100S}{\bar{p}} \quad \begin{cases} \rightarrow S = \sqrt{\frac{\sum (p - \bar{p})^2}{n - 1}} \\ \rightarrow \bar{p} = \frac{\sum p}{n} \end{cases}$$

P: مقدار بارندگی در هر ایستگاه
 $\bar{p}$: متوسط بارندگی سالانه
n: تعداد ایستگاه های موجود
S: انحراف از معیار

۲-۹؟ - آماده سازی داده های بارش^۶

قبل از استفاده از داده های بارش لازم است این داده ها از نظر پیوستگی^۷ و یکنواختی (همگنی)^۸ کنترل شوند. عدم پیوستگی در داده ها می تواند علل فراوانی چون خرابی یا شکست ایستگاه در یک بازه زمانی داشته باشد. این داده های مفقود شده را میتوان بوسیله آمار ایستگاههای مجاور تخمین زد. برای این کار از بارش نرمال بعنوان استاندارد مقایسه استفاده می شود. بارش نرمال میانگین بارش (ماهانه، سالانه، روزانه و ...) در یک دوره آماری ۳۰ ساله است. بارش نرمال در هر دهه بازنگری می شود. بنابراین منظور از بارش نرمال سالانه ایستگاه A، میانگین بارش سالانه این ایستگاه در یک دوره ۳۰ ساله است.

۲-۹؟- تخمین داده های ناقص به روش ایستگاه معرف و نسبت نرمال

^۶ K.s.Subramania,2004,Engineering Hydrology,Second Edition,Tata McGrawHill

^۷ Continuity

^۸ Consistency

فرض کنید $P_1, P_2, P_3, \dots, P_m$ آمار بارش سالانه ایستگاههای ۱، ۲، ۳، ... و M که در مجاورت یکدیگر قرار دارند باشند و هدف پیدا کردن آمار P_x یعنی بارش ایستگاه x که جزو ایستگاههای فوق الذکر نیست در یک سال مشخص باشد. همچنین فرض کنید مقادیر بارش نرمال سالانه این $M+1$ ایستگاه برابر $N_1, N_2, \dots, N_i, \dots, N_m$ باشد.

چنانچه بارش نرمال ایستگاههای مجاور در بازه ۱۰ درصدی بارش نرمال ایستگاه x باشد از میانگین ساده حسابی برای تخمین مقدار بارش ایستگاه x استفاده می کنیم.

$$P_x = \frac{1}{M} [P_1 + P_2 + \dots + P_m]$$

در غیر اینصورت P_x با وزن دهی به بارش هر ایستگاه به نسبت بارش نرمال آن ایستگاه بدست می آید. به این روش نسبت نرمال گویند:

$$P_x = \frac{N_x}{M} \left[\frac{P_1}{N_1} + \frac{P_2}{N_2} + \dots + \frac{P_m}{N_m} \right]$$

مثال: مثال بازسازی نواقص آماری

آمار موجود در ۶ ایستگاه موجود در حوزه ای بر حسب میلیمتر به صورت زیر است:

سال	A	B	C	D	E	F
۱۳۵۰	۳۲۰	۳۰۱	۳۱۱	۳۱۶	۳۱۰	۳۴۸
۱۳۵۱	۳۰۰	۲۸۴	۲۹۰	۲۸۸	۲۹۴	۳۱۸
۱۳۵۲	۲۵۲	۲۳۹	۲۴۸	۲۳۹	۲۵۸	۲۷۵
۱۳۵۳	۳۱۵	۲۹۸	۳۰۷	۳۱۲	۳۰۷	۳۴۱
۱۳۵۴	۳۰۹	۲۹۵	۳۰۳	۳۰۷	۲۹۹	۳۴۲
۱۳۵۵	۳۰۱	۲۹۰	۲۹۴	۳۰۰	۲۹۰	۳۲۲
۱۳۵۶	۲۹۴	۲۷۵	۲۸۵	۲۹۳	۲۸۲	۳۱۸
۱۳۵۷	۲۹۱	۲۶۵	۲۷۹	۲۸۱	۲۸۴	۳۱۲
۱۳۵۸	۳۸۵	۳۷۱	۳۷۶	۳۹۶	۳۹۰	۴۴۸
۱۳۵۹	۲۹۰	۲۷۵	۲۸۴	۲۸۷	۲۸۱	۳۰۶
۱۳۶۰	۳۴۰	۳۲۵	۳۳۴	۳۳۸	۳۲۹	۳۸۸
۱۳۶۱	۳۰۵	۲۸۷	۲۹۸	۳۰۶	۲۹۴	۳۲۶
۱۳۶۲	۳۱۲	۲۹۲	—	۳۰۴	۳۰۳	۳۴۶
۱۳۶۳	۳۲۲	۳۰۵	—	۳۲۰	۳۰۹	۳۵۴
۱۳۶۴	۳۳۹	۳۲۲	۳۱۵	۳۴۰	۳۲۸	۳۷۰
۱۳۶۵	۳۰۶	۲۹۴	۳۰۲	—	۲۹۱	۳۲۴
۱۳۶۶	۴۸۴	۴۵۱	۴۷۸	۴۷۱	۴۷۵	—
۱۳۶۷	۲۴۵	۲۲۱	۲۴۲	۲۴۸	۲۳۷	—

برای بازسازی آمار ایستگاه C در سالهای ۶۲ و ۶۳، میانگین ایستگاهها در پایه زمانی مشترک محاسبه می شود. بدین طریق که از آمار مربوط به سالهای ۶۶، ۶۵، ۶۳، ۶۲ و ۶۷ در کلیه ایستگاهها بطور موقت صرفنظر شده از دیگر ارقام میانگین گرفته می شود. بنابراین در تمامی ایستگاهها میانگین بر اساس آمار ۱۳ ساله بدست می آید که در جدول زیر نوشته شده است:

ایستگاه	A	B	C	D	E	F
میانگین بارش ۱۳ ساله	۳۱۰٫۸	۲۹۴٫۴	۳۰۱٫۸	۳۰۷٫۹	۳۰۳٫۵	۳۳۹٫۵

با توجه به میانگین بارندگی در ایستگاه دارای آمار ناقص (ایستگاه C) دامنه تغییرات مجاز بارش برای ایستگاههای معرف با در نظر گرفتن ده درصد تغییر به صورت زیر است:

$$301.8 \pm 30.2mm$$

مشاهده می شود که بجز ایستگاه F دیگر ایستگاه ها دارای میانگین بارندگی در محدوده تغییرات ذکر شده بوده و بنابراین می توانند ایستگاه معرف برای ایستگاه C باشند. بنابراین بارندگی ایستگاه C در سال ۱۳۶۲ با در نظر گرفتن بارندگی ایستگاه معرف و در همان سال به صورت زیر برآورد می شود:

$$P_C = \frac{312 + 292 + 304 + 303}{4} = 302.7mm$$

برای آمار ناقص سالهای دیگر نیز به همین ترتیب عمل می شود.

اما برای محاسبه آمار ایستگاه D در سال ۱۳۶۵ به ترتیب زیر عمل می شود:

$$P_D = \frac{1}{5} \left[\left(\frac{307.9}{310.8} \times 306 \right) + \left(\frac{307.9}{294.4} \times 294 \right) + \left(\frac{307.9}{301.8} \times 302 \right) + \left(\frac{307.9}{303.5} \times 291 \right) + \left(\frac{307.9}{339.5} \times 324 \right) \right] = 301.5mm$$

۲-۲- تخمین داده های ناقص به روش همبستگی بین ایستگاهها^۹

در این روش با انتخاب یک ایستگاه شاهد که دارای آمار طولانی تر می باشد، آمار ایستگاه ناقص تکمیل می شود. معادله همبستگی را می توان به صورت کلی $Y=aX+b$ نوشت که پس از تعیین ضرایب (a) و (a) می توان از روی مقادیر مربوط به (x)، مقادیر (Y) را محاسبه نمود. روش کار بصورت زیر است:

^۹ دکتر محمد مهدوی، هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۸۴

$$b = \frac{\sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n}}{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}}$$

$$a = \bar{Y} - b\bar{X}$$

ضریب همبستگی عبارتست از :

$$r = \frac{\sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n}}{\sqrt{\left[\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}\right] \left[\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n}\right]}}$$

سپس با توجه به جدول فیشر (جدول زیر) و درجه آزادی (df=n-2) مقدار ضریب همبستگی بدست آمده را با اعداد جدول در ستون احتمال مورد نظر مقایسه کرده و چنانچه ضریب بدست آمده بزرگتر و یا مساوی با آن باشد، همبستگی در آن سطح اعتماد معنی دار می باشد. در پاره ای موارد نیز می توان از همبستگی چند متغیره، یا لگاریتمی و یا درجه دوم استفاده نمود.

