

مرجع تخصصی مهندسی عمران

www.Mcivil.ir

دانلود انواع پروژه های دانشجویی مهندسی عمران

فیلم های آموزشی نرم افزار

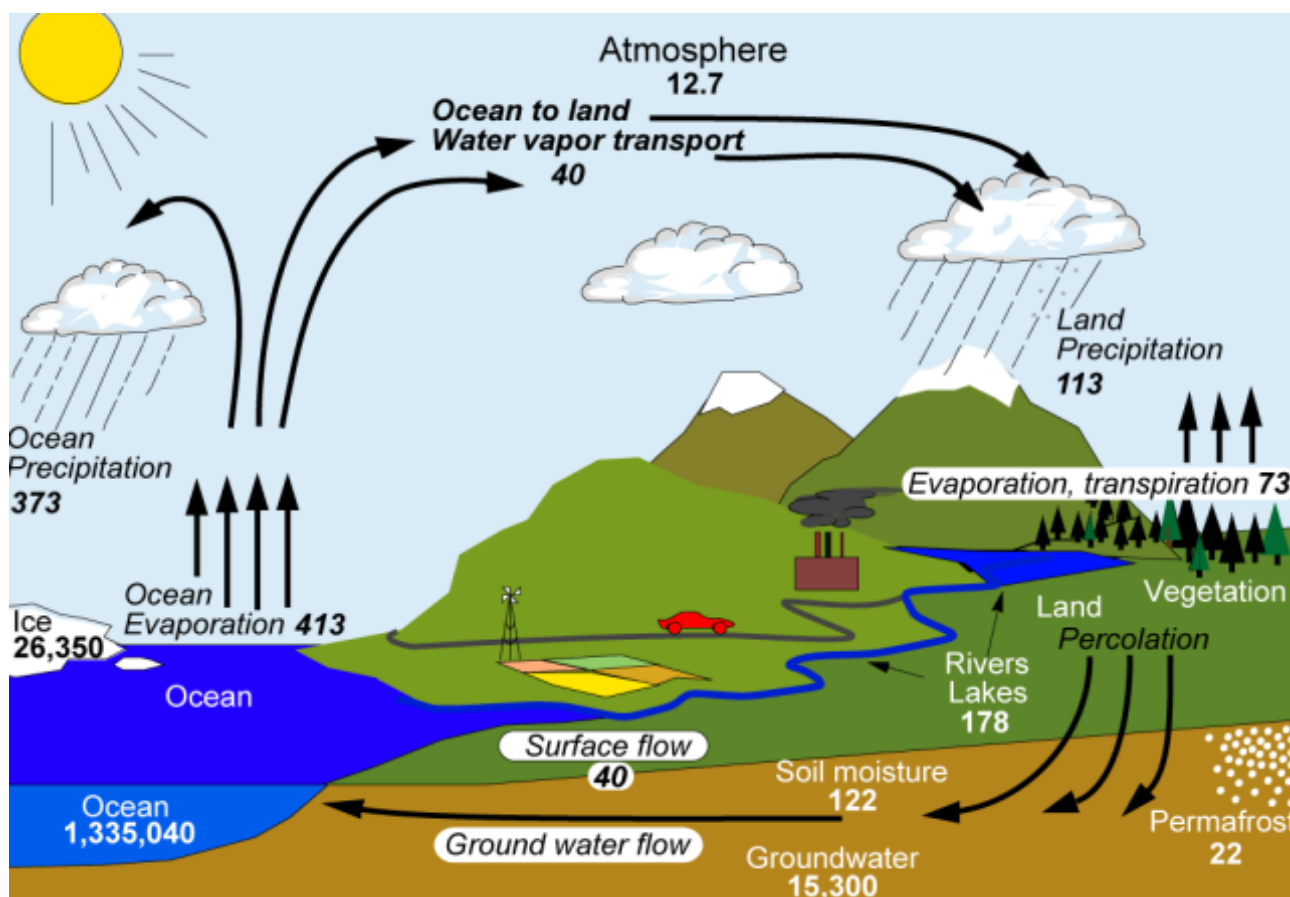
آگهی های استخدامی عمران به صورت روزانه



دانشکده مهندسی عمران

هیدرولوژی مهندسی

Engineering Hydrology



مدرس: دکتر مهدی ضرغامی

مهرماه ۱۳۹۵

هیدرولوژی مهندسی

دانشکده مهندسی عمران، نیمسال اول ۹۵-۹۶

مدرس: دکتر مهدی ضرغامی

نحوه تماس برای تعیین وقت ملاقات و رفع اشکال:

تلفن ۳۳۳۹۲۵۴۹-۰۴۱ ساختمان ۹ عمران، طبقه بالای آز هیدرولیک

mzarghami@tabrizu.ac.ir

محتوی درس

۱. مقدمه: اهمیت موضوع، کاربرد و ضرورت این مطالعه در مهندسی عمران
۲. هیدرولوژی و محاسبات مقدماتی
۳. محاسبه بارش
۴. تبخیر و تعرق
۵. نفوذ
۶. برگاب و چالاب
۷. هیدروگراف واحد
۸. روندیابی سیل
۹. آمار و احتمال در هیدرولوژی
۱۰. هیدرولوژی شهری
۱۱. آشنایی با نرم افزار
۱۲. ارزیابی دانشجویان در مسایل جدید مربوط به هیدرولوژی

نحوه ارزیابی: توجه شود که دریافت نمره تنها از فعالیت های زیر می باشد. به هر گونه مراجعه

در آخر ترم برای درخواست نمره (مشروطی، معدل بالاتر، اخراج و ...) ترتیب اثر داده نشده و حتی باعث کسر نمره خواهد شد.

۱. میان ترم - ۷ نمره

۲. پایان ترم - ۸ نمره

۳. تمرین - ۲ نمره: تمرینهایی که کپی باشند هم برای نویسنده تمرین و هم افراد خاطی صفر منظور خواهند شد. در صورت تکرار، به کل نمره تمرین علیرغم ارایه چند تمرین درست امتیازی داده نخواهد شد. نکته مهم دیگر اینکه بعد از حل تمرین در کلاس توسط مدرس، ارایه حل آن تمرین توسط دانشجو دیگر نمره ای ندارد. تمرینها و ارایه ها باید تایپ شده و در محیط آفیس (Word, Excel, Power point) تهیه شوند.
۴. تحقیق و موردپژوهی - ۲ نمره، این تحقیق در گروههای ۲ نفری انجام شده و موضوع آن در کلاس درس توضیح داده خواهد شد. مهلت تحویل آن جلسه اول کلاس در هفته اول آذر است. راهنمای تهیه پروژه در وبگاه مدرس گذاشته شده است.
۵. مشارکت در کلاس - ۱ نمره، شامل شرکت در کلاس، سوال و جواب، ارایه مطلب در کلاس، توجه نمایید که غیبت بیش از سه جلسه (به هر دلیل) باعث حذف درس خواهد شد.

منابع درسی

- الف - منبع مورد استفاده مستمر: جزوه کلاس که از انتشارات ساختمان ۷ قابل تهیه است.
- ب - منابع کمکی زیر که در کتابخانه موجود بوده و فایل آنها در اینترنت موجود است:
1. Chow V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988). Applied Hydrology, McGraw-Hill, Singapore.
 2. Lewis GL, (2002) Introduction to Hydrology (5th Edition), Prentice Hall.
۳. علیزاده، امین، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۱۳۸۸.
۴. منابع بسیار متعدد دیگر در اینترنت و کتابخانه دانشگاه به خصوص سایتهای زیر:

www.sciencedirect.com
www.springerlink.com
www.civilica.com

موفق باشید.

