ABADIAT.COM

abadiat.com

ABADIAT.COM

بسم الله الرحمن الرحیم

هیدرولوژی مهندسی

فهرست :

- مقدمه ۱
- شناخت علم هیدرولوژی ۱
- مهندسی هیدرولوژی ۱
- کاربرد هیدرولوژی در علوم مهندسی عمران ۱
- چرخش هیدرولوژیکی ۲-۱
- هیدرولوژی و رابطه با هواشناسی ۳-۲
  - ۱- اتمسفر
  - ۲- درجه حرارت
  - ۳- تغییر درجه حرارت نسبت به ارتفاع-
  - ۴- رطوبت
  - ۵- توده های هوا
  - ۶- جبهه
- تلفات هیدرولوژی ۳
- بارش ۳
- حوزه یا حوضه ۴
- باران های همرفتی ۵
- ریزش های کوهستانی ۵
- دیفیوژن ۵
- اشکال مختلف بارش ۷-۶
  - ۱- باران
  - ۲- برف
  - ۳- تگرگ
  - ۴- انواع دیگر ریزش
- اندازه گیری مقدار باران ۸-۷
  - ۱- باران سنج ثبات
  - ۲- باران سنج غیر ثبات
- تهیه آمار ۱۰-۹

abadiat.com

ABADIAT.COM

آزمایش درستی (صحت) آمار
آزمایش بررسی یکنواختی
نقص آماری
• **مشخصات بارش** ۱۱ -۱۴
۱- مدت بارندگی
۲- مقدار بارندگی
۳- شدت بارش
۴- سطح بارش
• **منحنی انباشتگی ارتفاع بر حسب زمان** ۱۴
• **نمودار شدت - زمان** ۱۴
• **بارش نقطه ای** ۱۵
• **بارش منطقه ای** ۱۵
• **روش های برآورد بارش منطقه ای** ۱۵-۱۷
۱- روش میانگین حسابی
۲- روش چند ضلعی تیسن
۳- روش خطوط هم باران
• **تعداد ایستگاه ها در یک شبکه باران سنجی** ۱۸-۱۹
• **منحنی حداکثر بارندگی - مساحت - مدت** ۱۹-۲۰
• **فراوانی بارش نقطه ای** ۲۰
• **احتمال وقوع** ۲۰
• **دروه بازگشت** ۲۰
• **تعیین بارش های ترسالی و خشک سالی** ۲۱
• **رابطه ارتفاع - مساحت بارندگی** ۲۲
• **حداکثر بارش محتمل** ۲۳- ۲۵
• **برف** ۲۵-۲۷
۱ - ذوب برف
۲ - آب معادل
۳ - غلظت یا تراکم برف
۴ - کیفیت برف
- هدف از مطالعه ذوب برف
- علت ذوب برف
• **تلفات حوزه** ۲۷-۳۹

ABADIAT.COM

۱ - تبخیر

- عوامل مؤثر در شدت تبخیر

الف - اختلاف فشار بخار

ب - حرارت

ج - سرعت باد

د - فشار

ه - کیفیت آب

- انواع تبخیر سنج ها

- روش های کاهش تبخیر در یک منطقه

۱ - کاهش سطح مخزن

۲ - پوشش سطح مخزن

۳ - پوشش شیمیایی

۲ - تعرق

جدول ۱

جدول ۲ - فشار بخار آب اشباع

جدول ۳ - میانگین تشعشعات خورشید در طبقه فوقانی جو

جدول ۴ - میانگین ماهیانه ساعات آفتابی

جدول ۵ - درصد ماهانه ساعات آفتابی

جدول ۶ - جدول ضریب گیاهی

جدول ۷ -

جدول ۸ - شاخص تصحیح L_a

- برگآب

۳ - چالآب

۴ - نفوذ

- عوامل مؤثر در مقدار نفوذ

۱ - تأثیر پوشش گیاهی

۲ - تأثیر نشت و فرونشت در مقدار نفوذ

۳ - تأثیر کیفیت آب در مقدار نفوذ

- برآورد مقدار نفوذ

• **هیدرومتری** ۳۹-۴۴

۱ - محاسبه تراز رودخانه

۲ - محاسبه سرعت آب

- نحوه تعیین دبی رودخانه

ABADIAT.COM

- **نمودار تراز و دبی** ۴۴-۴۶
- **رابطه باران - روانآب** ۴۷-۵۰
- **هیدروگراف** ۵۱-۶۵
  - عوامل مؤثر در تشکیل هیدروگراف
  - مشخصات حوزه آبریز
  - مشخصات جوی
  - منحنی تداوم جریان
  - تحلیل هیدروگراف
  - منحنی هیدروگراف واحد
  - منحنی واحد مصنوعی
  - زمان تأخیر
  - روش استخراج هیدروگراف مصنوعی به روش اشنایدر
    ۱ - محاسبه و تعیین زمان تأخیر حوزه
    ۲ - محاسبه زمان بارندگی
    ۳ - تعیین مقدار دبی اوج
    ۴ - تعیین زمان پایه هیدروگراف واحد مصنوعی
    ۵ - تعیین زمان رسیدن به دبی اوج
    ۶ - تعیین پهنای هیدروگراف در زمان هاییکه ۷۵ درصد دبی اوج رخ می دهد
- **روند یابی سیل** ۶۶-۶۸
  - روش های روند یابی سیل
    ۱ - روندیابی ساده یا غیرذخیره ای
    ۲ - روند یابی سیل به روش ذخیره ای
- **روند یابی مخزن** ۶۸
- **روند یابی در رودخانه** ۶۹
  ۱ - ذخیره منشوری
  ۲ - ذخیره تیغه ای
- **روش ماسکینگام** ۷۰-۷۴
  - طرز کار با روش ماسکینگام
- **آب های زیرزمینی** ۷۵
- **قانون دارسی** ۷۵
- **لایه آبدار (سفره زیرزمینی)** ۷۵-۷۶
  - مشخصات لایه آبدار

ABADIAT.COM

بسم الله الرحمن الرحیم

هیدرولوژی مهندسی

مقدمه

آب به عنوان مظهر آغاز و تداوم حیات در طی میلیون ها سال گذشته موجب شده است که مواد آلی در طبیعت و به صورتهای مختلف گیاهی و حیوانی ظاهر شود. برای آنکه چرخه حیات ادامه داشته باشد باید آب از دو نظر کمی و کیفی مورد بررسی قرار گیرد. به عبارت دیگر آب به مقدار کافی و کیفیت مناسب در زمان و محل مورد احتیاج در دسترس قرار گیرد. دریاها منابع آب شور سطح کره زمین را تشکیل می دهند، در حالیکه منابع آب شیرین به صورت ریزش های جوی به سطح زمین رسیده و در مسیر خود مقداری از پوسته زمین را در خود حل می کنند و آنگاه در رودخانه ها جریان می یابند و یا به لایه های زیرین خاک نفوذ می کنند و آبهای زیرزمینی را تشکیل می دهند. با وجود نیاز مبرم بشر به آب، طغیان جریان آب های کنترل نشده هر ساله برای هزاران نفر از مردم سواحل رودخانه ها و دریاها سبب مشکلات زیادی می شود.

شناخت علم هیدرولوژی :

این علم به شناخت آب در پهنه کره زمین که از سالیان متمادی مورد توجه بشر قرار گرفته است، می پردازد. هیدرولوژی یا آب شناسی به معنای زیاد علم آب است یعنی علمی که در مورد پیدایش، خصوصیات و نحوه توزیع آب در طبیعت بحث می کند. اما عملا واژه هیدرولوژی به شاخه ای از جغرافیای فیزیکی اطلاق می شود که گردش آب در طبیعت را مورد بررسی قرار می دهد. در بررسی ها و مطالعات هیدرولوژی، همانند سایر شاخه های مهندسی، فرمول ها و معادلات ریاضی و نتایج تجربی صحرایی و آزمایشگاهی و قضاوت های مهندسی به خدمت گرفته شده است.

مهندسی هیدرولوژی (Hydrology Engineering):

در بر گیرنده محاسبات و آنالیز ریاضی نکات مربوط به هیدرولوژی می باشد، که در این ترم بیشتر نکته دوم مد نظر می باشد.

کاربرد هیدرولوژی در علوم مهندسی عمران (Application Of Hydrology in Civil Engineering)

به طور کلی کاربرد هیدرولوژی در مهندسی عمران را می توان به چهار بخش زیر تقسیم نمود.

۱. تعیین ظرفیت مخزن.
۲. محاسبه سیلاب ها یا طغیان ها.
۳. تعیین حداقل آبدهی و میزان آن در زمان های مختلف.
۴. اثرات متقابل امواج طغیان ها بر سازه های آبی.

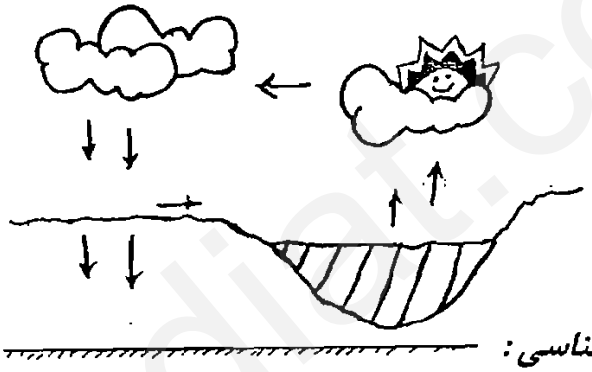
چرخش هیدرولوژیکی (Hydrological Cycle):

اساسی ترین اصول هیدرولوژیکی، چرخش آب در طبیعت می باشد که معمولا به آن چرخش هیدرولوژیکی نیز می گویند. (Hydrological cycle) انرژی حرارتی خورشید بر اثر برخورد به سطح اقیانوس ها باعث می شود

ABADIAT.COM

انرژی مولکول های آب اقیانوس ها زیاد شده و باعث ازدیاد سرعت آن شده و لذا پدیده تبخیر به وجود می آید و باعث تشکیل ابر می شود. باد این ابرها را به سمت خشکی حرکت داده و بعد از ریزش باران، همان ملکول های آب بر روی زمین می ریزند. اما احتمال قبل از برخورد به زمین، این قطرات باران به پوشش گیاهی سطح منطقه برخورد کرده و قسمت اعظم آن جذب گیاه می شود که به آن ***برگاب*** می گویند. اگر زمان بارش تداوم بیشتری داشته باشد، قطرات باران با سطح زمین تماس حاصل می کنند و در صورت نفوذ پذیری سطح زمین در آن نفوذ می نمایند.

توجه: نفوذ، پدیده ای است که در اثر جابجایی هوای محصور بین ذرات خشک زمین و آب نفوذی به وجود می آید، یعنی آب جای فضای خالی ذرات خاک را می گیرد و در صورتی که تمام فضاهای خالی بین ذرات خاک را آب پر کند، حالت اشباع به وجود می آید. این نفوذ تا جایی که لایه غیر قابل نفوذ وجود داشته باشد، در اثر نیروی ثقلی ادامه می یابد. و در این لایه باعث جمع شدن آب و بالا آمدن سطح آب می شود، که به آن آب های زیرزمینی می گویند. اگر آب های زیرزمینی به قدری باشد که تمام لایه خاک را بگیرد، در اینصورت آب روی سطح زمین را می گیرد، که حالت ***رواناب*** به وجود می آید و در نهایت در اثر شیب سطح منطقه، هم آب های رواناب و هم آب های زیرزمینی به سمت اقیانوس ها یعنی مبدأ اصلی و اولیه خود برمی گردند.



هیدرولوژی و رابطه با هواشناسی:

خصوصیات هیدرولوژیکی یک ناحیه به آب و هوای آن محل بستگی دارد، لذا این ضرورت احساس می شود که قبل از وارد شدن به مباحث هیدرولوژیکی با عوامل آب و هوایی آشنایی حاصل شود.

اتمسفر (Atmosphere):

لایه ای از هوا که در بالای سطح زمین واقع شده و تحولاتی که در آن صورت می پذیرد، از مهم ترین عوامل مؤثر بر وضعیت هیدرولوژیکی است.

درجه حرارت (Temperature):

درجه حرارت شاخصی از شدت گرما می باشد. در ایستگاه های هواشناسی معمولا روزانه دو بار درجه حرارت قرائت شده و ثبت می شود. علاوه بر آن حداکثر و حداقل درجه حرارت، روزانه قرائت می گردد. برای اندازه گیری درجه حرارت، از ترمومتر یا دماسنج استفاده می شود.

تغییر درجه حرارت نسبت به ارتفاع (Variation Of Temperature With The Respect To Elevation)

اگر از سطح زمین به طرف بالا صعود شود، مشاهده خواهد شد که به تدریج از دمای هوا کاسته خواهد شد. دلایل عمده این کاهش درجه حرارت هوا نسبت به ارتفاع، به شرح زیر است:

۱. دور شدن از منبع گرما که در این مورد سطح زمین است.

ABADIAT.COM

۲. کم شدن دانسیته بخار آب.

۳. انبساط هوا به دلیل کم شدن فشار.

رطوبت (Moisture):

به مقدار آبی که به صورت بخار در هوا وجود دارد، ***رطوبت*** گفته می شود. وجود بخار آب در اتمسفر به دلیل انتقال آب از سطح مرطوب به هوا می باشد که در اثر تبخیر و تعرق صورت می گیرد.

توده های هوا (Air mass):

توده هوا به حجم بسیار وسیعی از هوای اتمسفر گفته می شود که خصوصیات آن از نظر درجه حرارت و رطوبت، در جهات افقی یکنواخت باشند. از نظر اندازه، یک توده هوا ممکن است سطحی معادل هزارها کیلومتر مربع داشته باشد و ارتفاع آن نیز بالغ بر چندین ده کیلومتر باشد.

جبهه (Front):

هنگامی که دو توده هوا با خصوصیات مختلف با هم برخورد می نمایند، مرز دو توده سطحی خواهد بود، که در دو طرف آن دما و رطوبت و فشار، تفاوت چشمگیری دارند. این مرز را ***جبهه*** یا خط گسستگی گویند.

تلفات هیدرولوژی (Hydrological Obstruction):

همان طور که گفته شد، مقداری از آب باران توسط پوشش های گیاهی منطقه جذب می شود و همچنین چاله های کوچک سطح زمین مقداری آب را در خود نگه می دارند که در نهایت تبخیر می شوند و به آنها ***تلفات هیدرولوژیکی*** می گویند. و به تعریف دیگر مقدار آبی است که هیچگاه به رواناب تبدیل نمی شود.

توجه: نفوذ را می توان به عنوان تلفات هیدرولوژیکی بیان کرد، چون به صورت رواناب ظاهر نمی شود.

بارش (Pericipitation):

بارندگی مهم ترین پارامتری است که به طور مستقیم در سیکل هیدرولوژی دخالت دارد. منظور از بارندگی، کلیه نزولات جوی است که به سطح زمین وارد می شود. از زمانی که قطرات باران در هوا تشکیل می شود تا موقعی که به سطح زمین می رسد، پدیده هایی رخ می دهد که بیشتر در قلمرو علم هواشناسی است، اما هنگامی که به سطح زمین رسید، به عنوان اساسی ترین نهاده سیکل هیدرولوژی به حساب می آید.

بارندگی، منبع تهیه آب شیرین در خشکی هاست و در واقع کار هیدرولوژیست ها از هنگامی آغاز می شود که این مرحله از انقلابات جوی شروع می گردند. در رابطه با مقدار ریزش، مسایل مختلف هیدرولوژی مانند جریان های سطحی در رودخانه ها و سیل و در رابطه با مقدار آب، آب های زیرزمینی و تغذیه آنها، ایجاد سازه های هیدرولیکی مورد توجه قرار می گیرد.

برای تشکیل هر نوع بارش وجود سه عامل اصلی، لازم و ضروری به نظر می رسد.

۱. وجود محیط اشباع.

۲. تبدیل بخار به مایع یا جامد.

۳. نمو یا رشد دانه های باران.

در محیط اشباع و هنگامی که فرآیند تبدیل بخار به مایع یا جامد فراهم باشد باید بلورهای یخی در فضا وجود داشته باشند تا مولکول های مایع یا جامد روی این کریستال ها رسوب نموده و موجب رشد و نمو ذرات یخی

ABADIAT.COM

گردند. این رشد و نمو تا حدی که قطرات تشکیل شده بتوانند تحت تأثیر نیروی ثقلی قرار گیرند و به طرف سطح زمین سقوط نمایند، ادامه دارد.

خواص فیزیکی منطقه در بارش منطقه تأثیر می گذارد.

حوزه یا حوضه (Catchment):

منطقه ای که در اثر بارش باران به وجود می آید را **حوزه** می گویند و بر دو نوع است:

آبریز: منطقه ای که مستقیما آب های روانآب ناشی از بارش را به یک ذخیره بزرگ آبی می ریزد.

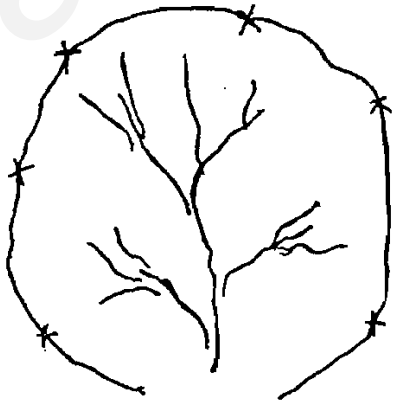
آبگیر: حوزه آبگیر، حوزه ای است که روانآب ناشی از بارش، هیچگاه به یک ذخیره بزرگ آبی نخواهد ریخت.

یکی از عوامل مهم در تشکیل سیلاب، ازدیاد شهرنشینی است، چون با افزایش لایه غیر قابل نفوذ بر روی سطح نفوذپذیر مقدار روانآب ناشی از بارش زیاد می گردد.

برای بررسی یک منطقه باید از نقشه استفاده کرد که معمولا این نقشه ها دارای مقیاس 1/250,000 می باشند. سپس باید محدوده مورد نظر را در نقشه پیدا کرد.

اولین چیزی که در نقشه باید مد نظر قرار داد، رودخانه اصلی می باشد. رودخانه اصلی معمولا از یک شاخه اصلی و یک سری انشعاب و نهرها و شیارها (سرشاخه ها) تشکیل می شود که رودخانه اصلی را آبدهی یا تغذیه می کنند و معمولا از نقاط مرتفع موجود در منطقه شروع می شوند. پس باید نقاط مرتفع اطراف رودخانه را در نقشه علامت گذاری کرده و آنها را به هم متصل نمود که این محدوده، محل شروع جمع آوری بارش و تبدیل آن به روانآب می باشد و به این طریق محدوده و حد و مرز حوزه را مشخص می کنیم.

در نقشه های توپوگرافی منطقه، خطوطی به نام خطوط هم تراز یا هم ارتفاع وجود دارد که فاصله بین هر دو خط تغییر ارتفاع به مقدار ۱۰تا ۱۰۰ متر(بسته به مقیاس نقشه) را نشان می دهد. هر خط ارتفاع خاصی را بیان می کند. اگر در محلی این خطوط به هم چسبیده باشند، شیب آن محل زیاد بوده و برعکس.



ABADIAT.COM

باران های همرفتی یا جابجایی (Convective):

بسیاری از بارندگی های مناطق گرم جهان به دلیل شرایط محلی است که نمی توان موقعیت انها را در نقشه های جهانی هواشناسی مشخص کرد. مثلا توده های گرم دریایی در هنگام عبور از سطح زمین به تدریج گرم میشوند و به بالای سطح زمین صعود می نمایند تا جایی که به اندازه کافی سرد شده و به نقطه شبنم می رسند. به این نوع بارندگی ها ***باران های همرفتی*** می گویند.

گرم شدن موضعی هوایی که در مجاورت سطح زمین قرار گرفته است نیز باعث انبساط و در نتیجه سبک شدن آن می گردد. این هوا در طی گرم شدن، مقدار زیادی رطوبت نیز به خود جذب می کند. هوای گرم شده، ناپایدار و با توجه به فشار هوای اطراف به بالا کشیده می شود. به این ترتیب هوای گرم و سبک و مرطوب به بالا صعود کرده و به تدریج که از حرارت آن کاسته شد، عمل تقطیر صورت گرفته و بارندگی ایجاد می شود. نمونه هایی از این بارندگی در بعد از ظهرهای گرم و داغ به وقوع می پیوندد که غالبا کوتاه مدت و شدید هستند. رگبار نمونه بارز این نوع بارندگی ها است. حتی یک آتش سوزی شدید نیزمی تواند این نوع بارندگی ها را به وجود آورد.

در صورتی که سرعت بالا رفتن هوای گرم زیاد باشد، قطرات بارانی که تشکیل می شوند دوباره به بالا رانده شده و در طی بالا و پایین رفتن مقدار زیادی رطوبت به خود می گیرند به طوری که قطرات بسیار درشت باران به وجود می آید. قطرات باران ممکن است در شرایط بسیار سرد به تگرگ تبدیل شود.

ریزش های کوهستانی (Orographic Precipitation):

در این نوع ریزش ها، مکانیسم سرد شدن توده های هوا، از صعود یا بالا رفتن هوای گرم مرطوب از روی بلندی یا کوه ها انجام می گیرد. این عمل مکانیکی هنگامی اتفاق می افتد که توده هوای گرم به وسیله باد به طرف ارتفاعات بیشتر و فشار کمتر مجبور می شود. بنا به اصل کاهش درجه حرارت با ارتفاع، صعود هوای گرم مرطوب، به هر دلیل یا مکانیسمی که باشد، موجب کاهش درجه حرارت و لذا سرد شدن توده هوای گرم مرطوب می شود. رانده شدن توده هوای گرم به طرف بالا، خود سبب تشکیل ابر و سپس در نقطه شبنم، سبب بارش می شود. هنگامی که بدین ترتیب ابر تشکیل می شود و ریزش اتفاق می افتد، رطوبت هوا کاهش می یابد و گاهی اوقات این ابر در طرف دیگر کوه، توان کافی برای بارش ندارد.

اصولا بخشی از کوهستان که باد های مرطوب به طرف آن می وزد و توده هوای مرطوب در نتیجه وزش باد از دامنه های کوه بالا می رود، همواره پرباران، ابری و مرطوب می باشد. ولی طرف دیگر کوهستان کم باران و خشک است. این تفاوت بارش را می توان در دامنه های شمالی و جنوبی البرز و دامنه های شرقی و غربی زاگرس مشاهده کرد. در بعضی از مناطق کوهستانی قسمت اعظم بارندگی را این نوع باران ها تشکیل می دهد. بطور خلاصه مکانیسم سرد در این نوع بارندگی ها، صعود ابر از دامنه کوه ها و صعود آن به ارتفاعات بیشتر است.

دیفیوژن (Difusion):

اصل مکانیسمی را که توسط آن مولکول های آب (بخار) روی ذرات بلورهای یخی جمع می شود، دیفیوژن گویند و علت آن کمی فشار بخار بلورهای یخی نسبت به محیط مجاور است. چنین به نظر می رسد که بارهای الکتریکی نیز در رشد و نمو بلورهای یخی مؤثرند ولی به علت زیادی فاصله بین ذرات و کمی بار، این امر اهمیت فیزیکی چندانی ندارد.

ABADIAT.COM

اشکال مختلف ریزش (Various Type Of Precipitation):

۱. باران (Rain): باران از مهم ترین اشکال ریزش است. با بزرگ شدن دانه های باران در نتیجه نیروی ثقل، این دانه ها به طرف زمین حرکت می نمایند. معمولا قطر باران از ۰/۵ تا ۰/۱ میلی متر در تغییر است. از نقطه نظر هیدرولوژیکی، خصوصیات باران به شرح زیر است:

۱-۱ - مقدار باران:

این مقدار را بر حسب ارتفاع ریزش در سطح بارش اندازه می گیرند. مقیاس اندازه گیری بر حسب میلی متر است و با یک رقم اعشار خوانده می شود.

۱-۲- تداوم بارش:

طول مدت زمانی که ریزش بارن ادامه پیدا می کند، عامل مهمی است که در طرح های هیدرولیکی مورد توجه قرار می گیرد. این مدت زمان از آغاز بارش تا لحظه ختم ریزش، بر حسب ساعت و دقیقه محاسبه می شود.

۱-۳- شدت بارش:

بر حسب ارتفاع ریزش در زمان تعیین می گردد. واحد اندازه گیری برحسب میلی متر در ساعت (mm/h) می باشد. منظور از **شدت بارش**، مقدار متوسطی است که از تقسیم ارتفاع بارش در مدت زمانی که این ارتفاع ریزش اتفاق افتاده است، حاصل می شود.پس در یک بارش دو ساعته، شدت بار ندگی از حاصل تقسیم ارتفاع ریزش بر دو ساعت به دست می آید. در طول مدت بارندگی، شدت بارش ثابت نیست و به علاوه در یک منطقه که بارندگی اتفاق می افتد، شدت بارش از محلی به محل دیگر تفاوت دارد.

۲. برف (Snow) :

شکل دیگری از ریزش که به خصوص در نواحی کوهستانی و مناطق با عرض جغرافیایی بالا اهمیت دارد، **برف** است. در واقع در مناطق سردسیری و کوهستانی، این شکل ریزش از دیگر اشکال بیشتر دیده می شود. برف به صورت بلورهای یخی در اشکال میکروسکوپی متفاوت دیده می شود. دانه های برف ممکن است گرد، مخروطی، یا به فرم های هشت گوشه دیده شوند. دانه های برف بسیار شکننده بوده و در موقع سقوط به یکدیگر برخورد می نمایند و حجم زیادی را تشکیل می دهند. قطر دانه های برف بسیار متفاوت بوده و از دو تا چندین میلی متر دیده می شوند. اندازه گیری برف نیز بر حسب ارتفاع می باشد ولی دو ارتفاع مساوی برف، به علت تفاوت در تراکم آنها، مقادیر متفاوتی آب تولید می نمایند.

در برف های تازه، نسبت ارتفاع آب حاصل از برف، در حدود 1/5 تا 1/10 است، ولی در برف های کهنه ارتفاع آب تولید شده به مراتب بیشتر می باشد. برف، از چگالش توده های هوای مرطوب در طی صعود و در شرایطی که درجه حرارت کمتر از نقطه انجماد باشد، صورت می پذیرد. در این وضعیت، به جای قطرات آب مایع، بلورهای شش وجهی یخ به وجود می آید که به تدریج در اثر برخورد و پیوستن به یکدیگر، دانه های برف با اندازه ها و شکل های گوناگون ایجاد می شوند. ذوب برف پس از بارش، بسته به وضعیت نسبتا کند بوده و لذا عکس العمل هیدرولوژیکی آن سریع نیست.

یخبرف، دانه های منجمد شده باران است. در صورتی که قطره های باران در طی نزول با لایه های بسیار سرد هوا برخورد نمایند، منجمد می شوند و دانه های بسیار کوچک و سختی را به وجود می آورند که به آنها یخبرف

ABADIAT.COM

گویند. بنابراین، ریزش یخبرف نشان دهنده وجود لایه های سرد هوا در زیر لایه های گرم، یعنی وجود نوعی وارونگی درجه حرارت در طبقات هواست. دانه های برف نیز در طی نزول ممکن است به یخبرف تبدیل شود.

۳. تگرگ (Hail):

این نوع بارش به صورت دانه های گرد یا تکه های یخی به قطر ۵ تا ۱۲۵ میلی متر دیده می شود. به طور معمول در بهار و تابستان، احتمال ریزش تگرگ بیشتر است. علت بزرگی دانه های تگرگ، جریان صعودی است که موجب کندی سقوط دانه های اولیه بارش می شود، لذا دانه های اولیه فرصت رشد و نمو بیشتری دارند. اندازه تگرگ را تا ۴۴ سانتی متر محیط و ۷۶۶ گرم وزن ثبت نموده اند. به طور معمول خسارات ناشی از ریزش تگرگ، بیشتر از منافع آن است.

تگرگ نتیجه وجود تلاطم و جابجایی (همرفت) در ابرهاست و فقط در رابطه با طوفان های شدید به وجود می آید. طرز تشکیل تگرگ به این صورت است که قسمتی از آن که از اطراف خود گرمتر است، در داخل ابر به سرعت و به طور مارپیچ به بالا رانده می شود و همراه خود قطرات باران را نیز به لایه های بالاتر که درجه حرارت آن پایین تر از نقطه انجماد است، می برد. قطرات باران در این لایه ها منجمد می شوند و در اثر بالا و پایین رفتن مجدد ممکن است دانه های برف و قطرات دیگر آب نیز به آن بپیوندد و گوی های کم و بیش بزرگی را به وجود آورد که به آن تگرگ گفته می شود.

یخپوشه به شرایطی گفته می شود که باران روی زمینی که درجه حرارت آن به مراتب پایین تر از نقطه انجماد است، ریزش کند. در این وضعیت، لایه ای از یخ به نام هسز در سطح زمین ایجاد می شود.

۴. انواع دیگر ریزش :

از نقطه نظر مهندسی، انواع دیگر ریزش چندان مهم نمی باشد، زیرا در مقایسه با متوسط باران سالیانه یک ناحیه، مقدار این ریزش ها بسیار جزیی و کم است. از انواع دیگر ریزش می توان باران ریز، ***تگرگچه*** و ***یخچه*** را نام برد.

اندازه گیری مقدار باران :

وسایل اندازه گیری باران، مقدار بارش نقطه ای را تعیین می نمایند که به آنها باران سنج می گویند و می توان آنها را به شرح زیر طبقه بندی نمود.

۱. باران سنج ثبات (Recording Rain gauge) :

این باران سنج، دستگاهی است که مقدار باران را نسبت به زمان ثبت می کند، لذا در این دستگاه ها ساعتی تعبیه شده است.

۲. باران سنج غیر ثبات (Non-Recording Rain gauge):

باران سنجی است که مقدار باران را مستقیما نسبت به زمان نشان نمی دهد. این نوع باران سنج ها دارای یک ظرف درجه بندی شده است که باران در آن جمع می شود و فقط میزان باران را تشان می دهد. این باران سنج معمولا نشان دهنده کل بارش در یک روز یا یک ماه می باشد. اما باران سنج ثبات برای مواقعی است که می خواهیم مقدار باران را در زمان های خیلی کم به دست آوریم. این باران سنج های ساده از قسمت های زیر تشکیل یافته اند:

ABADIAT.COM

۱. گیرنده باران :

شبیه یک قیف بزرگ است و باران پس از ورود به قیف، از لوله آن به سمت مخزن هدایت می شود.