مثال: با استفاده از داده های مثال قبلی چنانچه بخواهیم کمبودهای آمار ایستگاه C را برطرف نماییم همبستگی لازم را با ایستگاه نزدیک و یا ایستگاهی که بیشترین ضریب همبستگی را با آن داشته باشد برقرار می نماییم. برای نمونه چنانچه ایستگاه نزدیک به C ایستگاه A باشد محاسبات بصورت زیر خواهد بود:

$$b = \frac{1614230 - \frac{5076 \times 4946}{16}}{1656116 - \frac{25765776}{16}} = 0.986$$

$$a = 309 - 0.986 \times 317.25 = -3.8$$

$$P_c = P_A \times 0.986 - 3.8$$

$$P_c = 312 \times 0.986 - 3.8 = 303.8 \quad \text{در سال ۱۳۶۲}$$

$$P_c = 322 \times 0.986 - 3.8 = 313.7 \quad \text{در سال ۱۳۶۳}$$

ضریب همبستگی برابر خواهد بود با:

$$r = \frac{1614230 - \frac{5076 \times 4946}{16}}{\sqrt{\left[1656116 - \frac{(5076)^2}{16}\right] \left[1573754 - \frac{(4946)^2}{16}\right]}} = 0.996$$

با در نظر گرفتن ضریب همبستگی و با استفاده از جدول فیشر مشاهده می شود که برای درجه آزادی $(16-2=14)$ عدد درج شده در ستون یک درصد برابر $0/623$ بوده که ضریب بدست آمده به مراتب بزرگتر از آن است و در نتیجه همبستگی بدست آمده در سطح یک درصد معنی دار است.

ضریب بدست آمده به مراتب بزرگتر از آن است و در نتیجه، همبستگی بدست آمده در سطح یک درصد معنی دار می باشد.

جدول ۵-۹- مقادیر معنی دار بودن ضریب همبستگی در سطح معنی داری ۱ و ۵ درصد

درجه آزادی	۱٪	۵٪	درجه آزادی	۱٪	۵٪
۱	۱/۰۰۰	۰/۹۹۷	۲۴	۰/۴۹۶	۰/۳۸۸
۲	۰/۹۹۰	۰/۹۵۰	۲۵	۰/۴۸۷	۰/۳۸۱
۳	۰/۹۵۹	۰/۸۷۸	۲۶	۰/۴۷۸	۰/۳۷۴
۴	۰/۹۱۷	۰/۸۱۱	۲۷	۰/۴۷۰	۰/۳۶۷
۵	۰/۸۷۴	۰/۷۵۴	۲۸	۰/۴۶۳	۰/۳۶۱
۶	۰/۸۳۴	۰/۷۰۷	۲۹	۰/۴۵۶	۰/۳۵۵
۷	۰/۷۹۸	۰/۶۶۶	۳۰	۰/۴۴۹	۰/۳۴۹
۸	۰/۷۶۵	۰/۶۳۲	۳۵	۰/۴۱۸	۰/۳۲۵
۹	۰/۷۳۵	۰/۶۰۲	۴۰	۰/۳۹۳	۰/۳۰۴
۱۰	۰/۷۰۸	۰/۵۷۶	۴۵	۰/۳۷۲	۰/۲۸۸
۱۱	۰/۶۸۴	۰/۵۵۳	۵۰	۰/۳۵۴	۰/۲۷۴
۱۲	۰/۶۶۱	۰/۵۳۲	۶۰	۰/۳۲۵	۰/۲۵۰
۱۳	۰/۶۴۱	۰/۵۱۴	۷۰	۰/۳۰۲	۰/۲۳۲
۱۴	۰/۶۲۳	۰/۴۹۷	۸۰	۰/۲۸۳	۰/۲۱۷
۱۵	۰/۶۰۶	۰/۴۸۲	۹۰	۰/۲۶۷	۰/۲۰۵
۱۶	۰/۵۹۰	۰/۴۶۸	۱۰۰	۰/۲۵۴	۰/۱۹۵
۱۷	۰/۵۷۵	۰/۴۵۶	۱۲۵	۰/۲۲۸	۰/۱۷۴
۱۸	۰/۵۶۱	۰/۴۴۴	۱۵۰	۰/۲۰۸	۰/۱۵۹
۱۹	۰/۵۴۹	۰/۴۳۳	۲۰۰	۰/۱۸۱	۰/۱۲۸
۲۰	۰/۵۳۷	۰/۴۲۳	۳۰۰	۰/۱۴۸	۰/۱۱۳
۲۱	۰/۵۲۶	۰/۴۱۳	۴۰۰	۰/۱۲۸	۰/۰۹۸
۲۲	۰/۵۱۵	۰/۴۰۴	۵۰۰	۰/۱۱۵	۰/۰۸۸
۲۳	۰/۵۰۵	۰/۳۹۶	۱۰۰۰	۰/۰۸۱	۰/۰۶۲

هنگام برقراری همبستگی بین دو متغیر، میزان خطای بوجود آمده در تطویل آمار باید کمتر از اشتباه موجود در نمونه های کوتاه مدت باشد. بدین منظور می توان مدت زمان مجاز گسترش آمار را از رابطه زیر بدست آورد:

$$N_e = \frac{N}{1 + \frac{N-n}{n-2}(1-r^2)}$$

که در آن:

N_e : طول مناسب آمار برای ایستگاه ناقص پس از تطویل

n : تعداد سالهای آماری مربوط به آمارهای کوتاه مدت

N : تعداد سالهای آماری مربوط به ایستگاه مبنا

r : ضریب همبستگی بین دو متغیر قبل از تطویل آمار

مثال: چنانچه ایستگاه ناقص دارای ۸ سال و ایستگاه مبنا دارای ۱۵ سال آمار بوده و ضریب همبستگی بین آنها در

۸ سال مشترک، برابر ۰/۸۴ باشد، طول کل دوره قابل تطویل، از راه زیر بدست می آید:

$$N_e = \frac{15}{1 + \frac{15-8}{8-2}(1-0.84^2)} = 11.1$$

در نتیجه آمار ایستگاه ناقص را می توان به مدت ۳ سال از روی همبستگی بدست آمده تطویل نمود.

۲-۴۴- آزمون همگنی یا یکنواختی داده ها

چنانچه در شرایط ثبت داده ها تغییرات اساسی رخ دهد، غیر یکنواختی یا ناهمگنی در آمار بوجود می آید. این

تغییر شرایط می تواند بدلایلی چون: تغییر مکان ایستگاه، تغییر شرایط در نزدیکی ایستگاه، تغییرات اکولوژیکی مربوط

به اقلیم منطقه و خطای مشاهداتی از یک تاریخ مشخص به بعد باشد. آزمون همگنی به روش منحنی جرم

مضاعف^{۱۰} انجام می شود.

برای اینکار ۵ الی ۱۰ ایستگاه در مجاورت ایستگاه X که در حال آزمون داده های آن هستیم انتخاب می کنیم.

سپس مقادیر بارش سالانه ایستگاه X و میانگین بارش سالانه ایستگاههای مجاور را بر اساس عکس تاریخ وقوع آنها

مرتب می کنیم. (آخرین بارش ثبت شده در اول لیست و اولین بارش ثبت شده در آخر لیست قرار می گیرد) و مقادیر

تجمعی بارش سالانه ایستگاه $\sum Px$ و مقادیر تجمعی میانگین ایستگاههای مجاور $\sum Pav$ را بدست می آوریم.

¹⁰ Duple Mass Curve

حال مقادیر (ΣPx) در مقابل (ΣPx) و بر اساس سال مربوطه بر روی محور مختصات ترسیم می کنیم. شکستگی بر روی نمودار ترسیم شده نشان دهنده تغییر رژیم بارش ایستگاه X است. مقدار بارش در ایستگاه X در طول دوره ای که تغییرات رژیم مشاهده می شود با استفاده از رابطه زیر تصحیح می شود:

$$P_{cx} = P_x \frac{M_c}{M_a}$$

که در آن: P_{cx} : بارش اصلاح شده در ایستگاه X

P_{cx} : مقدار بارش اولیه ثبت شده در ایستگاه X

M_c : شیب اصلاح شده منحنی جرم مضاعف

M_x : شیب اولیه منحنی جرم مضاعف

است. در این روش بارشهای قدیمی بر اساس روند بارشهای سالهای جدید اصلاح می شوند. واضح است که هر چپه ایستگاههای مبنا همگتر باشند، نتایج مطلوبتر بدست می آید. لازم به ذکر است چنانچه تغییر شیب منحنی حداقل برای ۵ سال متوالی اتفاق افتاده باشد به اصلاح شیب و در نتیجه آمار مبادرت می کنیم.