تصویر روی جلد چرخه هیدرولوژی کره زمین از سایت:

<http://www.cgd.ucar.edu/cas/Topics/waterbudgets.html>

واحد: هزار کیلومتر مکعب برای ذخیره ها و هزار کیلومتر مکعب در سال برای تبادله

فهرست مطالب

۶	فصل اول - مقدمه آب تجدیدپذیر شاخص سرانه‌ی منابع آب تجدیدپذیر آب های غیرمتعارف چرخه‌ی آب در روی زمین (چرخه ی هیدرولوژی)
۱۸	فصل دوم - هیدرولوژی و محاسبات مقدماتی دسته‌بندی اطلاعات هیدرولوژیکی تلفات بارش مدل سازی سیستم های هیدرولوژیکی تخمین اطلاعات مفقود یا مخدوش
۲۸	فصل سوم - محاسبه بارش محاسبه‌ی آب قابل بارش تعیین متوسط بارش در یک حوضه آبریز
۳۷	فصل چهارم - تبخیر و تعرق تبخیر از سطح آزاد آب تبخیر و تعرق توامان زمان پوندینگ
۴۴	فصل پنجم - نفوذ روشهای محاسبه نفوذ زمان پوندینگ
۵۶	فصل ششم - برگاب و چالاب برگاب چالاب
۶۰	فصل هفتم - هیدروگراف واحد آبنمود (هیدروگراف) جداسازی جریان پایه از منحنی رواناب خروجی آبنمود واحد
۷۳	فصل هشتم - روندیابی سیل روندیابی در مخزن روندیابی در رودخانه

۸۴	فصل نهم - آمار و احتمال در هیدرولوژی
	احتمال
	آمار
	رگرسیون
۹۲	فصل دهم - هیدرولوژی شهری
۱۰۱	مراجع
۱۰۲	پیوست ۱- جدول توزیع نرمال

قدردانی

این نوشتار نتیجه دستیاری و تدریس این درس در دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف در سالهای ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۵ و دانشگاه تبریز از سال ۱۳۸۹ می باشد. لازم است از مساعدت جناب آقای دکتر رضا اردکانیان (دانشگاه صنعتی شریف) و جمعی از دانشجویان بالخصوص آقای سید حامد آل محمد (دانشگاه MIT)، و آقایان سید فرشاد قدوسی فر و حامد خراسانی (دانشگاه تبریز) در تهیه این متن تقدیر و تشکر شود.

نسخه کلاسی

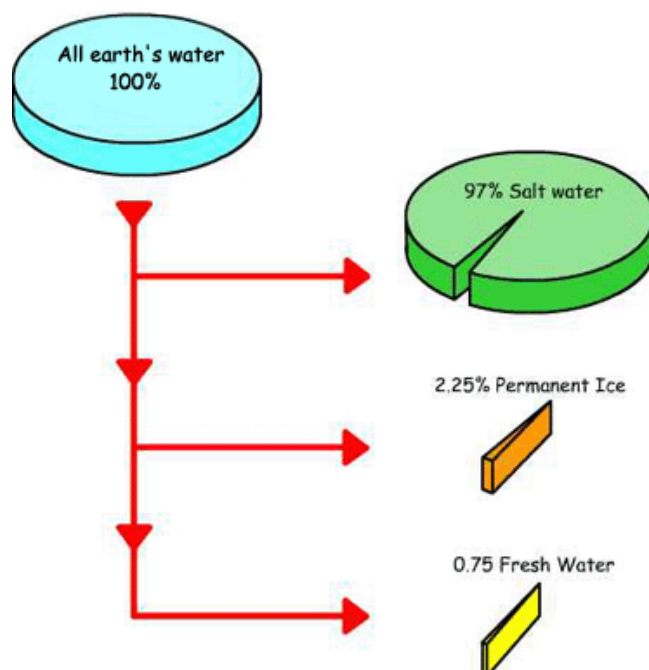
این نوشتار تنها برای کلاس درس این نیمسال در دانشگاه تبریز بوده و لطفا موارد اصلاحی را به آدرس ایمیل اینجانب اطلاع فرمایید.

فصل اول

مقدمه

آب تجدیدپذیر

آبی که هر ساله در چرخه ی طبیعت قرار دارد و از دسترس خارج نمی شود، را آب تجدید پذیر^۱ می نامند.



می توان ادعا کرد که تنها ۳٪ از آبهای دنیا آب شیرین است. از این مقدار آب شیرین در حدود ۷۰٪ به صورت توده های یخ و برف وجود دارند که در دسترس نمی باشند. پس به طور کلی می توان گفت تقریباً ۱٪ از آب های دنیا شیرین و در دسترس می باشد. این محدودیت باعث اهمیت آب شده است. از این مهم تر که باعث پیچیدگی موضوع آب شده است توزیع نامناسب مکانی و زمانی آب شیرین است. در کشور ایران سالانه در حدود ۴۰۰ میلیارد متر مکعب نزولات جوی داریم. که از این میزان در حدود ۱۳۰ میلیارد متر مکعب آن آب تجدیدپذیر است.

شاخص سرانه ی منابع آب تجدیدپذیر

اگر کلیه ی آب های تجدیدپذیر یک منطقه را به جمعیت آن منطقه تقسیم کنیم حاصل عددی است که به آن سرانه ی منابع آب تجدیدپذیر می گویند. این عنوان بدان معنی نیست که هر نفر باید به این اندازه آب مصرف کند. بلکه بدین معنی است که اگر همه ی آب های تجدیدپذیر را جمع آوری کنند به هر فرد این میزان آب می رسد، که باید صرف شرب، بهداشت و ... شود.

شاخص سرانه ی منابع آب تجدیدپذیر در دنیا بین ۸۰۰۰-۷۵۰۰ متر مکعب است. این شاخص در آسیا در حدود 3900 m^3 ، در اروپا حدود 4300 m^3 و در آمریکای شمالی حدود 17400 m^3 می باشد.

¹ Renewable water resources

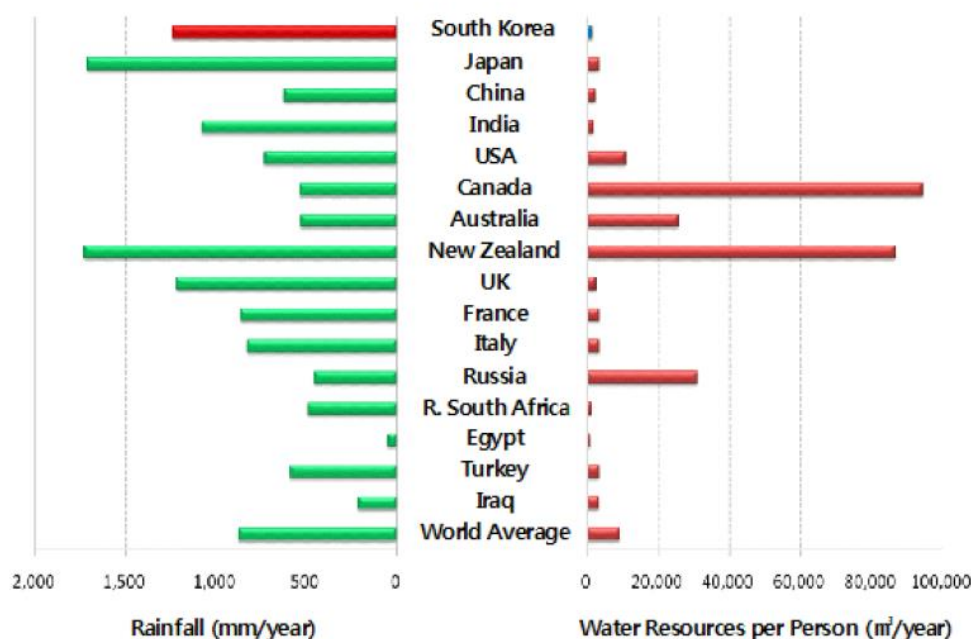
یعنی آسیا یک قاره نیمه خشک و تا حدودی خشک است. این شاخص در ایران با توجه به آمار جمعیت در سال ۱۳۸۰ (۶۵ میلیون نفر) و اینکه منابع آب تجدیدپذیر در ایران ۱۳۰ میلیارد متر مکعب است، در حدود 2000 m^3 می باشد.

حد تنش آبی^۱

حدی است که اگر سرانه‌ی منابع آب به آن برسد، مشکلات آب (مانند قطعی آب) خود را نشان می‌دهد. این مقدار را مدیران در حدود 1760 m^3 عنوان کرده‌اند.