۲. مخزن :

از یک ظرف استوانه ای تشکیل شده که عمل آن ذخیره باران می باشد. سطح مقطع آن در حدود ۱/۱۰ سطح قیف است. با نسبت دو سطح مقطع، اگر ارتفاع حقیقی بار ندگی ۱ میلی متر باشد، ارتفاع آب در استوانه مخزن، ۱۰ میلی متر خواهد بود و لذا از نقطه نظر اندازه گیری از دقت بیشتری برخوردار است. ارتفاع آب ذخیره شده در مخزن را به وسیله یک خط کش اندازه گیری می نمایند.

۳. مخزن اضافی :

این مخزن استوانه ای شکل، برای جمع آوری اضافه باران که از مخزن اصلی سرریز کرده است، مورد استفاده قرار می گیرد.

۴. پایه :

برای حفظ تعادل و پایداری دستگاه از آن استفاده می شود، که به این دستگاه باران سنج غیر ثبات گویند.

جهت به دست آوردن آمار بارش منطقه می بایست دستگاه باران سنج را در محل نصب کنیم. لذا برای نصب این دستگاه ها باید نکاتی را رعایت کرد.

تغییر ارتفاع نقش مهمی در جمع آوری باران دارد. هر چقدر تنوع در ارتفاع محل زیاد باشد، محل هایی که باید باران سنج نصب شود، زیاد می باشد و اگر در محلی تغییر ارتفاع کم باشد (محل های کویری) مقدار ایستگاه ها کمتر می باشد.

به طور تجربی رابطه ای جهت تعیین تعداد استاندارد ایستگاه های بارن سنجی یک منطقه به دست آمده است که این رابطه به صورت زیر است:

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

که در فرمول مذکور :

N = تعداد باران سنج ها.

Cv = درصد ضریب تغییرات آمار بارندگی ایستگاه های موجود در منطقه.

E = خطای مجاز در تعیین میانگین بارندگی (معمولا ۱۰ درصد درنظر گرفته می شود.)

- البته زمانی می توان از این فرمول استفاده کرد که تعدادی باران سنج قبلا در منطقه باشد.
- هر چقدر تعداد باران سنج ها در منطقه بیشتر باشد مقدار E کاهش می یابد.
- اگر m تا ایستگاه باران سنجی در حوزه ای داشته باشیم که به ترتیب مقدار بارندگی کل سالیانه آن $P_1, P_2, P_3, \ldots, P_m$ باشد، از فرمول آماری زیر می توان میانگین بارندگی را محاسبه کرد.

$$\overline{P} = \frac{\sum_{i=1}^{m} P_i}{m}$$

همچنین می توان انحراف معیار را هم بدست آورد (انحراف معیار، مقدار پراکندگی آمار در اطراف میانگین می باشد.)

ABADIAT.COM

$$S=\sqrt{\frac{\left[\sum_{i=1}^{m}(P_i)^2-\frac{\left(\sum_{i=1}^{m}P_i\right)^2}{m}\right]}{m-1}}$$

حال با داشتن مقادیر انحراف معیار و مقدار بارندگی می توان درصد تغییرات آمار بارندگی یا C_V را بدست آورد:

$$C_V=\frac{S}{\overline{P}}\times 100$$

تهیه آمار:

ایستگاه های متفاوت همواره آمارهایی را در اختیار ما قرار می دهند، امـا قبـل از اسـتفاده از ایـن آمـار مـی بایست صحت آنها را تست کنیم. پس در ابتدا باید آن را مورد آزما یش قرار دهیم.

آزمایش درستی (صحت) آمار:

جهت این کار می توان آزمایش زیر را انجام داد:

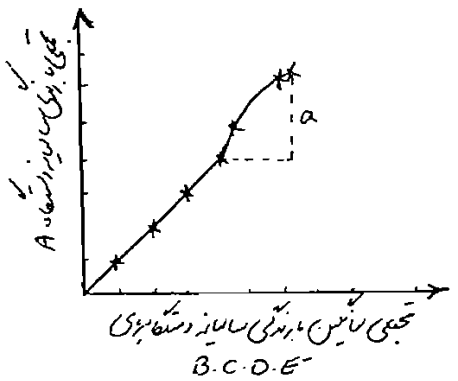
آزمایش بررسی یکنواختی:

فرض می کنیم در منطقه ای پنج ایستگاه داریم. نکته مهم در این آزمایش این است که دریابیم آیا واکنـش موجود در ایستگاه A در زمان x با واکنشها ی مربوط به ایستگاه های دیگر تطابق دارد یا خیر که به آن همخوانی یـا یکنواختی می گویند.

از روش های مهم جهت این آزمایش ***متد جرم مضاعف (Double mass curre)*** می باشد و این متد به شکل زیر می باشد:

سال	آمار بارندگی سالیانه ایستگاه A	آمار میانگین سالیانه ایستگاه دیگر	تجمعی ستون 2	تجمعی ستون 3
1	○	△	○	△
2	○	△	⊘	△
3	○	△	⊘	△
4	○	△	⊘	△
5			⊘	△

توجه : در این نمودار فواصل دو محور یکسان است.



ABADIAT.COM

اگر منحنی فوق، دارای یکنواختی باشد و شکستگی نداشته باشد، آمارها درست می باشد ولی اگر در جایی از منحنی ناگهان شکستگی داشته باشیم، متوجه خواهیم شد که آمار این دستگاه در آن زمان دارای اشتباه می باشد که باید اصلاح گردد.

توسط فرمول بالا یا فرمول بعد و با داشتن شیب دو منحنی می توان میزان بارندگی را اصلاح نمود.

$$P_x = \frac{M_c}{M_a} \times P_s$$

که در فرمول مذکور :

Px : بارندگی اصلاح شده در ایستگاه A.

Ps : بارندگی مشاهده شده.

Mc : شیب منحنی جرم مضاعف.

Ma : شیب منحنی در دوره مشاهده شده.

مشکل دیگر در آمارها نقص آماری می باشد.

نقص آماری:

فرض می کنیم آمارهای مختلف ایستگاه های پنج گانه قبلی را در طی۶ سال به دست آورده ایم ولی ایستگاه A بنا به فرض به علت مشکلاتی در دو سال۵ و۶ آماری ارائه نداده است، که در این صورت در آمار موجود دچار ***نقص*** شده ایم. حال باید چگونه آمار این دو سال را به دست آورد؟

جهت آمارسازی این دستگاه در طی این دو سال می بایست میزان بارندگی ایستگاه های مجاور آن را در طی دو سال به دست آورده و از روش های زیر استفاده کنیم:

شروط لازم جهت استفاده از این روش ها :

۱. اختلاف متوسط بارندگی سالیانه ایستگاه های مجاور کمتر از ۱۰ درصد باشد. در این صورت از میانگین حسابی استفاده می کنیم :

$$P_x = \frac{1}{M} \times \left(P_1 + P_2 + P_3 + \ldots + P_m\right)$$

۲. در صورتی که اختلاف متوسط بارندگی سالیانه ایستگاه های مجاور بیشتر از ۱۰ درصد باشد، در این صورت از رابطه زیر استفاده می کنیم:

$$P_x = \frac{N_x}{m} \times \left(\frac{P_1}{N_1} + \frac{P_2}{N_2} + \frac{P_3}{N_3} + \ldots + \frac{P_m}{N_m}\right)$$

که در فرمول مذکور :

$N_m, \ldots, N_3, N_2, N_1$: متوسط بارندگی سالیانه ایستگاه مجاور.

$P_m, \ldots, P_3, P_2, P_1$: بارندگی سالیانه که در آن سال به خصوص اتفاق افتاده است (در ایستگاه ها).

Nx : متوسط بارندگی سالیانه ایستگاه فاقد آمار.

m : تعداد ایستگاه های دارای آمار.

ABADIAT.COM

مشخصات بارش :

هر بارش دارای مشخصاتی است که در زیر به برخی از آنها که در هیدرولوژی اهمیت دارد، اشاره می شود:

۱. مدت بارندگی :

فاصله زمانی بین شروع و خاتمه بارندگی را ***مدت بارش*** گویند، که یک متغیر تصادفی پیوسته است و می تواند هر عدد بزرگ تر از صفر را به خود اختصاص دهد.

۲. مقدار بارندگی (*Depth Of Rainfall*):

ارتفاع آب حاصل از بارندگی را در طول مدت بارش ***مقدار بارندگی*** گویند که بر حسب میلی متر، سانتی متر و یا اینچ توصیف می شود. مقدار بارش غالبا با علامت P نشان داده می شود.

۳ . شدت بارش (*Intensity*) :

شدت بارش عبارت است از مقدار بارندگی در واحد زمان. $i=\frac{P}{t}$

که P مقدار بارش، T مدت بارش و I شدت بارش است و بر حسب میلی متر بر ساعت یا میلی متر بر دقیقه یا اینچ برساعت توصیف می شود.

۴. سطح بارش :

به مساحتی گفته می شود که در هنگام اندازه گیری باران در یک نقطه می توان برای اطراف آن نقطه تعمیم داد. در واقع هر بارش در هنگام وقوع مساحتی را در بر می گیرد که به آن سطح بارش گویند. این سطح ثابت نبوده و در طول مدت بارش مرتب در حال تغییر است. برای اندازه گیری آن باید تعداد زیادی باران سنج در نقاط مختلف وجود داشته باشد تا بتوان در هنگام وقوع یک باران، گسترش آن را تخمین زد.

مثال۱ :

متوسط بارندگی چهار ایستگاه به ترتیب ۸۰/۹۷ ، ۶۷/۵۹ ، ۷۶/۲۸ و ۹۲/۰۱ سانتی متر می باشد. تعداد بارندگی سالیانه به ترتیب ۹۱/۱۱ ، ۷۲/۳۳ ، ۷۹/۸۹ و ایستگاه چهارم فاقد آمار می باشد. در صورتی که اختلاف متوسط بارندگی در تمام ایستگاه ها نسبت به ایستگاه فاقد آمار بیش از ده درصد باشد، مقدار بارندگی سالیانه ایستگاه فاقد آمار را محاسبه نمایید.

$$P_x=\frac{92.01}{3}\times\left(\frac{91.11}{80.99}+\frac{72.23}{67.54}+\frac{79.89}{76.28}\right)=99.41 \quad Cm$$

مثال۲ :

در حوزه آبگیری باران سنج X در قسمتی از سال که باران اتفاق افتاده، قرائت نشده و فاقد آمار است. سه ایستگاه مجاور آن (A,B,C) ارتفاع بارندگی فوق الذکر را به ترتیب معادل ۸۹،۱۲۲ و۱۰۷ میلی متر ثبت کرده است. در صورتیکه میانگین بارندگی سالیانه X,A,B,C به ترتیب ۱۲۰۰، ۹۳۵، ۱۱۲۰و ۹۷۸ میلی متر بوده باشد، میزان بارندگی فوق الذکر را برای ایستگاه X تخمین بزنید.

$978-1200=222$

$978-935=48$

$978-1120=142$

$$P_x=\frac{978}{3}\times\left(\frac{107}{1120}+\frac{89}{935}+\frac{122}{1200}\right)=95.32 \quad mm$$

ABADIAT.COM

سال	ایستگاه A Cm	ایستگاه B Cm	ایستگاه C Cm	ایستگاه
۱	۴۴/۸۹	۴۸/۱۳	۳۰/۳۷	۴۱/۵۶
۲	۳۲/۶۴	۳۹/۴۸	۳۵/۴۰	۳۱/۳۲
۳	۴۵/۸۷	۴۴/۱۱	۳۹/۱۶	۴۴/۱۴
۴	۴۶/۰۵	۳۸/۹۴	۴۳/۲۷	۵۰/۶۲
۵	۴۹/۷۶	۴۱/۵۸	۴۹/۸۵	۴۱/۰۹
۶	۴۷/۲۶	۴۹/۶۶	۴۷/۸۶	؟(نقص)

مثال ۳ :

با توجه به جدول زیر، صحت آمار ارائه شده توسط ایستگاه A را بسنجید و در صورت عدم وجود صحت آماری، آن را تصحیح کنید:

سال	ارتفاع بارندگی سالیانه ایستگاه A (Cm)	میانگین ارتفاع بارندگی سالیانه ایستگاه های مجاور (Cm)	تجمعی ایستگاه A	تجمعی ایستگاه های مجاور	ارتفاع بارندگی سالیانه ایستگاه A تصحیح شده (Cm)	تجمعی ایستگاه A تصحیح شده.
۱	۱۹	۵۷/۵	۱۹	۵۷/۵		
۲	۲۱/۵	۶۴/۵	۴۰/۵	۱۲۲		
۳	۳۲	۳۱	۷۲/۵	۱۵۳		
۴	۴۱/۵	۳۷	۱۱۴	۱۹۰		
۵	۳۴	۳۲/۵	۱۴۸	۲۲۲/۵		
۶	۲۲/۵	۳۳	۱۷۰/۵	۲۵۵/۵		
۷	۱۵/۵	۴۰	۱۸۶	۲۹۵/۵		
۸	۱۰	۳۶/۵	۱۹۶	۳۳۲		
۹	۸/۵	۴۹	۲۰۴/۵	۳۸۱	۲۵/۵	۲۲۱/۵
۱۰	۱۵	۴۳	۲۱۹/۵	۴۲۴	۴۵/۰	۲۶۶/۵
۱۱	۱۶/۵	۳۷	۲۳۶	۴۶۱	۴۹/۵	۳۱۵/۵
۱۲	۲۰	۳۰	۲۵۶	۴۹۱	۶۰/۰	۳۷۵/۵

ABADIAT.COM

$$M_a = \frac{245-220}{500-400} = 0.25$$

$$M_c = \frac{185-110}{300-200} = 0.75$$

$$P_A = \frac{M_c}{M_a} \times P_a \longrightarrow P_A = \frac{0.75}{0.25} \times P_a \longrightarrow P_A = 3P_a$$

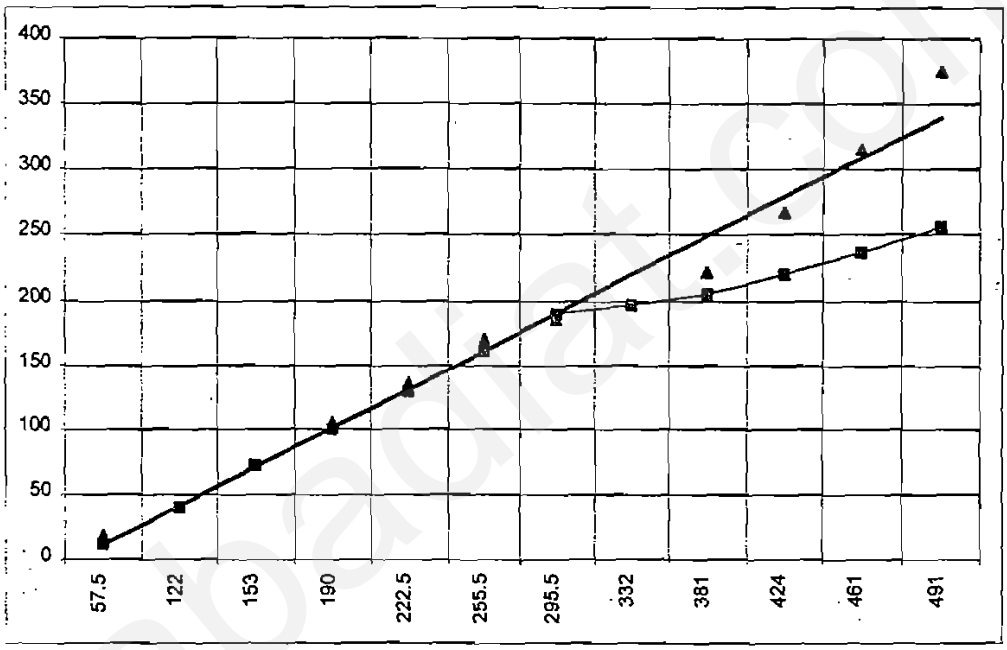
چون شکستگی از سال ۸ مشاهده شده است پس تصحیح شده سال ۹ به بعد به صورت ذیل است.

$P_9 = 3*8.5 = 25.5 \quad Cm$

$P_{10} = 3*15 = 45.0 \quad Cm$

$P_{11} = 3*16.5 = 49.5 \quad Cm$

$P_{12} = 3*20 = 60 \quad Cm$



تمرین:

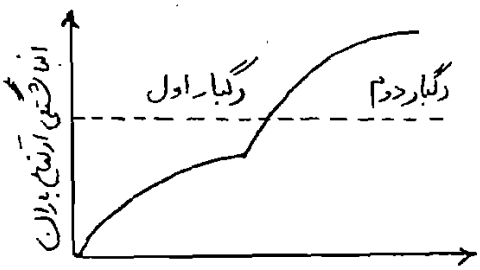
با توجه به جدول زیر، صحت آمار ارائه شده توسط ایستگاه A را بسنجید و در صورت عدم صحت، آن را تصحیح کنید:

سال	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
بارندگی سالیانه ایستگاه A (mm)	۵۷/۵	۶۴/۵	۳۱	۳۷	۳۷	۳۱	۳۷	۱۳	۲۵	۴۹	۴۳	۷
میانگین بارندگی سایر ایستگاه ها (mm)	۱۷	۵۰	۵۲	۳۱/۵	۱۴	۲۲/۵	۵۵/۵	۵۰	۳۳/۵	۳۳/۵	۴۲	۴۴/۵

ABADIAT.COM

منحنی انباشتگی ارتفاع برحسب زمان :

نمودار حاصل از میزان بارندگی ثبت شده در باران سنج نسبت به زمان را منحنی انباشتگی (Double-Mass Curve) می گویند. جهت رسم منحنی انباشتگی از مقادیر تجمعی بارندگی استفاده می شود. منحنی انباشتگی به منظور تعیین زمان و میزان بارندگی به کار می رود. شدت بارندگی را نیز می توان با محاسبه شیب منحنی در فواصل زمانی مختلف تعیین نمود.



- قسمت افقی این منحنی نشان دهنده عدم بارندگی می باشد.
- این شیب ها در هر دو منحنی نسبت به دو نقطه ابتدا و انتهای منحنی می باشد.

نمودار شدت-زمان (Heytograph):

وقتی بارندگی اتفاق می افتد، شدت بارندگی در زمان های مختلف متفاوت می باشد که این نسبت را می توان به شکل نمودار زیر نشان داد. خاصیت این نمودار این است که با محاسبه مساحت هر قسمت از این مستطیل ها می توان مقدار بارشی که در آن فاصله زمانی اتفاق افتاده است را به دست آورد.

توضیحات در مورد نمودار :

۱. رابطه بین شدت بارندگی و زمان نمودار را شدت-زمان نامند.

۲. نمودار معمولا به صورت پلکانی نمایش داده می شود.

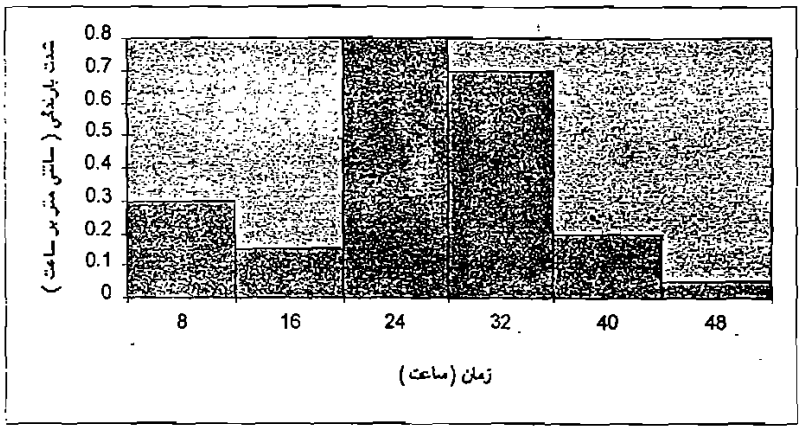
۳. مساحت محصور بین مستطیل ها، تعیین کننده مقدار بارش در آن فاصله زمانی است.

۴. فواصل زمانی بستگی به هدف طرح دارد.

مساحت محصور بین مستطیل ها بیانگر مقدار بارش در آن زمان خواهد بود. فواصل زمانی بستگی به اهداف طرح دارد. به عنوان مثال در محاسبات طغیان های حوضه های بزرگ، فاصله های زمانی ۶ ساعت انتخاب می گردد ولی در طراحی زهکشی شهری این فواصل کمتر خواهد بود.

- فاصله بین ۰ تا ۵ کیلومتر را حوزه کوچک و مسافت بین ۵ تا ۲۵ کیلومتر را حوزه متوسط و مسافت بیشتر از ۲۵ کیلومتر را حوزه بزرگ می گویند.

ارتفاع بارندگی = 0.3 * 8 = 2.4 Cm

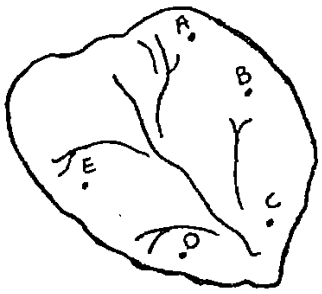


ABADIAT.COM

بارش نقطه ای (Point Rain fall):

بارش نقطه ای مقدار آمار بارندگی است که یک ایستگاه باران سنج در منطقه گزارش می دهد.

طرح پروژه این آمار را می توان به شکل روزانه، هفتگی، ماهیانه، فصلی و یا سالیانه تهیه نمود. معمولا برای تعیین شدت و سایر خصوصیات بارندگی از بارش نقطه ای استفاده می گردد.



بارش منطقه ای (Areal Rain fall):

منظور از بارش منطقه ای میانگین بارندگی گزارش شده ایستگاه های موجود در یک منطقه و حوزه است.

روش های برآورد بارش منطقه ای :

۱. روش میانگین حسابی (Arithmatical Average).

۲. روش چند ضلعی تیسن (Thiesson Polygon Method).

۳. هم روش خطوط هم باران (Isoheytal Method).

۱. میانگین حسابی

ساده ترین روش تخمین باران منطقه ای، میانگین حسابی است و از اینرو می تواند پر خطا ترین روش هم باشد و تنها در شرایط خاص که در ذیل آمده است می توان از این روش استفاده نمود.

- **شرایط استفاده از میانگین حسابی :**

۱. منطقه می بایست مسطح و هموار باشد.

۲. بارندگی های یکنواخت (نسبتا یکنواخت) را می بایست استفاده نمود.

۳. باران سنج ها می بایست در فواصل نسبتا مساوی از یکدیگر قرار گیرند.

۴. باران سنج های خارج از حوزه را نمی توان در نظر گرفت.

فرمولی که در این مورد به کار می رود عبارت است از :

$$\overline{P} = \frac{P_1 + P_2 + ... + P_n}{n}$$

که در آن P_1 تا P_n ارتفاع بارندگی ثبت شده در ایستگاه های ۱، ۲، ... ، n و $\overline{P}$ میانگین ارتفاع بارندگی در منطقه است.

به دلیل وجود پستی و بلندی و تغییرات مکانی بارندگی، نتایج حاصله از این روش چندان رضایت بخش نبوده و تنها مزیت این روش سادگی عمل است.

ABADIAT.COM

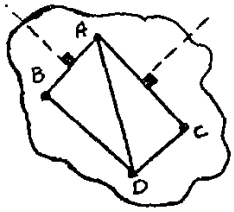
۲. روش چند ضلعی تیسن :

این روش کامل تر از روش میانگین حسابی است. در این روش حوزه را به چند حوزه کوچکتر (زیر حوزه) تقسیم بندی می کنیم، به طوری که هر ایستگاه جداگانه در یک زیر حوزه قرار می گیرد. بنابراین در این روش کلیه ایستگاه های داخل حوزه و در صورت وجود، ایستگاه های مجاور می توانند مورد استفاده قرار گیرند.

• نکات مربوط به این روش :

۱- این روش در مناطقی بکار می رود که باران سنج ها بطور یکنواخت توزیع نشده باشند.

۲- خاصیت این روش این است که با تعیین وضع نسبت به سطوح دربرگیرنده هر یک از ایستگاه ها، اثرات ناشی از توزیع غیریکنواخت باران سنج ها کاسته می شود.



• نحوه ترسیم :

الف) تعیین محل حوزه با استفاده از نقشه های جغرافیایی (توپوگرافی).

ب) تعیین محل حوزه و محل استقرار ایستگاه ها.

ج) نقاط ایستگاه ها را به هم وصل نموده تا مثلث هایی حاصل شود، به طوریکه ضلعی ضلع دیگر را قطع نکند. سپس عمود منصف اضلاع را رسم می کنیم.

د) با امتداد عمود منصف ها چند ضلعی ها حاصل می شود که هر کدام بیانگر سطح تحت پوشش یکی از ایستگاه ها خواهد بود.

اگر مساحت مربوط به هر چند ضلعی به ترتیب $A_1, A_2, A_3, \ldots, A_n$ و مقادیر بارندگی در ایستگاه های داخل چندضلعی نیز $P_1, P_2, P_3, \ldots, P_n$ باشد، در این صورت متوسط بارندگی منطقه، $\overline{P}$ از فرمول زیر به دست می آید :

$$\overline{P} = \frac{A_1P_1 + A_2P_2 + \ldots + A_nP_n}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n}$$

لازم به تذکر است که منظور از مساحت مربوط به هر چندضلعی، بخشی از مساحت آن است که در داخل منطقه قرار دارد. به عبارت دیگر سطح منطقه توسط اضلاع چند ضلعی به تعدادی قطعات تقسیم می شود که بارندگی ایستگاه واقع شده در داخل هر چند ضلعی فقط برای همین قطعه صادق است.

عمده ترین محدودیت های این روش عبارتند از :

۱. هر نوع تغییر در شبکه باران سنجی سبب ایجاد چند ضلعی های جدید دیگری می گردد.
۲. عدم امکان انعکاس اثرات بارش کوهستانی.
۳. دقت و مهارت در ترسیم چند ضلعی ها.

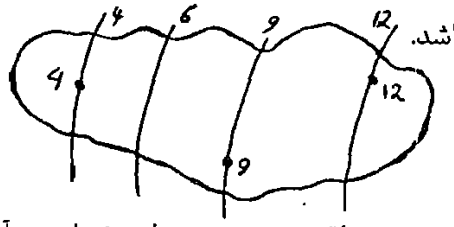
۳. روش خطوط هم باران :

در مناطقی که دارای پستی و بلندی زیادی است و شرایط اقلیمی آن سبب تغییرات شدت بارندگی می گردد، دو روش فوق نتایج رضایت بخش نخواهند داشت و در این صورت از روش خطوط هم باران استفاده می شود.

خط هم باران مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن برای یک دوره مشخص بارش یکسان باشد. رسم خطوط هم باران مشابه رسم خطوط هم تراز (هم ارتفاع) است. اگر در یک منطقه که مرزهای آن و محل

ABADIAT.COM

استقرار ایستگاه ها مشخص است، با استفاده از عمل درون یابی خطوط هم باران ترسیم می شوند و مساحت هـایی از منطقه که بین خطوط هم باران واقع می شود، $A_n, \ldots, A_3, A_2, A_1$ باشند و متوسط بارندگی نیز در ایـن مسـاحت هـا $P_n, \ldots, P_3, P_2, P_1$ باشد، مقدار متوسط بارندگی درمنطقه از فرمول زیر محاسبه می شود که A مجموع مساحت های هاشور خورده می باشد.

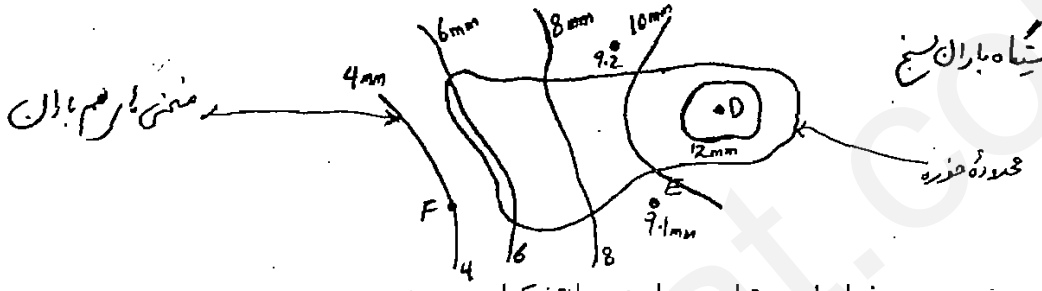


$$\overline{P} = \frac{\left(\frac{P_1 + P_2}{2}\right)A_1 + \left(\frac{P_2 + P_3}{2}\right)A_2 + \ldots}{A}$$

این روش از دقیق ترین و منطقی ترین روش ها به شمار می آید ولی احتیاج به دقت و مهارت زیادی دارد.

مثال :

در حوزه ای که در شکل زیر مشخص شده است، مقدار متوسط بـارندگی را بـه روش خطـوط هـم بـاران بـه دست آورید:



با توجه به مساحت های محصور بین خطوط هم تراز، جدول زیر را تشکیل می دهیم.

خطوط هم باران	سطح محصور بین دو خط هم باران	متوسط بارندگی	مساحت * متوسط بارندگی
۵	۱۳	۵/۳	۶۸/۹
۴	۷۷	۴/۵	۳۴۶/۵
۳	۱۱۶	۳/۵	۴۰۶
۲	۱۹۶	۲/۵	۴۹۰
۱	۱۹۳	۱/۵	۲۸۹/۵
<۱	۳۱	۰/۸	۲۴/۸
	$\Sigma=626$		$\Sigma=1625.7$

$$\overline{P} = \frac{\left(\frac{P_1 + P_2}{2}\right)A_1 + \left(\frac{P_2 + P_3}{2}\right)A_2 + \ldots}{A}$$

$$\Rightarrow \overline{P} = \frac{\left(\frac{5+4}{2}\right)\times 13 + \left(\frac{4+3}{2}\right)\times 77 + \left(\frac{3+2}{2}\right)\times 116 + \left(\frac{2+1}{2}\right)\times 196 + \left(\frac{1+0}{2}\right)\times 224}{62} = 16.51 \ Cm$$

ABADIAT.COM

برتری روش تیسن و خطوط هم باران در این است که به هر یک از ایستگاه ها وزنی متناسب با موقعیت ایستگاه داده می شود، ولی در روش میانگین حسابی تمام ایستگاه ها یکسان در نظر گرفته می شوند.