مثال: در جدول زیر مقادیر بارش سالانه ۵ ایستگاه هواشناسی طی یک دوره ۱۶ ساله آورده شده است. برای انجام آزمون همگنی ایستگاه A به روش جرم مضاعف به ترتیب زیر عمل می گردد:

الف- مقادیر بارش متوسط ۴ ایستگاه B, C, D, E برای سالهای مختلف محاسبه و در ستون ۷ جدول آمده است.

ب- مقادیر بارش تجمعی بارش ایستگاه A و ستون شماره ۷ بترتیب در ستون های ۸ و ۹ محاسبه می گردد.

ج- مقادیر مندرج در ستونهای ۸ و ۹ در شکل رسم شده است. همانگونه که در شکل دیده می شود از سال ۱۳۵۹ در امتداد خط شکستگی بوجود آمده است.

د- با فرض صحیح بودن آمار در سالهای جدید، نسبت شیب شاخه صحیح به شیب شاخه مشکوک به صورت زیر محاسبه می شود:

$$K = \frac{\text{شیب شاخه صحیح } (S_c)}{\text{شیب شاخه مشکوک } (S_e)}$$

ه- در این مرحله مقادیر بارش سالانه ایستگاه A در سالهای قبل از شکستگی در ضریب تصحیح (K) ضرب می گردد.

جدول آزمون جرم مضاعف

10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
بارش اصلاح شده ایستگاه A	تجمعی سایر ایستگاهها	تجمعی ایستگاه A	متوسط ایستگاهها بجز A	بارش سالانه (mm)					سال
				E	D	C	B	A	
357.4	307.0	262.8	307	318	366	246	299	263	1355
305.5	606.9	487.4	299.9	317	308	328	247	225	1356
364.6	952.4	755.5	345.4	336	386	324	336	268	1357
321.8	1249.2	992.1	296.9	331	277	260	319	237	1358
258.4	1548.7	1182.1	299.5	252	361	294	291	190	1359
467.1	1964.2	1649.2	415.6	444	426	499	293	467	1360
369.9	2313.5	2019.1	349.3	385	321	383	309	370	1361
249.7	2571.6	2268.8	258.1	319	237	262	215	250	1362
374.2	2882.9	2643.0	311.3	363	333	289	260	374	1363
304.5	3213.5	2947.5	330.6	359	385	246	333	305	1364
342.6	3491.3	3290.1	277.8	261	316	283	251	343	1365
303.4	3837.9	3593.5	346.6	367	353	313	353	303	1366
405.3	4195.7	3998.8	357.8	368	312	346	405	405	1367
374.8	4560.2	4373.6	364.6	398	333	399	329	375	1368
404.2	4926.9	4777.8	366.7	378	394	383	312	404	1369
275.0	5198.1	5052.8	271.2	297	255	257	276	275	1370

نمودار؟؟؟؟

۶-۲ مشخصات بارش

۶-۲-۱ مدت بارندگی (Duration)

✓فاصله زمانی بین شروع و خاتمه هر بارندگی است و با D نمایش داده می شود

✓مدت بارندگی یک متغیر تصادفی پیوسته است و می تواند هر عدد بزرگتر از صفر را به خود اختصاص دهد.

۲-۶-۲ ارتفاع یا عمق بارندگی (P)

- ✓ ارتفاع آب حاصله از یک بارندگی در طول مدت بارندگی است.
- ✓ ارتفاع و زمان بارندگی توابعی هستند از فصل سال، آب و هوای محلی و موقعیت جغرافیایی

۲-۶-۳ شدت بارش ($Intensity$)

- ✓ ارتفاع بارندگی به مدت زمان بارندگی را شدت بارندگی می‌نامند.
- ✓ شدت متوسط بارندگی معمولاً بین ۰,۱ تا ۳۰ میلیمتر بر ساعت است. در حالت حدی به مقادیر ۱۵۰ تا ۳۵۰ میلیمتر بر ساعت نیز می‌رسد.

۲-۶-۴ فراوانی وقوع ($Frequency$)

- ✓ منظور از فراوانی وقوع، تعداد دفعاتی است که یک پارامتر مشخص در مدت زمان معین اتفاق می‌افتد.
- ✓ به عنوان نمونه باران یک ساعته با مقدار بارندگی ۱۰ میلی‌متر یا بیشتر را در نظر بگیرید. چنانچه بررسی داده‌های آماری نشان دهد که در طول مدت ۴۰ سال ۱۰ بار باران یک ساعته با مقدار بارندگی ۱۰ میلی‌متر یا بیشتر بوده است بنابراین فراوانی وقوع باران یک ساعته با مقدار بارندگی ۱۰ میلی‌متر یا بیشتر، ۱۰ بار در ۴۰ سال یا ۲۵ بار در هر ۱۰۰ سال است.

۲-۶-۵ دوره بازگشت ($Return Period$)

- ✓ متوسط فاصله زمانی بین وقوع دو حادثه است.
- ✓ دوره بازگشت عکس فراوانی وقوع است. $T=1/F$. باران ۵ ساله یعنی دوره بازگشت آن ۵ سال است.

۲-۶-۷ سطح بارش

- ✓ هر بارش در هنگام وقوع مساحتی را در بر می‌گیرد که به آن سطح بارش می‌گویند. این سطح ثابت نیست و در طول مدت بارش در حال تغییر است.

۲-۷ روش‌های مختلف تخمین بارندگی متوسط در سطح یک حوضه یا منطقه

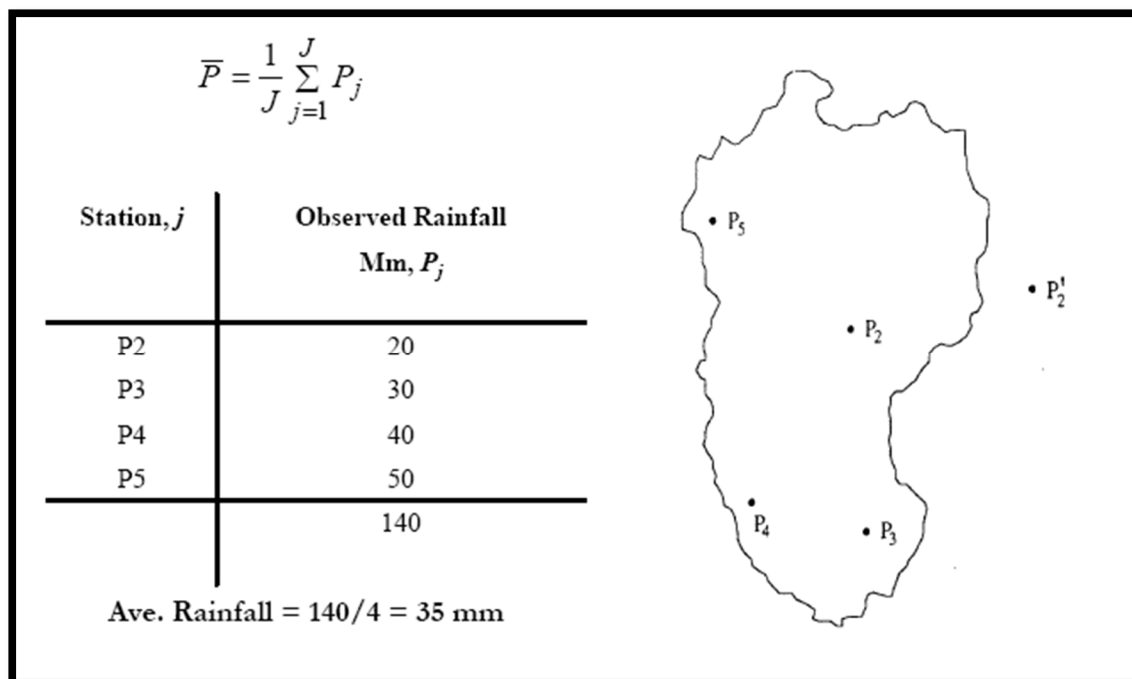
- ✓ اطلاعاتی که از ایستگاههای باران‌سنجی بدست می‌آید مربوط به یک نقطه می‌باشد که لازم است آن را به مساحت یک حوضه یا منطقه تعمیم داده شود. بدین منظور سه روش وجود دارد



- ۱) روش میانگین حسابی (Arithmetic Mean)
- ۲) روش چند ضلعی‌های تیسن (Thiessen Method)
- ۳) روش خطوط همباران (Isohyetal Method)

۲-۷-۱ روش میانگین حسابی

- ✓ در این روش میانگین حسابی بارندگی‌های نقطه‌ای ایستگاههای درون منطقه به عنوان ارتفاع بارندگی یک منطقه بیان می‌شود.
- ✓ اگر منطقه مورد مطالعه مسطح و ایستگاهها به فواصل نسبتاً مساوی از یکدیگر قرار داشته باشند، از این روش استفاده می‌شود
- ✓ معمولاً برای اطلاعات اولیه از میزان بارندگی در یک حوضه بویژه با سطح کم کاربرد دارد
- ✓ تنها مزیت این روش سادگی عمل است.