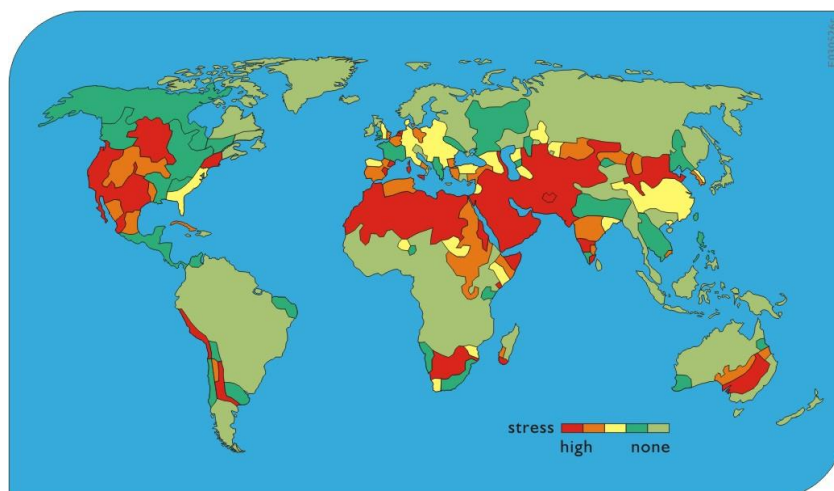
حد بحران آبی

رسیدن به این حد بدان معنی است که منطقه وارد شرایط بحرانی شده است در این مرحله کوچ‌های عظیم جمعیتی مطرح می‌شود. این آستانه در حدود 1000 m^3 در سال برای هر نفر تعریف شده است. بخش عمده‌ی آفریقا امروزه دارای چنین مشکلی است. با حل این مشکل عمده‌ی مسائل اجتماعی و اقتصادی بهبود خواهد یافت. در نمودار زیر وضعیت تعدادی از کشورها از دید میزان بارندگی و نیز سرانه آب قابل دسترس مقایسه شده است (Korea Institute of Construction Technology, 2009). به نظر شما وضعیت برای کدام کشور بحرانی تر است؟ وضعیت ایران را روی این شکل چگونه ترسیم می‌نمایید؟



¹ Water stress

همچنین در شکل زیر وضعیت تنش آبی روی کره زمین ارایه شده است (Loucks and van Beek, 2005).

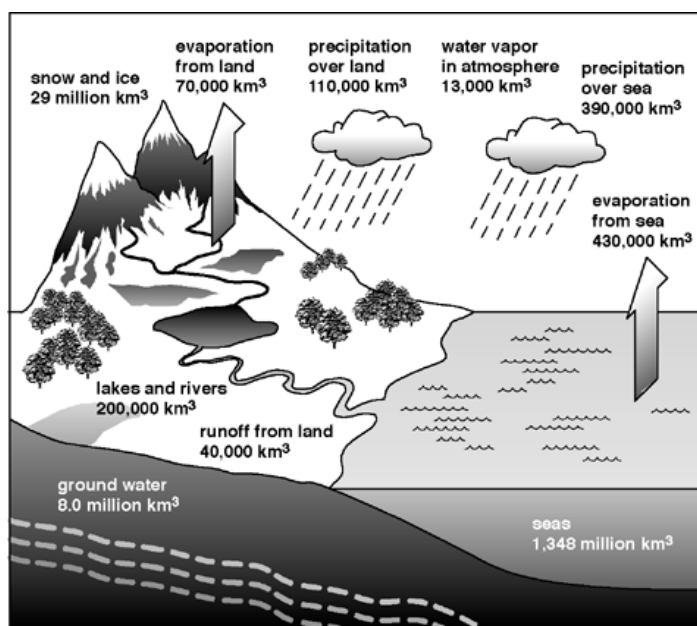


آب های غیرمتعارف^۱

- آب های فسیلی
 - باروری ابرها^۲
 - آب های لب شور- شور که نیاز به نمک زدایی^۳ دارند.
 - آبهای موجود در داخل خاک به صورت زیر سطحی^۴
 - آبهای برگشتی از مصارف: فاضلاب و پساب^۵
- و به طور کلی آنچه به عنوان آب شیرین تجدیدپذیر به حساب نیاید.

چرخه آب در روی زمین (چرخه هیدرولوژی)

از آب هایی که بوسیله بارش به سطح خشکی ها می رسند، قسمتی از آنها در خاک نفوذ می کند و باعث رطوبت خاک می شود و وقتی خاک اشباع شد بقیه ی آن به عنوان رواناب سطحی^۶ روی سطح زمین جاری می شود. البته بخشی نیز به عنوان تغذیه منابع آب های زیرزمینی وارد لایه های درونی زمین می شود.



¹ Non-conventional Water

² Cloud Seeding

³ Desalination

⁴ Green water

⁵ Grey water

⁶ Runoff

رواناب سطحی با جاری شدن روی سطح زمین، گودال های سطح زمین را پرمی کند. گودال های سطح زمین دو دسته هستند بخشی از آنها طبیعی هستند و بخشی ساخته دست بشر (سد، بند و ...) می باشند.

اگر بارش (باران، برف، تگرگ و ...) بر روی سطح خشکی ۱۰۰ واحد فرض شود، میزان بارش بر سطح دریاها و اقیانوس ها ۳۸۵ واحد است^۱. از ۱۰۰٪ بارش روی خشکی ها در حدود ۶۱٪ آن تبخیر شده و ۳۹٪ دیگر به عنوان رطوبت روی زمین باقی می ماند.

تبخیر به سه صورت انجام می گیرد:

- تبخیر هنگام بارش

- تبخیر مستقیم از سطح زمین

- تعرق (که از گیاهان صورت می گیرد).

از ۳۹ درصد باقی مانده یک درصد آن به علت توپوگرافی زمین به جریان های زیرزمینی وارد می شود و ۳۸ درصد بقیه در سطح زمین جاری می شود تا به دریاها می رسد. با توجه به آنچه گفته شد باید ۴۳۰ واحد از آب دریا تبخیر شود تا این چرخه کامل شود که این میزان برابر آب ورودی به دریاهاست.

این اعداد و ارقام تقریبی عاملی است برای ساخت سازه های سنگین مثل سدها و ... و سرمایه گذاری ها در پایین دست براساس سد و آب پشت آن. مدل های ریاضی زیادی به کار می رود تا میزان بارش و رواناب به وسیله آن مشخص شود و براساس آنها سازه ها و ... طراحی گردد. اعداد تقریبی به دست آمده را می توان به صورت زیر عنوان کرد:

$110000 \text{ km}^3 \rightarrow$ بارش روی خشکی ها در هر سال

$458000 \text{ km}^3 \rightarrow$ بارش روی اقیانوس ها

$2200 \text{ km}^3 \rightarrow$ رواناب زیرزمینی

$42600 \text{ km}^3 \rightarrow$ رواناب سطحی زمین

^۱ نکته قرانی: مساحت خشکی ها ۲۸/۹ درصد سطح کره زمین و لذا مساحت آنها ۷۱/۱٪ می باشد. جالب اینکه تعداد اشاره به به خشکی

۱۳ بار و به دریا ۳۲ بار می باشد که متناسب با این نسبت است.

حوضه آبریز^۱

تعریف بسیار مهمی که در هیدرولوژی وجود دارد عبارت حوضه آبریز است. حوضه‌ی آبریز پهنه‌ای است که تمامی رواناب ناشی از بارش باران و ذوب برف بر آن پهنه را یک رودخانه یا دریاچه یا باتلاق دریافت می‌کند. حوضه‌ی آبریز معمولاً برای یک رودخانه تعریف می‌شود. خط الرأس تپه‌ها و کوه‌های یک منطقه مرز حوضه‌ی آبریز است که توسط خصوصیات مربوط به خود از حوضه‌ی دیگر جدا می‌شود. کشور ما به شش حوضه‌ی آبریزی اصلی تقسیم می‌شود که این حوضه‌ها را به صورت شماتیک در شکل مشاهده می‌کنید.