تعداد ایستگاه ها در یک شبکه باران سنجی :

موضوعی که باید به آن توجه نمود این است که برای تخمین و برآورد صحیح بارندگی در یک منطقه، چه تعداد ایستگاه باید در شبکه باران سنجی آن منطقه گنجانده شوند. چنانچه تعداد ایستگاه ها کم باشد، مسلما تخمین دقیق نخواهد بود و اگر بیش از تعداد مورد نیاز باشد، مخارج اضافی در بر خواهد داشت. در صورتی که در یک منطقه برای نخستین بار اقدام به نصب باران سنج می شود، بهتر است از توصیه های سازمان هواشناسی استفاده گردد. تعداد ایستگاه های باران سنجی در مرحله اول به وسعت حوزه، وضعیت جغرافیایی، تنوع ارتفاعات موجود در منطقه و در مرحله دوم به دقت مورد نیاز در تخمین بارندگی و در مرحله سوم به مقدار ریزش باران در حوزه بستگی دارد. از لحاظ رابطه بین وسعت منطقه و تعداد ایستگاه ها می توان از جدول راهنمایی زیر استفاده کرد.

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

برای تعیین تعداد مطلوب ایستگاه های باران سنجی در رابطه با درجه دقت تخمین بارندگی می توان از فرمول ساده آماری زیر استفاده کرد:

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

که در فرمول مذکور :

N = تعداد ایستگاه های باران سنجی لازم.

Cv = ضریب تغییرات آمار بارندگی منطقه بر اساس ایستگاه های موجود.

E = درصد اشتباه مجاز در تخمین میانگین بارندگی منطقه.

در صورتی می توان از این فرمول استفاده کرد که در حوزه مورد نظر تعدادی ایستگاه باران سنج قبلا نصب شده باشد. از این رابطه درمی یابیم که هر چقدر تعداد باران سنج ها در منطقه بیشتر باشد، مقدار خطا (E) کاهش می یابد. متوسط بارندگی سالانه ($\overline{P}$) بر اساس تعداد ایستگاه های موجود (N) و مقدار بارندگی سالانه در هر کدام (P) به صورت زیر محاسبه می گردد :

$$\overline{P} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Sigma P_i}{n}$$

ABADIAT.COM

هیدرولوژی مهندسی ـــ

برای به دست آوردن (Cv) نیز می توان از فرمول زیر استفاده نمود :

$$C_V = \frac{S}{\overline{P}} \times 100$$

که در این فرمول (S) یا انحراف معیار از رابطه زیر به دست می آید :

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\Sigma\left(P_i^2\right) - \left(\Sigma P_i\right)^2\right]}$$

مثال :

در یک حوزه آبگیر، ۶ ایستگاه باران سنجی وجود دارد. کل بارندگی سالیانه هر یک از این ایستگاه ها به ترتیب ۱۳۷/۶ ، ۹۸/۸ ، ۱۱۰/۳ ، ۱۸۰/۳ ، ۱۰۲/۹ ، ۸۲/۶ (سانتی متر) می باشد. در صورتی که خطا های مجاز یا (E) ده درصد در نظر گرفته شود، تعداد باران سنج ها را تعیین نمایید.

۱) متوسط بارندگی :

$$\overline{P} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i}{n} = \frac{136.7+98.8+110.3+180.3+102.9+82.6}{6} = 118.6$$

۲)
$$\sum_{i=1}^{n} P_i^2 = (136.7)^2 + (98.8)^2 + (110.3)^2 + (180.3)^2 + (102.9)^2 + (82.6)^2 = 90533.68$$

۳)
$$\overline{P^2} = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i^2}{n} = \frac{90533.68}{6} = 45088.9$$

۴)
$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\Sigma\left(P_i^2\right) - \left(\Sigma P_i^2\right)^2\right]} = \sqrt{\frac{6}{5}\left[15088.9 - (118.6)^2\right]} = 35.03$$

۵)
$$C_V = \frac{S}{\overline{P}} \times 100 = \frac{35.03}{118.6} \times 100 = 29.53$$

۶)
$$N = \left(\frac{C_v}{E}\right)^2 = \left(\frac{29.53}{10}\right)^2 \approx 9$$

بنابراین تعداد مطلوب ایستگاه های لازم ۹ است و باید ۳ عدد ایستگاه دیگر نصب شود.

منحنی حداکثر بارندگی - مساحت - مدت (DAD) : Depth - Area - Duration

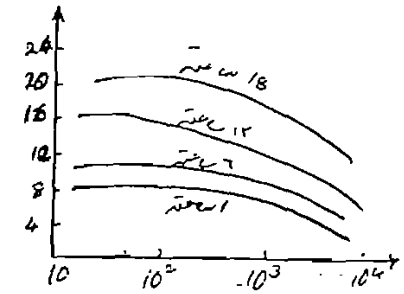
در اغلب مطالعات هیدرولوژیکی که شامل محاسبه حداکثر طغیان جریان رودخانه هاست، آگاهی از حداکثر میزان بارندگی و سطوحی را که تحت پوشش قرار می دهد لازم است. در این روش هر چقدر آمار بارندگی اتفاق افتاده در قبل با تداوم های متفاوت بیشتر باشد، دقت رسم منحنی بالاتر خواهد بود و همچنین حتی بعد از رسم منحنی ها می توان با روش درون یابی به منحنی های دیگر برای تداوم های ریزتر دست یافت.

برای رسم منحنی حداکثر ارتفاع - سطح (مساحت) - تداوم بارش به شرح زیر عمل می نماییم:

ABADIAT.COM

۱. انتخاب و تعیین حداکثر بارندگی با مدت زمانی معین. به عنوان مثال: بارندگی ۲ ساعته یا ۱ ساعته.
۲. ترسیم منحنی های هم باران.
۳. تعیین سطوح محصور بین منحنی های هم باران (سطوح جزیی).
۴. تعیین مقدار تجمعی سطوح فوق.
۵. محاسبه مقدار بارندگی که از حاصل ضرب سطوح جزیی و متوسط بارندگی دو خط هم تراز حاصل می گردد.
۶. تعیین مقدار تجمعی بارندگی های فوق.
۷. محاسبه مقدار متوسط بارندگی که با تقسیم مقدار بارندگی تجمعی بر سطوح تجمعی به دست می آید.
۸. ترسیم مقادیر متوسط بارندگی و سطوح تجمعی.
۹. تکرار کلیه نکات فوق برای مدت های متفاوت.

شکل زیر نمونه ای از منحنی حداکثر عمق - سطح - تداوم بارش را برای مدت های ۱ الی ۱۸ ساعته نشان می دهد.



- همان طور که از شکل نیز ملاحظه می شود، حداکثر ارتفاع بارندگی با ازدیاد سطوح تحت پوشش کاهش می یابد، در صورتی که با افزایش مدت، مقدار بارندگی اضافه می گردد.

با داشتن این منحنی ها در یک منطقه، به محض وقوع بارش و با داشتن ارتفاع باران و زمان تداوم آن سریعا به مساحت تحت پوشش بارندگی پی برده و سپس میزان طغیان رودخانه را می توان تخمین زد.

فراوانی بارش نقطه ای (Frequency of Point Rainfall):

عوامل کمی هیدرولوژیکی از قبیل بارندگی دارای مؤلفه های احتمال می باشند. به عبارت دیگر با شرایط موجود، وقوع یا عدم وقوع آنها با درجه ای از احتمال رخ می دهد. در اغلب سازه های آبی احتمال وقوع یک رویداد با حداکثر میزان ممکنه از اهمیت ویژه ای برخوردار است. این اطلاعات را می توان با تجزیه و تحلیل فراوانی بارش نقطه ای به دست آورد. اما پیش از آن به دانستن تعاریف زیر نیاز داریم :

احتمال وقوع (Probability of Occurance):

فاصله زمانی بین وقوع یک مقدار معین را دوره بازگشت می گویند. اگر ما احتمال وقوع را با P و دوره بازگشت را با T نمایش دهیم، رابطه $T=\frac{1}{P}$ صادق می باشد و احتمال عدم وقوع یک رویداد را با رابطه $q = 1 - p$ نشان می دهند. اگر دوره بازگشت ۱۰ سال باشد، پس احتمال وقوع آن $\frac{1}{10}$ و احتمال عدم وقوع آن $\frac{9}{10}$ است.

دوره بازگشت:

تعداد سال هایی است که بین دو بارندگی مشابه وجود دارد.

ABADIAT.COM

تعیین بارش های ترسالی و خشک سالی:

یکی از موضوعات با اهمیت در هیدرولوژی، تعیین احتمال وقوع باران در دوره ترسالی یا خشک سالی یک سال بخصوص در منطقه می باشد. لذا با دانستن آن می توان سایر پروژه های آبی منطقه را طراحی و پیش بینی نمود. برای اینکار نیاز به آمار بارندگی سالیانه ثبت شده در منطقه داریم. سپس اگر تر سالی یا پر بارانی مد نظر باشد در این صورت آمار موجود را به ترتیب نزولی مرتب می کنیم و اگر خشک سالی یا کم بارانی مد نظر باشد، آمار را به ترتیب نزولی آرایش می دهیم. به مانند مثال زیر :

ترسالی : ترتیب نزولی

خشک سالی : ترتیب صعودی

سال	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
ارتفاع بارندگی سالیانه (cm)	۳۰/۵	۲۹	۵۶/۲	۸۲	۲۷/۸	۲۳/۴	۷۱/۲	۴۸/۳	۳۱/۴	۱۸/۱	۲۹	۶۵

مطلوب است تعیین مقدار بارندگی سالی که دوره برگشت آن ۵ سال می باشد.

$$Y = m \cdot T$$

Y : کل سال های آماری

m : شماره ردیف

T : دوره بازگشت

چون در این مسأله حالت ترسالی مد نظر می باشد، لذا اعداد جدول را بر حسب ترتیب نزولی می نویسیم:

ردیف	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
ترتیب نزولی	۸۲	۷۱/۲	۶۵	۵۶/۲	۴۸/۳	۳۶/۵	۳۱/۴	۲۹

با توجه به فرمول داریم:

$$Y = m \cdot T \longrightarrow m = \frac{12}{5} = 2.4$$

چون ردیف ۲/۴ در جدول وجود ندارد، لذا می توان از دو روش استفاده کرد:

۱. می توان میانگین دو ردیف فوق را به دست آورد:

$$\frac{71.2 + 65.0}{2} \approx 68 \quad mm$$

۲. راه دیگر این است که چون ۲/۴ به ۲ نزدیک تر است می توان عدد ردیف ۲ را مد نظر قرار داد.

ABADIAT.COM

تمرین:

مطلوب است تعیین مقدار بارندگی سالیانه خشک ترین سالی که دوره برگشت آن ۶ سال است.

سال	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
حداکثر بارندگی سالیانه (mm)	۲۴۰	۱۷۵	۲۱۰	۱۶۵	۲۶۸	۲۱۰	۲۳۰	۱۶۵	۱۶۸	۲۰۵	۱۹۵	۲۱۲
ترتیب صعودی	۱۶۵	۱۶۵	۱۶۸	۱۶۸	۱۷۵	۱۹۵	۲۰۵	۲۱۰	۲۱۰	۲۱۲	۲۳۰	۲۴۰

$$Y = m \cdot T \longrightarrow 12 = m \times 6 \longrightarrow m = \frac{12}{6} = 2$$

بارندگی سالیانه خشک ترین سال با دوره برگشت ۶ ساله $165\ mm$ است.

رابطه ارتفاع - مساحت بارندگی:

فرض کنید در یک منطقه با کمک ۱۲ ایستگاه یک باران ۲۴ ساعته را اندازه گیری کرده و بر اساس آمار آنها خطوط هم باران را رسم کرده ایم که منحنی های مربوطه از ۵۰ تا ۱۵۰ میلی متر با فاصله ۲۵ میلی متر رسم شده اند. در این شکل جدولی نیز ارائه شده که در ستون اول آن ارتفاع بارندگی در خطوط هم باران و در ستون دوم، مساحت داخل هر خط هم باران نوشته شده است.

به طوری که مشاهده می شود، کل منطقه ۱۱۰ کیلومتر مربع است که ۷۵ کیلومتر مربع آن در داخل خط ۷۵ میلی متری، ۴۵ کیلومتر مربع داخل خط ۱۰۰ میلی متری و در نهایت ۱۰ کیلومتر مربع داخل خط هم باران ۱۵۰ میلی متری قرار دارد.

ستون سوم جدول مربوط به مساحت واقع بین هر دو خط هم باران متوالی است. ستون چهارم، متوسط بارندگی را در بین هر دو خط هم باران نشان می دهد. مثلا مساحت ۱۵ کیلومتر مربع که در سطر دوم نوشته شده است، مساحتی است که محصور بین دو خط هم باران ۱۵۰ و ۱۲۵ میلی متر است و لذا متوسط بارندگی روی آن $\frac{125+150}{2}=137.5$ میلی متر می باشد.

برای ۱۰ کیلومتر مربع مساحتی که داخل خط هم باران ۱۵۰ میلی متر قرار دارد به طور تقریب رقم ۱۵۵ میلی متر ملحوظ شده است، زیرا این مساحت حداکثر می توانست $\frac{175+150}{2}=162.5$ میلی متر باشد که چون خط هم باران ۱۷۵ میلی متری نداریم، برای این منطقه ۱۵۵ میلی متر در نظر گرفته شده است.

ستون پنجم جدول، حجم بارندگی در بین هر دو خط هم باران را نشان می دهد. مثلا مقدار کل بارندگی در ۲۴ ساعت بین دو خط هم باران ۱۰۰ و ۱۲۵ میلی متر ۲۲۵۰ متر مکعب است، زیرا:

حجم بارندگی = مساحت × ارتفاع

حجم بارندگی = ۲۰×۰/۰۰۰۰۰۱×۱۱۲/۵ ×۰/۰۰۱ =۲۲۵۰۰۰۰ متر مکعب

در ستون ششم، حجم تجمعی باران با افزایش مساحت نوشته شده است. ارقام این ستون بدان معنی است که در داخل محدوده خط همباران ۱۵۰ میلی متر، ۱۵۵۰ هزار متر مکعب باران و در داخل محدوده خط ۱۲۵ میلی متری ۳۶۱۲/۵ هزار متر مکعب باران داشته ایم.

ABADIAT.COM

ارقام ستون هفتم، نشان دهنده متوسط بارندگی روی مساحت داخل هر خط هم باران است. مثلا ۱۴۴/۵ میلی متر متوسط مقدار بارندگی روی مساحت ۲۵ کیلومتر مربعی است که داخل خط هم باران ۱۲۵ قرار گرفته اند.

به همین طریق، میانگین بارندگی در روی کل مساحت منطقه که در داخل خط هم باران ۵۰ میلی متری قرار دارد، ۹۷ میلی متر است ($\frac{21875}{110} = 97$). به این ترتیب با این تحلیل، رابطه بین مساحت و متوسط بارندگی روی این مساحت از رسم ارقام ستون دوم و هفتم نسبت به همدیگر به دست می آید که به صورت گرافیکی در شکل نشان داده شده است.

(۱)	(۲)	(۳)	(۴)	(۵) = (۴) × (۳)	(۶)	(۷)=(۶)/(۲)
داخل خط هم باران	مساحت کل محصور بین خطوط هم باران	مساحت محصور بین خطوط هم باران	متوسط بارندگی بین خطوط	حجم بارندگی بین خطوط هم باران	حجم تجمعی	مساحت بارندگی روی مساحت (mm)
۱۵۰	۱۰	۱۰	۱۵۵	۱۵۵۰	۱۵۵۰	۱۵۵
۱۲۵	۲۵	۱۵	۱۳۷/۵	۲۰۶۲/۵	۳۶۱۲/۵	۱۴۴/۵
۱۰۰	۴۵	۲۰	۱۱۲/۵	۲۲۵۰	۵۸۶۷/۵	۱۳۰/۴
۷۵	۷۵	۳۰	۸۷/۵	۲۶۲۵	۸۴۸۷/۵	۱۱۳/۲
۵۰	۱۱۰	۳۵	۶۲/۵	۲۱۸۷/۵	۱۰۶۷/۵	۹۷

حداکثر بارش محتمل (Probable Maximum Precipitation) یا PMP:

در سازه های آبی از قبیل سرریز و سد های بزرگ می بایست احتمال عدم کارایی یا تخریب سازه ها را حتی المقدور به حداقل بلکه صفر رسانید، در غیر این صورت خسارات جانی و مالی هنگفتی را باید تقبل نمود. بنابراین به منظور اطمینان و ایمنی سازه ها از حداکثر بارندگی که سر منشأ حداکثر سیلاب است، استفاده می شود.

حداکثر بارشی است که در یک منطقه و در یک فاصله زمانی معین می تواند اتفاق بیفتد و احتمال وقوع بیشتر از آن غیر ممکن باشد. و یا به عبارت دیگر حداکثر بارندگی محتمل، شدیدترین میزان بارندگی است که امکان ریزش آن در یک منطقه وجود دارد. معمولا دو روش برای تعیین ***PMP*** وجود دارد:

۱. استفاده از روش اطلاعات آمار و منحنی عمق - سطح - تداوم بارش.(این روش از سرعت بالا تری برخوردار است)
۲. تعیین شاخص های هواشناسی به مانند حداکثر رطوبت ممکنه که به وسیله آن می شود PMP را محاسبه کرد. (این روش بسیار پیچیده می باشد، اما دقیقتر است.)

ABADIAT.COM

۱. با استفاده از روش اول و داشتن آمار و استفاده از فرمول زیر می توان PMP را به دست آورد.

$$PMP=\overline{P}+K\sigma$$

$\overline{P}$: میانگین بارندگی.

σ : انحراف معیار.

K : ضریب فراوانی که بستگی به نوع و توزیع آماری و تعدد سال های دوره برگشت دارد. در ایران K =۱۵ می باشد.

مثال ۱ :

برای یکی از ایستگاه های کشور (ایستگاه سلطانی بافق) بر حسب میلی متر، حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته در سال به شرح زیرگزارش شده است. با فرض اینکه مساحت حوزه ۷۲۵ کیلومتر مربع است، PMP را بر سطح کل حوزه محاسبه کنید. K =۱۵

۲۶mm	۳۷ mm	۴۴ mm	۲۴ mm
۲۲ mm	۲۳ mm	۳۱ mm	۳۹ mm
۲۷/۵ mm	۲۰ mm	۷۵ mm	۱۵ mm
۷۷mm	۲۱ mm	۳۹/۵ mm	۳۲ mm
۳۰ mm	۲۸ mm	۶۰ mm	۳۰ mm
۱۰۰ mm	۲۰ mm	۳۶ mm	۳۲ mm
	۱۲ mm	۳۹ mm	۲۰ mm

$$PMP=\overline{P}+K\sigma$$

$$\overline{P}=\frac{960}{27}=35.55$$

$$\sigma=20.28$$

$$PMP=339.75$$

مثال ۲ :

مساحت محصور بین خطوط هم باران حوزه ای با مساحت ۲۷۵ کیلومتر مربع در جدول زیر مشخص شده است. با استفاده از روش خطوط هم باران ارتفاع متوسط بارندگی حاصل از رگبار مورد مطالعه را بر روی کل حوزه مشخص کنید.

مساحت محصور بین دو خط هم باران(کیلومتر مربع)	*خطوط هم باران (mm)*
۱۱۵	۵ - ۱۰
۹۰	۱۰ - ۲۰
۵۸	۲۰ - ۳۰
۱۲	۳۰ - ۴۰

ABADIAT.COM

$$\overline{P}=\frac{\left(\frac{5+10}{2}\right)115+\left(\frac{10+20}{2}\right)90+\left(\frac{20+30}{2}\right)58+\left(\frac{30+40}{2}\right)12}{275}=14.84 \quad mm$$

برف (Snow):

از انواع دیگر نزولات جوی در چرخه هیدرولوژیکی برف می باشد که بعد از باران در رتبه دوم حائز اهمیت است. نحوه اندازه گیری برف معمولا به سه صورت انجام می گیرد:

۱. اندازه گیری برف در تمام اوقات.

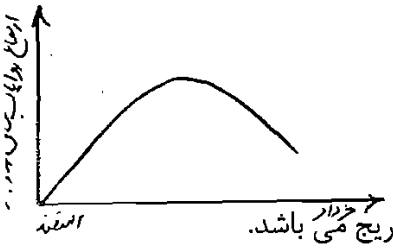
۲. میانگین مقدار برف در طول یک دوره زمانی.

۳. نقشه برداری برف (مهم ترین روش).

• از باران سنج نیز می توان جهت سنجش مقدار میانگین بارش برف استفاده کرد.

ذوب برف (Snow Melt):

از نکات مهم در مورد برف، ذوب آن می باشد. ذوب برف تابعی از حرارت است. معمولا در ایران ذوب برف از اسفند ماه شروع شده و تا خرداد ماه ادامه دارد. در اثر حرارت، برف آب شده و رواناب به وجود می آید. حال اگر میزان رواناب حاصل از ذوب برف را در اثر ازدیاد دما در طی زمان رسم کنیم، به شکل زیر خواهیم داشت :



• افزایش یا کاهش ارتفاع رواناب حاصله از ذوب برف نسبت به زمان آهسته و به تدریج می باشد.

• پس رواناب های حاصل از ذوب یخ نمی توانند خطرناک باشند، چون زمان کافی برای مقابله با آن داریم. در حالی که رواناب حاصل از باران واکنش سریع دارد و سریعا به وجود می آید و خطرناک می باشد، چون فرصت کمتری برای مقابله با آن داریم.

اما خطر مهم تر این است که این دو رواناب همزمان با هم صورت گیرد. یعنی رواناب حاصل از برف و باران با هم صورت گیرد که حجم میزان آب را بالا می برد و باعث حادثه خواهد شد. بنابراین اکثر سیلاب های خطرناک و تخریب کننده در این فاصله زمانی اتفاق می افتند. در مورد مطالعه و بر آورد ذوب برف، اصطلاحات زیر مورد بحث قرار می گیرند:

آب معادل (Water Equivalent):

ارتفاع آبی که از ذوب شدن برف حاصل می گردد را آب معادل می گویند. وسایل مختلفی وجود دارند که می توانند آب معادل یک توده برف را محاسبه نمایند.

غلظت یا تراکم برف (Snow Density):

نحوه محاسبه: درصد حجم آب حاصله از یک نمونه برف، به حجم اولیه آن، غلظت یا تراکم برف نامیده می شود.

حجم اولیه/ (درصد × آب حاصله از یک نمونه برف) = غلظت یا تراکم

ABADIAT.COM

کیفیت برف (Snow Quality):

کیفیت برف بستگی به مقدار یخ موجود در یک حجم برف دارد و بنا به تعریف نسبت وزن یخ موجود به کل وزن برف می باشد. کیفیت برف به طور معمول برابر با ۰/۹۵ است و تنها در مواقع ذوب سریع برف به ۰/۷ یا ۰/۸ کاهش می یابد و بستگی به سه نکته دارد:

۱. نسبت ذوب برف.
۲. ساختار حجمی برف.
۳. ظرفیت نفوذپذیری سطح زمین در زیر لایه برف.

هدف از مطالعه ذوب برف (Purpose of Snow Melt Study):

از آنجایی که رواناب از برف در اثر ذوب به دست می آید، تخمین آب دهی در اثر ذوب برف اهمیت زیادی برای اهداف زیر دارد:

۱. پیش بینی رواناب فصلی.
۲. تنظیم جریان رودخانه و جریان ورودی به مخازن.
۳. انجام برنامه های کنترل سیل.
۴. انتخاب سیلاب های طراحی برای حوزه به خصوص.

علت ذوب برف (Cause of Snow Melt):

می دانیم که ذوب برف در اثر افزایش حرارت به وجود می آید. بنابراین ذوب برف کل حوزه، بستگی به انتقال حرارت به پوشش برف (سطح برف) دارد. معمولا انتقال حرارت پدیده پیچیده ای است که شامل عوامل زیر می باشد:

۱. انتقال حرارت بارز هوا به برف.
۲. حرارت پنهان شده در تراکم و ذرات برف.
۳. تشعشعات خورشیدی.
۴. افتادن قطرات باران بر روی برف.
۵. انتقال و هدایت حرارت از خاک زیر برف.

از میان این پنج عامل فوق، سه عامل اول از مهم ترین عوامل هستند، بنابراین می توان ادعا کرد که ذوب برف در اصل نوعی از انتقال حرارت می باشد و ما می توانیم آن را به صورت بیلان انرژی تحلیل کنیم. معادله بیلان انرژی جهت تعیین حرارت معادل ذوب برف به صورت زیر بیان می شود:

$$H_m = H_{rl} + H_{rs} + H_a + H_e + H_g + H_p + H_q$$

H_m : حرارت معادل در ذوب برف.

H_{rl} : تشعشع خالص خورشیدکه بین برف و اجسام اطراف رد و بدل می شود.

H_{rs} : تشعشع خورشیدی جذب شده.

H_a : حرارت انتقال داده شده به وسیله هوا.

H_e : حرارت پنهان یا پوشیده شده به وسیله عمل تبخیر.

ABADIAT.COM

H_g : حرارت انتقال داده شده توسط زمین.

H_p : حرارت انتقال داده شده توسط باران.

H_q : تغییر انرژی حرارتی داخلی در برف.

در معادله پیش، H_{rs}، H_g و H_p و H_a همیشه مثبت بوده اما H_{rl} منفی است. H_e و H_g ممکن است بعضی اوقات مثبت یا منفی در نظر گرفته شوند.

روشی دیگر برای تخمین ذوب برف (Other Method for Snow Melt Estimation):

از هوای گرم مجاور توده های برف می توان به عنوان دومین منبع مهم تأمین انرژی برای آب شدگی نام برد. به علت پایین بودن هدایت حرارتی هوا، میزان آب شدگی در نتیجه هدایت در هوای آرام بسیار ناچیز است. لیکن آشفتگی ناشی از عملکرد بادها سبب ایجاد تماس بیشتر بین هوای گرم و پوشش برفی می شود. بنابراین از این طریق تبادل حرارتی بیشتری صورت می گیرد. نتیجه آنکه میزان برف ذوب شده را می توان تابع دمای هوا و سرعت باد دانست. که این نتیجه توسط شخصی به نام آندرسون با فرم زیر ارائه شده است:

$$M=\frac{156C\cdot V\cdot T_a}{Q_t}$$

M : شدت ذوب برف بر حسب سانتی متر بر ساعت.

V : سرعت باد بر حسب کیلومتر بر ساعت.

T_a: دمای هوا بر حسب سانتی گراد.

Q_t: کیفیت حرارتی برف.

C : ضریب تجربی که به منطقه مربوط می شود. به عنوان مثال در صورتی که منبع مؤثر باد در ارتفاع ۴/۸ متر مستقر باشد و اندازه گیری دما در ارتفاع ۱/۲ متری سطح زمین انجام گیرد، در این صورت مقدار C برابر با ۰/۰۰۰۲ می باشد.

تلفات حوزه (Abstractions):

در طراحی مسائل هیدرولوژیکی دانستن مقدار آبی که از دسترس خارج می شود و به رواناب تبدیل نمی شود، بسیار ضروری است و برای تعیین میزان کاهش آب لازم است تلفات حوزه را که شامل عوامل زیر می باشد، محاسبه نمود:

- تبخیر و تعرق (Evaporation Spiration)
- برگاب (Interception)
- چالاب (Depression storage)
- نفوذ (Infiltration)

بنابراین مقدار بارشی که هیچ وقت به زوانآب تبدیل نمی شود را تلفات حوزه می گویند. یکی از نکات مهم تأثیرگذار در تلفات حوزه، تبخیر است.

ABADIAT.COM

۱. تبخیر:

پدیده ای است که طی آن مایع به علت تبادل انرژی حرارتی به حالت بخار در می آید. مسلما با افزایش انرژی حرارتی، سرعت ملکول های مایع نیز افزایش می یابد. به طوری که با افزایش بیشتر انرژی حرارتی، ملکول های مایع انرژی لازم را خواهند داشت تا بتوانند از سطح مایع جدا شوند و بخار را به وجود آورند. حدود ۵۸۵ کالری حرارت جهت تبخیر یک گرم آب خالص ضروری است. سرعت انتقال بخار آب به هوا را ***شدت تبخیر*** گویند. شدت تبخیر به عوامل زیر بستگی دارد:

الف. اختلاف فشار بخار:

از رابطه دالتون محاسبه می شود: $E_L = C(e_w - e_a)$

E : شدت تبخیر که واحد آن میلی متر در روز است.

e_w : فشار بخار اشباع در آب و واحد آن میلی متر جیوه است.

e_a : فشار بخار حقیقی در هوای مجاور سطوح آب و واحد آن میلی متر است.

C : ضریب ثابتی است که بستگی به سرعت باد دارد.

در هوای گرم $e_a \prec e_w$

زمانی که $e_a \cong e_w$ شود، عمل تبخیر شروع می شود. وقتی که $e_a \succ e_w$ باشد، عمل تبخیر انجام نمی شود و عمل تراکم نیز صورت می گیرد زیرا هوا سرد می باشد.

ب. حرارت:

با افزایش گرما فشار بخار آب بالا می رود که این امر به خاطر افزایش انرژی جنبشی می باشد. از طرفی با افزایش گرمای محیط، فشار بخار موجود هوا نیز افزایش می یابد. چون میزان تبخیر متناسب با اختلاف فشار بخار بین دو محیط هوا و آب می باشد، لذا اگر افزایش درجه حرارت محیط و آب به یک میزان باشد، ممکن است اصولا تبخیری در نتیجه بالا رفتن حرارت صورت نگیرد. برای آن که فرآیند تبخیر پیوسته باشد و برای مدتی ادامه پیدا کند، باید همواره به گرمای محیط آب اضافه گردد، زیرا درنتیجه عمل تبخیر، محیط آب مقداری از حرارت خود را از دست می دهد و هنگامی که درجه حرارت دو محیط آب و هوا یکسان شود، عمل تبخیر متوقف می گردد.