۲-۷-۲ روش چند ضلعی های تیسن

✓ در این روش فرض می شود که بارندگی یک نقطه در فاصله دو ایستگاه تقریباً برابر با بارندگی ایستگاهی است که نزدیکتر به آن نقطه است.

✓ در این روش ابتدا ایستگاههای همجوار به هم متصل می شوند تا تعدادی مثلث ایجاد شود و سپس با رسم عمود منصف های اضلاع این مثلث ها، چند ضلعی هایی حاصل می شود که هر ایستگاه در داخل یکی از آنها قرار می گیرند.

✓ اگر مساحت مربوط به هر چند ضلعی $A_1, A_2, \dots, A_n$ و مقدار بارندگی در ایستگاههای داخل چند ضلعی نیز $P_1, P_2, \dots, P_n$ باشد متوسط بارندگی از رابطه زیر بدست می آید.

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i A_i}{\sum A_i}$$

✓ در این روش کلیه ایستگاههای داخل و خارج حوضه در صورت وجود مورد استفاده قرار می گیرد.

✓ برای محاسبه مساحت هر چند ضلعی، آن قسمت از مساحت که داخل حوضه است در نظر گرفته می شود.

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^J A_j P_j$$

Statio, j	Observed Rainfall Mm, P_j	Area, A km ²	Weighted Rainfall, $A_j P_j$ mm
P1	10	0.22	2.2
P2	20	4.02	80.4
P3	30	1.35	40.5
P4	40	1.60	64.0
P5	50	1.95	97.5

9.14 284.6

Ave. Rainfall = 284.6/9.14 = 31.1 mm

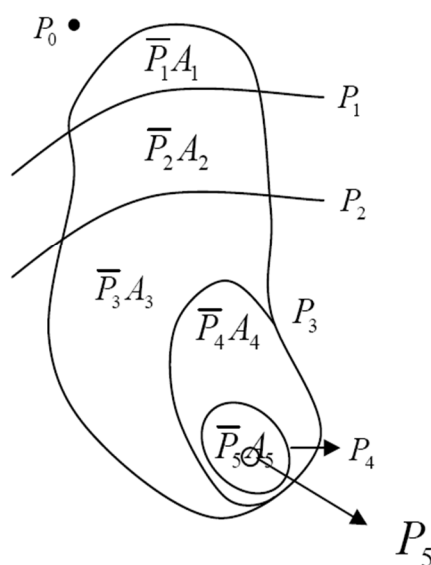


۲-۷-۳ روش خطوط همباران

- ✓ خط همباران مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن برای یک دوره مشخص یکسان است.
- ✓ در این روش پس از ترسیم خطوط همباران، مساحت‌هایی از منطقه که بین دو خط همباران قرار دارند، ($A_1, A_2, \dots, A_n$) مشخص می‌شود سپس متوسط بارندگی در این مساحتها که در واقع میانگین خط همباران بالائی و پایینی است ($P_1, P_2, \dots, P_n$) تعیین می‌شود آنگاه متوسط بارندگی از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$\bar{P} = \frac{\sum \bar{P}_i A_i}{\sum A_i}$$

$$\bar{P}_4 = \frac{P_3 + P_4}{2} \quad \bar{P}_5 = \frac{P_4 + P_5}{2} \quad \bar{P}_2 = \frac{P_1 + P_2}{2} \quad \bar{P}_3 = \frac{P_2 + P_3}{2} \quad \bar{P}_1 = \frac{P_0 + P_1}{2}$$



۲-۷-۳-۱ روش ترسیم خطوط همباران

- ✓ در مناطق مسطح و کم عارضه، رسم خطوط همباران مشابه رسم خطوط تراز بوده و از طریق درونیابی بارندگی بین ایستگاهها انجام می‌شود.
- ✓ در حوضه‌های کوهستانی با استفاده از معادله گرادیان بارندگی و نقشه توپوگرافی حوضه بشرح ذیل انجام می‌گیرد.

i. در یک دستگاه محور مختصات، تغییرات بارندگی در هر ایستگاه را نسبت به ارتفاع ایستگاه از

سطح دریا ترسیم و معادله تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع محاسبه می‌شود.

ii. از روی معادله گرادیان بارندگی، برای هر مقدار مشخص بارندگی، ارتفاع مربوطه حساب می‌شود و

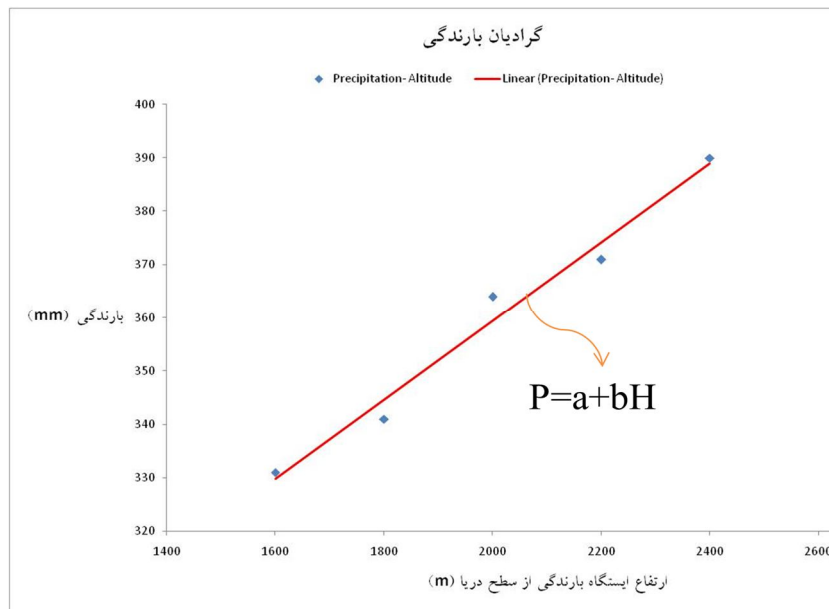
با این فرض که خط همباران از خط تراز تبعیت می‌کند می‌توان روی نقشه توپوگرافی این خط

ارتفاعی را که یک خط همباران خواهد بود تعیین کرد.

مثال: یافتن خط همباران ۱۳۰ میلی متری با داشتن معادله گرادیان بارندگی: $P=100+0.03H$

$$130=100+0.03H \quad H=1000 \text{ m}$$

با مراجعه به نقشه توپوگرافی، خط تراز ۱۰۰۰ متری خط همباران ۱۳۰ میلی متری است.



۲-۷-۴- روش معکوس مربعات فاصله:

در این روش به هر ایستگاه وزنی معادل معکوس مربع فاصله آن ایستگاه از مرکز حوضه آبریز اختصاص داده می شود.

$$w_c = \frac{\frac{1}{d_c^2}}{\frac{1}{d_a^2} + \frac{1}{d_e^2} + \frac{1}{d_c^2} + \frac{1}{d_d^2}}$$