پرباب‌ترین حوضه‌ی آبریز کشور ما حوضه‌ی آبریز خلیج فارس است که رودخانه‌های دز، کارون، جراحی و مارون درون آن جاری هستند و بزرگترین حوضه از لحاظ وسعت حوضه‌ی مرکزی می‌باشد که بیشتر رودهای آن هم به باتلاق‌ها می‌ریزد. در کشور ما که تقسیم‌بندی‌های سیاسی با تقسیم‌بندی‌های حوضه‌ی آبریز متفاوت است مشکلات زیادی در مورد مدیریت منابع آب وجود دارد. چون جمعیت در مناطق مختلف به صورت غیرمنظم تقسیم شده است و امکانات نیز برای همه‌ی مردم کافی نیست و همچنین جابه‌جایی مردم از جایی با امکانات کم به جایی با امکانات زیاد

¹ Basin, Watershed, Catchment:

حوزه آبخیز هم بالخصوص در کتابها و متون کشاورزی گفته شده ولی بنا بر لغت نامه دهخدا کلمه حوضه به

تنهایی بجای حوضه آبریز و حوزه آبخیز صحیح است.

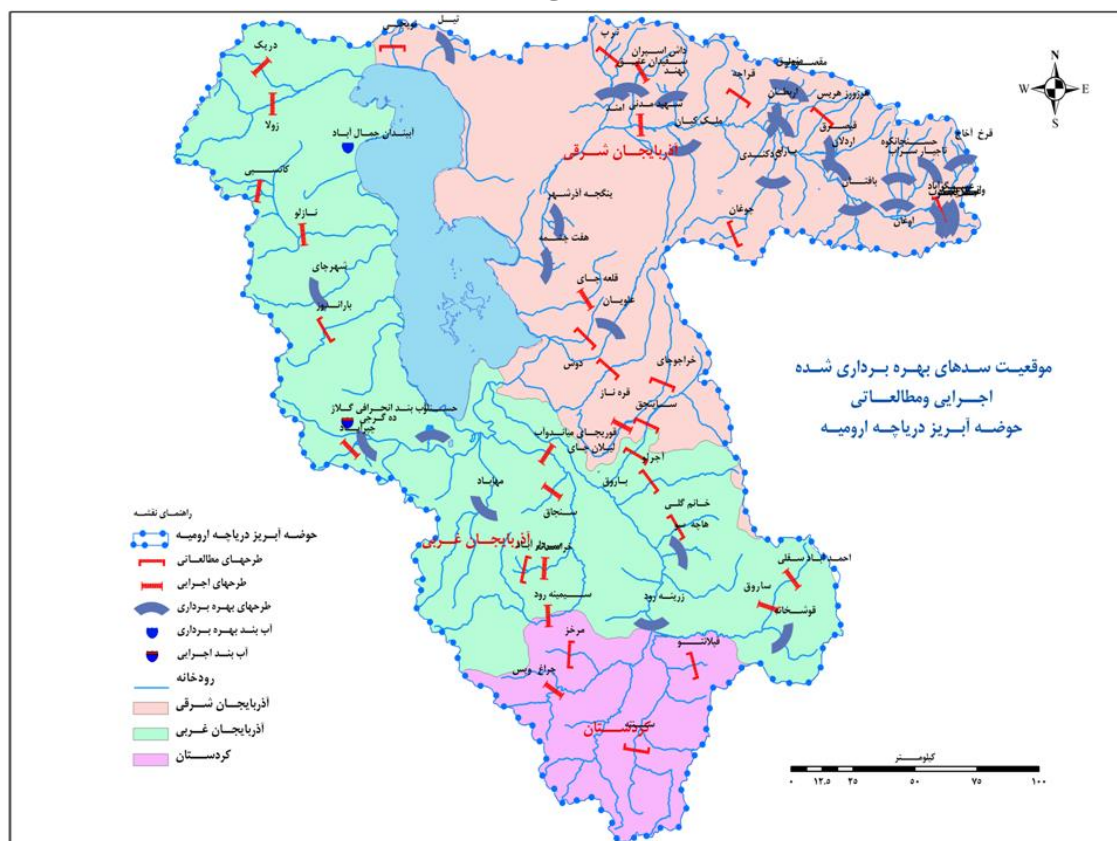
مشکلاتی را به بار خواهد آورد. بنابراین امروزه بحثی به نام انتقال آب بین حوضه‌ای به وجود آمده است. حتی مرزهای سیاسی کشوری هم براساس مرزهای حوضه‌ای آبی نیست. مثلاً قسمتی از حوضه‌ی جنوب شرق در کشور افغانستان قرار دارد. اینجاست که بحث حوضه‌های مشترک به وجود می‌آید.

سطح حوضه‌ی آبریز

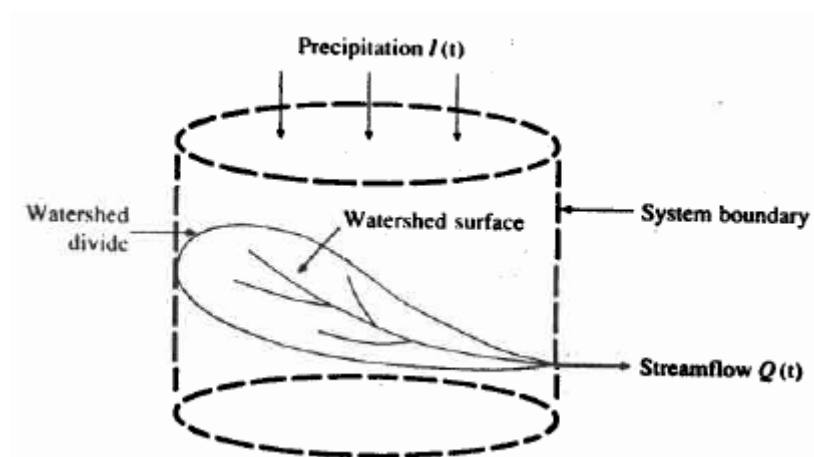
تصویر افقی سطح محصور بین خط الرأس حوضه‌ی آبریز است که بوسیله‌ی نرم افزارهای GIS می‌توان اندازه‌گیری کرد.



در شکل زیر تصویر دریاچه ارومیه شامل استانهای ذینفع نشان داده شده است.



مدل نمادین یک حوضه آبریز در شکل زیر نشان داده شده است:



تحقیق - برای مدلسازی یک حوضه آبریز، نرم افزار SWAT را بررسی و در یک حوضه آبریز به کار ببندید.

مطالعه مسایل منابع آب در ایران نیز خیلی مهم بوده و جزو محورهای اصلی در برنامه توسعه و چشم انداز علمی ایران است. عدم دقت روی این مساله باعث فاجعه های زیست محیطی می شود که یکی از آنها وضعیت وخیم دریاچه ارومیه است.