ج. سرعت باد:

وجود باد باعث انتقال بخار می شود و انجام انتقال بخار آب باعث ایجاد فضای آزاد برای ورود ملکول های آزاد شده می نماید و در نتیجه شدت بخار افزایش می یابد. حال اگر هیچ گونه جریان هوا در سطح مجاور آب وجود نداشته باشد، تبادل ملکولی بین آب و هوا به مرحله تعادل می رسد و به عبارت دیگر جو مجاور سطح آب قابلیت پذیرش بخار آب را از دست داده و تبخیر کاهش می یابد. اما اگر هوای بالای سطح آب حرکت داشته باشد، ملکول های آب موجود در جو را با خود می برد و محیطی ایجاد می کند که ظرفیت پذیرش ملکول های آب بیشتری را دارد. با توجه به استنباط فوق چنین به نظر می رسد که هر چه سرعت جا به جایی هوا یا سرعت باد بیشتر باشد، انتقال ملکول های آب از سطح آب به جو سریع تر اتفاق می افتد و لذا بایستی با افزایش سرعت باد، مقدار تبخیر نیز افزایش یابد. این امر با ایجاد تونل های باد و اندازه گیری مقدار تبخیر به اثبات رسیده است.

ABADIAT.COM

افزایش تبخیر در نتیجه بالا رفتن سرعت باد، تا آنجا ادامه پیدا می کند که باد بتواند تمام ملکول های آب را از محیط جو مجاور سطح آب خارج نماید. اما افزایش سرعت باد از این حد بیشتر، تأثیر قابل ملاحظه ای در افزایش مقدار تبخیر ندارد. حال اگر جریان هوایی که از بالای سطح آب عبور می کند، یک باد گرم باشد، همواره مقداری گرما به محیط آب اضافه می نماید و لذا میزان تبخیر در نتیجه افزایش دمای آب افزون می گردد. بدیهی ست وجود یک جریان هوای سرد، موجب کاهش مقدار تبخیر می شود.

باید توجه داشت که دمای آب مستقل از سرعت باد و فشار بخار نیست. با فرض اینکه تبادل تشعشع حرارتی ثابت باشد، با افزایش سرعت باد، مقدار تبخیر بالا می رود و این امر موجب می گردد که مقدار گرمای محیط آب کاهش یابد. در این حالت کاهش حرارتی بیش از مقدار دمایی است که محیط می تواند به محیط آب اضافه نماید. این موضوع، به خصوص در دریاچه ها ومخازن یا منابع کم عمق صادق است.

د. فشار:

تعداد ملکول های موجود در واحد حجم با ازدیاد فشار افزایش می یابد. بنابراین شانس بیشتری وجود دارد که ملکول های آزاد شده آب با ملکول های هوا برخورد نموده و دوباره به سطح آب مراجعت نمایند. لذا میزان تبخیر با افزایش فشار کاهش می یابد.

ه. کیفیت آب:

املاح موجود در آب در شدت تبخیر تأثیر گذار است به طوریکه اگر این املاح طوری باشند که باعث افزایش نیروی ثقلی شوند، در این صورت ملکول های آب دور تر از سطح آب شده و بنابراین تبخیر کاهش می یابد.

- میزان تبخیر در بسیاری از مطالعات هیدرولوژیکی از قبیل طراحی و بهره برداری مخازن آب و آبیاری دارای اهمیت می باشد، خصوصا در مناطق خشک که معمولا با کمبود منابع آب است.

انواع تبخیر سنج ها:

۱. تشتک نوع A.
۲. تشتک نوع ISI.
۳. تشتک کلرادو (تشتک مدفونی).
۴. تشتک شناور.

روش های کاهش تبخیر در یک منطقه:

۱. کاهش سطح مخزن.
۲. پوشش سطح مخزن.
۳. پوشش شیمیایی.

۱. کاهش سطح مخزن:

مسلما حجم تبخیر مستقیما متناسب با سطح مخزن است، به عبارت دیگر با کاهش سطح مخزن از حجم تبخیر کاسته می شود. بنابراین با ساختن مخازن عمیق و با سطح کمتر می توان درصد قابل ملاحظه ای از میزان تبخیر را کاهش داد.

ABADIAT.COM

H_a: میانگین تشعشعات خورشیدی به سطح بیرونی جو زمین بر حسب میلی متر در روز که بستگی به عرض جغرافیایی و زمان تابش دارد و با استفاده از جدول تعیین می شود.

r : ضریب انعکاس که میزان آن برای سطوح مختلف به شرح زیر است:

a : ضریبی است که بستگی به عرض جغرافیایی دارد و از رابطه زیر محاسبه می گردد:

$$a = 0.29\,Cos\theta$$

b : ضریب ثابتی است که مقدار آن معمولا برابر ۰/۵۲ می باشد.

n : ساعات آفتابی (حقیقی)

N : ساعات آفتابی تئوریک که بستگی به عرض جغرافیایی دارد و از جدول مخصوص به دست می آید.

δ : ضریب بولتزمن که برابر است با 2.01×10^{-9} میلی متر در روز.

T_a : متوسط درجه حرارت بر حسب کلوین (درجه کلوین = درجه سانتی گراد + ۲۷۳)

e_a : میانگین فشار بخار اشباع بر حسب میلی متر جیوه که به صورت زیر محاسبه می شود:

$$E_a = 0.35\left(1+\frac{U_2}{160}\right)\left(e_w - e_a\right)$$

R_h : متوسط رطوبت نسبی

$$e_a = \frac{R_h}{100}\times e_w$$

e_w : فشار بخار اشباع در دمای متوسط بر حسب میلی متر جیوه که از جدول مخصوص تعیین می گردد.

E_a : ضریبی است که بستگی به سرعت باد و کمبود رطوبت دارد.

U_2 : میانگین سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین بر حسب کیلومتر در روز.

جدول ۱

سال	r
منطقه مزروعی	(منطقه با پوشش گیاهی فشرده)۰/۲۵ - ۰/۱۵(منطقه با حداقل گیاه)
زمین بایر	۰/۰۵ - ۰/۴۵
سطوح آب	۰/۰۵
سطوح برف	۰/۴۵ - ۰/۹

ABADIAT.COM

۲. پوشش سطح مخزن:

دریافت مستقیم تشعشعات توسط سطح اب و ذخیره سازی انرژی حرارتی سبب ازدیاد حرارت می شود و در نتیجه تبخیر افزایش می یابد. لذا با ایجاد پوشش های دائمی یا موقت که متشکل از قطعات سبک و شناوری هستند، می توان اثرات تشعشعات را در سطوح آب کاهش داد و از حجم تبخیر کاست. این روش به علت هزینه زیاد، برای مخازن کوچک توصیه می شود .

۳. پوشش های شیمیایی:

- ماده شیمیایی می بایست بی رنگ، بی بو و بی خطر باشد و از ورود اکسیژن و خروج دی اکسید کربن جلوگیری ننماید. لذا پخش لایه نازکی از الکل استیل به فرمول شیمیایی ($C_{16}H_{33}O_8$) باعث می شود تا تبخیر در سطوح کمتر از هزار هکتار حدودا ۲۰ تا ۳۰ درصد کاهش یابد.
- رابطه محاسبه حجم تبخیر ماهیانه یک دریاچه یا مخزن به صورت زیر است: $V_c = AE_pC_p$

V_c : حجم تبخیر ماهیانه بر حسب مترمکعب.

E_p: تبخیر ماهیانه از تشتک تبخیر سنج بر حسب متر.

C_p: ضریب تشتک که بر روی خود تشتک نوشته شده است.

A : سطح متوسط دریاچه یا مخزن در مدت یک ماه بر حسب کیلومتر مربع.

- جهت محاسبه سطح متوسط دریاچه یا مخزن A از فرمول زیر استفاده می شود:

$$A=\frac{1}{3}\left(A_1+A_2+\sqrt{A_1A_2}\right)$$

A_1 و A_2 حداقل و حداکثر سطح مخزن در آن ماه بخصوص می باشد.

۲. تعرق:

تعرق پدیده ای است که آب پس از این که توسط ریشه گیاهان از زمین جذب می شود از طریق آوندها یا بافت های نباتات جهت رشد گیاه به مصرف می رسد و به وسیله برگ ها به حالت بخار جو انتقال می یابد. معمولا روابط تجربی جهت برآورد تبخیر و تعرق موفق هستند. البته به علت مشکلات اندازه گیری مستقیم میزان تبخیر و تعرق، روابط متعددی ارائه شده است که یک یا چند عامل هواشناسی را در محاسبات مورد استفاده قرار می دهد. از معروف ترین و موفق ترین رابطه ها جهت پیاده کردن تعرق، رابطه پن من می باشد که یک رابطه تجربی است. معادله پن من ترکیبی از روش های موازنه انرژی و انتقال جرم است.

$$PET=\frac{A.H_n+E_a.0.49}{A+0.49}$$

PET : پتانسیل تبخیر تعرق (آب مصرفی گیاه) بر حسب روزانه به میلی متر.

A : ضریب زاویه خط مماس بر منحنی فشار بخار اشباع در دمای هوا به میلی متر جیوه در یک درجه سانتی گراد (با استفاده از جدول برای مقادیر مختلف A فشار بخار اشباع و درجه حرارت به دست می آید).

H_n: تشعشع خالص جهت تبخیر یک میلی متر آب در روز که از رابطه زیر به دست می آید :

$$H_n=H_a(1-r)\left(a+b\times\frac{n}{N}\right)-\delta\cdot T_a^4\left(0.56-0.092\times\sqrt{e_a}\right)\left(0.1+0.9\times\frac{n}{N}\right)$$

ABADIAT.COM

جدول ۲- فشار بخار آب اشباع

درجه حرارت (Cm)	فشار بخار اشباع (mm Hg)	$\frac{\Delta}{(mm/°C)}$
۰	۴/۵۸	۰/۳۰
۵	۶/۵۴	۰/۴۵
۱۰	۹/۲۱	۰/۶۰
۱۵	۱۲/۷۹	۰/۸۰
۲۰	۱۷/۵۴	۱/۰۵
۲۵	۲۳/۷۶	۱/۴۰
۳۰	۳۱/۸۲	۱/۸۵
۳۵	۴۲/۸۱	۲/۳۵
۴۰	۵۵/۳۲	۲/۹۵
۴۵	۷۱/۲۰	۳/۶۶

جدول ۳- میانگین تشعشعات خورشید در طبقه فوقانی جو، H_a به میلی متر در روز

نیمکره شمالی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی
۰	۱۴/۵	۱۵	۱۵/۳	۱۴/۷	۱۳/۹	۱۳/۴	۱۳/۵	۱۴/۲	۱۴/۹	۱۵	۱۴/۶	۱۴/۳
۱۰	۱۲/۸	۱۳/۹	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۵	۱۴/۸	۱۴/۸	۱۵	۱۴/۹	۱۴/۱	۱۳/۱	۱۲/۴
۲۰	۱۰/۸	۱۲/۳	۱۳/۹	۱۵/۲	۱۵/۷	۱۵/۸	۱۵/۷	۱۵/۳	۱۴/۴	۱۲/۹	۱۱/۲	۱۰/۳
۳۰	۸/۵	۱۰/۵	۱۲/۷	۱۴/۸	۱۶	۱۶/۵	۱۶/۲	۱۵/۳	۱۳/۵	۱۱/۳	۹/۱	۷/۹
۴۰	۶/۰	۸/۳	۱۱	۱۳/۹	۱۵/۹	۱۶/۷	۱۶/۳	۱۴/۸	۱۲/۲	۹/۳	۶/۷	۵/۴
۵۰	۳/۶	۵/۹	۹/۱	۱۲/۷	۱۵/۴	۱۶/۷	۱۶/۱	۱۳/۹	۱۰/۵	۷/۱	۴/۳	۳

جدول ۴- میانگین ماهیانه ساعات آفتابی (N)

نیمکره شمالی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی
۰	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱	۱۲/۱
۱۰	۱۱/۶	۱۱/۸	۱۲/۱	۱۲/۴	۱۲/۶	۱۲/۷	۱۲/۶	۱۲/۴	۱۲/۹	۱۱/۹	۱۱/۷	۱۱/۵
۲۰	۱۱/۱	۱۱/۵	۱۲/۰	۱۲/۶	۱۳/۱	۱۳/۳	۱۳/۲	۱۲/۸	۱۲/۳	۱۱/۷	۱۱/۲	۱۰/۹
۳۰	۱۰/۴	۱۱/۱	۱۲/۰	۱۲/۹	۱۲/۷	۱۴/۱	۱۳/۹	۱۳/۳	۱۲/۴	۱۱/۵	۱۰/۶	۱۰/۲
۴۰	۹/۶	۱۰/۷	۱۱/۹	۱۲/۲	۱۴/۴	۱۵	۱۴/۷	۱۳/۸	۱۲/۵	۱۱/۲	۱۰	۹/۴
۵۰	۸/۶	۱۰/۱	۱۱/۸	۱۳/۸	۱۵/۴	۱۶/۴	۱۶	۱۴/۵	۱۲/۷	۱۰/۸	۹/۱	۸/۱

ABADIAT.COM

جدول ۵- درصد ماهانه ساعات آفتابی

نیمکره شمالی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی
۰	۸/۵۰	۷/۶۶	۸/۴۹	۸/۲۱	۸/۵۰	۸/۲۲	۸/۰۵	۸/۴۹	۸/۲۱	۸/۵۰	۸/۲۲	۸/۵۰
۱۰	۸/۱۳	۷/۴۷	۸/۴۵	۸/۲۷	۸/۸۱	۸/۶۰	۸/۸۶	۸/۷۱	۸/۲۵	۸/۳۴	۷/۹۱	۸/۱۰
۱۵	۷/۹۴	۷/۳۶	۸/۴۳	۸/۴۴	۸/۹۸	۸/۸۰	۹/۰۶	۸/۸۳	۸/۲۸	۸/۲۶	۷/۷۵	۷/۸۸
۲۰	۷/۷۴	۷/۲۵	۸/۴۱	۸/۵۲	۹/۱۵	۹/۰	۹/۲۵	۸/۹۶	۸/۳۰	۸/۱۸	۷/۵۸	۷/۶۶
۲۵	۷/۵۳	۷/۱۴	۸/۳۹	۸/۶۱	۹/۳۳	۹/۲۳	۹/۴۵	۹/۰۶	۸/۳۲	۸/۰۹	۷/۴۰	۷/۴۲
۳۰	۷/۳۰	۷/۰۳	۸/۳۸	۸/۷۲	۹/۵۳	۹/۴۹	۹/۶۷	۹/۲۲	۸/۳۳	۷/۹۹	۷/۱۹	۷/۱۵
۳۵	۷/۰۵	۶/۸۸	۸/۳۵	۸/۸۳	۹/۷۶	۹/۷۷	۹/۹۳	۹/۳۷	۸/۳۶	۷/۸۷	۶/۹۷	۶/۶۸
۴۰	۶/۷۶	۶/۷۲	۸/۳۳	۸/۹۵	۱۰/۰۲	۱۰/۰۸	۱۰/۲۲	۹/۵۴	۸/۳۹	۷/۷۵	۶/۷۲	۶/۵۲

جدول ۶- جدول ضریب گیاهی

نوع گیاه	میزان K	تغییرات ماهانه K	نوع گیاه	میزان K
برنج	۱/۱۰	۰/۸۵-۱/۳۰	سبزیجات	
گندم	۰/۶۵	۰/۵-۰/۷۵	بسیار متراکم	۱/۳۰
ذرت	۰/۶۵	۰/۵۰-۰/۸۰	متراکم	۱/۲۰
نیشکر	۰/۹۰	۰/۷۵-۱/۰۰	پوشش متوسط	۱/۰۰
پنبه	۰/۶۵	۰/۵۰-۰/۹۰	پوشش کم	۰/۸۰
سیب زمینی	۰/۷۰	۰/۶۵-۰/۷۵		

جدول ۷

ماه	درجه حرارت (t)	درصد ساعات آفتابی (p)	درصد مصرف ماهانه (f)
آذر	۱۶/۵	۷/۱۹	۱۱/۳۰
دی	۱۳/۰	۷/۱۵	۱۰/۰۹
بهمن	۱۱/۰	۷/۳۰	۹/۶۳
اسفند	۱۴/۵	۷/۰۳	۱۰/۰۴
			$\sum f = 41.42$

جدول ۸- شاخص تصحیح L_a

نیمکره شمالی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی
۰	۱/۰۴	۰/۹۴	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۴
۱۰	۱/۰۰	۰/۹۱	۱/۰۳	۱/۰۳	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۸	۱/۰۷	۱/۰۲	۱/۰۲	۰/۹۸	۰/۹۹
۱۵	۰/۹۷	۰/۹۱	۱/۰۳	۱/۰۴	۱/۱۱	۱/۰۸	۱/۱۲	۱/۰۸	۱/۰۲	۱/۰۱	۰/۹۵	۰/۹۷
۲۰	۰/۹۵	۰/۹۰	۱/۰۳	۱/۰۵	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۱۴	۱/۱۱	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۹۳	۰/۹۴
۲۵	۰/۹۳	۰/۸۰	۱/۰۳	۱/۰۶	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۱۷	۱/۱۲	۱/۰۲	۰/۹۹	۰/۹۱	۰/۹۱
۳۰	۰/۹۰	۰/۸۷	۱/۰۳	۱/۰۸	۱/۱۸	۱/۱۷	۱/۲۰	۱/۱۴	۱/۰۳	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۸۸
۴۰	۰/۸۴	۰/۸۳	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۲۴	۱/۲۵	۱/۲۷	۱/۱۸	۱/۰۴	۰/۹۶	۰/۸۳	۰/۸۱

ABADIAT.COM

مثال ۱:

با استفاده از اطلاعات زیر و رابطه پن من، میزان تبخیر و تعرق منطقه یا حوزه مورد نظر را محاسبه نمایید.

اطلاعات:

۱. عرض جغرافیایی	۴ درجه و ۲۸ دقیقه شمالی
۲. میانگین حرارت	۱۹ درجه سانتی گراد
۳. میانگین رطوبت	٪ ۷۵
۴. میانگین ساعات آفتابی مشاهده شده	۹ ساعت
۵. سرعت باد در ۲ متری از سطح زمین	۸۵ کیلومتر در روز

۶. زمین، مزروعی میباشد.

حل :

مقادیر نظیر درجه حرارت ماهیانه طبق جدول برابر است با:

$e_w = 16.5 \ \ mmHg$

$A = 10 \ mm/C^{\circ}$

همچنین مقادیر تشعشعات خورشیدی و ساعات آفتابی تئوریک بر حسب عرض جغرافیایی منطقه به ترتیب از جداول مربوطه عبارتند از :

$H_a = 9.506 \ mm/day$

$N = 10.0716 \ hour$

$\frac{n}{N} = \frac{9}{10.0716} = 0.81$

$e_a = 16.5 * 0.75 = 12.38 \ \ mmHg$

$a = 0.29 Cos(28^{\circ} 41') = 0.2559$

$b = 0.52$

$\sigma = 2.01 * 10^{-9}$

$T_a = 273 + 19 = 292 \ \ K$

$\sigma T_a^{\ 4} = 14.613$

$r = 0.25$

$$H_n = 9.506 * (1 - 0.25) * (0.2559 + 0.52 * 0.89) - 14.613 * (0.56 - 0.092\sqrt{12.38})(0.1 + 0.9 * 0.84) = 1.99 \ \ mmHg$$

طبق فرمول داریم :

$$E_a = 0.35\left(1 + \frac{85}{160}\right) * (16.5 - 12.38) = 2.208$$ میلی متر در روز

همچنین :

$$PET = \frac{(1 * 1.99) + (2.208 * 0.49)}{(1 + 0.49)} = 2.06$$ میلی متر در روز

ABADIAT.COM

مثال ۲ :

با استفاده از اطلاعات مثال بالا میزان تبخیر از دریاچه ای که در همان منطقه وجود دارد را تعیین نمایید.

حل :

به منظور محاسبه تبخیر از دریاچه ای، ضریب انعکاس در رابطه پن من برابر ۰/۰۵ می باشد. بنابراین طبق فرمول داریم :

$$H_n = 4.936 * \frac{(1-0.05)}{(1-0.25)} - 2.646 = 3.306$$ میلی متر در روز

$$E_a = 2.224$$ میلی متر در روز

با استفاده از رابطه پن من مقدار تبخیر از سطح دریاچه برابر است با:

$$PET = \frac{(1*3.306)+(2.224*0.49)}{(1+0.49)} = 2.95$$ میلی متر در روز

تمرین :

حداکثر درجه حرارت در یک روز به خصوص ۳۲ و حد اقل آن ۱۲ درجه سانتی گراد است. میانگین رطوبت نسبی ۶۵٪ و سرعت باد در طول روز ۲۵۰ کیلو متر در روز می باشد. عرض جغرافیایی محل ۳۵ درجه شمالی است. مقدار تبخیر در روز در این محل را به روش پن من محاسبه کنید. سرعت باد در شب نصف سرعت آن در طول روز است و آسمان در این روز صاف بوده و مقدار تابش زیاد است. ارتفاع از سطح دریا ۹۰۰ متر است. حداکثر رطوبت نسبی به ۸۰ درصد رسیده و سرعت باد در ارتفاع ۲ متری اندازه گیری شده است.

ABADIAT.COM

برگاب

مقداری از بارش که توسط پوشش گیاهی حوزه ذخیره شده و سپس تبخیر می شود و هیچ گاه به سطح زمین نمی رسد. در واقع برگاب بخشی از بارندگی است که در مجاورت سطح زمین به وسیله پوشش گیاهی ذخیره شده یا جمع می شود و هیچ گاه به زمین نمی رسد و بالاخره در نتیجه تابش اشعه خورشید، به صورت تبخیر در می آید. حجم آبی که به این صورت از بارش گرفته و تبخیر می شود، به عنوان تلفات ***برگاب*** نامیده می شود. فرآیند برگاب می تواند بخشی از انواع ریزش مانند برف، باران و مه را از رسیدن به زمین باز دارد و مقدار سیلاب را کاهش دهد. به طور معمول در بررسی بارندگی های شدید و طغیان های بزرگ از جزء برگاب صرف نظر کرده و از این رو در طرح سرریزها، سدها، محاسبات هیدرولیک پل ها و آبروها با صرف نظر از بخش برگاب، ضریب اطمینان بیشتری از طرح حاصل می گردد. در بعضی مواقع مقدار برگاب بسته به وضعیت طبیعی حوزه آبریز از جهات مختلف تا ۲۵٪ از کل بارندگی را تشکیل می دهد و می توان دید که از یک بارندگی مثلا ۱۰۰ میلی متری، ۲۵ میلی متر هرگز به زمین نمی رسد و در سطح ۱۰۰۰ کیلومتر مربع از حوزه، حجمی برابر ۲۵ میلیون متر مکعب آب به جو بر می گردد.

عوامل مؤثر در مقدار برگاب :

۱. نوع گیاه.
۲. سن گیاه.
۳. تراکم گیاه.
۴. فصل رویش (عوامل فرعی).
۵. نحوه بارش و شدت آن.
۶. سرعت وزش باد.
۷. بزرگ یا کوچک بودن برگ گیاه.

دو روش جهت تعیین مقدار برگاب متداول است: نظری و تجربی.

در روش نظری داریم:

$$P_i = S_i + K \cdot E \cdot t$$

P_i: مقدار برگاب بر حسب میلی متر.

S_i: مقدار برگاب ذخیره شده در گیاه که مقدار آن در حدود ۰/۲۵ تا۱/۲۵ میلی متر باشد.

K : نسبت سطح برگ های درخت به سطح سایه آن یا نسبت سطح برگ های درخت به تصویر افقی آن است.

E : مقدار تبخیر بر حسب میلی متر.

t : به معنی مدت بارش بر حسب ساعت.

این رابطه یک سطح دارد و در آن شدت بارش در نظر گرفته نشده است. این رابطه به صورت زیر تصحیح می شود:

$$P_i = S_i \left(1 - e^{\frac{-P}{S_i}} \right) + K \cdot E \cdot t$$

P : مقدار بارش بر حسب میلی متر و e عکس لگاریتم طبیعی است.

ABADIAT.COM

این رابطه برای وقتی صادق است که مدت بارش طولانی نیست و حالت اشباع در برگ‌آب به وجود نیامده است. برای وقتی که بارش به مدت طولانی باشد، روش تجربی زیر را داریم:

$$P_i = S_i + K \cdot P$$

از طریق مقایسه مقدار باران در یک سطح باز و بدون پوشش به وجود آمده و مقدار بارانی که در زیر پوشش گیاهی جمع می شود را با برداشت چندین بار نمونه توسط باران سنج های معمولی می توانیم اندازه گیری نماییم. از آن جایی که پارامترهای روش نظری شکل محاسبه شده اند و بعضا دقیق نمی باشند، لذا روش تجربی بیشتر توصیه می شود.

$$P_i = a + b \cdot P^n$$

ضرایب a، b و n را می توان در جدول صفحه ۲۳۳ جداول کتاب نجمایی به دست آورد و توضیح این که فرمول فوق در مورد بارش های طولانی مورد استفاده قرار نمی گیرد.

۳. چالآب :

منظور از چالآب، بخشی از باران است که چاله های کوچک و بزرگ، قسمت های گود سطح زمین حوزه آبریز و یا مسیر نهرها و رودخانه ها، گودال های کوچک و شیارهای موجود در اراضی کشاورزی حوزه آبریز را فرا می گیرد و بعضا تبخیر یا به داخل زمین نفوذ کرده و هرگز به روانآب تبدیل نمی شود. در واقع این حجم آب حاصل از بارش، در سطح جریان پیدا نمی کند.

در آغاز بارندگی، ابتدا برگآب ذخیره حاصل می شود و اگر مازاد بارندگی وجود داشته باشد، چالآب ها را پر می کند و سپس شروع به نفوذ می نماید. حال اگر شدت بارش از شدت نفوذ بیشتر باشد، پس از پر کردن چالآب ها، آب در سطح خاک جریان می یابد. در حین بارش تبخیر نیز حاصل می شود که با تداوم بارش جبران می گردد.

عوامل تأثیر گذار بر چالآب دو نکته هستند:

۱. طبیعت حوزه آبریز.

۲. وسعت و شیب حوزه.

البته می دانیم که با افزایش وسعت حوزه میزان چالآب نیز بیشتر می شود و همچنین با کاهش شیب حوزه، چالآب افزایش و سرعت جریان روانآب کاهش می یابد. از نقطه نظر ظرفیت چالآب فرمولی توسط ***Linsley*** ارائه شده است:

$$V_s = S_d\left(1 - e^{-KP}\right)$$

V_s : حجم آب جمع شده در چالآب ها از آغاز بارش تا زمان مورد نظر بر حسب متر مکعب.

S_d : به معنی مجموع کل ظرفیت حجمی چاله های موجود درحوزه بر حسب متر مکعب.

P : باران مازاد ***(Excess Rain Fall)***

- باران مازاد: مقدار بارانی است که مستقیما به روانآب تبدیل می شود.

باران مازاد = کل بارش - تلفات حوزه

K : برابر عکس مقدار S_d است. $\left(\frac{1}{S_d}\right)$

ABADIAT.COM

۴. نفوذ :

ورود یا جریان یا حرکت آب از سطح به داخل خاک را ***نفوذ*** گویند. نفوذ می تواند از مقدار آبدهی یک حوزه بکاهد. هنگام بارش های آسمانی، مقداری از آب باران به صورت برگاب و چالاب درآمده و بخشی از آن در مسیر رودخانه ها یا در سطح خاک شروع به نفوذ می نماید. نفوذ نیز مانند دیگر فرآیندها نظیر نگهداشت و تبخیر از مقدار سیلاب در سطح خاک می کاهد. به علاوه در مخازن آبی مانند بندها و سدها، برکه ها و حوضچه های سیل گیر، عمل نفوذ اتفاق می افتد و به این وسیله از حجم مفید آب ذخیره شده کاسته می شود.

عوامل مؤثر در مقدار نفوذ :

معمولا دو نوع سطح در زمینه کیفیت سطح زمین در مقدار نفوذ در طبیعت وجود دارد:

۱. سطح نفوذ ناپذیر (سنگ و خاک رس).

۲. سطح نفوذ پذیر (شن و ماسه).

مقدار نفوذ نه تنها به کمیت پوکی بلکه به اندازه های خلل و اندازه ذرات خاک رابطه مستقیم دارد.

- **تأثیر پوشش گیاهی :**

۱. از برخورد مستقیم قطرات باران و خرد شدن ذرات خاک جلوگیری نموده و به این ترتیب باعث افزایش نفوذ می شود. برخورد قطرات باران با شتاب به سطح خاک، خاک را متراکم نموده و نفوذ را کم می کند. اما پوشش گیاهی باعث می شود که در اثر برخورد قطره باران با گیاه شتاب آن گرفته شود و با شتاب کمتری به خاک برخورد کند و در نتیجه تراکم کمتری را ایجاد می نماید.

۲. معمولا ریشه گیاه مواد آلی را به خاک اضافه می کنند و موجب پایداری ساختمان خاک شده و نفوذ آب در خاک را تقویت می کنند. ریشه گیاه با فضای اطراف خود فعل و انفعالاتی انجام می دهد. یعنی مواد آلی از خود رها می کند که به عنوان پوشش روی سطح خاک قرار گرفته و باعث می شود بافت خاک در طی زمان از هم جدا نشود و از متلاشی شدن خاک جلوگیری می کند. هرچه بافت درشت تر باشد، منافذ بیشترند و نفوذ بیشتر خواهد شد.

۳. در زمان وقوع جریان روانآب به گیاه مانند مانع عمل کرده و باعث می شود آب بیشتری در منطقه بماند و به علاوه ساقه آن به عنوان یک راه نفوذ آب در خاک عمل می کند.

- **تأثیر نشت و فرو نشت در مقدار نفوذ :**

وقتی آب در عمق زمین فرو می رود و به لایه های غیر قابل نفوذ می رسد، در آنجا تجمع پیدا می کند و سفره آب زیر زمینی (ناحیه اشباع آب) به وجود می آید و مرزی به نام سطح ***ایستابی*** خواهیم داشت. اگر فاصله سطح ایستابی از سطح زمین زیاد باشد، عمل نفوذ یا نشت بهتر صورت می گیرد.

به محض نفوذ آب از سطح خاک، فضاها و خلل های بین ذرات خاک پر شده و در نهایت، حالت اشباع به وجود می آید. بنابراین هر چه آب اشباع زودتر به عمق زمین فرو رود، سرعت نفوذ نیز بیشتر می شود. ولی در صورتی که آب اشباع رد نشود و حرکت نکند، نفوذپذیری به صفر می رسد. فرو نشت به دو عامل بستگی دارد:

۱. بافت و ساختمان خاک.

۲. درجه پوکی.