که در آن

w_c : وزن ایستگاه C

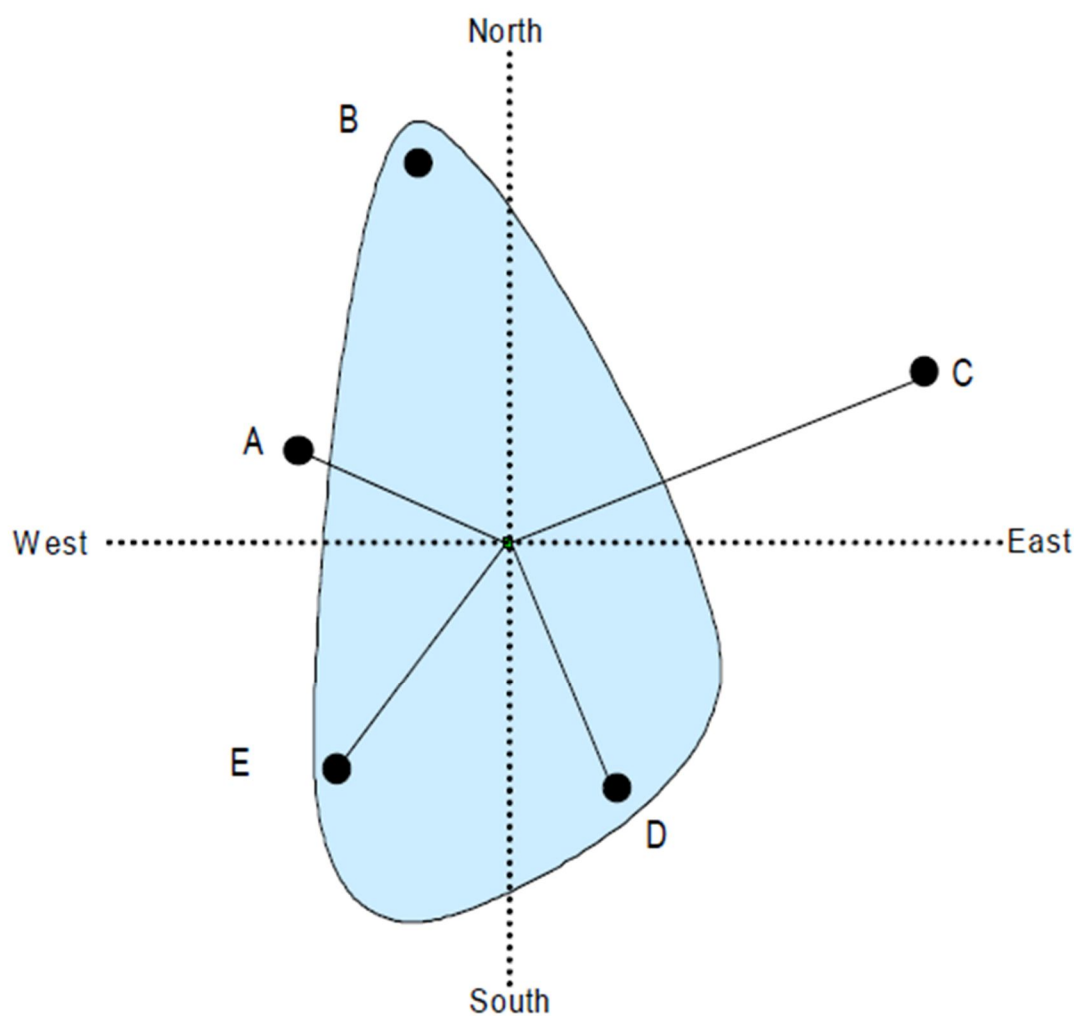
d: فاصله هر ایستگاه از مرکز حوضه آبریز

لازم به ذکر است که مرکز حوضه با کشیدن دو محور افقی و قائم بطور تجربی بدست می آید و پس از تعیین

مرکز حوضه نزدیکترین ایستگاهها به مرکز در هر ربع ناحیه از حوضه آبریز انتخاب شده و میانگین بارش با استفاده از

این چهار ایستگاه بدست می آید:

$$P_{avg} = w_c P_c + w_a P_a + w_d P_d + w_e P_e$$



شکل... نحوه تعیین فاصله هر ایستگاه از مرکز حوضه

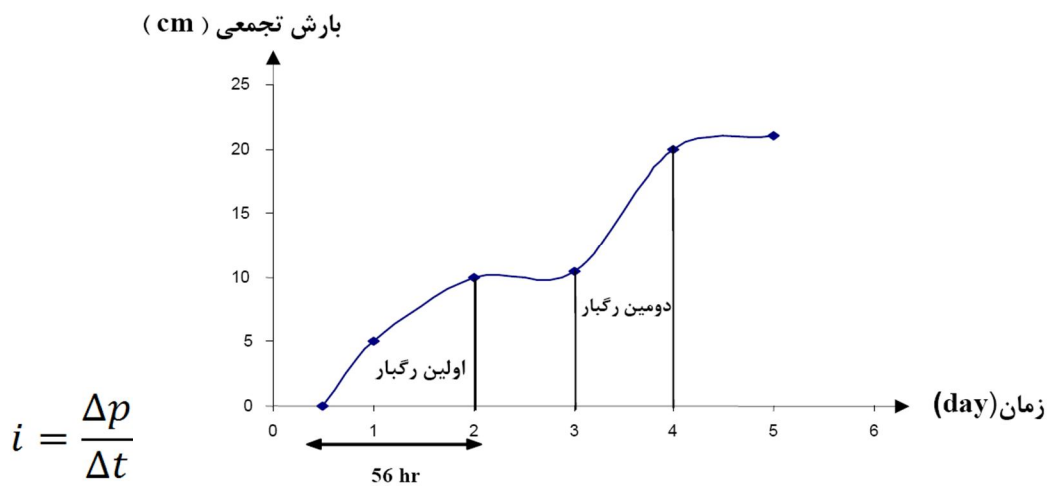
همانطور که مشاهده می شود در شکل فوق از ایستگاه B بدلیل اینکه فاصله بیشتری از مرکز حوضه نسبت به

ایستگاه A داشت صرف نظر شده است.

۸-۲ نمایش داده های بارش

۱-۸-۲ منحنی بارندگی تجمعی (منحنی جرم) (*Rainfall Mass Curve*)

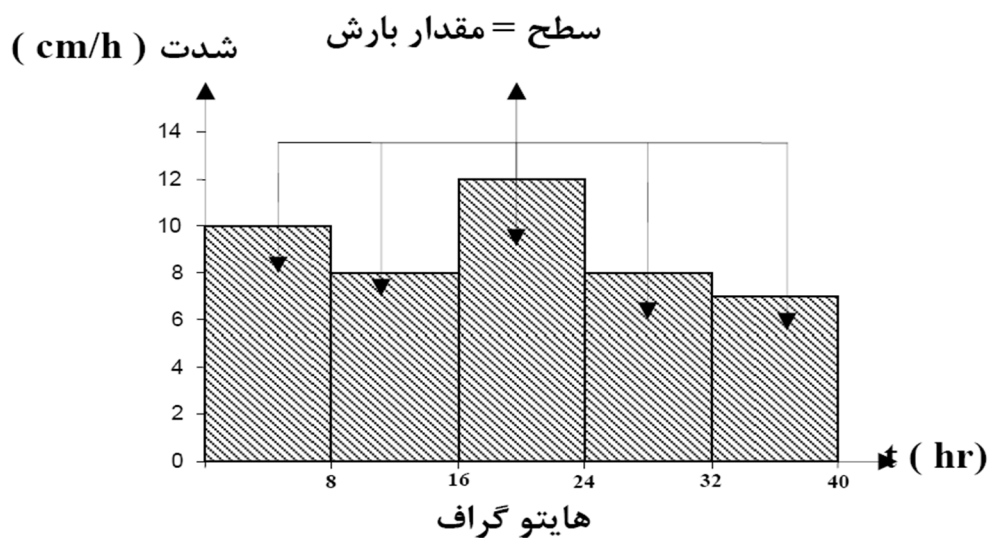
✓ منحنی تغییرات بارش تجمعی (جمع شده) نسبت به زمان بارش در یک رگبار می باشد که با استفاده از نمودارهای باران نگارها بدست می آید.



استفاده کلی از این منحنی: تعیین حداکثر بارش در یک مدت زمان دلخواه و به تبع آن حداکثر شدت بارش در طول زمان موردنظر

۲-۸-۲ هایتوگراف بارندگی (Rainfall Hyetograf)

✓ هایتوگراف منحنی است که تغییرات شدت بارندگی را نسبت به زمان نشان می‌دهد



✓ معمولاً فاصله زمانی ثابتی انتخاب شده و شدت بارندگی در این فواصل زمانی از روی منحنی بارندگی

تجمعی حساب شده و به عنوان متوسط شدت بارندگی در هر فاصله در نظر گرفته می‌شود.

✓ انتخاب فاصله زمانی بستگی به حساسیت مورد نیاز است معمولاً برای حوضه‌های کوچک یک‌ساعته و

برای حوضه‌های بزرگ شش ساعته را لحاظ می‌کنند.

✓ سطح زیر منحنی هایتوگراف، مقدار بارندگی در آن دوره را می‌دهد.

۹-۲ رابطه بین خصوصیات بارندگی

۱-۹-۲ رابطه بین شدت و مدت بارش

✓ در حالت کلی هر چه مدت زمان بارندگی کوتاهتر باشد شدت آن بیشتر خواهد بود. بارانهای درازمدت از شدت کمتری برخوردارند.

رابطه تجربی بین شدت و مدت بارندگی (تالپوت)

✓ برای رگبارهای کمتر از ۲ ساعت

$$i = \frac{a}{t + b}$$

✓ برای رگبارهای بیشتر از ۲ ساعت

$$i = \frac{a}{t^b}$$

✓ رابطه‌ای که هم برای بارانهای کوتاه مدت (کمتر از ۲ ساعت) و هم بلندمدت (بیشتر از ۲ ساعت) صادق است

$$i = \frac{a}{(t + b)^c}$$

✓ در این روابط i شدت بارندگی بر حسب میلی متر بر ساعت و t مدت یا تداوم بارش بر حسب دقیقه می باشد ضرایب a , b و c ضرایب منطقه‌ای هستند که برای هر محل باید تعیین شوند.

✓ بر اساس رابطه سوم ضرایب a , b و c برای ایستگاههای باران سنجی مختلف کشور که مجهز به بارانگار هستند، محاسبه شده است که نمونه‌ای از آن در جدول ذیل آمده است.