ISNA/PHOTO:HOJAT JABARI

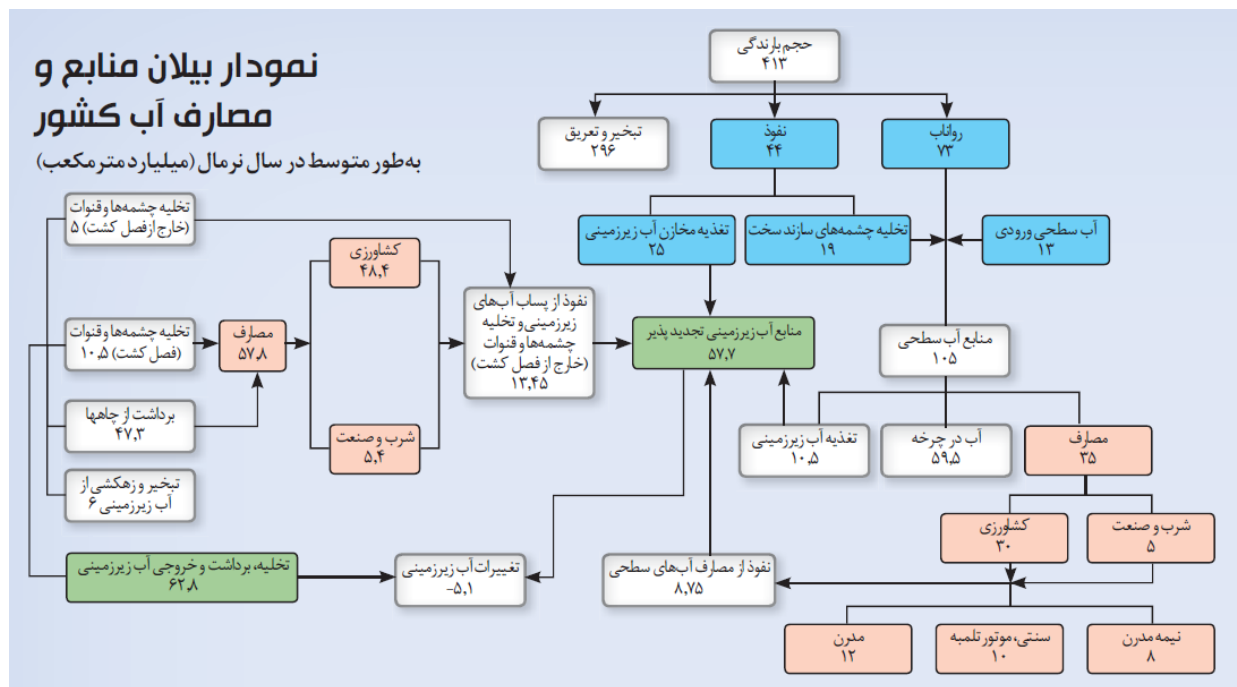


ISNA/PHOTO:HOJAT JABARI

کار تحقیقی ۱- در صورت تمایل نرم افزارهای مهم زیر برای مدلسازی حوضه آبریز به کار می روند. یادگیری و کاربرد آنها در اشتغال موثر در صنعت مهم می باشد. یادگیری و ارایه آنها در کلاس مفید خواهد بود.

MIKE BASIN- MIKE 11- MIKE SHE -WEAP-MODSIM-HEC HMS

کار تحقیقی ۲- نمودار زیر را تشریح نمایید:



منبع - ضمیمه اقتصادی شرق شهر یور ۱۳۹۴

فصل دوم

هیدرولوژی و محاسبات مقدماتی

در هیدرولوژی هدف این است که با کمک مدل‌های ریاضی پاسخ دقیق‌تر و تقریب بهتری برای رفتار آب به دست آید. کاربرد هیدرولوژی در زمینه‌های مختلفی است که چندی از آنها را می‌توان به صورت زیر نام برد:

- طراحی سدها برای تامین به موقع نیاز شهری، کشاورزی و صنعتی
- طراحی سرریزها
- دهانه‌ی پل‌ها
- شبکه‌های زهکش شهری
- مدیریت سیل و خشکسالی

همچنین مطالعه آب‌های زیر زمینی، نفوذ به داخل زمین و دیگر پارامترهای آب از کاربردهای هیدرولوژی است. البته مطالعه برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب هم در مبحث هیدرولوژی قرار می‌گیرد.

اقدامات اساسی در هیدرولوژی را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد:

۱- اندازه‌گیری، ثبت و انتشار داده‌ها

هر چه آمار دقیق‌تر باشد طراحی اقتصادی‌تر و مهندسی‌تر است. هرچه طول دوره‌ی آمار کمتر باشد باید از حدس و گمان بیشتری استفاده کرد و ریسک طراحی را بالا برد. البته این کار تجهیزات، حوصله و تخصص خاص خود را نیاز دارد. چون این مرحله، مرحله‌ی مهمی است هم باید داده‌ها دقیق اندازه‌گیری و هم دقیق ثبت شود، هم درست آن‌ها را منتشر کرد.

۲- استفاده‌ی درست از این داده‌ها

باید به کمک اطلاعات به دست آمده اصول و قوانینی را از آن خارج کنیم برای تولید و توسعه‌ی اصول پایه به بیان دیگر تحلیل داده‌ها برای تولید مدل‌های ریاضی یا قواعد تجربی.

۳- کاربرد مدل‌های ریاضی و قواعد تجربی در حل مسائل مهندسی منابع آب و مدیریت آن

دسته‌بندی اطلاعات هیدرولوژیکی

۱- اطلاعات تاریخی و واقعی^۱

¹ Historic or Chronologic Data

به عنوان مثال داده‌هایی که از جریان آب یک رودخانه در سال‌های زیاد که همه‌ی مراحل خشک، تر و ... در آن لحاظ شده باشد بدست آمده است، اطلاعات مناسبی است که می‌توان براساس آن طراحی انجام داد.

همچنین با قراردادن دستگاه‌های دقیق در منطقه‌ای خاص و ثبت اعداد زیاد آن می‌توان میزان بارش را در آن منطقه به دست آورد که این داده‌ها قابل اعتماد هستند.

۲- اطلاعات میدانی و مشاهده‌ای^۱

در این حالت متخصصین به منطقه رفته و داده‌هایی را جمع‌آوری می‌کنند. چون داده‌ها واقعی است بنابراین مناسب است. به عنوان مثال اندازه‌گیری عمق آب‌های زیرزمینی و یا تعیین مشخصات رسوب و میزان آن از داده‌هایی است که از این طریق به دست می‌آید. میزان رسوب یکی از اصلی‌ترین پارامترها در طراحی سدهاست. برای تولید برق باید ارتفاع خاصی از آب بالای توربین باشد که رسوب ممکن است آن را تغییر دهد. به عنوان مثال برای کم شدن رسوب سفید رود، سدی در بالا دست زده‌اند تا آب رسیده به سد اصلی رسوب کمتری داشته باشد.

۳- اطلاعات آزمایشگاهی (تجربی)^۲

به عنوان مثال می‌توان با آزمایش روی نمونه‌ای از خاک، نفوذپذیری خاک، میزان رطوبت خاک و ... را تعیین کرد. در مقابل داده‌های واقعی، داده‌های مصنوعی^۳ داریم که توسط نرم افزارهای مهندسی و با استفاده از داده‌های کم تولید می‌شود.

¹ Field data and Observations

² Lab & Field Experimental Data

³ Artificial Data

تلفات بارش^۱

در یک حوضه‌ی آبریز، بر اساس نمودار شدت بارش برحسب زمان (هیتوگراف) رواناب سطحی خروجی از حوضه را می‌توان بدست آورد. می‌دانیم که نزولات جوی در حوضه به حالات زیر تبدیل می‌شود:

- تبخیر^۲

- برگاب: توسط پوشش‌های گیاهی نگهداری می‌شود.

(فرض بر این است که مقداری از آب داخل گیاهان نفوذ می‌کند و قسمتی تبخیر شود)

- تعرق^۳: که از خلال پوشش گیاهی صورت می‌گیرد.

- چالاب: شامل آب‌هایی است که در چاله‌های سطح زمین نگهداری می‌شود. البته در این بخش سدهای ساخته‌ی دست بشر قرار نمی‌گیرد.

- نفوذ: آبی که در لایه‌های زیرین جریان پیدا می‌کند.

با در نظر گرفتن چنین حالت‌هایی می‌توان دیاگرام هیدروگراف رواناب سطحی که رابطه‌ی دبی با زمان است را به دست آورد. این داده‌ها را می‌توان به صورت دیاگرام زیر نشان داد.