ABADIAT.COM

• ***تأثیر کیفیت آب در مقدار نفوذ :***

آب نسبتا خالص باران که به سطح زمین می رسد، و مستقیما نفوذ می کند، با آبی که پس از آبروی یا برخوردن باران به خاک با ذرات بسیار ریز کلوئیدی یا آلی مخلوط شده از نظر نفوذپذیری تفاوت دارد. معمولا سیلاب سطحی برای مواردی که آب گل آلود بوده بیشتر است و این خود دلیل بارزی است برای کاهش نفوذ و علت آن پر شدن منافذ با ذرات معلق در آب گل آلود است. همچنین آب در جهت حرکت، نمک های گوناگون را در خود حل نموده و در هنگام نفوذ سبب خرد نمودن بافت خاک و ریز شدن ذرات خاک شده و از نفوذ آن ها جلوگیری می کند. وجود املاح و مواد معلق سریعا منافذ سطح آب را می پوشانند و از مقدار نفوذ کاسته می شود. اگر آب دارای مواد اسیدی یا نمکی باشد، این مواد بافت خاک را به هم می زند و دانه های خاک را کوچکتر می کند و نفوذ کم می شود، چون متافذ کمتر می شوند.

ارتفاع سطح آب جمع شده بر روی سطح زمین (تأثیر ارتفاع آب بر مقدار نفوذ) :

ارتفاع آبی که در سطح خاک قرار گرفته در مقدار نفوذ تأثیر دارد. مسلما نفوذ در واحد سطح از جریان هایی با ارتفاع کم بیشتر است. چون هر چه آب جمع شده بر روی زمین بیشتر باشد، وزن آن بیشتر است و خاک را متراکم می کند و منافذ سطح خاک را می بندد و نفوذ کم می شود.

برآورد مقدار نفوذ :

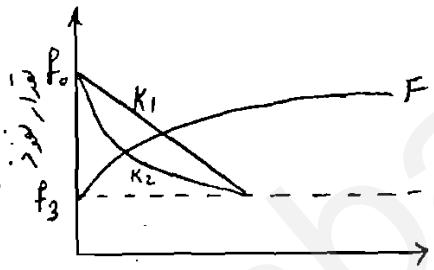
معادله هورتن ***(Horton)***

$$K_2 \succ K_1$$

$$\frac{dF}{dt} = f(t) = f_3 + \left(f_0 - f_c\right) e^{-Kt}$$

f_0 = حد اکثر نفوذ

f_c = حداقل نفوذ



نفوذ ابتدا زیاد است و به مرور از مقدار آن کم می شود تا به f_c (مقدار ثابت) می رسد. فرسایش خاک هم در این منحنی ها نقش دارد. معادله نفوذ هورتن از اولین معادلاتی است که برای نفوذ در نظر گرفته است.

هورتن مشاهده کرده که نفوذ با یک نسبت اولیه f_0 شروع می شود و به صورت (C) عکس لگاریتمی کاهش می یابد تا جایی که به مقدار ثابت f_c برسد. در اینجا منظور از K فرسایش خاک بوده و دارای دیمانسیون $\left(\frac{1}{T}\right)$ است.

هیدرومتری (Hydrometery) یا اندازه گیری جریان رواناب :

اندازه گیری دقیق مقادیر بارشن تبخیر و تعرق حتی با پیشرفته ترین روش ها بسیار دشوار است. در صورتی که رواناب تنها بخشی از گردش آب در طبیعت می باشد که با دقت بیشتری قابل اندازه گیری است. در مبحث هیدرومتری رودخانه به آبراهه ای اطلاق می شود که جریان سطحی از یک حوزه مشخص در آن جریان می یابد و

ABADIAT.COM

رواناب بر حسب واحد آبدهی (متر مکعب در ثانیه) اندازه گیری می شود . آبدهی یکی از شاخه های مهم علم هیدرومتری است که در اینجا روش های مختلف اندازه گیری آن مورد بحث قرار خواهد گرفت.

معمولا در اندازه گیری جریان رواناب دو عامل مطرح می باشد:

۱. محاسبه تراز رودخانه

۲. محاسبه سرعت آب رودخانه

تنها پدیده هیدرولیکی را که به دقت می توان اندازه گیری کرد، جریان رودخانه می باشد.

۱. محاسبه تراز رودخانه: (Evaluation of Stream Water level):

تراز رودخانه عبارت است از ارتفاع سطح آب از سطح مبنا که معمولا سطح مبنا را پایینترین نقطه سطح آب انتخاب می نمایند. سطح مبنا ممکن است سطح آب دریا و یا هر سطح دیگری که با آن سنجیده می شود در نظر گرفته شود. بنابراین محاسبه تراز رودخانه منظور محاسبه ارتفاع آب رودخانه می باشد که این کار با استفاده از اشل ها انجام می گیرد.

- ***نکات مهم درباره انتخاب محل نصب اشل های تراز رودخانه :***

۱) محل انتخاب معمولا در بالا دست رودخانه باید باشد، به شرط آن که رودخانه دیگری در آن محل تأثیر نگذارد.

۲) تراز یا اشل باید دارای حایل های محکم باشد تا تغییری در مشاهده تراز به وجود نیاید.

۳) محل انتخاب باید جایی باشد که تحت تأثیر تلاطم های سنگین آب قرار نگیرد.

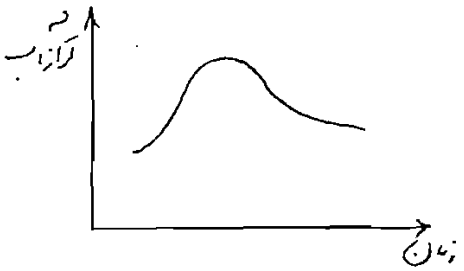
۴) محل انتخاب نباید جایی باشد که تحت تأثیر برگشت آب از سد یا سازه دیگری باشد.

۵) محل باید در تمام طول سال قابل دسترسی باشد و در فصل های مختلف سال تغییر نکند.

انواع ترازهایی که با آن اندازه گیری می شوند عبارتند از: (تراز سنج های ثبات دار ثبات)

- خط کش یا اشل
- تراز سنج سیمی

یعنی در حالت کلی دو نوع ترازسنج ثبات دار و بی ثبات وجود دارد. معمولا ترازها را نسبت به زمان تعیین نموده و نمودار آن را رسم می کنند. بنا براین تغییرات تراز آب نسبت به زمان معمولا به صورت منحنی نشان داده می شود. تراز آب در محاسبات آبدهی رودخانه، سیستم های هشدار دهنده و کنترل سیلا ب به کار میرود. وجود آمار دقیق و دراز مدت تراز آب در طراحی سازه های آبی همچون پل ها و بندها از اهمیت ویژه ای برخوردار می باشد و یکی از مؤلفه های مهم مهندسی هیدرولوژی به شمار می آید.

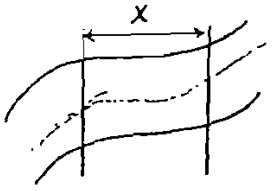


۲. محاسبه سرعت آب (Evaluation of Water Velocity):

سرعت آب یکی از مؤلفه های مهم در محاسبه آبدهی به شمار می آید. سرعت متوسط جریان آب را می توان توسط روش های گوناگون اندازه گیری نمود.

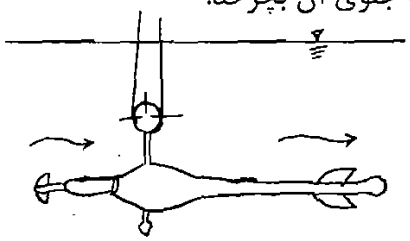
ABADIAT.COM

یک روش این است که قسمتی از رودخانه را که حتی الامکان دارای مسیر مستقیم باشد را انتخاب می کنیم. شیء سبکی را روی آب در وسط عرض رودخانه رها کنیم و زمانی را که شیء فاصله مشخصی طی میکند را اندازه می گیریم و سرعت را به دست می آوریم. البته این روش ابتدایی می باشد. این روش در مواقعی به کار می رود که سرعت سنج در دسترس نباشد و یا به علت بالا بودن حجم سیلاب اندازه گیری با سرعت سنج غیر ممکن باشد.



با داشتن مسافت طی شده X در زمان معین t می توان سرعت سطحی جریان آب را به دست آورد. $V = \frac{X}{t}$

روش بعدی نیز استفاده از دستگاه Moline می باشد، که دستگاهی است برای اندازه گیری سرعت جریان آبدهی در رودخانه. همانطور که در شکل زیر ملاحظه می فرمایید، این سرعت سنج شامل پروانه هایی است که متناسب با سرعت جریان آب به چرخش در می آید و تعداد دورهای چرخش از طریق مدار الکتریکی به کنتور منتقل می گردد. در این سرعت سنج وزنه تعادلی وجود دارد که آنرا به صورت قائم و پروانه ها را در جهت حرکت آب قرار می دهد. از معایب اساسی این سرعت سنج این است که جریان های قائم نیز سبب چرخش پروانه ها می گردد. معمولا این دستگاه را در خلاف جهت حرکت آب حرکت می دهند تا پروانه جلوی آن بچرخد.



نظر به اینکه چرخش پروانه ها متناسب با سرعت جریان آب است، رابطه بین سرعت جریان و چرخش پروانه از رابطه مقابل به دست می آید: $V = a \times N + b$

V : سرعت جریان بر حسب متر بر ثانیه.

N : تعداد چرخش پروانه در ثانیه.

a و b : ضرایب ثابتی هستند که به نوع دستگاه بستگی دارند و معمولا مقادیر آنها به ترتیب ۰/۶۵ و ۰/۰۳ می باشد.

البته این سرعت سنج می بایست در اعماق و نقاط مختلف قرار داده شود.

- به منظور محاسبه دقیق سرعت متوسط در یک مقطع لازم است سرعت در اعماق مختلف اندازه گیری گردد.

۱. در رودخانه هایی که عمق آن تا ۳ متر باشد، سرعت متوسط در عمق ۰/۶ عمق نهایی رودخانه اندازه گیری می شود، یا به عبارتی: $\bar{V} = V_{0.6d}$

۲. در رودخانه هایی که عمق آن ها بیشتر از ۳ متر باشد، در اعماق ۰/۲ و۰/۸ عمق نهایی از سطح آب سرعت اندازه گیری شده و سرعت متوسط از رابطه زیر به دست می آید:

$$\bar{V} = \frac{V_{0.2d} + V_{0.8d}}{2}$$

ABADIAT.COM

۳. اما در زمانی که سیلاب وجود دارد، سرعت متوسط از رابطه زیر به دست می آید:

$$\overline{V} = K \cdot V_s$$

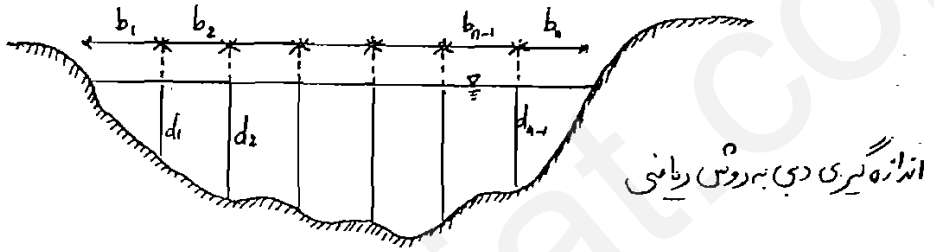
V_s : سرعت جریان آب در عمق ۰/۵ متر از سطح آب.

K : ضریب تعدیل که مقدار آن برابر ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ می باشد.

اندازه گیری آبدهی در زمان سیلاب اهمیت فراوانی داشته و ضرورت دارد از پل متحرک بر روی عرض رودخانه استفاده نمود.

نحوه تعیین دبی رودخانه (Method of Stream Discharge Evaluation):

همان طور که می دانیم برای به دست آوردن دبی رودخانه از فرمول $Q = V \times A$ استفاده می کنیم. بنا براین لازم است تا سطح مقطع کل را به سطح های کوچک تر تقسیم کنیم و سرعت و سطح مقطع را برای قطعات فوق به دست آورده و با هم جمع نماییم. البته این مقطع باید به گونه ای انتخاب گردد تا منحنی ارتفاع - آبدهی به طور قابل ملاحظه ای برای چندین سال روند ثابتی را نشان دهد.



اندازه گیری دبی به روش رد یابی

بر طبق یک استاندارد بیان شده است که جهت تقسیم کردن سطح رودخانه معمولا عرض هر قطعه می بایست بین $\left(\frac{1}{15}\right)$ تا $\left(\frac{1}{20}\right)$ عرض کل رودخانه باشد.

- البته لازم نیست که این عرض ها با هم مساوی باشند. برای کناره ها چون سرعت آب کمتر است، می توان عرض ها را بزرگ تر و برای وسط، عرض ها را کوچک تر انتخاب کرد.
- هر کدام از این قطعات خود به دو قسمت تقسیم می شوند و سطح مقطع قطعه و دبی آن به صورت زیر محاسبه می شوند:

$$A_1 = \left(\frac{b_1}{2} + \frac{b_2}{2}\right) \times d_1$$

$$Q_1 = A_1 \times V_1$$

- البته قطعات کوچک کناری را مورد بررسی قرار نمی دهند.

بعد از اینکه کار بالا را برای همه قطعات انجام دادیم، دبی کل به صورت زیر محاسبه می شود:

$$Q = \sum_{1}^{n-1} Q_i$$

ABADIAT.COM

مثال :

مطلوب است محاسبه دبی خروجی رودخانه با مشخصات زیر:

سرعت به دست آمده (m/Sec)	طول زمانی مشاهده (S) بر حسب ثانیه	تعداد گردش پروانه در عمق ۰/۶	عمق آب تا کف رودخانه (m)	فاصله از سمت چپ رودخانه (m)
۰/۲۲۳	۱۰۰	۳۹	۱/۱	۱/۰
۰/۳۲۵	۱۰۰	۵۸	۲/۰	۳/۰
۰/۴۱۱	۱۵۰	۱۱۲	۲/۵	۵/۰
۰/۳۳۶	۱۵۰	۹۰	۲	۷/۰
۰/۲۶۰	۱۰۰	۴۵	۱/۷	۹/۰
۰/۱۸۳	۱۰۰	۳۰	۱/۰	۱۱/۰
	۰	۰۰	۰/۰	۱۲/۰

از جدول فوق نتیجه می شود که عرض رودخانه ۱۲ متر است. برای این دستگاه داریم:

N =تعداد گردش/زمان , a = 0.51 , b = 0.03

(بقیه محاسبه شود) $Q = 6.45\ m^3/S$

تمرین :

مطلوب است محاسبه دبی خروجی رودخانه با مشخصات زیر (a =0.3 , b = 0.05):

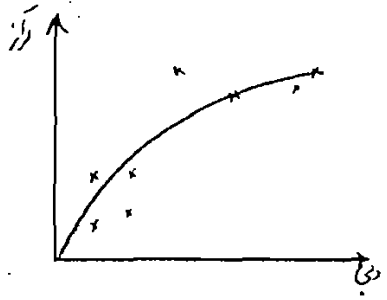
طول زمانی مشاهده (S)	تعداد دور گردش در عمق ۰/۲ و۰/۸	عمق آب تا کف رودخانه (m)	فاصله از سمت چپ رودخانه (m)
۵۰	۱۲ عمق ۰/۶	۱/۴	۳/۰
۵۲	۳۸ عمق ۰/۲	۳/۳	۶/۰
۵۵	۲۳ عمق ۰/۸		
۵۸	۴۰ عمق ۰/۲	۵	۹/۰
۵۴	۳۰ عمق ۰/۸		
۶۰	۴۸ عمق ۰/۲	۹	۱۲/۰
۵۸	۳۴ عمق ۰/۸		
۵۲	۳۴ عمق ۰/۲	۵/۴	۱۵/۰
۵۰	۳۰ عمق ۰/۸		
۵۲	۳۵ عمق ۰/۲	۳/۸	۱۸/۰
۵۴	۳۰ عمق ۰/۸		
۵۰	۱۸ عمق ۰/۶	۱/۸	۲۱/۰

در مواردی که عمق بیش از ۳ متر باشد، سرعت در دو ناحیه اندازه گیری می شود (C_p ۰/۲ با سرعت ۰/۸ میـانگین گرفته می شود).

ABADIAT.COM

نمودار تراز و دبی (Rating Curve):

اگر در یک نقطه از مسیر رودخانه که اشل یا خط کش اندازه گیری سطح آب نصب شده است، چندین بار علاوه بر قرائت اشل دبی نیز از روی اندازه گیری سرعت متوسط و سطح مقطع تعیین گردد می توان رابطه ای را بین قرائت اشل (تراز آب) و دبی به دست آورد (شکل زیر) . نتیجه اندازه گیری های مستقیم دبی و اشل بوده که از بین آنها منحنی رسم شده است و نمودار پارابولیک می باشد. حال در صورتیکه فقط اشل قرائت شود می توان از روی این نمودار دبی را تخمین زد. در موقع رسم منحنی نکات زیر مطرح می باشد:



- احتمال نقاط پراکنده نیز وجود دارد.
- این منحنی بیانگر دو رابطه مهم هیدرومتری یعنی تراز رودخانه و دبی می باشد. اطلاعات مربوط به این منحنی می بایست در زمان مشابه و مکان یکسان استخراج شود و معمولا این منحنی از نوع منحنی های پارابولیکی می باشد. در مواقعی روند غیر طبیعی در مشاهدات مربوط به تراز - دبی رخ می دهد و سبب آن موارد زیر می باشد:

۱. تجمع زیاد رسوبات در کف کناره رودخانه است. همچنین رشد گیاه می تواند علت بروز این پراکندگی باشد.

۲. تغییر شیب سطح آب در محل اندازه گیری که در نتیجه برگشت آب از برخورد نهر و یا رودخانه و همچنین وجود مخزن به وجود می آید.

۳. عدم دقت در اندازه گیری.

۴. امکان وقوع سیلاب در زمانی خاص.

- یکی از کاربردهای این منحنی این است که با داشتن تراز آب رودخانه می توان دبی آن را به دست آورد. رابطه زیر می تواند گویای ریاضی یک منحنی پارابولیکی باشد:

$$Q = C_r (G-a)^{\beta}$$

که در آن :

Q : به معنی دبی رودخانه.

G : سطح ارتفاع رودخانه = تراز رودخانه.

a : سطح ارتفاع رودخانه در زمانی که دبی رودخانه صفر باشد.

C_r, β: ضرایبی هستند که بستگی به خواص فیزیکی رودخانه دارند.

- جهت تعیین مجهولات فوق می بایست معادله فوق را به یک معادله خطی تبدیل کنیم که این کار با لگاریتم گرفتن انجام می گیرد و داریم:

$$\log Q = \beta \log(G-a) + \log C_r \longrightarrow Y_i = \beta \cdot X_i + b$$

ABADIAT.COM

X_i, Y_i نسبت به زمان تغییر می کنند. برای حل این معادله فرض می کنیم تعداد (G - a) را داریم و معادله را حل می کنیم. فرمول زیر روش کمترین مربعات است:

$$\beta = \frac{N\cdot\left(\sum_{1}^{N} x_i y_i\right) - \left(\sum_{1}^{N} x_i\right)\left(\sum_{1}^{N} y_i\right)}{N\cdot\left(\sum_{1}^{N} x_i^2\right) - \left(\sum_{1}^{N} x_i\right)^2}$$

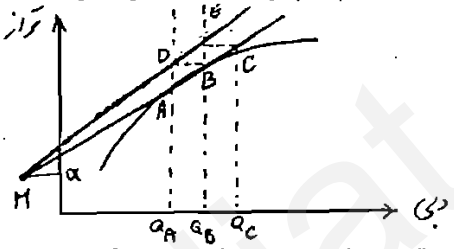
$$b = \frac{\left(\sum_{1}^{N} y_i\right) - \beta\left(\sum_{1}^{N} x_i\right)}{N}$$

N : تعداد کل مشاهدات.

بنابراین β و b مطابق با فرمول های بالا محاسبه می شوند.

نحوه تعیین a یک روش ترسیمی است که به صورت زیر انجام می گیرد:

ابتدا باید منحنی تراز - دبی را داشته باشیم. سپس ۳ نقطه A و B و C را روی منحنی طوری تعیین می کنیم که رابطه زیر برقرار گردد:



$$\frac{Q_B}{Q_A} = \frac{Q_C}{Q_B}$$

یا :

$$Q_B = \sqrt{Q_A \cdot Q_C}$$

و شرط بعدی این است که نقاط فوق باید پراکنده باشند و می بایست نزدیک به هم در اواسط منحنی انتخاب شوند. سپس از نقاط A وB دو خط به موازات محور عمودی رسم می کنیم و بعد از دو نقطه C و B دو خط موازی رسم می کنیم. این دو خط موازی دو خط عمود قبلی را در دو نقطه E و D قطع می کنند. توسط یک خط راست این دو نقطه را به هم وصل کرده و امتداد می دهیم. همچنین دو نقطه A و B را با یک خط مستقیم به هم وصل می کنیم و امتداد می دهیم تا خط قبلی را در نقطه ای به مانند M قطع کند.سپس مختصات نقطه M را از روی محور عمودی که گویای تراز است قرائت می کنیم. تراز به دست آمده نقطه ای است که دبی در آنجا صفر می باشد (مقدار a).

مثال :

اطلاعات تراز ودبی طبق جدول زیر موجود می باشد. مطلوب است تعیین :

۱. مجهولات معادله پارابولیکی و a, C_r, β

۲. دبی رودخانه در موقعی که تراز ۲۷ متر باشد.

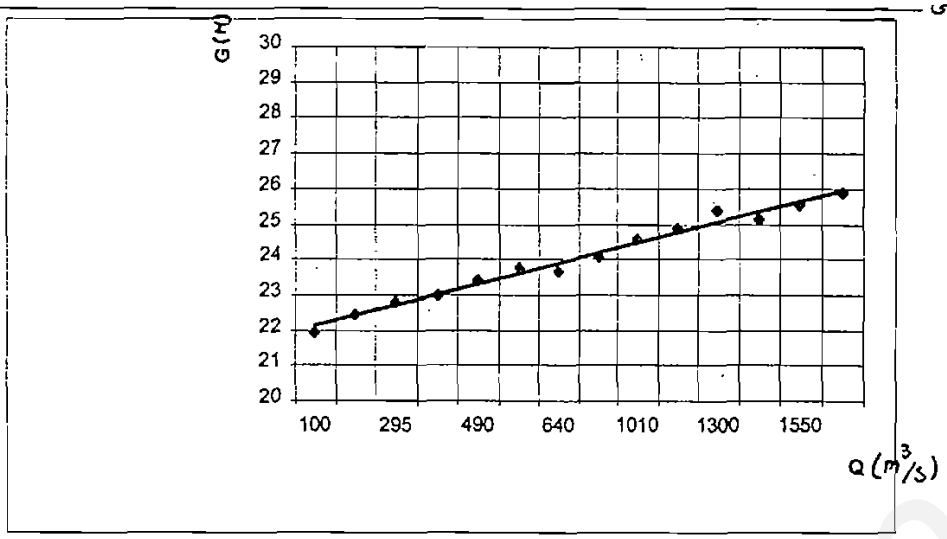
تراز(m)	۲۱/۹۵	۲۲/۴۵	۲۲/۸۰	۲۳/۰۰	۲۳/۴۰	۲۳/۷۵	۲۳/۶۵	۲۴/۰۵	۲۴/۵۵	۲۴/۸۵	۲۵/۴۰	۲۵/۱۵	۲۵/۵۵	۲۵/۹۰
دبی	۱۰۰	۲۲۰	۲۹۵	۴۰۰	۴۹۰	۵۰۰	۶۴۰	۷۳۰	۱۰۱۰	۱۲۲۰	۱۳۰۰	۱۴۲۰	۱۵۵۰	۱۷۶۰

$$Q_A = 600$$

$$Q_B = 900$$

$$Q_C = \sqrt{Q_A \cdot Q_B} = \sqrt{600*900} = 735$$

ABADIAT.COM



تراز G	دبی Q	$G-a$	$X_i=\log(G-a)$	$Y_i=\log(Q)$	X_i*Y_i	X_i^2
21.95	100	1.75	0.243038	2	0.486076	0.059067
22.45	220	2.25	0.3521825	2.3424227	0.82496	0.124033
22.8	295	2.6	0.4149733	2.469822	1.02491	0.172203
23	400	2.8	0.447158	2.60206	1.163532	0.19995
23.4	490	3.2	0.50515	2.6901961	1.358952	0.255177
23.75	500	3.55	0.5502284	2.69897	1.48505	0.302751
23.65	640	3.45	0.5378191	2.80618	1.509217	0.289249
24.05	780	3.85	0.5854607	2.8920946	1.693208	0.342764
24.55	1010	4.35	0.6384893	3.0043214	1.918227	0.407669
24.85	1220	4.65	0.667453	3.0863598	2.06	0.445493
25.4	1300	5.2	0.7160033	3.1139434	2.229594	0.512661
25.15	1420	4.95	0.6946052	3.1522883	2.189596	0.482467
25.55	1550	5.35	0.7283538	3.1903317	2.32369	0.530499
25.9	1760	5.7	0.7558749	3.2455127	2.453201	0.571347
$\sum$			7.8367895	39.294503	22.7201	4.69534

$\beta = 2.34756$

$b = 1.492655$

$C_r = 31.0924$

$$Q=C_r(G-a)^{\beta}$$

$$Q=31.0942\times(G-20)^{2.34756}$$

قسمت ۲ دبی رودخانه در موقعی که تراز ۲۷ متر باشد با استفاده از رابطه فوق داریم :

$$Q=31.0942\times(27-20)^{2.34756}=2996.386 \quad m^3/Sec$$

ABADIAT.COM

تمرین :

در چندین اندازه گیری که از محل نصب یک اشل در مسیری از رودخانه به دست آمده است، نتایج زیر حاصل شده اند:

اشل یا تراز(m)	۰/۴	۰/۴۴۵	۰/۴۹۵	۰/۴۴۰	۰/۵۰	۰/۵۰۵	۰/۵۷۲	۰/۵۸۳	۰/۶۵۰
دبی(m3/Sec)	۷/۸۴۶	۱۰/۱۰۴	۱۲/۹۷۹	۹/۸۳۸	۱۳/۲۸۸	۱۳/۶۰۱	۱۱/۶۰۸	۱۲/۲۵۲	۵/۶۹۰

الف) رابطه دبی-اشل را رسم کنید.

ب)معادله رابطه دبی-اشل را به دست آورید.

ج)در موقعی که اشل به ۰/۷۵ متر برسد، دبی چقدر خواهد بود؟

رابطه باران -رواناب (Raun fall - Run off Relationship):

همان طور که می دانیم یکی از دلایل به وجود آمدن رواناب، باران می باشد. بنابراین رابطه ای بین باران و تشکیل رواناب وجود دارد که هر چقدر ریزش باران بیشتر شود، مقدار رواناب نیز بیشتر خواهد شد و برعکس. البته رابطه بارندگی و رواناب بستگی به عوامل متعددی منجمله شرایط حوزه و آب و هوا دارد. یکی از معادلاتی که معمولا برای محاسبه رواناب استفاده می شود رابطه خطی بین رواناب و بارندگی است.

$$R = a \times P + b$$

R : رواناب

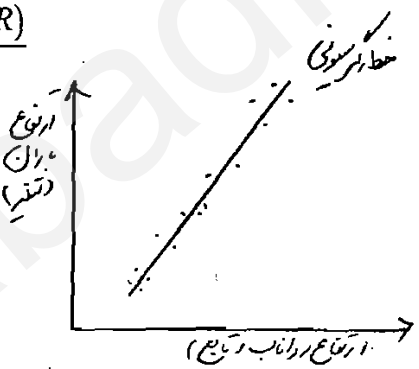
P : بارش

(bو a ضرایب رگرسیونی)

N : تعداد آمار هم زمان باران و رواناب (سال یا ماه های آماری)

$$a = \frac{N(\sum PR) - (\sum P)(\sum PR)}{N\left(\sum P^2\right) - (\sum P)^2}$$

$$b = \frac{\sum R - a\sum P}{N}$$



با استفاده از این منحنی و رابطه خطی آن، زمانی که ارتفاع بارش را داشته باشیم، می توانیم میزان رواناب را به دست آوریم. این نمودار با یک درصد تقریب کشیده می شود و این رابطه، رابطه دقیقی نمی باشد و برای بالا بردن دقت آن باید تلفات حوزه را نیز در آن منظور کنیم. شرطی که برای رابطه فوق می بایست وجود داشته باشد، این است که ضریب همبستگی مشاهدات برابر یا نزدیک به یکدیگر باشند. این به آن معنی است که اگر بارش افزایش نشان دهد و ارتفاع رواناب نیز افزایش یابد. بنابر این می توان گفت همبستگی بین دو مقدار تابع و متغیر وجود دارد. ولی اگر با افزایش متغیر، تابع ثابت بماند، همبستگی ضعیف می باشد. معمولا برای همبستگی قوی عدد۱ و ۱- و برای همبستگی ضعیف عدد صفر را در نظر می گیرند. رابطه همبستگی نیز با فرمول زیر بیان می شود:

ABADIAT.COM

$$r = \frac{N\cdot(\sum PR)-(\sum P)(\sum R)}{\left(\left[N\cdot\left(\sum P^2\right)-(\sum P)^2\right]\times\left[N\cdot\left(\sum R^2\right)-(\sum R)^2\right]\right)^{\frac{1}{2}}}$$

r: ضریب همبستگی ***(Correlation Coefficient)***

$0 \prec r \prec \pm 0.5$: همبستگی ضعیف.

$\pm 0.6 \prec r \prec \pm 1$: همبستگی خوب.

- فرمول رواناب در بالا $R = a \times P + b$ برای حوزه های کوچک مناسب است و برای حوزه های بزرگ، فرمول دارای خطا می باشد. برای حوزه های بزرگ باید از رابطه غیرخطی زیر استفاده کنیم:

$$R = \beta P^m$$

R : رواناب.

P : بارش.