- نام ایستگاه: ایرانشهر، ارتفاع از سطح دریا: $M: ۱ / ۵۹۱$ ، طول دوره آماری: $۹۳ - ۱۹۶۹$

دوره بازگشت (سال)	a	b	c
۲	۲۳۵ / ۵۰۰	۱۲ / ۷۰۸	۰ / ۷۹۶
۵	۴۵۲ / ۲۲۹	۱۲ / ۰۳۴	۰ / ۸۲۲
۱۰	۶۰۷ / ۱۰۰	۱۱ / ۸۵۱	۰ / ۸۴۸

۲۰	۷۶۴ / ۳۳۰	۱۱ / ۸۵۱	۰ / ۸۶۰
۵۰	۹۶۵ / ۹۹۷	۱۱ / ۷۹۸	۰ / ۸۷۲
۱۰۰	۱۱۱۹ / ۸۱۲	۱۱ / ۷۹۸	۰ / ۸۷۹

✓ روابط شدت - مدت بارندگی با تناوب یا دوره بازگشت تغییر می کند. هر چه دوره بازگشت طولانی تر باشد، شدت بارندگی بیشتر می شود.

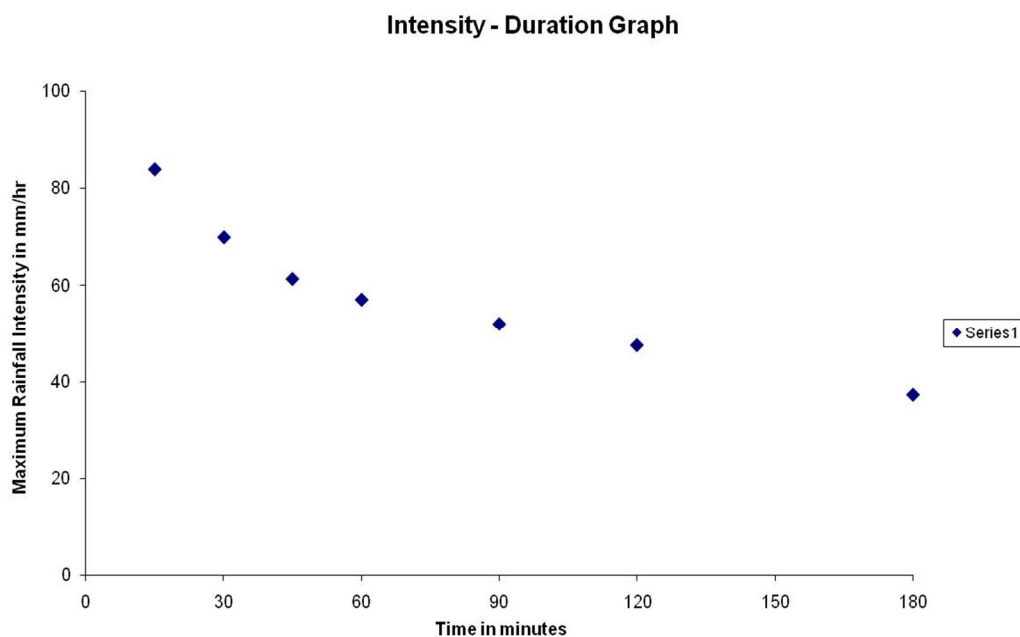
۲-۹-۱-۱ تعیین نمودار شدت- مدت برای یک بارندگی خاص و برازش بهترین منحنی بر آن

Intensity Duration (I.D)

(۱) با توجه به مدت زمان بارندگی، حداکثر شدت برای تداوم‌های ۱۵، ۳۰، ۴۵، ۶۰ دقیقه و ... با استفاده از

منحنی بارندگی تجمعی محاسبه می‌شود.

(۲) با توجه به محاسبات مرحله (۱)، نمودار شدت- مدت بصورت ذیل قابل ترسیم است.



(۳) چنانچه فرض شود رابطه شدت - مدت بصورت $i=a/(t+b)^c$ باشد بهترین خط را به نقاط موجود (i,t)

برازش داده و ضرایب a ، b و c بدست می‌آید.

در این مورد تا به حال روشهای تجربی و روابط متفاوتی به منظور محاسبه بارش در مدت زمان های دلخواه با دوره

برگشت مورد نظر ارائه شده است که می توان به تحقیقات بل (۱۹۶۹)، بیثن قهرمان (۱۳۶۶) و فریبرز وزیری

(۱۳۷۶) اشاره کرد.

بل (Bell)، آمار بارندگی ۱۵۷ ایستگاه باران سنج ثبات را در آمریکا با دوره آماری بیش از ۳۰ سال، تجزیه و

تحلیل کرده و نسبت های ساده ای بین مقدار باران در دوره های برگشت مختلف ۲ تا ۱۰۰ سال به دوره برگشت

پایه ۱۰ سال ارائه کرده است. وی معتقد است که نسبت های بدست آمده به موقعیت جغرافیایی ایستگاه ها بستگی

ندارد و در هر نقطه از جهان قابل تعمیم است. محققان دیگری نیز در دیگر نقاط جهان با در نظر گرفتن دوره های

برگشت با پایه مختلف، نسبت های مشابهی بدست آورده اند که اگر دوره برگشت پایه به ۱۰ سال تبدیل شود

نسبتهای بدست آمده تناسب خوبی با نتایج ارائه شده بوسیله Bell خواهد داشت. روابط بل به صورت زیر می باشد.

$$P_T^t = (0.52 + 0.21 \ln(T)) * (0.54t^{0.25} - 0.5) * P_{10}^{60} \quad (1)$$

$$P_T^t = (0.76 + 0.35 \ln(T)) * (0.54t^{0.25} - 0.5) * P_2^{60} \quad (2)$$

رابطه (۱)، جهت تخمین مقدار باران در مدت ۵ تا ۱۲۰ دقیقه و دوره های بازگشت ۲ تا ۱۰۰ سال با توجه به مقدار بارندگی یک ساعته با دوره بازگشت ۱۰ ساله بکار می رود. که در آن مقدار P_T^t مقدار باران برحسب میلیمتر در مدت دوام t دقیقه و دوره بازگشت T سال است.

رابطه (۲) نیز برای تخمین بارندگی های کوتاه مدت در پایه های زمانی بیشتر از ۵ دقیقه با دوره بازگشت ۲ تا ۱۰۰ سال می باشد.

قهرمان در تحقیقات خود در سال ۱۳۶۶ تحت عنوان تخمین روابط شدت، مدت، تناوب بارندگی در نقاط مختلف ایران با استفاده از آمار ایستگاه های باران سنج ثبات، روابطی مشابه روابط بل ارائه نموده است. وی برای تخمین مقدار بارندگی با زمان های دوام ۱۵ دقیقه تا ۲ ساعت رابطه (۳) و برای زمان ۱۵ دقیقه تا ۲۰ ساعت رابطه (۴) را با دوره های برگشت ۲ تا ۱۰۰ سال و برای محاسبه بارندگی یک ساعته با دوره برگشت ۱۰ ساله رابطه (۵) را در ایران ارائه کرده است.

$$P_T^t = (0.4055 + 0.2636 \ln(T - 0.4400)) * (-0.2420 + 1.2452t^{0.2674}) * P_{10}^{60} \quad (3)$$

$$P_T^t = (0.4524 + 0.2471 \ln(T - 0.6000)) * (0.3710 + 0.6184t^{0.4484}) * P_{10}^{60} \quad (4)$$

$$P_{10}^{60} = 2.2598 X_1^{1.1374} * X_2^{-0.3072} \quad (5)$$

در روابط فوق، T دوره برگشت به سال و t مدت دوام بارندگی به دقیقه و P_T^t مقدار بارندگی با مدت دوام t و دوره برگشت T سال برحسب میلیمتر و همچنین در رابطه (۵)، X_1 متوسط بارندگی حداکثر روزانه و X_2 متوسط بارندگی سالانه برحسب میلیمتر در یک دوره مشاهدات هستند.

قهرمان و آبخضر در سال ۱۳۸۳ طی مقاله ای تحت عنوان اصلاح روابط شدت-مدت-فراوانی بارندگی در ایران روابط قبلی خود را بصورت زیر اصلاح نمودند.

$$P_t^T = At^B [\alpha_1 + \alpha_2 \ln(T - \alpha_3)] P_{60}^{10} \quad (6)$$

$$P_{60}^{10} = e^{0.291} (P_{24hr}^2)^{0.694} (AdjR^2 = 0.49) \quad (7)$$

آبخضر و قهرمان در روابط اصلاح شده خود برای مدتهای بارش بیشتر از ۲ ساعت ضرایب زیر را پیشنهاد نمودند:

α_3	α_2	α_1	B	A
۰/۸	/۱۹۴۸	/۵۵۶۵	/۳۹۳۷	/۲۰۰۹
	•	•	•	•

P_{24hr}^2 متوسط بارش حداکثر روزانه و P_{60}^{10} بارش ساعتی با دوره بازگشت ۱۰ سال می باشد.