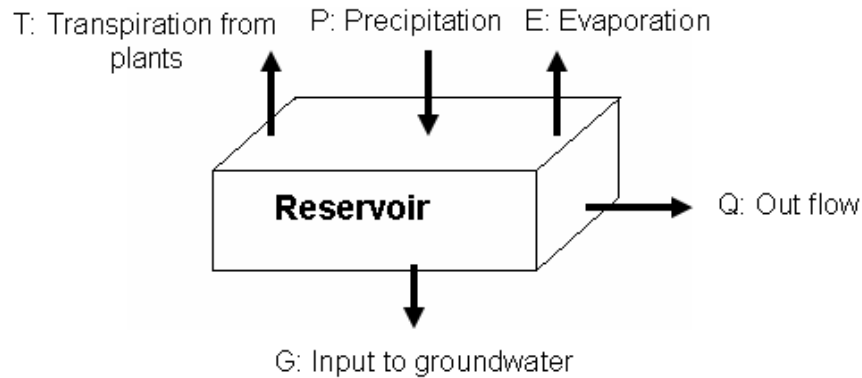
مثال: حوضه آبریز کوهرنگ را با مساحت $A = 569 \text{ km}^2$ در نظر بگیرید. اگر متوسط بارندگی دراز مدت سالانه $P = 1449 \text{ mm/year}$ باشد در محل سد که در پایین دست حوضه است بعد از یک سال، تلفات بارش چقدر بوده است؟ میزان خروجی از سد برابر است با: $Q = 245 \text{ MCM/year}$

با توجه به مدلی که در زیر نشان داده شده است می‌توان بیان کرد:

¹ Precipitation Loss

² Evaporation

³ Evapotranspiration



$$P - E - T - G - O = \Delta s$$

به بررسی ورودی و خروجی های آب، بیلان آب گفته می شود.
 Δs مربوط به مواردی است که نمی توان آنها را در نظر گرفت. اما ما اکنون آن را صفر فرض می کنیم بنابراین با صفر در نظر گرفتن Δs می توان تلفات بارش را به صورت زیر تعریف کرد:
 $P - O = E + T + G$ = تلفات بارش

پس می توان نوشت

$$P = (1449 \times 10^{-3} \text{ m/year})(569 \times 10^6 \text{ m}^2)$$

$$= 824.5 \text{ MCM/year}$$

$$O = 245 \text{ MCM/year}$$

$$P - O = 824.5 - 245 = 579.5 \text{ MCM/year}$$

یعنی تقریباً ۷۰٪ از بارش تلف می شود.

مثال: پشت یک سد دریاچه ای وجود دارد که مساحت آن تقریباً برابر $A = 500000 \text{ m}^2$ است. اگر فرض کنیم میزان آب ورودی به این سد $1 \text{ m}^3/\text{s}$ باشد چقدر طول می کشد تا ارتفاع آب پشت سد در حدود 30 cm بالا بیاید.

حل - در چنین مسائلی باید از فرمول زیر استفاده کرد:

$$T = \frac{S}{Q}$$

که در آن T زمان ماندگاری، S حجم آب و Q میزان تغییر (خروجی یا ورودی) به سیستم است. با استفاده از این رابطه می توان اطلاعات زیادی را به دست آورد.

مثلاً فرض کنید می خواهیم بدانیم اگر به اقیانوس ها آب وارد نشود (ورودی نداشته باشیم) چه مدت طول می کشد تا تمامی آب اقیانوس ها بخار شود. برای به دست آوردن این زمان باید حجم اقیانوس ها و میزان تبخیر سالانه ی آنها را بدانیم که با توجه به آمار در دسترس می توان نوشت:

$$T = \frac{1338000000}{505000} = 2649.5 \text{ year}$$

بنابراین این مدت زمان لازم است تا آب اقیانوس‌ها خارج شود. حال به مسئله‌ی مطرح شده باز می‌گردیم با توجه به اعداد داده شده در صورت سوال می‌توان نوشت:

$$S = (500000)(0.3) = 150000 m^3$$

$$Q = 1 m^3/s$$

$$\rightarrow T = \frac{S}{Q} = \frac{150000}{1} = 150000 \text{ s}$$

$$\simeq 41.67 \text{ hour}$$

$$\simeq 1.7 \text{ day}$$

مثال: فرض کنید در سال ۱۹۸۰ میلادی جمعیت $P = 4.5 \times 10^9$ نفر باشد. اگر نرخ رشد سالانه جمعیت زمین را $r = 2\%$ فرض کنیم، چند سال طول خواهد کشید تا نیاز به آب از مقدار آب در دسترس فعلی بیشتر باشد؟ فرض کنید آب در دسترس $47000 km^3$ در سال و مصرف روزانه $6.8 m^3/day$ باشد. با توجه به اطلاعات داده شده جمعیت جهان در سال T به صورت زیر خواهد بود:

$$P_T = P_{1980} (1 + r)^{T-1980}$$

$$\rightarrow P_T \times (6.8 \times 365 \times 10^{-9}) > 47000 km^3$$

با در نظر گرفتن این روابط می‌توان نوشت:

$$\rightarrow P_{1980} (1 + 0.02)^{T-1980} \times 2.48 \times 10^{-6} > 47000$$

$$\rightarrow T > 1980 + \frac{\ln(\frac{47000}{11160})}{\ln 1.02}$$

$$\rightarrow T > 2052.6 \quad \rightarrow \Delta T \simeq 73 \text{ year}$$

یعنی در سال ۲۰۵۲ مصرف آب از مقدار آب در دسترس بیشتر خواهد شد. البته لازم به ذکر است که منابع به طور یکسان پخش نشده و تغییر اقلیم نیز روی کمیت و کیفیت آب تاثیر می‌گذارد.

مدل سازی سیستم های هیدرولوژیکی:

هدف از بررسی سیستم های هیدرولوژیکی، یافتن عملکرد های سیستم و پیش بینی خروجی های آن است. طبق تعریف، یک مدل هیدرولوژیکی، تقریبی از سیستم واقعی است و ورودی و خروجی آن، متغیر های قابل اندازه گیری هیدرولوژیکی هستند.

برای مثال، معادله ی زیر، «معادله ی تبدیل» نامیده می شود که Ω در آن «تابع تبدیل» بین ورودی و خروجی است.

$$Q(t) = \Omega I(t)$$

تابع تبدیل می تواند یک عدد ثابت مانند C ، و یا حتی یک معادله ی دیفرانسیلی باشد. برای مثال در یک مخزن خطی، بین حجم آب موجود در مخزن (S) و جریان خروجی مخزن (Q) رابطه ی زیر برقرار است:

$$S = k \cdot Q$$

از طرفی می دانیم، نرخ تغییرات آب مخزن (dS / dt) برابر با اختلاف بین جریان ورودی و جریان خروجی مخزن است:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t)$$

با جایگزینی S خواهیم داشت:

$$k \frac{dQ}{dt} + Q(t) = I(t)$$

با جایگذاری معادله ی بالا در معادله ی $\Omega = \frac{Q(t)}{I(t)}$ خواهیم داشت:

$$\Omega = \frac{1}{1 + kD}$$

که D در آن یک عملگر دیفرانسیلی است.

تخمین اطلاعات مفقود یا مخدوش^۱

همانطور که گفته شد، یکی از اهداف هیدرولوژی اندازه گیری، ثبت و انتشار داده های درست است. اما گاهی ممکن است داده ای که از یک باران سنج یا دما سنج به دست می آید، نادرست باشد و یا اصلاً ممکن است این دستگاه ها به علت خرابی، یا اهمال کاری افراد، داده ای را ثبت نکرده باشند. برای حدس این داده و تشخیص آن روشهای متفاوتی وجود دارد که به بعضی از آنها اشاره می کنیم:

۱- روش میانگین گیری

در این روش میانگین سایر داده ها را به عنوان داده ی مخدوش قرار می دهند.

$$P_x = \frac{1}{n} \sum P_i$$

۲- روش نسبت نرمال

در این روش فرض می کنیم که اطلاعات ماهیانه و متوسط سالیانه ایستگاه های دیگر را در اختیار داریم. این روش نیز مانند روش قبل است، با این تفاوت که به جای میانگین گیری از داده ها، از نسبت داده های همزمان با داده ی مخدوش به نسبت سالیانه ی همان ایستگاه، میان گیری می

¹ Missing Data

کنیم. از این روش معمولاً زمانی استفاده می شود که تعداد ایستگاه های مجاور، بیشتر از ۳ تا و یا اختلاف بین داده های آنها بیشتر از ۱۰ درصد باشد. با داشتن این اطلاعات و از طریق رابطه ی زیر می توان داده ی مخدوش را تخمین زد:

$$\frac{P_x}{N_x} = \left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n \left(\frac{P_i}{N_i}\right)$$

ایستگاه ۴	ایستگاه ۳	ایستگاه ۲	ایستگاه ۱	ماه
.	.	.	.	فروردین
.	.	.	.	اردیبهشت
.
.
P_x	P_3	P_2	P_1	.
.
.	.	.	.	اسفند
N_x	N_3	N_2	N_1	متوسط سال

در رابطه‌ای که برای این روش نوشتیم پارامترها به صورت زیر تعریف می‌شوند:

n : تعداد ایستگاه‌هایی که اطلاعات آن در دسترس است.