که با لگاریتم گرفتن از طرفین رابطه فوق می توان معادله غیر خطی را به شکل خطی قبل تبدیل کرد و سپس همان سلسله مراتب را جهت کالیبره نمودن انجام داد.

$$\log R = \log\beta + m\log P$$

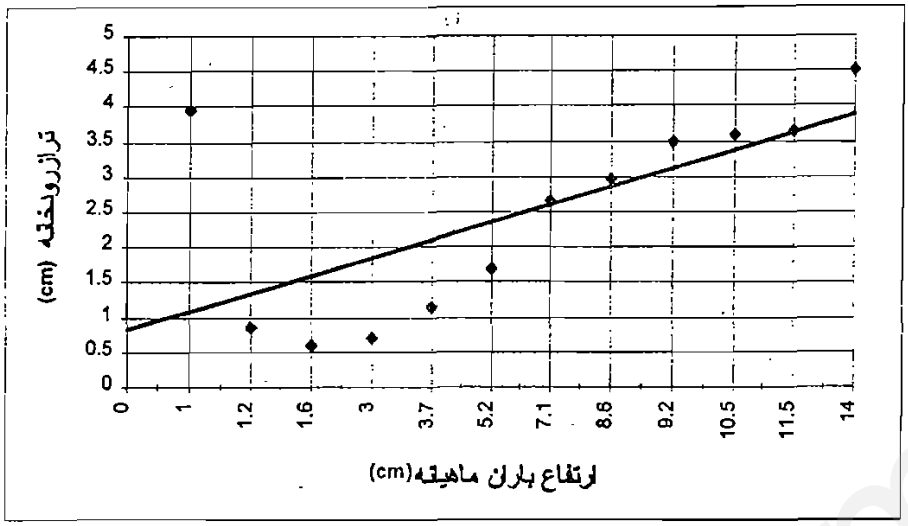
<u>مثال :</u>

مطلوب است تعیین ضریب همبستگی و معادله (R - P) رواناب - بارش.

ماه	ارتفاع باران ماهانه (cm)	تراز رودخانه (cm)
۱	۵/۲	۱/۶۹
۲	۸/۶	۲/۹۷
۳	۷/۱	۲/۶۵
۴	۹/۲	۳/۵
۵	۱/۰	۳/۹۵
۶	۱/۲	۰/۸۵
۷	۱۰/۵	۳/۶۰
۸	۱۱/۵	۳/۶۵
۹	۱۴/۰	۴/۵۰
۱۰	۳/۷	۱/۱۴
۱۱	۱/۶	۰/۶۱
۱۲	۳/۰	۰/۷

ABADIAT.COM

نمودار نقاط همراه نقاط پرت



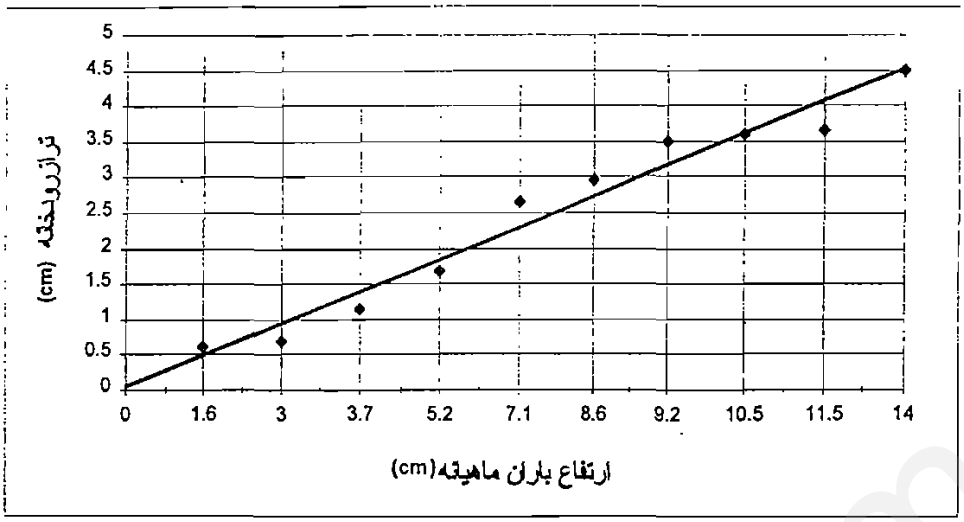
جدول اصلاح شده با حذف دونقطه پرت

ماه	ارتفاع باران	تراز رودخانه	$P_i * R_i$	P_i^2	R_i^2
۱	۵/۲	۱/۶۹	۸/۷۸۸	۲۷/۰۴	۲/۸۵۶۱
۲	۸/۶	۲/۹۷	۲۵/۵۴۲	۷۳/۹۶	۸/۸۲۰۹
۳	۷/۱	۲/۶۵	۱۸/۸۱۵	۵۰/۴۱	۷/۰۲۲۵
۴	۹/۲	۳/۵	۳۲/۲	۸۴/۶۴	۱۲/۲۵
۵	۰	۰	۰	۰	۰
۶	۰	۰	۰	۰	۰
۷	۱۰/۵	۳/۶	۳۷/۸	۱۱۰/۲۵	۱۲/۹۶
۸	۱۱/۵	۳/۶۵	۴۱/۹۷۵	۱۳۲/۲۵	۱۳/۳۲۲۵
۹	۱۴	۴/۵	۶۳	۱۹۶	۲۰/۲۵
۱۰	۳/۷	۱/۱۴	۴/۲۱۸	۱۳/۶۹	۱/۲۹۹۶
۱۱	۱/۶	۰/۶۱	۰/۹۷۶	۲/۵۶	۰/۳۷۲۱
۱۲	۳	۰/۷۱	۲/۱۳	۹	۰/۵۰۴۱
$\sum$	۷۴/۴	۲۵/۰۲	۲۳۵/۴۴۴	۶۹۹/۸	۷۹/۶۵۷۸
$\sum^2$	۵۵۳۵/۳۶	۶۲۶/۰۰۰۴			

r = 0.65785
y = 0.337 x -0.0055

ABADIAT.COM

نمودار نقاط بدون نقاط پرت



ماه	ارتفاع باران P (cm)	ارتفاع رواناب R (m)	PR	P^2	R^2	P = 0.295 + 2.029R
۱	۵/۲	۱/۶۹	۸/۷۸	۲۷/۰۴	۲/۸۵	۳/۶۸
۲	۸/۶	۲/۹۷	۲۵/۵۴	۷۳/۹۶	۸/۸۲	۶/۳۲
۳	۷/۱	۲/۶۵	۱۸/۸۱	۵۰/۴۱	۷/۰۲	۵/۶۷
۴	۹/۲	۳/۵	۳۲/۲	۸۴/۶	۱۲/۲۵	۷/۴
۵	۱۰	۳/۹۵	۳۹/۵	۱۰۰	۱۵/۶	۸/۳
۶	۱۲	۳/۸۵	۴۶/۲	۱۴۴	۱۴/۸۲	۸/۱
۷	۱۰/۵	۳/۶	۳۷/۸	۱۱۰/۲۵	۱۲/۹۶	۷/۶
۸	۱۱/۵	۳/۶۵	۴۱/۹۷	۱۳۲/۲۵	۱۳/۳۲	۷/۷
۹	۱۴	۴/۵	۶۳	۱۹۶	۲۰/۲۵	۹/۴۳
۱۰	۳/۷	۱/۱۴	۴/۲۱	۱۳/۶۹	۱/۲۹	۲/۶
۱۱	۱/۶	۰/۶۱	۲/۲۵	۲/۵۶	۰/۳۷	۱/۵۳
۱۲	۳	۰/۷۱	۲/۱۳	۹	۰/۵	۱/۷۴
Σ			۳۲۲/۳۹۸	۸۴۳/۷۹	۱۱۰/۰۵	

ضریب همبستگی

$$r = \frac{N\cdot\left(\Sigma P_i R_i\right)-\left(\Sigma P_i\right)\left(\Sigma R_i\right)}{\left(\left[N\cdot\left(\Sigma P^2\right)-(\Sigma P)^2\right]\times\left[N\cdot\left(\Sigma R^2\right)-(\Sigma R)^2\right]\right)^{\frac{1}{2}}} = 0.98$$

$P = a + bR$

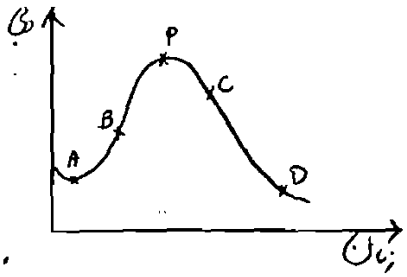
$\Rightarrow P = 0.295 + 2.029\ R$

ABADIAT.COM

هیدروگراف (Hydrograph):

پس از بارش باران جریان سطحی به رودخانه می پیوندد. حجم جریان می یابد و سپس پس از اتمام باران به تدریج از حجم جریان در رودخانه کاسته می شود.

از رسم مقادیر دبی نسبت به زمان، منحنی حاصل می شود که به آن هیدروگراف می گویند. البته افزایش و کاهش منحنی فوق بستگی به ذوب برف و میزان بارش منطقه دارد که تأثیر ذوب برف کمتر می باشد. پس در اینجا بحث در مورد میزان بارش و تأثیر آن در دبی رودخانه می باشد. هیدروگراف دارای سه جزء اصلی می باشد. شاخه صعودی که از اتصال نقطه شروع A به نقطه عطف B حاصل می شود. بخش BC که اوج هیدرو گراف، است، نقطه اوج P را در بر دارد و شاخه نزولی CD که از نقطه عطف C شروع و به انتهای هیدرو گراف می رسد.



عوامل مؤثر در تشکیل هیدرو گراف :

به طور کل عوامل مؤثر در تشکیل هیدروگراف را می توان به دو بخش تقسیم کرد:

- **مشخصات حوزه آبریز:**

۱. شکل، اندازه، شیب، تراکم زهکش ها.

۲. پوشش گیاهی و تراکم آن.

۳. سطح مقطع، زبری و ظرفیت ذخیره.

- **مشخصات جوی:**

۴. مقدار بارش، شدت و زمان تداوم آن.

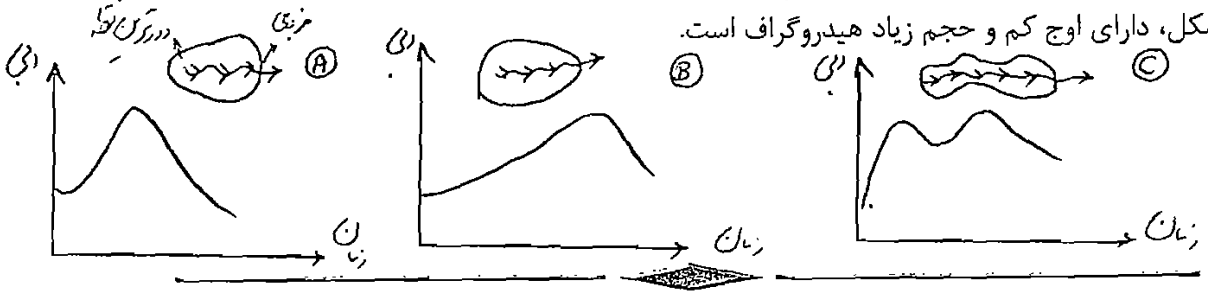
۵. کاهش هیدرولوژیکی.

۶. تبخیر و تعرق.

معمولا خصوصیات جوی در شکل شاخه صعودی هیدروگراف مؤثر بوده و شاخه نزولی تحت تأثیر شرایط حوزه می باشد. حال به شرح مختصری از پارامتر های فوق الذکر می پردازیم:

شکل حوزه :

زمان رسیدن آب از دورترین نقطه به مقطع خروجی آبریز بستگی به شکل حوزه دارد. بنابراین زمان اوج سیل و شکل هیدروگراف آن به طور مستقیم تحت تأثیر شکل حوزه خواهد بود. به طور تجربی ثابت شده است که حوزه های دایره ای شکل دارای اوج زیاد و حجم کم هیدروگراف می باشد، در صورتیکه حوزه های کشیده احتمالا بیضی شکل، دارای اوج کم و حجم زیاد هیدروگراف است.



ABADIAT.COM

در حوزه A اوج هیدروگراف به طرف چپ منمایل بوده و نقطه اوج سیلاب بسیار سریع اتفاق مـی افتـد و در حوزه B اوج هیدروگراف به طرف راست متمایل بوده و بنابراین زمان بیشتری برای تشـکیل اوج سـیل لازم اسـت. در شکل، حوزه C به دلیل کشیدگی شکل حوزه، حجم بیشتر بوده و وقوع اوج پیچیده می باشد.

اندازه حوزه :

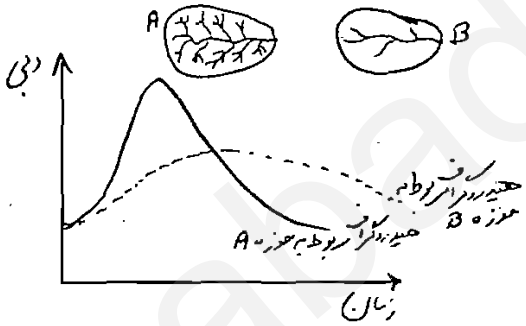
همانطور که قبلا اشاره شد، بزرگی و کوچکی حوزه نقش بسیار مهمی در ایجـاد رواناب ناشـی از بـارش دارد. تجربه نشان داده است که در حوزه های کوچک رواناب اثر بسزایی در شکل هیدروگراف داشته، به طوریکه نقطـه اوج سیل بستگی به شدت بارندگی و نوع زمین دارد. در حوزه های بزرگ جریان رودخانه در وضعیت اوج سیل مؤثـر مـی باشد.

شیب حوزه :

می دانیم سرعت جریان رودخانه رابطه مستقیمی با شیب آن دارد. شیب زیاد به معنی تخلیه فـوری سـیلاب بوده که در شاخه نزولی هیدروگراف تأثیر می گذارد. به بیان دیگر هر چـه زمـان بیـن اوج سـیلاب تـا نقطـه انتهـایی هیدروگراف کمتر باشد، شیب رودخانه بیشتر خواهد بود. بنابراین شیب زیاد باعث تشکیل هیدروگراف با اوج زیاد مـی شود.

تراکم زهکش :

نسبت طول رودخانه ها به سطح حوزه آبریز را تراکم زهکش می گویند. بنابراین اگر تراکم زهکـش در حـوزه ای زیـاد باشد، تخلیه سیلاب سریع تر انجام می شود. در حوزه هایی که تراکم زهکش کم می باشد، شیب شاخه های صعودی و نزولی هیدروگراف ملایم تر است. (دو حوزه A و B از نظر وسعت، شکل و شـیب یکسـان بـوده و فقـط در تراکـم زهکش متفاوتند. همچنین مقدار بارش یکسان می باشد.)



پوشش گیاهی :

در مبحث تلفات حوزه دیدیم که با افزایش پوشش گیاهی به مقدار نفوذ آب به خاک افزوده می شود. بنابراین پوشش گیاهی مقدار اوج سیل را کاهش می دهد. تجربه نشان داده است که معمولا در حوزه هایی با سـطح کمـتر از ۱۵۰ کیلومتر مربع، اثرات افزایش پوشش گیاهی و کاهش اوج سیلاب محسوس تر است.

عوامل جوی :

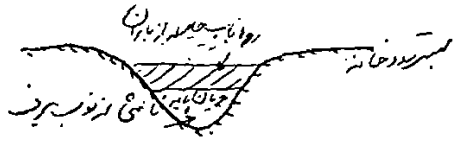
شدت، مدت و جهت باران سه عامل بسیار مهم در تشکیل شکل هیدروگراف به شمار می آیند. زمان یک بـارندگی بـا شدت معین نیز به طور مستقیم در مقدار حجم رواناب مؤثر است که اثرات آن در شاخه صعودی هیدروگراف منعکس می باشد. اگر بارندگی با شدت معین برای زمان طولانی ادامه یابد، آبدهی حوزه بـه حـالت تعـادل خواهـد رسـید کـه مقدار آن متناسب با حاصلضرب شدت در سطح حوزه می باشد.

ABADIAT.COM

اگر بارندگی از بالا دست حوزه در زمان کوتاهی به پایین دست برسد، حجم زیادی از جریان در نقطه خروجی خواهیم داشت که سبب تشکیل اوج سیل می شود. بر عکس در صورتیکه زمان پیمودن طولانی شود مقدار اوج سیل کاهش یافته و زمان پایه هیدروگراف افزایش می یابد. مسلما اثرات فوق سبب تغییرات در شکل هیدروگراف می شوند.

- معمولا در تحلیل هیدروگراف میزان حجم افزایش یافته دبی رودخانه در مدت زمان بارش مورد نظر می باشد..
- برای محاسبه فوق سطح رودخانه را به دو قسمت تقسیم می کنیم:

اگر بارش وجود نداشته باشد، جریان ناشی از ذوب برف یا آب زیرزمینی در رودخانه وجود دارد که به آن ***جریان پایه*** می گویند.

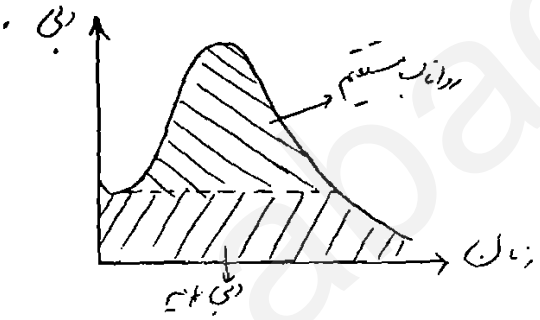


- آبی که از بارش به وجود می آید را ***رواناب مستقیم*** می نامند.

دبی به دست آمده در هنگام بارش، حجم آب یعنی مجموع جریان پایه و رواناب مستقیم را نشان می دهد. برای جداسازی این دو مقدار باید سطح فوق را تقسیم بندی کنیم که این کار (تجزیه) به صورت های ترسیمی زیر انجام می گیرد:

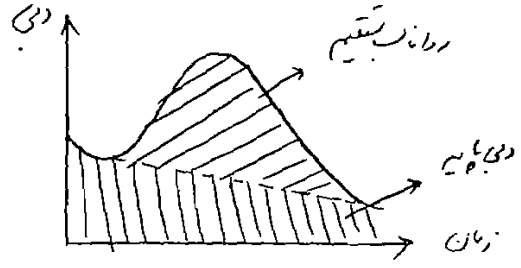
روش اول :

روی منحنی دبی دو ناحیه به صورت زیر جدا کرده و سطح های هاشور خورده، ناحیه های فوق را نشان می دهد. در موقع ترسیم از نقطه شروع هیدروگراف خط مستقیم و موازی محور افقی را رسم می کنیم تا انتهای دیگر هیدروگراف را قطع کند. مختصات جریان در بالای خط بیانگر جریان های سطحی و مختصات جریان در پایین خط گویای جریان پایه می باشد.



روش دوم :

با استفاده از شیب منحنی هیدروگراف قبلی از نقطه می نیمم و یا نقطه شروع هیدروگراف فعلی، شیب را توسط خط مستقیمی امتداد داده تا طرف دیگر هیدروگراف فعلی را در نقطه ای قطع کند و دو ناحیه فوق بر روی شکل مشخص است. مختصات جریان در بالای خط بیانگر جریان سطحی و مختصات جریان در پایین خط گویای جریان پایه می باشد.



ABADIAT.COM

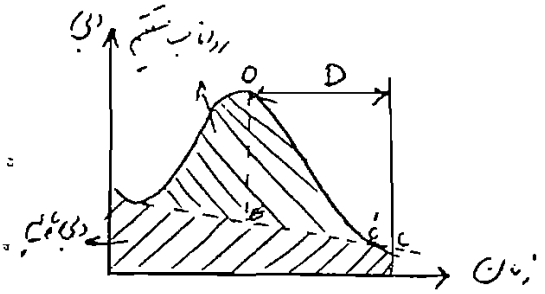
روش سوم:

از نقطه اوج هیدروگراف خطی عمود رسم می کنیم تا خط قبلی (که به روش دوم رسم کرده ایم) را در نقطه ای قطع کند. یک فاصله زمانی D را از نقطه اوج هیدروگراف به بعد باید محاسبه کنیم که این کار توسط فرمول زیر انجام می شود:

$$D=0.83A^{0.2}$$

D : روز

A : مساحت حوزه مورد نظر بر حسب کیلومتر مربع



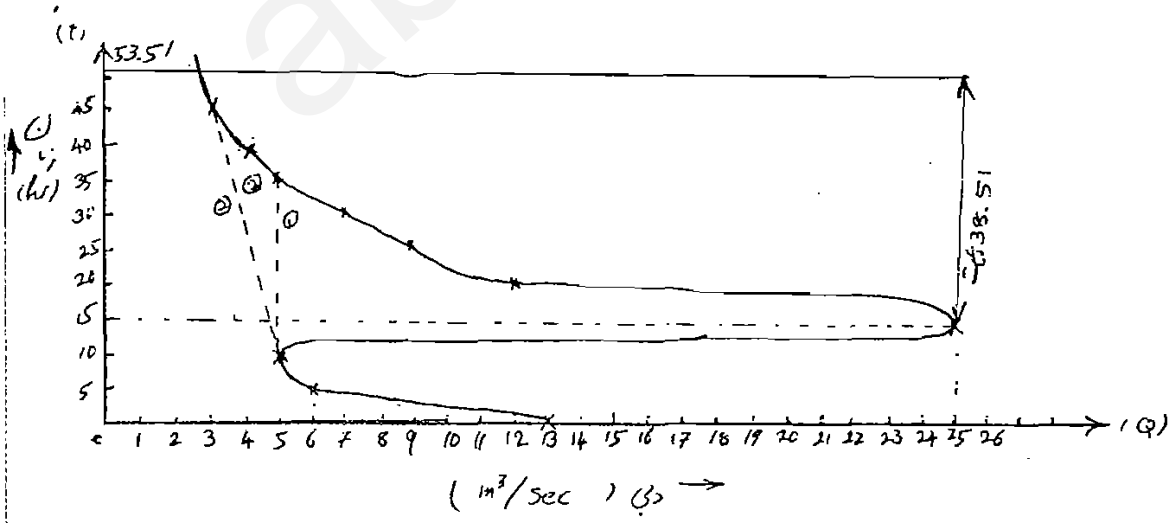
از نقطه O به اندازه D جلو می رویم و عمود بر منحنی را رسم می کنیم که نقطه C می باشد. این نقطه با نقطه قبلی C' فرق دارد. از C به E وصل می کنیم و فاصله ها را مطابق شکل نام گذاری می کنیم.

مثال:

ضمن رسم هیدروگراف به طریق سه روش، جریان پایه را از جریان روانآب مجزا کنید.

$$A=27\ Km^2$$

زمان (ساعت)	۰	۵	۱۰	۱۵	۲۰	۲۵	۳۰	۳۵	۴۰	۴۵
دبی (m3/Sec)	۱۳	۶	۵	۲۶	۱۲	۹	۷	۵/۵	۳/۶	۲/۸



ABADIAT.COM

روش اول :

دبی پایه = 5 m3/Sec برای تمام ساعات اندازه گیری شده

دبی سیل	دبی کل	زمان
۰	۱۳	۰
۰	۶	۵
۰	۵	۱۰
۲۱	۲۶	۱۵
۷	۱۲	۲۰
۴	۹	۲۵
۲	۷	۳۰
۰/۵	۵/۵	۳۵
۰	۳/۶	۴۰
۰	۲/۸	۴۵

روش دوم :

دبی سیل	دبی پایه	دبی کل	زمان
۰	۱۳	۱۳	۰
۰	۶	۶	۵
۰	۵	۵	۱۰
۲۱/۵	۴/۵	۲۶	۱۵
۷/۷	۴/۳	۱۲	۲۰
۴/۹	۴/۱	۹	۲۵
۳/۳	۳/۷	۷	۳۰
۲	۳/۵	۵/۵	۳۵
۰/۴	۳/۲	۳/۶	۴۰
۰	۳	۲/۸	۴۵

ABADIAT.COM

روش سوم:

دبی سیل	دبی پایه	دبی کل	زمان
۰	۱۳	۱۳	۰
۰	۶	۶	۵
۰	۵	۵	۱۰
۲۱/۵	۴/۵	۲۶	۱۵
۷/۷	۴/۳	۱۲	۲۰
۴/۹	۴/۱	۹	۲۵
۳/۳	۳/۷	۷	۳۰
۲	۳/۵	۵/۵	۳۵
۰/۴	۳/۲	۳/۶	۴۰
۰/۲	۲/۶	۲/۸	۴۵

$D = 0.83A^{0.2} = 0.83 \times 27^{0.2} = 1.6$ روز

$1.6 * 24 = 38.51$ ساعت

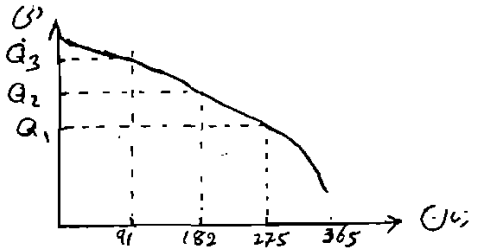
$15 + 38.51 = 53.51$ ساعت

منحنی تداوم جریان:

ابتدا دبی روزانه را به ترتیب مرتب می کنیم و منحنی آن را نسبت به زمان رسم می کنیم.

روز	متوسط دبی روزانه	متوسط دبی روزانه به ترتیب نزولی
۱	۵۷	۸۲۰
۲	۴۲	۸۱۰
۳	۱۸۲	۸۰۰
۴	۵۲۰	۷۵۰
۵	۲۸۰	۷۰۰
۶	۸۲۰	۶۳۰
⋮	⋮	۶۱۰
⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮
⋮	⋮	⋮
۳۶۳	۴۲	⋮
۳۶۴	۴۷	⋮
۳۶۵	۵۰	⋮

ABADIAT.COM



دبی نرمال در حالت پرآبی در یک چهارم ۳۶۵ روز مشخص می شود. دبی نرمال در حالت کم آبی برابر است با دبی $\frac{3}{4}$ سیصد و شصت و پنج روز.

$\left(\frac{3}{4}\times 365=274\right)$

تعیین دبی نرمال در حالت کلی :

دبی نرمال در نیمی از روزهای سال به وقوع می پیوندد. (۱۸۲ روز)

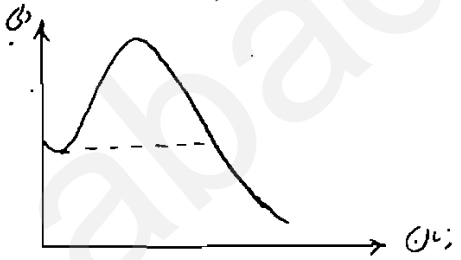
تحلیل هیدروگراف (Hydrograph Analysis):

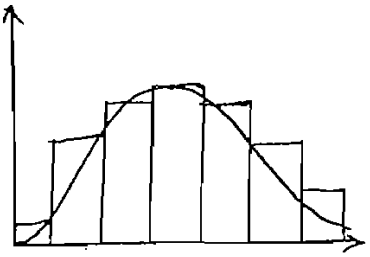
در مطالعه و بررسی هیدرولوژیکی یک حوزه، تحلیل هیدروگراف از اهمیت ویژه ای برخوردار است. همانطور که قبلا ذکر شد، هیدروگراف نموداری است که در آن رفتار و واکنش حوزه در مقابل بارندگی اتفاق افتاده و به تصویر در می آید. بنابراین می توان از این خصوصیت برای مجسم کردن و پیش بینی سیلاب های آینده استفاده نمود.

منحنی هیدروگراف واحد (Unit Hydrograph):

یک باران مداوم T ساعته اتفاق افتاده است و هیدروگرافش را داریم. از بین روش های تجزیه جریان پایه و رواناب هیدروگراف روانآب مستقیم را به دست می آوریم و مساحت آن را اندازه می گیریم، که همانا حجم رواناب می باشد و واحد آن L^3 است. اگر حجم رواناب را به مساحت حوزه (L^2) تقسیم کنیم، داریم:

$\frac{L^3}{L^2}=L$





هیدروگراف واحد T ساعته یک حوزه هیدروگرافی است که اگر حجم روانآب آن را بر سطح حوزه تقسیم کنیم ارتفاعی معادل یک واحد (در سیستم متریک L =1 Cm و در سیستم انگلیسی L = ۱ in) را تشکیل دهد، منظور از ارتفاع معادل یک واحد به معنی ارتفاع یک واحد از باران مؤثر است. بنابراین حجم هیدروگراف واحد برابر با حجم بارندگی مؤثر می باشد. هیدروگراف واحد تابع دو مورد است:

۱- زمان تداوم بارش

۲- زمان وقوع روا نآب

۱) هیدروگراف سیلی را که ارتفاع و طول زمانی بارندگی آن مشخص است را انتخاب کنید.

ABADIAT.COM

۲) هیدروگراف پایدار را از کل هیدروگراف کسر نموده تا در نتیجه هیدروگراف رواناب به دست آید.

۳) حجم رواناب را از روی هیدروگراف محاسبه کنید.

۴) از تقسیم حجم به دست آمده رواناب بر مساحت کل حوزه، ارتفاع رواناب را به دست آورید.

۵) ارتفاع رواناب را بر ۱۰ تقسیم کنید و ضریب K را به دست آورید.

K = (mm) ارتفاع رواناب / ۱۰

۶) مقادیر هیدروگراف رواناب را بر مقدار K تقسیم نموده تا نتیجتا هیدروگراف واحد به دست آید.

مثال :

$A=50\ Km^2$

زمان(hr)	دبی رواناب (m3/Sec)	متوسط رواناب(m3/Sec)	حجم آب در هر پریود(m3)
۰	۰	۲/۵	۴۵۰۰۰
۵	۵	۸/۹۵	۱۶۱۱۰۰
۱۰	۱۲/۹	۲۶/۱۵	۴۷۰۷۰۰
۱۵	۳۹/۴	۴۳/۷۵	۷۸۷۵۰۰
۲۰	۴۸/۱	۴۵/۲	۸۱۳۶۰۰
۲۵	۴۲/۳	۳۶/۹	۶۶۴۲۰۰
۳۰	۳۱/۵	۲۶/۱۵	۴۷۰۷۰۰
۳۵	۲۰/۸	۱۷/۰۵	۳۰۶۹۰۰
۴۰	۱۳/۳	۱۰/۸	۱۹۴۴۰۰
۴۵	۸/۳	۶/۵۵	۱۱۷۹۰۰
۵۰	۴/۸	۳/۹	۷۰۲۰۰
۵۵	۳	۱/۵	۲۷۰۰۰
۶۰	۰		۰
			$\Sigma=4129200\ m^3$

قدم بعد، تعیین مقدار K می باشد:

$$K=\frac{82.5}{10}=8.25$$

اگر تک تک مقادیر دبی - رواناب را بر K تقسیم کنیم، نقاط هیدروگراف واحد به دست می آید.