وزیری (۱۳۷۶)، با توجه به نحوه پراکندگی و رژیم بارندگی ایستگاه های مورد مطالعه، ایران را به هفت منطقه تقسیم کرده

است که البته در منطقه هفت به علت تعداد بسیار کم ایستگاه ها و مساحت زیاد، مطالعه بارندگی های کوتاه مدت صورت نگرفته

است. در این طبقه بندی منطقه مورد مطالعه جزء جنوب کشور می باشد که توابع بارندگی با مدت دوام و دوره های برگشت

مختلف بر حسب متوسط بارندگی حداکثر روزانه در طول دوره آماری به صورت زیر است:

$$P(10Y,1H) = (1.2390 - 0.2369 \ln(P_{24h})) * P_{24h} \quad (۸)$$

$$\begin{cases} 0.1 < t \leq 2hr \\ P(Tr,t) = ((0.3866 + 0.2659 \ln(Tr - 0.0001)) * (0.1878 + 0.8281t^{0.5998})) * P(10Y,1H) \end{cases} \quad (۹)$$

$$\begin{cases} 2 < t \leq 8hr \\ P(Tr,t) = ((0.4549 + 0.2410 \ln(Tr - 0.3290)) * (0.0321 + 1.0279t^{0.5198})) * P(10Y,1H) \end{cases} \quad (۱۰)$$

که در آن:

P_{24h} : متوسط بارندگی حداکثر روزانه در طول دوره آماری به میلیمتر

$P(10Y,1H)$: بارندگی ۱۰ ساله با تداوم یک ساعت به میلیمتر

$\ln$: لگاریتم طبیعی

t : تداوم بارندگی به ساعت

Tr : دوره بازگشت به سال

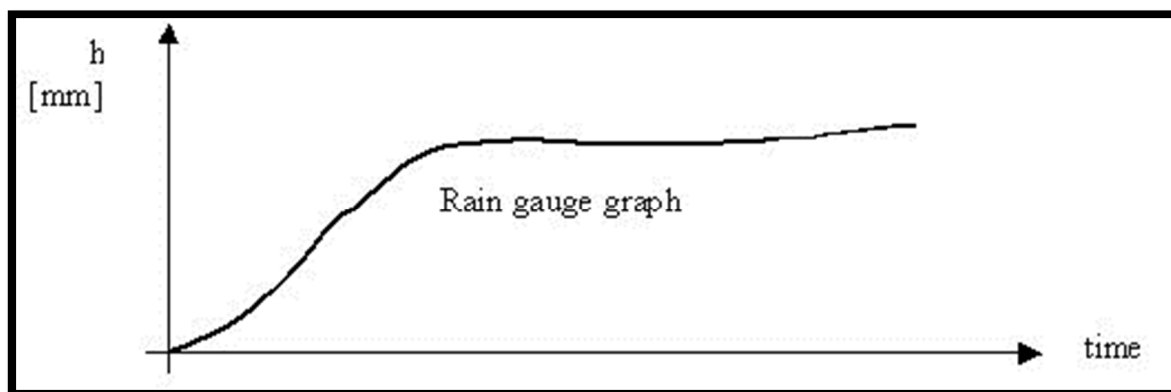
$P(Tr,t)$: ارتفاع بارندگی با تداوم t ساعت و دوره بازگشت Tr سال به میلیمتر

۱۰-۱- مقایسه دقت آماری روابط ارائه شده به وسیله قهرمان ، وزیری و بل در ایران

رابطه بل در نواحی مختلف ایران برای محاسبه بارندگی با زمان دوام و دوره های برگشت مختلف مورد استفاده قرار گرفته و بعد از بررسی های لازم معلوم شد که کاربرد رابطه مزبور در مناطق شمال ایران با دقت خوب و در مناطق دیگر از دقت آماری کمتری برخوردار است. روابط ارائه شده به وسیله قهرمان برای کل ایران چون بر اساس ۳۴ ایستگاه باران سنج ثبات با پراکندگی به نسبت زیادی محاسبه شده است و از طرف دیگر دوره مشاهدات ایستگاه های مورد مطالعه یکی نبوده است، به طبع دقت آماری کمتری نسبت به روابط ارائه شده به وسیله وزیری دارد. به طور کلی این روش روابطی مشابه روابط بل ارائه نموده است با این مزیت که در آن از اطلاعات ایستگاه های باران سنج ثبات داخل کشور استفاده شده است به نوعی در این روش، روش بل که براساس آمار ایستگاه های باران سنجی ثبات در ایالات متحده پدید آمده است برای شرایط کشورمان واسنجی گردیده است. آبخضر-قهرمان اعتبار کلیه روابط قبلی را بر اساس ۸ ایستگاه مستقل که توزیع مکانی مناسبی در کشور داشتند بررسی و نشان دادند که در صورت انتخاب محدوده مناسب برای ایستگاه، دقت روابط قابل قبول خواهد بود. همچنین نشان دادند روابط قبلی برای برآورد باران ساعتی ۱۰ ساله در ایران دیگر کارایی ندارد.

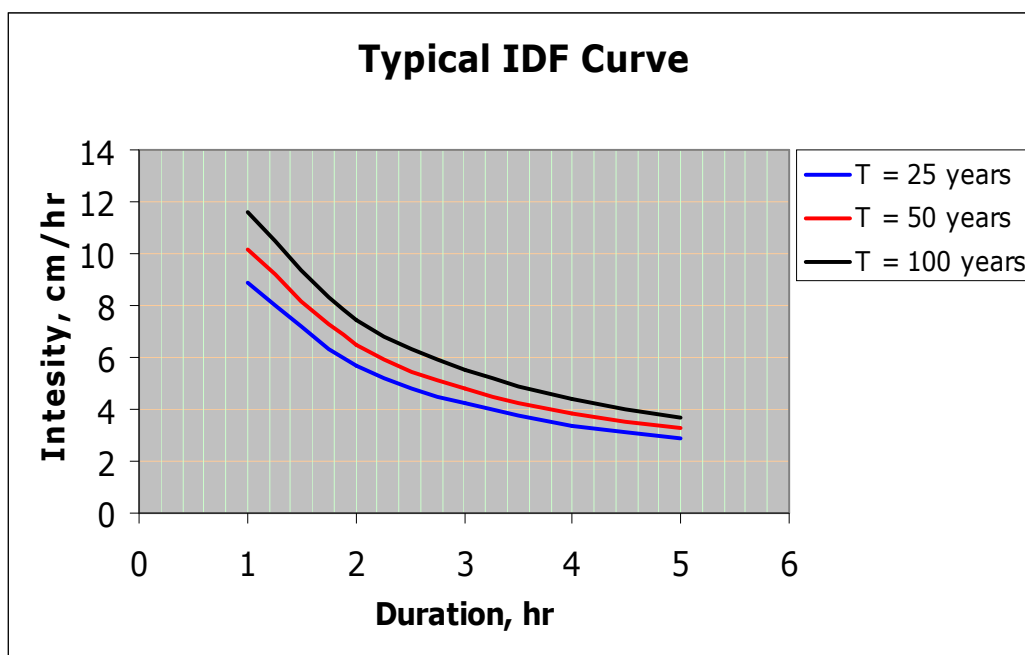
۲-۹-۲ نحوه بدست آوردن روابط شدت- مدت- تناوب و ترسیم آن *Intensity Duration Frequency (I.D.F)*

✓ ابتدا از روی آمار باران نگارها برای هر بارندگی صورت گرفته در حوضه، حداکثر شدت در تداوم های مختلف محاسبه می شود. به عنوان نمونه چنانچه بارانی با مدت ۶ ساعت اتفاق افتاده باشد با استفاده از منحنی بارندگی تجمعی آن، برای تداوم های ۱۵، ۳۰، ۴۵، ۶۰ دقیقه، ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ ساعته در طول نمودار به جستجو پرداخته تا حداکثر مقدار بارش به ازاء تداوم های مذکور تعیین گردد.



- ✓ مراحل انجام شده در قسمت (۱)، برای تمام بارنهایی که در طول دوره آماری در این ایستگاه رخ داده است انجام می‌گیرد. بنابراین برای هر بارندگی و برای هر تداوم حداکثر شدت بدست می‌آید.
- ✓ حال می‌توان با تجزیه و تحلیل آماری، حداکثر شدت بارندگی با تداوم مشخص و دوره بازگشت‌های مختلف را حساب کرد (استفاده از روابط تجربی احتمال یا استفاده از توزیع‌های آماری)

Intensity Duration Frequency (I.D.F)



۲-۱۰ کاربرد روابط شدت- مدت - فراوانی

داشتن منحنی های شدت، مدت، تناوب بارندگی و یا روابط دیگری که بتواند شدت بارندگی را به ازاء یک تداوم مشخص تعیین کند. ازملازومات طراحی در هر طرح هندسی هیدرولوژی است.