N_i : میانگین سالانه (۱۲ ماهه) بارندگی در ایستگاه‌های مجاور

N_x : میانگین داده‌های سال جاری (۱۱ ماهه) ایستگاه مخدوش

P_i : بارش همزمان با داده‌ی P_x در ایستگاه i ام

P_x : داده‌ای که مخدوش است و مقدار آن باید تخمین زده شود.

۳- روش عکس فاصله

در این روش دستگاه مختصاتی را در نظر می‌گیریم که مبدا آن روی داده‌ی مخدوش باشد در این صورت هر کدام از باران سنج‌های دیگر نسبت به این باران سنج مختصاتی خواهند داشت اگر d_i فاصله‌ی باران سنج i -ام تا باران سنج مخدوش باشد می‌توان داده‌ی مخدوش را از رابطه‌ی زیر بدست آورد:

$$P_x = \frac{1}{\sum (\frac{1}{d_i})^2} \left[\frac{P_1}{d_1^2} + \frac{P_2}{d_2^2} + \dots \right]$$

که این فرمول را به صورت زیر نیز می‌توان بیان کرد:

$$P_x = \frac{\sum P_i W_i}{\sum W_i} \quad ; \quad W_i = \frac{1}{d_i^2}$$

تحقیق - برای بازسازی داده‌های مفقود در مورد داده‌های کیفی آب، نرم افزار LOADSET را

بررسی و در یک حوضه آبریز به کار بیندید. یکی از روشهای ریاضی مورد استفاده در آن روش حداکثر درست نمایی است.

مسائل

۱- معادله‌ی دیفرانسیلی $k(dQ/dt) + Q(t) = I(t)$ برای توضیح کاهش تدریجی جریان در یک رودخانه در یک بازه‌ی بدون بارش استفاده شده است. در این حالت برای $t=0$ داریم: $Q(t)=Q_0$ و همچنین داریم: $I(t)=0$. این معادله دیفرانسیل را برای $Q(t)$ ($t>0$) حل کرده و نتیجه را به صورت نموداری در یک بازه‌ی ۲۰ روزه با فرض $k=10$ روز و $Q_0 = 100 \text{ m}^3$ رسم نمایید.

۲- ایستگاه اندازه‌گیری X در طول یک ماه که یک سیل هم اتفاق افتاده کار نکرده است. همزمان، میزان بارش ماهانه در سه ایستگاه مجاور A و B و C به ترتیب $4/2$ و $3/7$ و $4/9$ سانتی متر بوده است. میزان متوسط بارش سالیانه در این ایستگاه‌ها به شرح زیر است:

$$X = 36.5 \quad A = 42.1 \quad B = 37.1 \quad C = 39.8$$

مختصات X و Y هر ایستگاه به شرح زیر است:

$$X(0,0), A(3,7), B(4,6), C(5,9)$$

با استفاده از هر سه روش، داده‌ی مخدوش را تخمین بزنید. به نظر شما، کدام روش در اینجا کارکرد بهتری دارد و نتیجه‌ی نزدیکتر به واقعیتی می‌دهد؟ توضیح دهید.

۳- یک مخزن میزان ورودی و خروجی‌های زیر (به متر مکعب) را در سه ماه اول سال دارد. اگر حجم مخزن در ابتدای فروردین 60 m^3 باشد حجم آن را در انتهای خرداد حساب کنید.

ماه	فروردین	اردیبهشت	خرداد
ورودی	۵	۷	۱۰
خروجی	۶	۹	۵

۴- جریانهای متوالی ورودی و خروجی ماهیانه یک مخزن در سال به شرح زیر می‌باشد (واحد نسبی) مخزن در ابتدای سال ۶۰ واحد آب دارد. چند واحد آب در وسط ماه مرداد در مخزن موجود است؟ در پایان سال چگونه؟

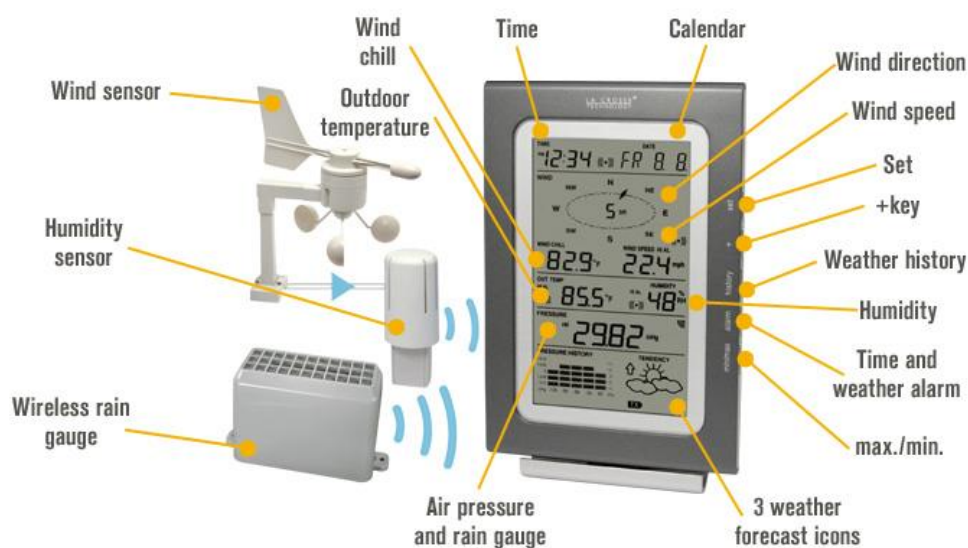
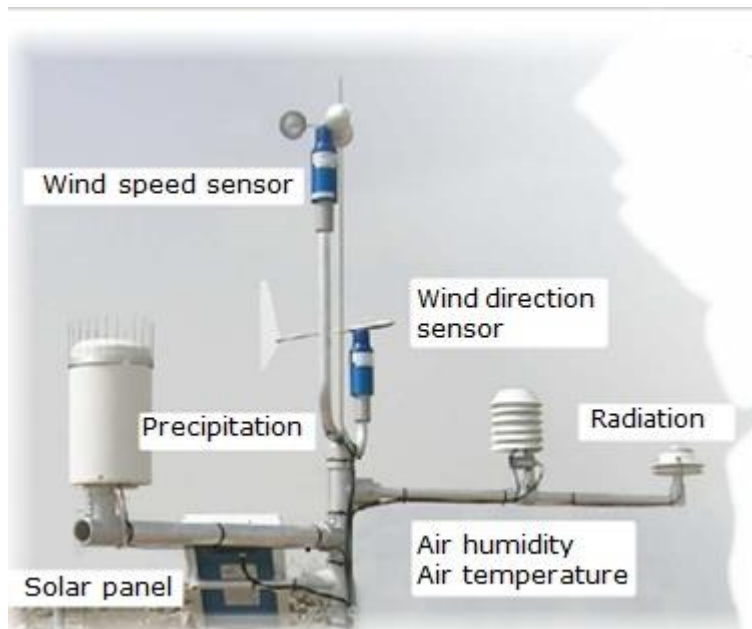
ماه	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
ورودی	۲	۵	۴	۵	۳	۱۱	۲۳	۱۰	۷	۴	۳	۱
خروجی	۵	۸	۷	۱۰	۵	۹	۱۶	۸	۳	۵	۶	۷

۵- در یک حوضه آبریز که وسعت آن 2500 Km^2 است، مقدار بارش سالانه 340 mm/year می باشد. از این حوضه جریانی معادل $4,76 \text{ m}^3/\text{s}$ خارج می شود. ضریب تبدیل بارندگی به رواناب در این حوضه چقدر است؟

۶- یک شرکت بزرگ مربوط به کارهای هیدرولوژیکی را در منطقه خود پیدا کنید و به طور خلاصه فعالیت ها و وظایف آنها را بیان نمایید.