ابعاد هیدروگراف سیل واحد : 0,0.6,1.6,4.8,5.8,5.1,3.8,2.5,1.6,1.0,0.6.0.4,0

فرض بر این است که این تعداد رواناب بر اثر 128 mm باران مؤثر با تداوم ۲ ساعته بوده است.

ضریب رواناب : $0.65=\frac{82.5}{128}=C$

حال اگر ۲ ساعت باران با ارتفاع ۶۵ میلی متر داشته باشیم:

ABADIAT.COM

هیدرولوژی مهندسی ـــ

ABADIAT.COM

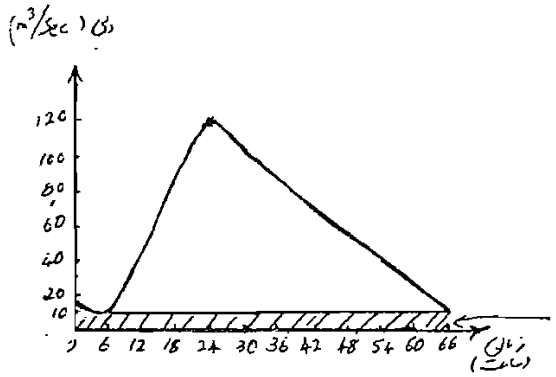
C = ارتفاع رواناب / ارتفاع بارش ⇒ 0.45 = 4 / ارتفاع رواناب ⇒ ارتفاع رواناب = 1.8 cm = 18 mm

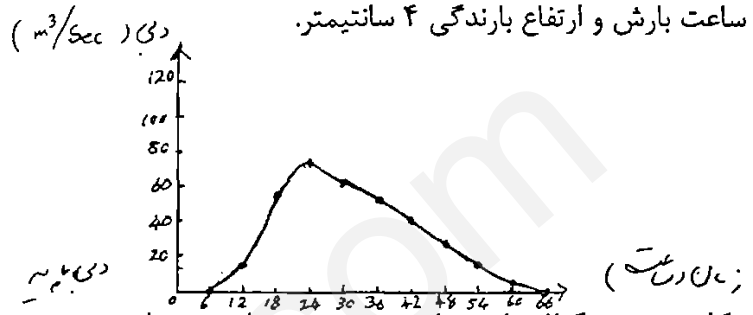
K = ارتفاع رواناب / ۱۰ = 1.8

مقادیر دبی واحد = دبی رواناب مستقیم ⇒ 1.8 / دبی رواناب مستقیم = مقادیر دبی واحد * 1.8

زمان	۰	۶	۱۲	۱۸	۲۴	۳۰	۳۶	۴۲	۴۸	۵۴	۶۰	۶۶
دبی رواناب (m3/Sec)	۰	۰	۱۳/۵۹	۵۲/۶۵	۷۱/۶۴	۶۲/۸۲	۵۰/۹۴	۴۱/۴	۳۳/۳	۱۹/۷	۶/۱۲	۰

هیدروگراف رواناب مستقیم در اثر ۳ ساعت بارش و ارتفاع بارندگی ۴ سانتیمتر.

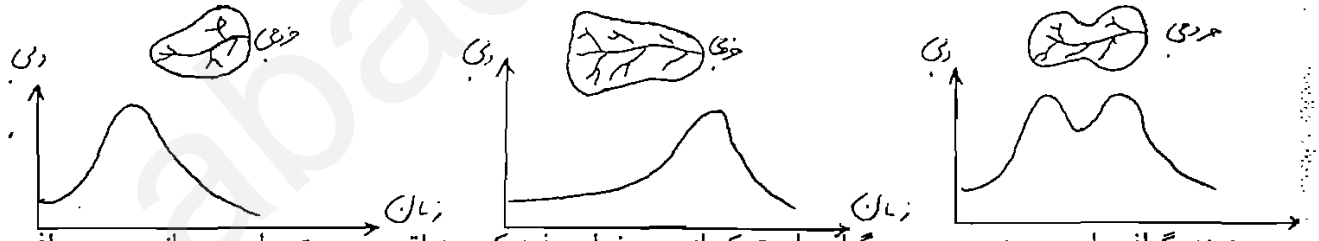




- کاربرد هیدروگراف واحد برای پیش بینی سیلاب می باشد.
- روشی برای پیش بینی هیدروگراف واحد بلند مدت از روی هیدروگراف واحد کوتاه مدت وجود دارد. همچنین روشی نیز برای حالت عکس مورد بالا نیز وجود دارد که باید از کتاب علیزاده مطالعه شود.

هیدروگراف واحد مصنوعی (Synthatic Unit Hydrograph):

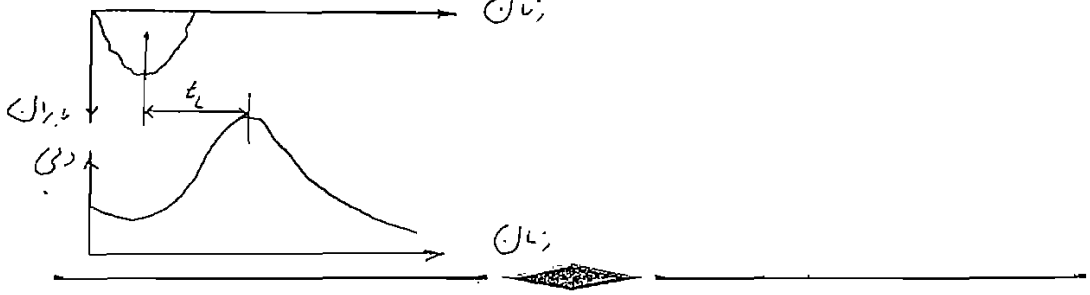
شخصی به نام اشنایدر (*Snyder*) با مطالعه بر روی هیدروگراف متوجه شد که رابطه ای بین هیدروگراف و خواص فیزیکی حوزه وجود دارد. ایشان مدعی شدند که اگر هیچ اطلاعاتی در مورد یک حوزه نداشته باشیم، تنها با استفاده از خواص فیزیکی حوزه می توان هیدروگراف واحد مصنوعی آن حوزه را به دست آورد.



پس هیدروگراف واحد مصنوعی، هیدروگرافی است که از روی خواص فیزیکی منطقه به دست بیاید و زمانی به سراغ این هیدروگراف می رویم که هیچ نوع اطلاعات هیدرولوژیکی در مورد منطقه نداشته باشیم.

زمان تأخیر:

این مؤلفه را با t_L (*time lag*) نشان میدهند و زمانی است که فاصله بین مرکز باران و نقطه اوج موجود می باشد.



ABADIAT.COM

روش استخراج هیدروگراف واحد مصنوعی به روش اشنایدر :

۱. محاسبه و تعیین زمان تأخیر حوزه :

از رابطه زیر به دست می آید:

$$t_L = C_t \left(L \cdot L_a\right)^{0.3}$$

t_L : زمان تأخیر حوزه که در رابطه فوق بر حسب ساعت است.

C_t : ضریب مربوط به شیب حوزه که مقدار آن در سیستم انگلیسی بین ۱/۸ تا ۲/۲ است.

$$C_t = 1.8 \approx 2.2$$

که ۱/۸ مربوط به حوزه کوهستانی (مناطق با شیب زیاد) و ۲/۲ مربوط به حوزه های مسطح یا کم شیب است. در سیستم متریک داریم:

$$C_t = 1.4 \approx 1.7$$

همچنین شخصی به نام تایلور ***(Taylor)*** پیشنهاد کرده است که می توان C_t را از رابطه زیر به دست آورد:

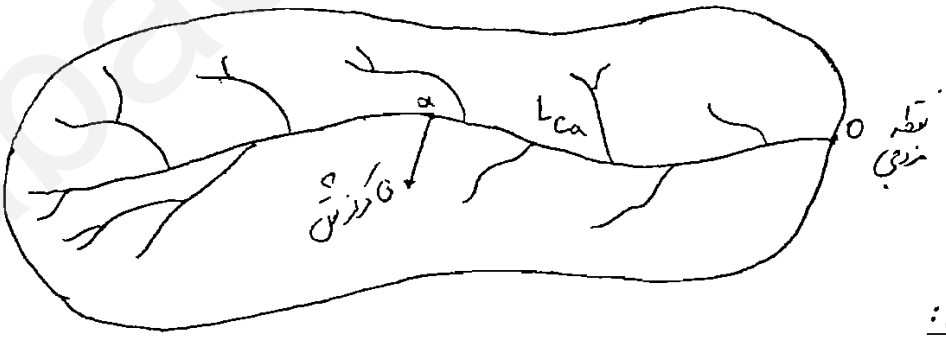
$$C_t = \frac{0.6}{\sqrt{S}}$$

S : شیب آبراه یا شیب اصلی آن رودخانه.

L : طول آبراه یا رودخانه اصلی از نقطه خروجی تا انتهای حوزه که بر حسب مایل می باشد.

انتهای حوزه :

L_{ca} : طول رودخانه اصلی از نقطه خروجی تا نقطه ای از رودخانه که با مرکز ثقل حوزه کمترین فاصله را داشته باشد (کمترین فاصله یعنی خطی که از مرکز ثقل حوزه بر رودخانه عمود باشد).



مثال :

در یک حوزه آبگیر در صورتی که $C_t = 1.9$ ، طول رودخانه اصلی $L = 35$ کیلومتر و فاصله خروجی حوزه تا نقطه a که کمترین فاصله را با مرکز ثقل حوزه دارد، ۱۴ کیلومتر باشد، زمان تأخیر حوزه را معین نمایید.

$$1 \ Km = 0.62 \ mile$$

$$L = 35 \times 0.62 = 2.17 \ mile$$

$$L_{ca} = 14 \times 0.62 = 3.68 \ mile$$

$$t_L = 1.9(8.68 \times 21.7)^{0.3} = 9.15 \ hr$$

ABADIAT.COM

۲. محاسبه زمان بارندگی:

آن را با (t_r) نشان می دهیم (زمان تداوم بارندگی(*Time Duration of Rain*)). زمان اولیه بارندگی که هیدروگراف واحد مصنوعی اشنایدر بر اساس آن طرح ریزی می شود و از رابطه زیر به دست می آید (بر حسب ساعت).

t_L : زمان تأخیر.

t_r: زمان بارندگی.

$$t_r = \frac{t_L}{5.5} = 1.7 \quad hr$$

برای مثال در مسأله قبل داریم:

$$t_r = \frac{9.15}{5.5} = 1.7 \quad hr$$

که این تخمین اولیه بارندگی است.

- اگر مقدار t_r عدد صحیحی نباشد، (عدد اعشاری) و از آنجاییکه کار کردن با هیدروگرافی که عدد صحیح نداشته باشد، کمی دشوار است، باید عدد t_r به عدد صحیح تبدیل شود و همچنان که می دانیم t_r تابعی است از زمان تأخیر. پس باید در اصل t_L یا زمان تأخیر را تصحیح نموده تا عدد تصحیح شده زمان بارندگی به دست آید. اگر زمان تصحیح شده

t_L را t_{LR} بنامیم و تصحیح شده t_r را t_R در نظر بگیریم، بنا بر این رابطه زیر را خواهیم داشت:

$$t_{LR} = t_L + 0.25\left(t_R - t_r\right)$$

برای تسریع در عملیات اول t_R را در نظر گرفته و سپس به سراغ تعیین t_{LR} خواهیم رفت و آن را طبق فرمول فوق محاسبه می کنیم.

t_r : تخمین اولیه مدت بارندگی (بر حسب ساعت).

t_R : مدت تصحیح شده جهت ساختن هیدروگراف واحد مصنوعی (بر حسب ساعت).

t_L : زمان تأخیر حوزه به دست آمده از محاسبات اولیه (بر حسب ساعت).

t_{LR} : زمان تأخیر اصلاح شده که در محاسبات بعدی از آن استفاده می کنیم.(بر حسب ساعت)

مثال :

اگر در مثال قبل، مدت بارندگی یا t_r ، ۱/۷ ساعت محاسبه شده باشند، ولی هیدروگراف واحد مورد نظر ما ۲ ساعته باشد، (۲ = t_r) زمان تأخیر تصحیح شده حوزه را به دست آورید.

$$t_L = 9.15$$

$$t_{LR} = 9.15 + 0.25(2 - 1.7) \approx 9.2 \quad hr$$

ABADIAT.COM

تعیین مقدار دبی اوج (Peak Discharge) :

دبی اوج هیدروگراف واحد اشنایدر به ازای ۱ اینچ رواناب از فرمول زیر قابل محاسبه است (با Q_P نشان می دهند):

$$Q_P = 640 \times C_P \times \frac{A}{t_{LR}}$$

C_P: ضریب ذخیره و نگهداشت آب در سطح حوزه و مقدار آن بین ۰/۴ تا ۰/۸ متغیر می باشد.

A : مساحت حوزه بر حسب مایل مربع.

Q_P : دبی اوج بر حسب ft^3 / Sec

مثال :

در حوزه مورد نظر مقدار مساحت ۴ کیلومتر مربع بوده و ضریب ذخیره حوزه $C_P = 0.62$ است و $t_{LR} = 9.2$ ساعت است.

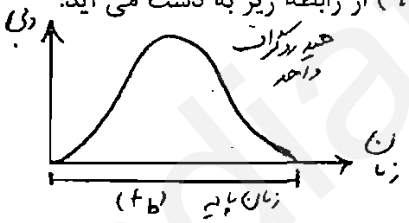
$$A = 1.54 \quad mi^2$$

$$C_P = 640 \times 0.62 \times \frac{1.54}{9.2} = 66.4 \quad ft^3 / Sec$$

۴. تعیین زمان پایه هیدروگراف واحد مصنوعی (time base) :

زمان پایه هیدروگراف مصنوعی بر حسب ساعت (t_b) از رابطه زیر به دست می آید:

$$t_b = 24\left(3 + \frac{t_{LR}}{8}\right)$$



برای مثال بالا داریم:

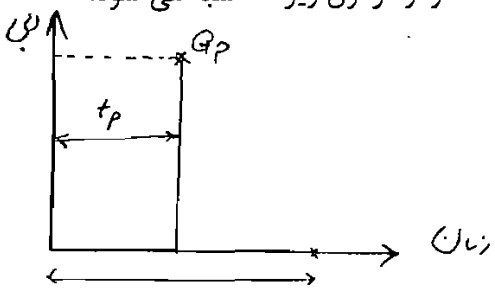
$$t_b = 24\left(3 + \frac{9.2}{8}\right) = 99.6 \quad hr$$

- فرمول بالا (زمان پایه t_b) معمولا برای حوزه های بزرگ مطرح است و در حوزه های کوچک زمان پایه هیدروگراف مصنوعی (t_b) معمولا حدود ۳ تا ۵ برابر زمان رسیدن به دبی اوج در نظر گرفته می شود.

۵. تعیین زمان رسیدن به دبی اوج (time to peak):

این زمان را با t_p نشان می دهند و از فرمول زیر محاسبه می شود.

$$t_p = \frac{t_R}{2} + t_{LR}$$



که در مثال بالا داریم:

$$t_p = \frac{2}{2} + 9.2 = 10.2 \quad hr$$

چون حوزه کوچک می باشد، داریم:

$$t_b = t_p \times 3 = 30.6 \quad hr$$

ABADIAT.COM

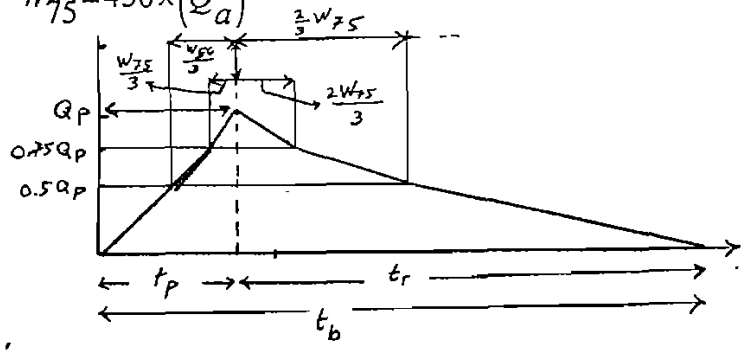
۶. تعیین پهنای هیدروگراف در زمان هاییکه ۷۵ درصد دبی اوج رخ می دهد :

جهت محاسبه می بایست دبی اوج Q_p را بر مساحت سطح حوزه که بر حسب مایل مربع می باشد، تقسیم کنیم تا دبی ویژه یا Q_a به دست آید، که واحد آن $ft^3/Sec/mile^2$ می باشد و بعد از آن استفاده کرده و مقادیر زیر را به دست می آوریم:

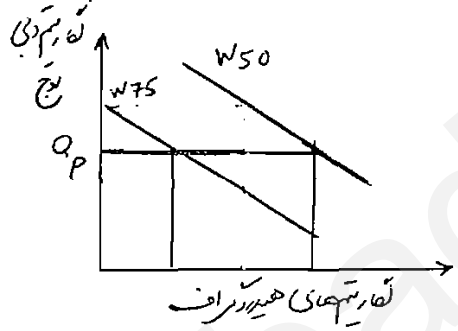
مساحت حوزه / دبی اوج سیلاب = دبی ویژه

$$W_{50}=756\times\left(Q_a\right)^{-1.081}$$

$$W_{75}=450\times\left(Q_a\right)^{-1.081}$$



روابط قبل مربوط به W_{50} و W_{75} می باشد واز منحنی زیر به دست آمده اند.



که در تمرین بالا داریم:

$$Q_a=\frac{Q_p}{A}=66.4\div1.54=43.12 \quad \frac{ft^3/Sec}{Mile^2}$$

$$W_{50}=756\times(43.12)^{-1.081}=12.93 \quad hr$$

$$W_{75}=450\times(43.12)^{-1.081}=7.69 \quad hr$$

تمرین:

مساحت حوزه، $3800\ Km^2$ ،$C_t=2.1, C_p=0.8, L_{ca}=24\ Mile, L=60\ Mile$ طول رودخانه اصلی می باشد) هیدروگراف واحد مصنوعی حوزه را به روش اشنایدر تعیین کنید.

$$A=3800\times(0.62)^2=1460.7 \quad Mile^2$$

1: $t_L=C_t\times\left(L\times L_{ca}\right)^{0.3}=2.1\times\left(60\times24\right)^{0.3}=18.6 \quad hr$

ABADIAT.COM

2: $t_r = \frac{t_L}{5.5} = \frac{18.6}{5.5} = 3.38 \quad hr$

3: $t_R = 3 \quad hr$

4: $t_{LR} = t_L + 0.25 \times \left(t_R - t_r\right) = 18.6 + 0.25 \times (3 - 3.38) = 18.5 \quad hr$

5: $Q_p = 640 \times C_p \times \frac{A}{t_{LR}} = 640 \times 0.8 \times \frac{1460.7}{18.5} = 40426 \quad \frac{ft^3}{hr}$

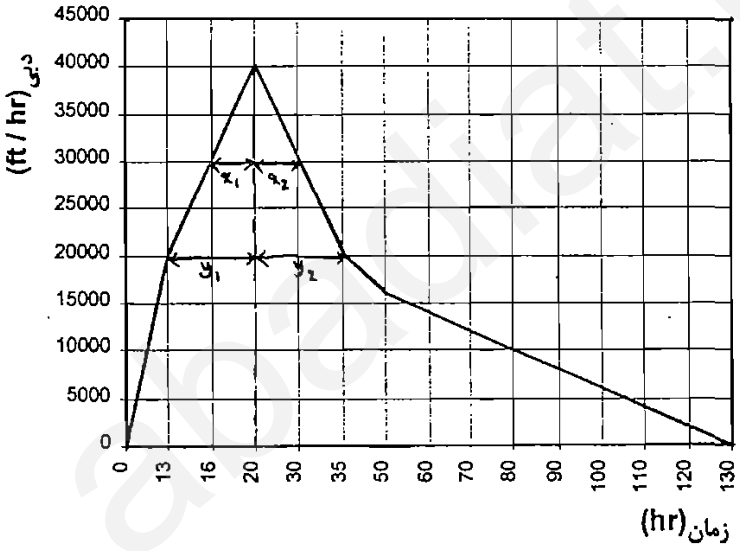
6: $t_b = 24 \times \left(3 + \frac{t_{LR}}{8}\right) = 24\left(3 + \frac{18.5}{8}\right) = 127.5 \quad hr$

7: $t_p = \frac{t_r}{2} + t_{LR} = 1.5 + 18.5 = 20 \quad hr$

8: $Q_a = \frac{Q_p}{A} = \frac{40426}{1460.7} = 27.7 \quad \frac{ft^3/Sec}{Mile^2}$

9: $W_{50} = 756 \times (27.7)^{-1.081} = 20.9 \quad hr$

10: $W_{75} = 450 \times (27.7)^{-1.081} = 12.4 \quad hr$



$Q_{50} = 0.5 \times Q_p = 20213 \quad \frac{ft^3}{hr}$

$Q_{75} = 0.75 \times Q_p = 30320 \quad \frac{ft^3}{hr}$

$x_1 = \frac{W_{75}}{3} = 4.13 \quad hr$

$x_2 = \frac{2}{3} \times W_{75} = 8.3 \quad hr$

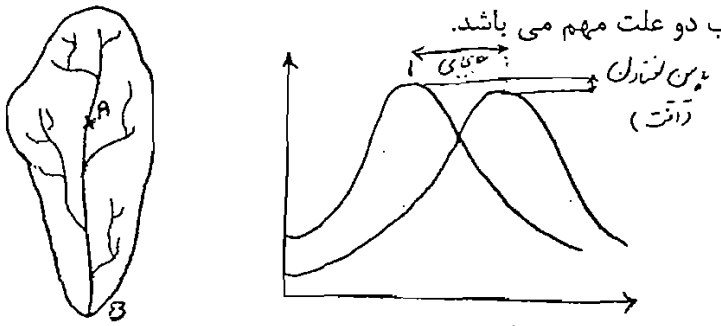
$y_1 = \frac{W_{50}}{3} = 6.97 \quad hr$

$y_2 = \frac{2}{3} \times W_{50} = 13.93 \quad hr$

ABADIAT.COM

روند یابی سیل (Flood Routing):

روندیابی سیل یعنی پیش بینی صعود ونزول هیدروگراف جریان در نقطه مشخصی از رودخانه و بهتر است بگوییم که اگر مشخصات هیدروگراف را در نقطه ای از رودخانه (بالا دست) داشته باشیم، چگونه با استفاده از آن اطلاعات هیدروگراف در پایین دست رودخانه را تخمین بزنیم. مسلما هیدروگراف های این دو نقطه مشابه یکدیگر نخواهند بود، زیرا خصوصیات مسیری که آب از داخل آن جریان دارد، شکل هیدروگراف را تغییر می دهد. تغییر شکل هیدروگراف به طور کلی به سبب دو علت مهم می باشد.



حالت اول این که زمان رسیدن به نقطه اوج Q_p در پایین دست رودخانه دیرتر از زمان رسیدن به اوج در هیدروگراف بالادست می باشد. زیرا بالادست نسبت به پایین دست فاصله دارد و مدتی به طول می انجامد تا آب این مسیر را طی نماید. از طرفی سیلاب در گذار از رودخانه (فاصله بالادست تا پایین دست) نیز به علت اصطکاک با کناره و بستر رودخانه و عدم وجود جریان ورودی به رودخانه پس از توقف بارش، فروکش می کند. اختلاف زمان وقوع اوج هیدروگراف در بالا دست و اوج هیدروگراف در پایین دست را جابه جایی یا (Translation) می گویند.

حالت دوم این که دبی اوج هیدروگراف در پایین دست کمتر از دبی اوج هیدروگراف در بالا دست است. علاوه بر آن نوک هیدروگراف پایین دست تیز نیست و حالت پهن و مسطحی به خود می گیرد. همچنین زمان لازم برای عبور موج سیل از نقطه پایین دست مدتی بیش از هیدروگراف بالا دستی خواهد بود. این حالت را پایین افتادن دبی اوج (Attenuation) می گویند.

روندیابی سیل از جهات آبی حائز اهمیت است زیرا روندیابی سیل روشی است که به وسیله آن و با استفاده از آمارهای مشاهده شده در بالادست، هیدروگراف سیل در پایین دست محاسبه می گردد. محاسبات هیدرولوژیکی از قبیل پیش بینی سیل و طراحی مخازن و سرریزها همواره شامل روندیابی رودخانه می باشد. مثلا اگر سیلی با هیدروگراف مشخص وارد مخزن سد شود، هیدروگراف خروجی از سد چگونه خواهد بود و یا با مشخص بودن هیدروگراف خروجی از سرریز، هیدروگراف سیل در نقطه ای از رودخانه (پایین دست) چگونه خواهد بود.

روش های روند یابی سیل به دو گروه عمده تقسیم بندی می شوند. در یکی ازاین گروه ها از اصل پیوستگی جریان و رابطه بین دبی و ذخیره موقت آب در طی سیل استفاده می شود. این روش ها نسبتا آسان و نتایج حاصله برای استفاده در کارهای آبی نیز از دقت لازم برخوردار است. در روش های دیگر از اصول پیچیده هیدرولیک و قوانین جریان های غیر ماندگار در آبراهه روباز استفاده می شود.

انتخاب روش در روندیابی سیل به ماهیت مسأله و داده های موجود بستگی دارد. در عملیات معمول هیدرولوژی بیشتر از روش های ساده و نوع اول استفاده می شود. زیرا انجام آن، هم با دست و هم با کامپیوتر امکان پذیر است. حال آن که در روش های دوم استفاده از کامپیوتر اجتناب ناپذیر است وعلاوه بر آن به اطلاعات وسیع هیدرولوژی نیازمندیم.

ABADIAT.COM

روش های روندیابی سیل :

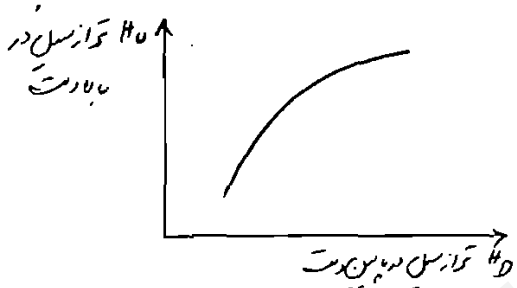
معمولا دو نوع روندیابی در هیدرولوژی مورد استفاده قرار می گیرد که عبارتند از روندیابی مخزن و روندیابی رودخانه. در این نوع از روندیابی ها از روش های زیر استفاده می شود.

۱. روندیابی ساده یا غیر ذخیره ای :

درصورتیکه هیچگونه داده های هیدروگرافی در محل موجود نباشد و بخواهیم با داشتن دبی حداکثر سیل در یک نقطه از بالادست مقدار آن را در پایین دست بدست آوریم از این روش استفاده می کنیم.

در این روش با اندازه گیری اشل های در زمان های مختلف در بالا دست و پایین دست آمد افزایش و کاهش تراز رودخانه را بدست می آوریم. البته باید توجه داشت که تراز های بالا دست و پایین دست دقیقا در یک زمان اندازه گیری شود. سپس منحنی فوق را از آمارهای موجود رسم می کنیم و جهت تبدیل منحنی فوق به یک پاره خط و به دست آوردن یک رابطه خطی از فرمول زیر استفاده می کنیم (یعنی آمارها را به مقادیر لگاریتمی تبدیل می کنیم تا منحنی به خط تبدیل شود). تبدیل به روابط خطی:

$$\log H_U = a \log H_D + b$$



۲. روندیابی سیل به روش ذخیره ای :

هنگامی که در مدت زمان مشخص بارانی در یک حوزه ببارد، مقدار باران در بالادست و پایین دست متفاوت است.فرض کنید که در نقطه A در بالادست از مسیر رودخانه سیلی از زمان صفر شروع شده و در زمان T_1 به پایان رسیده است. منحنی تغییرات دبی نسبت به زمان، در شکل صفحه بعد موجود می باشد. این هیدروگراف را از این به بعد ***هیدروگراف ورودی*** می نامیم. سطح زیر منحنی هیدروگراف، حجم آبی است که در مدت سیل از نقطه A عبور می کند، این حجم را V_I می نامیم و مقدار آن در ذیل مشخص است. حال اگر در همین دستگاه محور مختصات در نقطه B که در پایین دست نقطه A قرار گرفته است هیدروگراف همین سیل را رسم کنیم، این هیدروگراف از زمان T_2 شروع می شود و در زمان T_3 خاتمه می یابد. سطح زیر منحنی این هیدروگراف که آن را ***هیدروگراف خروجی*** می نامیم، برابرحجم آبی است که در مدت سیل از نقطه B عبور می کند. این حجم را Vo می نامیم، پس :

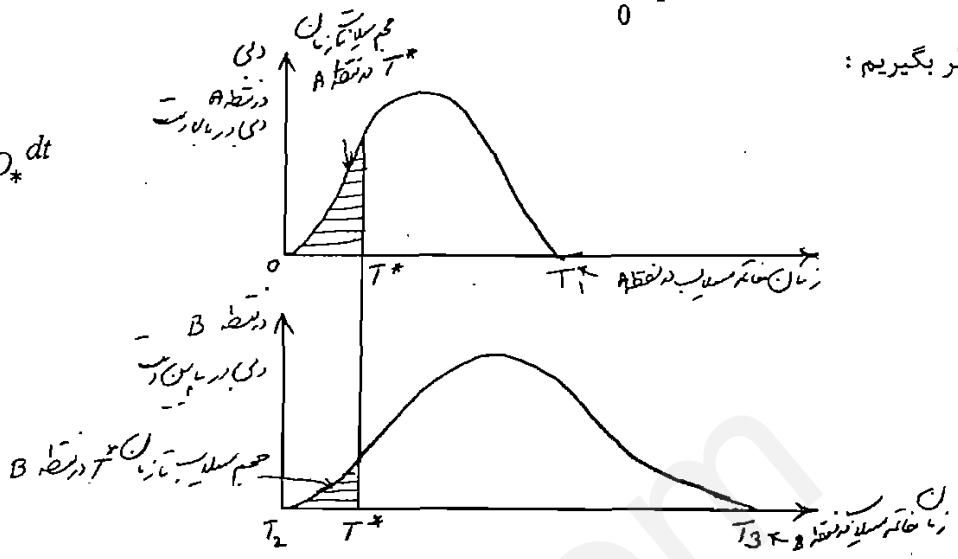
$$V_I = \int_0^{T_1} Q_I dt$$

$$V_O = \int_{T_2}^{T_3} Q_O dt$$

مسلما این دو حجم با هم برابر نیستند زیرا فرض بر این است که در فاصله بین دو نقطه نه آبی تلف شده و نه بر آن افزوده شده است. حال اگر زمان *T از شروع سیل در نقطه A را در نظر بگیریم در این مدت به اندازه سطح زیر

ABADIAT.COM

منحنی صفر تا T* یعنی $\int_0^{T_*} Q_I dt$ از نقطه A عبور کرده است و اگر همین زمان T* را در هیدروگراف خروجی در نظر بگیریم :



$$\int_0^{T_*} Q_{I_*} dt \succ \int_{T_2}^{T_*} Q_{O_*} dt$$

همان طور که در شکل فوق نیز مشخص است، زمان T* برای هیدرگراف های ورودی و خروجی یکی است، ولی حجم سیلاب برای دو نقطه متفاوت می باشد.