✓ به عنوان مثال جهت تعیین دبی پیک سیلاب در حوضه های کوچک از رابطه منطقی زیر می توان استفاده کرد. در این رابطه شدت بارش (i) از منحنی های IDF بدست می آید.

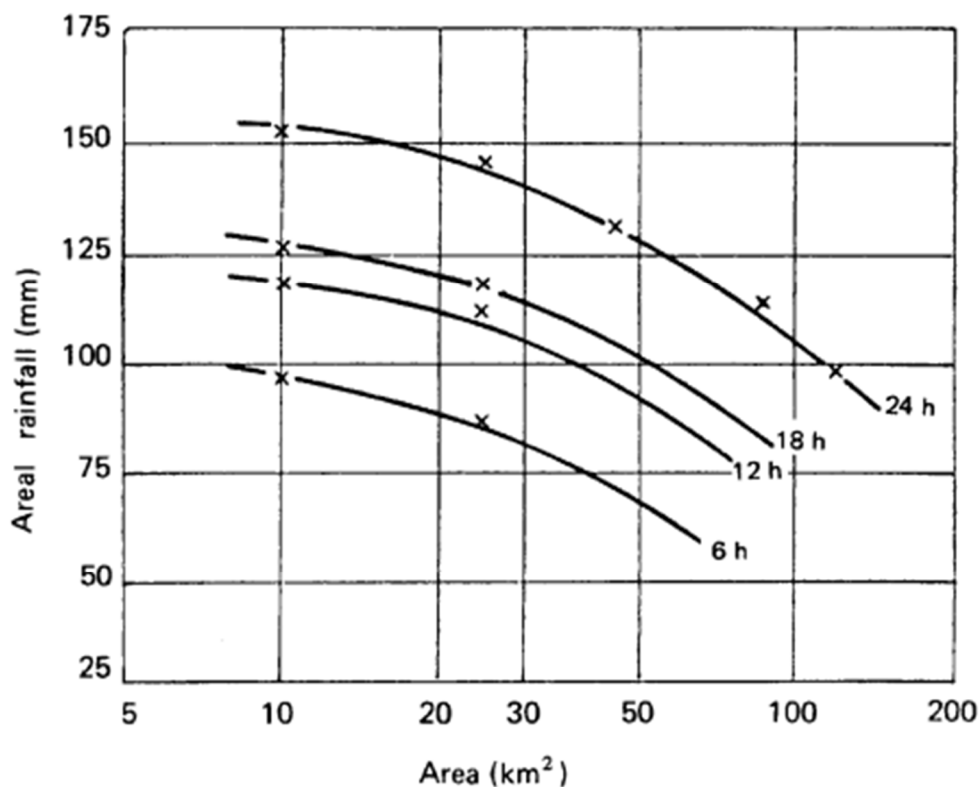
$$Q = c i A$$

✓ برای تعیین i ابتدا زمان تمرکز حوضه محاسبه می شود و این زمان، به عنوان D (تداوم بارندگی) لحاظ می گردد. در رابطه فوق c ضریب رواناب حوضه است.

۱۱-۲ تجزیه و تحلیل ارتفاع- سطح - زمان تداوم بارندگی و نحوه ترسیم آن

Depth Area Duration (D.A.D)

- ✓ منظور از بررسی *DAD* ترتیب دادن اطلاعاتی است که به سهولت بتوان به حداکثر مقدار بارش در بخشی یا تمام حوضه آبریز در مدت زمانهای مختلف بارش دست یافت.
- ✓ به ازای یک تداوم خاص، با افزایش سطح، ارتفاع بارندگی کاهش می‌یابد.
- ✓ به ازای یک سطح ثابت، با افزایش تداوم بارندگی، ارتفاع بارندگی افزایش می‌یابد.
- ✓ مقدار بارندگی در تمام نقاط سطح بارش یکسان نمی‌باشد. همواره یک نقطه بنام مرکز بارش وجود دارد که بارندگی در آن حداکثر بوده و بارندگی در سایر نقاطی که در سطح مذکور وجود دارند کمتر از آن می‌باشد.



Rainfall depth - area - duration curves.

مراحل ترسیم منحنی‌های DAD

فرض می‌شود اطلاعات یک رگبار که توسط چندین ایستگاه باران‌سنجی در داخل یک حوضه آبریز ثبت شده، در دسترس است. برای ترسیم منحنی‌های D-A-D مراحل ذیل را باید طی نمود.

(۱) محل ایستگاههای باران سنجی به همراه بارندگی کل در هر ایستگاه بر روی نقشه حوضه آبریز مشخص می‌شود. (بارندگی کل = بارندگی تجمعی)

(۲) با استفاده از اطلاعات مرحله (۱) خطوط هم‌بارش بر روی نقشه ترسیم می‌شود. این خطوط، سطح حوضه را به چندین منطقه مختلف تقسیم‌بندی می‌کنند.

(۳) بر روی همان نقشه، چندضلعی‌های تیسن نیز برای تمامی ایستگاههای باران‌سنجی ترسیم می‌شود.

(۴) برای هر منطقه با توجه به چند ضلعی‌های تیسن رسم شده، ایستگاههای باران‌سنجی که آن منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهند همراه با مساحت‌شان بصورت جداگانه یادداشت می‌شود.

(۵) با استفاده از اطلاعات بدست آمده از مرحله قبل، منحنی‌های تجمعی میانگین ارتفاع بارش برای هر منطقه محاسبه می‌شود.

(۶) در این مرحله، منحنی‌های تجمعی میانگین ارتفاع بارش برای سطوح تجمعی با شروع از نزدیکترین منطقه به مرکز بارش تعیین می‌شود. در این حالت نیز همانند مرحله (۵) مبنای درصد وزنی بارندگی هر منطقه، مساحت آن منطقه می‌باشد.

(۷) با استفاده از اطلاعات مرحله (۶)، برای هر منطقه، حداکثر ارتفاع متوسط بارش برای دوره‌های تداوم مختلف تعیین می‌گردد.

(۸) نتایج در یک نمودار نیمه لگاریتمی ارائه می‌شوند. بدین صورت که برای هر تداوم بارندگی حداکثر ارتفاع متوسط بارش در مقابل لگاریتم مساحت ترسیم می‌شود.

۲-۲-؟- بارش طرح ۱۱

۲-۱۲ حداکثر بارش محتمل (Probable Maximum Precipitation (PMP)

¹¹ Design Storm

- ✓ حداکثر بارش محتمل عبارتست از بزرگترین بارش با زمان تداوم معین که به طور فیزیکی امکان باریدن روی حوضه مورد نظر را دارد یا به عبارت دیگر مقدار بارانی است که در یک سطح معین و در یک تداوم مشخص ممکن است اتفاق افتد و در شرایط هواشناختی موجود امکان تجاوز از آن وجود نداشته باشد.
- ✓ در طراحی سازه‌های هیدرولیکی مهم نظیر سرریزهای سدهای بزرگ، تمایل مهندسان هیدرولوژی و هیدرولیک بر این است که احتمال شکست را تا آنجایی که ممکن است پایین آورده و به حد صفر برسانند زیرا شکست این چنین سازه‌ای باعث وارد شدن خسارات سنگین و جبران‌ناپذیری می‌شود. در این حالتها برای آنالیز و طراحی از PMP استفاده می‌کنند.
- ✓ معمولاً مقادیر بدست آمده از این روش بسیار بیشتر از مقادیری است که به وقوع می‌پیوندد.
- ✓ بارش حداکثر محتمل را معمولاً معادل بارش با دوره بازگشت ۱۰۰۰۰ ساله می‌دانند.

محاسبه حداکثر بارش محتمل

دو روش برای محاسبه PMP وجود دارد

۱- روش هواشناسی *Meteorological Methods*

- ✓ در روش هواشناسی یا سینوپتیکی، حداکثر بارش محتمل در یک منطقه بر اساس اطلاعات مربوط به بارشهای شدید قبلی و اندازه‌گیری عوامل هواشناسی در لایه‌های مختلف ارتفاعی از سطح زمین و توده‌های هوا و مشخصه‌های دیگر آن برآورد می‌شود

۲- روش آماری *The Statistical Study of Rainfall Data*

هرشفیلد (Hershfield, 1965) با مطالعات جامع خود روشی به شرح ذیل پیشنهاد نمود که بر مبنای یک ایستگاه و در حوضه‌های کوچکتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع قابل استفاده است.

$$PMP = \bar{P} + K \times S.D$$

- $P^{\bar{}}$ میانگین حداکثر مقادیر بارندگی در پایه زمانی t ساعته برای سالهای مختلف در طول دوره آماری
- S.D: انحراف از معیار داده‌ها
- K: ضریبی است که مقدار آن از شکل ذیل تعیین می‌شود. معمولاً مقدار k مابین ۱۵ تا ۲۰ است.