که این تفاوت به این معناست که در این فاصله زمان مقدار حجم فوق به صورت ذخیره درآمده است. یعنی تفاوت دو معادله بالا مقدار آبی است که در داخل رودخانه بین فاصله دو نقطه A و B به طور موقت ذخیره شده است که با گذشت زمان به تدریج از مقدار آن کاسته می شود:

$$\int_0^{T_*} Q_{I_*} dt - \int_{T_2}^{T_*} Q_{O_*} dt = \text{ذخیره}$$

که رابطه اخیر را به صورت یک اصل به شکل زیر بیان می کنیم:

رابطه (I) :

$$I - O = \frac{ds}{dt}$$

پس اگر ورودی و خروجی یکی باشد، مقدار $\frac{ds}{dt}$ یا ذخیره صفر خواهد شد.

روندیابی مخزن :

اگر هیدروگراف سیلی که وارد مخزن یک سد می شود، مشخص باشد و بخواهیم هیدروگراف سیل خروجی از آن را تخمین بزنیم، به آن روندیابی مخزن گفته می شود. چنانچه به شکل های زیر توجه کنیم، سیلی که وارد مخزن سدی که فرضا پر از آب است می شود ابتدا مقداری از حجم آب سیل موقتا در مخزن ذخیره و سپس به تدریج از آن خارج می شود. این امر باعث جابه جایی اوج هیدروگراف و پایین افتادن آن است، به طوری که هیدروگراف خروجی از مخزن هم اوج کمتری دارد و هم زمان وقوع آن به تعویق می افتد.

در مورد یک مخزن، مقدار آبی که در داخل آن ذخیره می شود تابع مستقیمی از ارتفاع سطح آب نسبت به تاج یا لبه سرریز (H) است. علاوه بر این دبی خروجی از سرریز (O) نیز تابع مستقیمی از H می باشد. پس به طور غیر مستقیم S تابعی از O است.

ABADIAT.COM

روندیابی در رودخانه :

فرق اساسی روندیابی در رودخانه با روندیابی مخزن پشت سد این است که کم و زیاد شدن حجم مخزن را می توان با اشل هایی اندازه گیری کرد. ولی در رودخانه چون شیب جریان معمولا موازی با شیب رودخانه است، پس باید راه حل دیگری را برای روندیابی رودخانه پیدا کرد.

ما می دانیم که سطح آب در رودخانه افقی نیست و بر خلاف مخزن که حجم ذخیره شده فقط تابعی از تراز سطح آب در روی سرریز فرض می شود، در رودخانه حجم آب ذخیره شده در قسمتی از مسیر رودخانه تابعی از تراز سطح آب در ابتدا و انتهای مسیر رودخانه (بالا دست و پایین دست) و نه فقط انتهای آن می باشد.

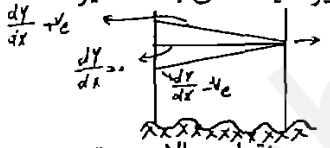
می دانیم که معادله ذخیره نسبت به زمان را با معادله (I) نشان می دهیم، که در این معادله S به معنی مقدار کل آب ذخیره شده در داخل مسیر رودخانه است و شامل ***ذخیره منشوری*** و ***ذخیره تیغه ای*** می باشد.

ذخیره منشوری :

این ذخیره تابع ارتفاع سطح در انتهای مسیر (پایین دست) است. در حالت ذخیره منشوری فرض بر این گرفته شده است که سطح آب افقی است و بنابراین از شیب رودخانه صرف نظر می شود و در این حالت اگر بگوییم که دبی خروجی Q_0 فقط تابع تراز آب در پایین دست است، دور از واقعیت نخواهد بود. اگر ما فقط ذخیره منشوری را در نظر بگیریم، شرط این است که دبی ورودی Q_I در مسیر رودخانه با دبی خروجی برابر باشد. ولی می دانیم که معمولا این دو جریان مساوی نیستند لذا ذخیره تیغه ای به وجود می آید. پس با تحلیل بهتر می توان گفت مقدار ذخیره تیغه ای تابعی است از تفاوت بین دبی ورودی و دبی خروجی. ذخیره تیغه ای به سه حالت اتفاق می افتد.

حالت اول :

اگر دبی ورودی بیشتر از دبی خروجی باشد $Q_I \succ Q_0$ به این معنی است که ذخیره تیغه ای به ذخیره منشوری اضافه شده است و ذخیره تیغه ای در این صورت مثبت خواهد بود.



حالت دوم :

اگر دبی ورودی با دبی خروجی برابر باشد، به آن معناست که تراز سطح آب در فاصله دو نقطه بالا دست و پایین دست افقی بوده و بنابراین مقدار ذخیره تیغه ای برابر صفر خواهد بود.

حالت سوم :

اگر دبی ورودی کمتر از دبی خروجی باشد $Q_I \prec Q_0$ مثلا زمانی که سیلاب در بالا به اتمام رسیده اما در پایین دست هنوز سیلاب مشاهده می شود، که در این صورت دبی ورودی کمتر از دبی خروجی خواهد بود. در این صورت ذخیره تیغه ای منفی است و برای محاسبه ذخیره کل باید ذخیره تیغه ای را از ذخیره منشوری کسر نمود.

ذخیره تیغه ای = $f(Q_I - Q_0)$ ذخیره منشوری = $f(Q_0)$

رابطه (II) : $S = f(Q_0) + f(Q_I - Q_0)$

- برای حل معادلات (I) و (II) روش های مختلفی وجود دارد که از آن جمله روش ماسکینگام می باشد.

ABADIAT.COM

روش ماسکینگام (Muskingum):

اگر فرض کنیم که توابع $f(Q_0)$ و $f(Q_I - Q_0)$ هر دو تابع خطی باشند، در این صورت قادر خواهیم بود تا این دو عبارت را به شکل زیر بنویسیم:

رابطه (۱) : $f(Q_0)=k\,Q_0$

رابطه (۲) : $f(Q_I - Q_0)=b\left(Q_I - Q_0\right)$

که در این جا ضرایب K و b دارای بعد می باشند. ما می دانیم که ذخیره کل را می توان از رابطه زیر به دست آورد:

رابطه (۳) : $S=f(Q_0)+f(Q_I - Q_0)$

حال با جایگزین نمودن مقادیر روابط ۱ و ۲ در رابطه ۳ می توان نوشت:

رابطه (۴) : $S=KQ_0+b(Q_I - Q_0)$

رابطه (۵) : $S=KQ_0+bQ_I - bQ_0$

رابطه (۶) : $S=b\,Q_I + (K-b)Q_0$

رابطه (۷) : $S=K\left[\frac{b}{K}Q_I+\left(1-\frac{b}{K}\right)Q_0\right]$

حال اگر نسبت $\frac{b}{K}$ را X فرض کنیم، رابطه ۷ را می توان به صورت زیر نوشت:

رابطه (۸) : $S=K\left[X\,Q_I+(1-X)Q_0\right]$

در رابطه ۸، X ضریب بدون بعدی است که درجه اهمیت Q_I و Q_0 را در تعیین ظرفیت ذخیره رودخانه نشان می دهد و معمولا مقدار X بین ۰ تا ۰/۵ بوده و به طور متوسط بین ۰/۲ و ۰/۴ می باشد. با توجه به این که داریم $\frac{ds}{dt}=Q_I-Q_0$ و همچنین به جای Q_I می بایست میانگین آن را قرار داد، داریم:

رابطه (۹) : $S_2-S_1=\frac{Q_{I_1}+Q_{I_2}}{2}\Delta t-\frac{Q_{0_1}+Q_{0_2}}{2}\Delta t$

با جایگذاری مقادیر از رابطه ۸ در رابطه ۹ می توان رابطه ۱۰ را به دست آورد:

رابطه (۱۰) :

$$\frac{1}{2}\left(Q_{I_1}+Q_{I2}\right)\Delta t-\frac{1}{2}\left(Q_{0_1}+Q_{0_2}\right)\Delta t=K\left[XQ_{I_2}+(1-X)Q_{0_2}\right]-K\left[XQ_{I_1}+(1-X)Q_{0_1}\right]$$

با گسترده و مرتب کردن رابطه ۱۰ رابطه ۱۱ به دست می آید:

رابطه (۱۱) :

$$Q_{0_2}\left(-0.5\Delta t-K+KX\right)=Q_{I_1}\left(-KX-0.5\Delta t\right)+Q_{I_2}\left(KX-0.5\Delta t\right)+Q_{0_1}\left(-K+KX+0.5\Delta t\right)$$

حال اگر مقادیر C_1,C_2,C_3 را به شکل زیر در نظر بگیریم، در این صورت رابطه ۱۱ به صورت زیر در می آید:

$$C_1=\frac{\Delta t+2KX}{\Delta t+2K-2KX}$$

ABADIAT.COM

۶. مجددا ارقام ستون ۵ و ۷ نسبت به همدیگر در یک دستگاه محور مختصات رسم و مشاهده می شود که حلقه حاصل نزدیک به یک خط است و اگر آن را مشابه به یک خط فرض کنیم، مقدار K مطابق شکل برابر خواهد بود با :

$$K = \frac{1800 - 680}{83 - 50} = 34$$

لذا شکل حاصله را به عنوان یک خط مستقیم که در آن عکس شیب (K) مساوی ۳۴ ساعت قبول کردیم و X برابر ۰/۴ خواهد بود.

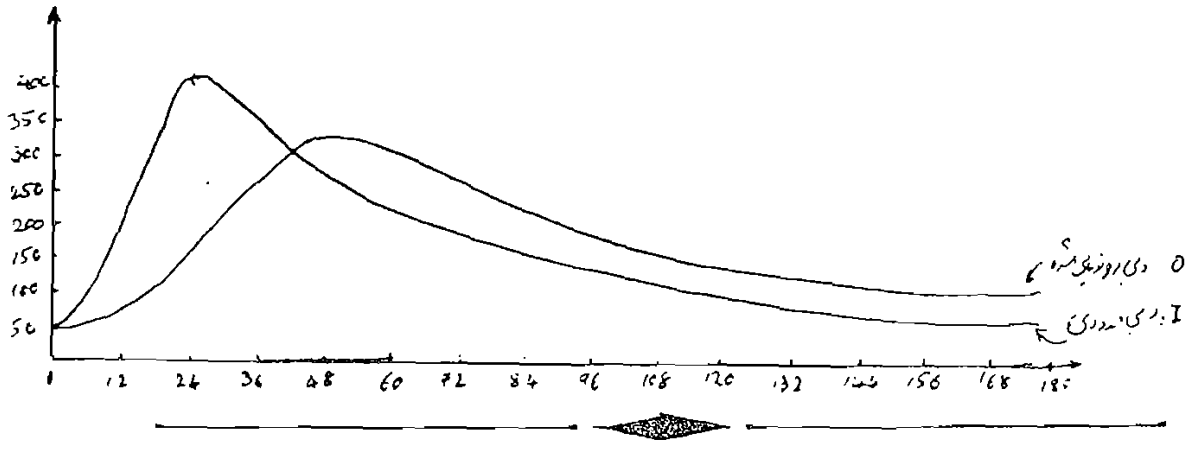
۷. با داشتن X و K مقادیر C_1, C_2, C_3 محاسبه می شوند:

$$C_1 = \frac{\Delta t + 2KX}{\Delta t + 2X - 2KX} = \frac{12 + 2 \times 34 \times 0.4}{12 + 2 \times 34 - 2 \times 34 \times 0.4} = \frac{39.2}{52.8} = 0.74$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2KX}{\Delta t + 2K - 2KX} = \frac{12 - 2 \times 34 \times 0.4}{12 + 2 \times 34 - 2 \times 34 \times 0.4} = \frac{-15.2}{52.8} = -0.29$$

$$C_3 = \frac{-\Delta t + 2K - 2KX}{\Delta t + 2K - 2KX} = \frac{28.8}{52.8} = 0.55$$

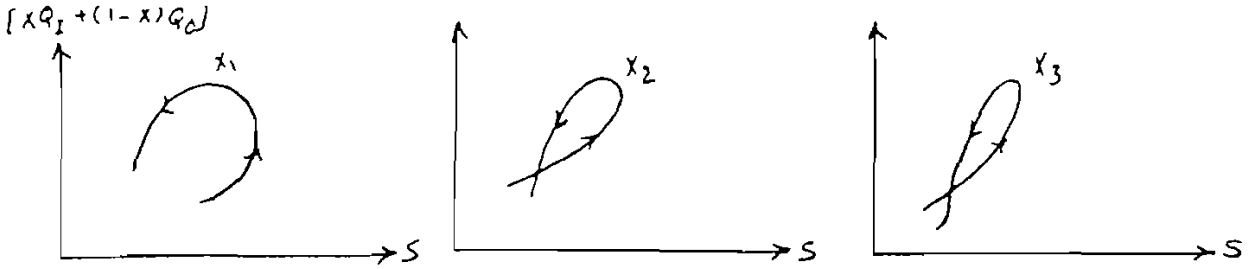
T(زمان)	I(دبی ورودی)	O(دبی خروجی)	I-O	S	0.3I+0.7	0.4I+0.6
۰	۲۲	۲۲	۰	۰	۲۲	۲۲
۱۲	۳۵	۲۱	۱۴	۱۶۸	۲۵	۲۷
۲۴	۱۰۳	۳۴	۶۹	۹۹۶	۵۵	۶۲
۳۶	۱۰۹	۵۵	۵۴	۱۶۴۴	۷۱	۷۷
۴۸	۸۶	۷۵	۱۱	۱۷۷۶	۷۸	۷۵
۶۰	۵۹	۸۵	-۲۶	۱۴۶۴	۷۷	۷۵
۷۲	۳۹	۸۰	-۴۱	۹۷۲	۶۸	۶۴
۸۴	۲۸	۶۴	-۳۶	۵۴۰	۵۴	۵۰
۹۶	۲۲	۴۴	-۲۲	۲۷۶	۳۷	۳۵
۱۰۸	۲۰	۳۰	-۱۰	۱۵۶	۲۷	۲۶
۱۲۰	۱۹	۲۲	-۳	۱۲۰	۲۱	۲۱
۱۳۲	۱۸	۲۰	-۲	۹۶	۱۹	۱۹



ABADIAT.COM

هیدرولوژی مهندسی ـــ

\[xQ_I+(1-x)Q_0\]



۷. پیدا شدن حالت حلقه نشان آن است که مقدار انتخاب شده برای X صحیح نبوده و مقدار دیگری برای X می بایست انتخاب نمود و این عمل را آنقدر تکرار می کنیم تا این که حلقه باریک تر شده و به یک خط شبیه شود. بعد از تبدیل شدن به یک خط شیب آن را محاسبه می کنیم و مقدار عکس شیب برابر خواهد بود با مقدار K مورد نظر.

۸. با به دست آوردن X ، K به ازای Δt مقادیر C_1, C_2, C_3 را محاسبه کرده و در نهایت قادر خواهیم بود در انتهای هر فاصله زمانی مقدار Q_{02} را به دست آوریم.

مسأله ۱و۲ صفحه ۴۷۱ و ۴۷۲ کتاب علیزاده به عنوان تمرین حل شود.

مثال ۱ :

در دو نقطه از مسیر یک رودخانه در هنگام وقوع سیل اندازه گیری به عمل آمده است. آمار هیدروگراف سیل ورودی و خروجی بین دو نقطه در جدول زیر نشان داده شده است. با توجه به این اطلاعات ضرایب X و K را برای این قطعه از رودخانه محاسبه نمایید.

T(h)	۰	۱۲	۲۴	۳۶	۴۸	۶۰	۷۲	۸۴	۹۶	۱۰۸	۱۲۰	۱۳۲
I	۲۲	۳۵	۱۰۳	۱۰۹	۸۶	۵۹	۳۹	۲۸	۲۲	۲۰	۱۹	۱۸
O	۲۲	۲۱	۳۴	۵۵	۷۵	۸۵	۸۰	۶۴	۴۴	۳۰	۲۲	۲۰

حل:

۱. با داشتن هیدروگراف ورودی I و خروجی O مقدار I - O برای هر یک از Δt ها که در این مسأله ۱۲ ساعته است را حساب کرده و در ستون چهارم جدول قرار می دهیم.

۲. حجم ذخیره واقعی از حاصل ضرب I - O در Δt به دست می آید و در ستون پنجم جدول قرار می گیرد.

۳. به X رقم اختیاری ۰/۳ داده و مقادیر $\left[XQ_I+(1-X)Q_0\right]$ را برای هر یک از پریودهای زمانی محاسبه کرده و در ستون ششم جدول می نویسیم.

۴. ارقام ستون های ۵و۶ جدول نسبت به همدیگر در یک دستگاه مختصات رسم می شوند. منحنی به دست آمده را ترسیم می کنیم. چون تغییرات به حالت حلقه است، بهتر است مقدار X اصلاح شود.

۵. دوباره به X رقم ۰/۴ را داده و $\left[XQ_I+(1-X)Q_0\right]$ برابر 0.4I+0.6 خواهد شد که به ازای مقادیر مختلف Δt مقدار آن محاسبه و در ستون ۷ جدول قرار داده می شود.

ABADIAT.COM

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2KX}{\Delta t + 2K - 2KX}$$

$$C_3 = \frac{-\Delta t + 2K - 2KX}{\Delta t + 2K - 2KX}$$

رابطه (۱۲) :

$$Q_{0_2} = C_1 Q_{I_1} + C_2 Q_{I_2} + C_3 Q_{0_1}$$

شرط:

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1$$

اگر شرط فوق برقرار نباشد، در محاسبات اشتباه شده است.

طرز کار با روش ماسکینگام :

۱. برای حل معادله ۱۲ مقادیر $Q_{I_1}, Q_{I_2}, Q_{0_1}$ در فاصله زمانی Δt وهمچنین ضرایب K و X می بایست مشخص باشد تا بتوانیم C_1, C_2, C_3 را محاسبه کرده و نهایتا مقدار Q_{0_2} را به دست آوریم.

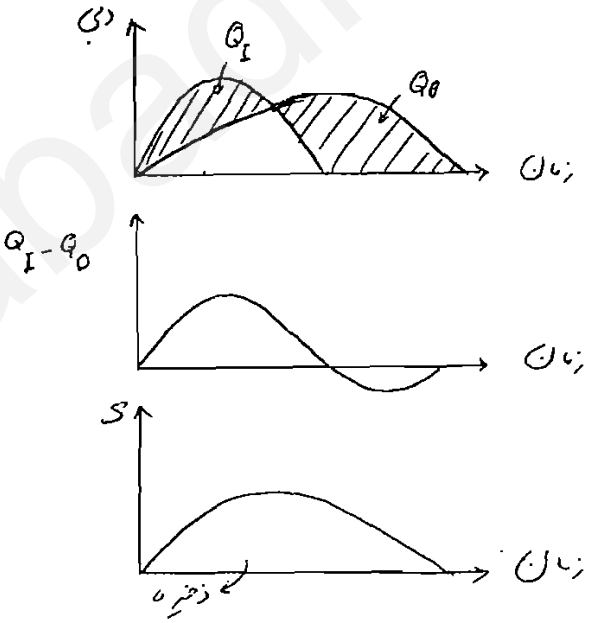
۲. هیدروگراف سیل ورودی Q_I وهیدروگراف سیل خروجی Q_0 را از آمار سیل های قبلی که در مسیر اتفاق افتاده را در نظر بگیرید. وجود چنین هیدروگراف هایی برای تخمین K و X الزامی است.

۳. در دوره های مختلف زمانی مقادیر سیل ورودی و خروجی را از هیدروگراف های بند ۲ به دست می آوریم.

۴. در مرحله اول محاسبات، به صورت اختیاری مقداری را برای X در محدوده ۰ و ۰/۵ انتخاب کرده و سپس مقدار $\left[XQ_I + (1-X)Q_0\right]$ را محاسبه می نماییم.

۵. در هر دوره زمانی از روی هیدروگراف های ورودی و خروجی (هیدروگراف هایی که در بند ۲ ذکر شد) مقدار $Q_I - Q_0$ که در واقع ذخیره واقعی است را حساب می کنیم:

$$S = \int_0^T \left(Q_I - Q_0\right) dt$$



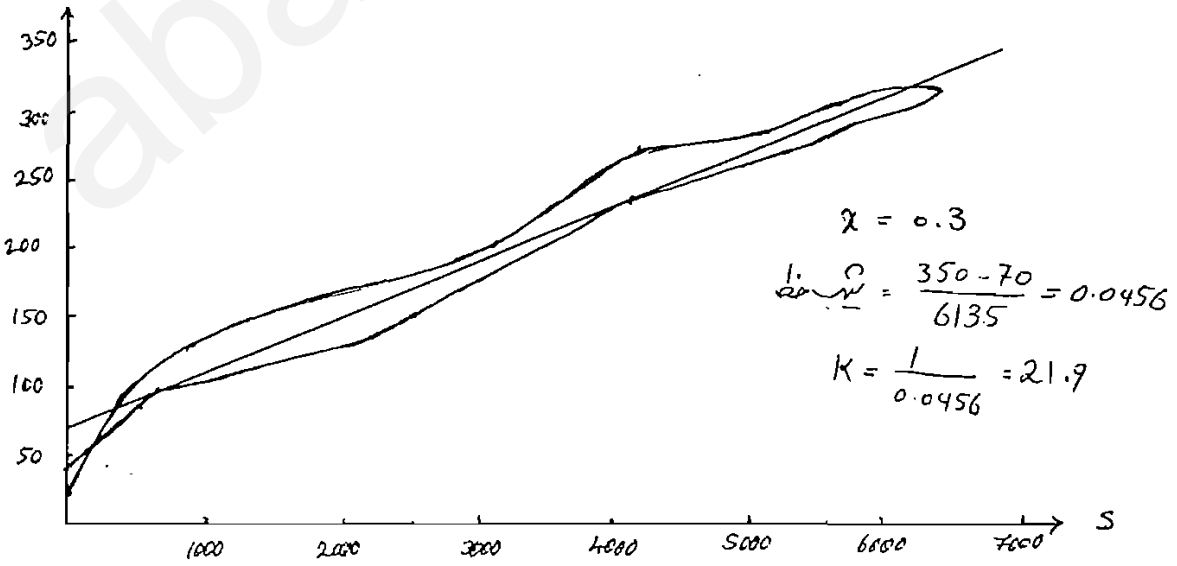
۶. به ازای هر Δtو با داشتن S و مقدار $\left[XQ_I + (1-X)Q_0\right]$ در دستگاه محور مختصات، تغییرات S را نسبت به مقدار فوق رسم می کنیم که بعد از ترسیم شکل زیر به دست می آید:

ABADIAT.COM

مثال ۲ :

حساب کنید پارامتر های X و K را برای قطعه ای از مسیر یک رودخانه، از اندازه گیری هایی کـه در هنگـام وقوع یک سیل در ابتدا و انتهای این قطعه صورت گرفته است نتایج زیر حاصل شده است.

T(زمان)	I(دبی ورودی)	O(دبی خروجی)	I-O	S	0.3I+0.7
۰	۴۰	۴۰	۰	۰	۴۰
۶	۱۶۰	۵۲	۱۰۸	۶۴۸	۸۴/۴
۱۲	۳۸۲	۶۰	۳۲۲	۲۵۸۰	۱۵۶/۶
۱۸	۵۴۸/۸	۱۲۴	۲۴۲/۸	۴۰۳۶/۸	۲۵۱/۵
۲۴	۴۹۸	۲۴۰/۳	۲۵۷/۷	۵۵۸۳	۳۱۷/۶
۳۰	۴۰۸	۳۱۶	۹۲	۶۱۳۵	۳۴۳/۶
۳۶	۳۲۸	۳۵۲	-۲۴	۵۹۹۱	۳۴۴/۸
۴۲	۲۶۰	۳۴۸	-۸۸	۵۴۶۳	۳۲۱/۶
۴۸	۲۲۰	۳۲۸	-۱۰۸	۴۸۱۵	۲۹۵/۶
۵۴	۱۸۸	۳۰۰	-۱۱۲	۴۱۴۳	۲۶۶/۴
۶۰	۱۶۴	۲۷۰	-۱۰۶	۳۵۰۷	۲۳۸/۲
۶۶	۱۴۴	۲۴۶	-۱۰۲	۲۸۹۵	۲۱۵/۴
۷۲	۱۲۴	۲۳۲	-۱۰۸	۲۲۴۷	۱۹۹/۶
۷۸	۱۰۸	۲۰۴	-۹۶	۱۶۷۱	۱۷۵/۲
۸۴	۹۷	۱۸۰	-۸۳	۱۱۷۳	۱۵۵/۱
۹۰	۸۴	۱۵۶	-۷۲	۷۴۱	۱۳۴/۴

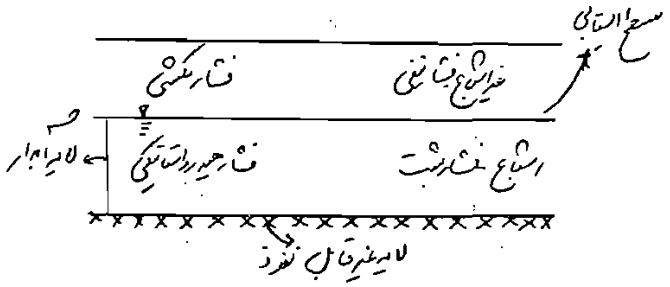


ABADIAT.COM

آب های زیر زمینی :

نفوذ آب در اثر نیروی ثقلی است که وقتی باران می بارد در خاک نفوذ کرده و آب های زیر زمینی را به وجود می آورند و بسته به نفوذ پذیری خاک، آب در آن نفوذ می کند.

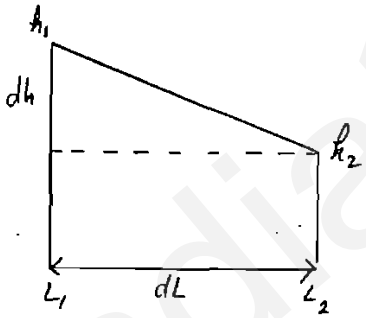
همان طور که در شکل می بینیم، دو ناحیه به دست می آید: ***لایه اشباع*** و لایه ***غیر اشباع***. فرق این دو لایه در این است که در لایه غیر اشباع مخلوطی از هوا و آب وجود دارد و به همین علت خاصیت مکش وجود دارد. ولی لایه غیر اشباع لایه ای است که در آن فقط آب وجود دارد. مرز بین دو لایه فوق را سطح ***ایستابی*** می گویند. به علت وجود هوا در لایه غیر اشباع خاصیت مکش وجود دارد که در آن جا فشار منفی وجود دارد ، در حالیکه در لایه اشباع فشار مثبت است.



قانون دارسی

قانون دارسی جهت حرکت آب در خاک را مشخص می سازد. حرکت آب در لایه اشباع متناسب با شیب هیدرولیکی در جهت جریان است.

$$V = K \cdot \frac{dh}{dL}$$



K : هدایت هیدرولیکی.

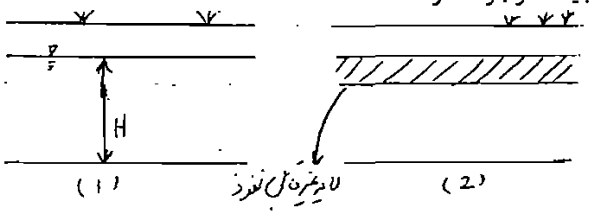
نسبت $\frac{dh}{dL}$ را شیب هیدرولیکی در طول مسیر جریان (dL) می نامند. می دانیم که بین ذرات خاک به طور معمول هوا وجود دارد و وقتی که آبی در سطح زمین قرار گیرد و عمل نفوذ انجام شود، خود پدیده نفوذ، جابه جایی آب و هوا در بین ذرات است و اگر این جابه جایی آب و هوا سریع انجام گیرد، گوییم که نفوذ پذیری در سطح بالا انجام یافته و هدایت هیدرولیکی خاک بالاست. هدایت هیدرولیکی خاک بستگی به نوع، اندازه و شکل ذرات خاک و همین طور طرز قرار گرفتن آن ها بر روی یکدیگر دارد.

لایه آب دار (سفره زیر زمینی) *Aquifer*:

لایه آب دار زیر زمینی که علاوه بر دارا بودن آب قادر باشد تا آب را تحت شیب هیدرولیکی از نقطه ای به نقطه دیگر انتقال دهد. *Aquifer* به دو نوع در طبیعت وجود دارد:

۱. لایه آب دار آزاد

۲. لایه آب دار محصور



ABADIAT.COM

فرق این دو لایه این است که در لایه آب دار محصور آب بین دو لایه غیر قابل نفوذ محصور شده و در نتیجه دارای فشار است، که اگر چاهی در آن لایه بزنیم، آب با فشار از این چاه ها خارج می شود که به این چاه ها ، چاه های آرتزین می گویند.

مشخصات *Aquifer*:

Aquifer دارای دو نوع مشخصات می باشد:

۱. ضریب انتقال :

ضریب یا قابلیت انتقال عبارت است از مقدار آبی که از کل ضخامت *Aquifer* تحت شیب هیدرولیکی به طور افقی حرکت کند.

حالت آزاد: $T = K \cdot H$

حالت محصور : $T = K \cdot B$

۲. ضریب ذخیره :

به حجم آبی گفته می شود که در اثر پایین یا بالا رفتن سطح ایستابی به اندازه یک واحد از هر واحد سطح *Aquifer* خارج شده و یا به ذخیره آن می افزاید.

$$S_c = \gamma_\omega \cdot b(\alpha + n\beta)$$

S_c : ضریب ذخیره.

b : ضخامت لایه آب دار.

β : عکس ضریب الاستیسیته آب.

n : ضریب تخلخل مواد *Aquifer*

γ_ω : وزن مخصوص آب.

α : عکس ضریب الاستیسیته مواد *Aquifer*