۷- یک پروژه بزرگ مربوط به منابع آب در منطقه خود انتخاب کنید اهداف این پروژه و ویژگی های اصلی آن را بیان کنید. نمونه این نوع گزارشها در سایت شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران وجود دارد.

۸- یک ایستگاه هواشناسی چه پارامترهایی را اندازه می گیرد؟ از محتوی دو شکل زیر و همچنین جستجو در وب می توانید جواب دهید. تاکید روی ایستگاههای با فناوری جدید باشد.



فصل سوم

محاسبه بارش

هدف این فصل بررسی مقدار بخار آبی است که در حجم مشخصی از هوا وجود دارد. توده‌ای از هوا را در نظر بگیرید. این توده‌ی هوا از ذرات مختلفی مثل اکسیژن، ازت، آب (که به صورت بخار است) و ... تشکیل شده است. سبک ترین ذره در توده‌ی هوا بخار آب است. در ادامه با اندازه گیری پارامترهای یک توده‌ی هوا به میزان رطوبت آن توده دست پیدا می‌کنیم و تخمین می‌زنیم که از این چگالی هوای مرطوب باشد می‌توان نوشت: ρ_a توده‌ی هوا چه مقدار آن قابل بارش است. اگر

$$\rho_a = \rho_v + \rho_d$$

که در رابطه‌ی بالا ρ_v چگالی بخار آب، ρ_d چگالی هوای خشک است. براساس این پارامترها رطوبت ویژه هوا را به صورت زیر تعریف می‌کنند:

$$q_v = \frac{\rho_v}{\rho_a}$$

پارامتر دیگری که در اینجا باید به بررسی آن پردازیم فشار هوا است. فشار کلی هوا ناشی از گازهای مختلف حل شده در آن است. هر چه آب بیشتری در توده‌ی هوا مخلوط باشد سهم بیشتری از فشار هوا ناشی از بخار آب است. اگر e فشار بخار آب و P فشار توده‌ی هوا باشد می‌توان نوشت:

$$q_v = 0.622 \frac{e}{P}$$

فشار هوا در سطح دریا $P=100\text{kpa}$ در نظر گرفته می‌شود. اگر توده‌ی هوا را گرم کنیم مولکول‌های بخار آب بیشتری را در خود تحمل می‌کند. اما این مقدار حد مشخصی دارد و در شرایط خاصی متوقف می‌شود که به آن حد فشار بخار آب اشباع^۱ (e_s) می‌گویند. هر چه e_s بیشتر باشد آن محیط قابلیت تبخیر بیشتری را خواهد داشت.)

با اندازه گیری دمای توده‌ی هوا می‌توان فشار بخار اشباع آن را از این رابطه به دست آورد.

$$e_s = 611 \exp \left(\frac{17.27t}{237.3+t} \right)$$

در این رابطه:

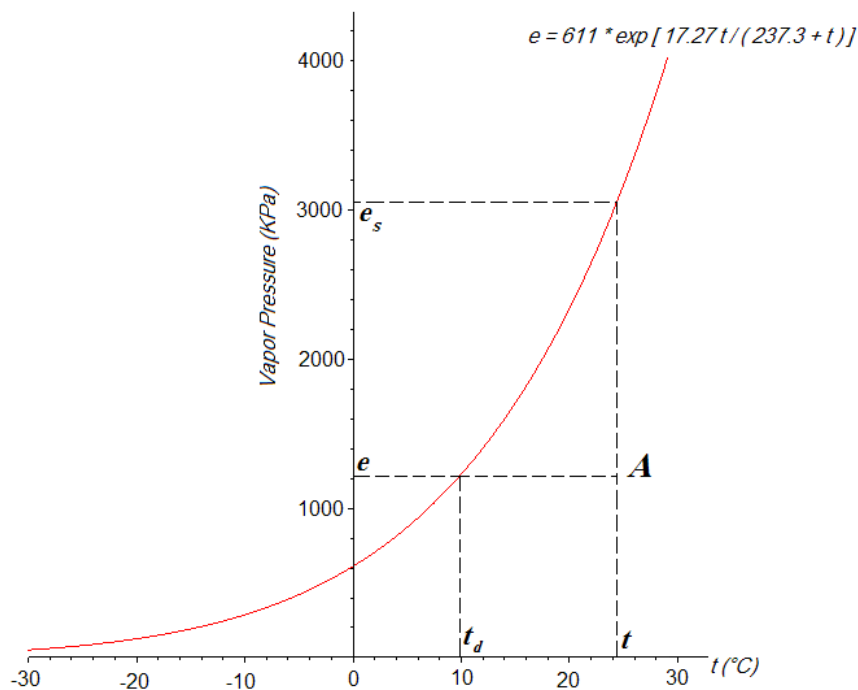
t : دما بر حسب درجه‌ی سانتیگراد

e_s : فشار بخار اشباع بر حسب پاسکال (در دمای t)

در منحنی رسم شده برای فشار بخار آب اشباع، دمایی با عنوان t_d نامگذاری شده است. این دما را دمای نقطه‌ی شبنم^۲ می‌نامند. یعنی اگر در شرایط A باشیم و دما را آنقدر کاهش دهیم تا به t_d برسیم ذرات بخار آب به صورت دانه‌های آب ظاهر می‌شوند. در واقع t_d دمای نقطه‌ی شبنم، درجه حرارتی که در آن درجه، هوا (با رطوبت ویژه مشخص) از بخار آب اشباع می‌شود.

¹ Saturated Vapor Pressure

² Dew point



بنابراین اگر دمای نقطه‌ی شبنم یک حالت را داشته باشیم می‌توانیم فشار بخار آب آن را از رابطه‌ی زیر تعیین کنیم:

$$e = 611 \exp \left(\frac{17.27 t_d}{237.3 + t_d} \right)$$

در یک محاسبه تقریبی با قرار دادن دمای متوسط در رابطه بالا فشار بخار اشباع، و با قرار دادن دمای کمینه، فشار بخار واقعی بدست می‌آید.

براساس این پارامترها که تاکنون تعریف کردیم می‌توان پارامتر دیگری با عنوان رطوبت نسبی را به صورت زیر تعریف نمود:

$$R_{\text{humidity}} = \frac{e}{e_s}$$

همچنین از روابط فیزیکی برای گازها می‌دانیم که بین فشار هوا و دمای محیط رابطه‌ای به صورت زیر وجود دارد.

$$P = \rho_a R T$$

که در آن R ضریب ثابت گازها و T دمای توده‌ی هوا برحسب درجه‌ی کلون است.

رطوبت مطلق^۱ (ρ_v)

$$\rho_v = 0.622 \frac{e}{RT}$$

¹ Absolute Humidity

مثال: در یک ایستگاه هواشناسی فشار هوا $100kpa$ دمای آن $20^{\circ}C$ و دمای نقطه‌ی شبنم $t_d = 16^{\circ}C$ اندازه گیری شده است. براساس این پارامترها، فشار بخار اشباع، فشار بخار هوا، رطوبت نسبی و رطوبت ویژه را محاسبه کنید.

$$\rightarrow e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27(20)}{237.3 + 20}\right) = 2339 \text{ Pa}$$

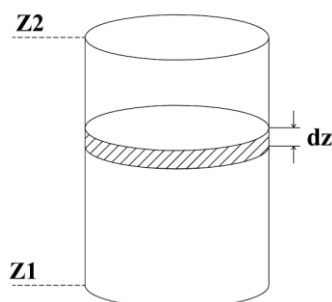
$$\rightarrow e = 611 \exp\left(\frac{17.27(16)}{237.3 + 16}\right) = 1819 \text{ Pa}$$

$$R_h = \frac{e}{e_s} = \frac{1819}{2339} \approx 78\%$$

$$\rightarrow q_v = 0.622 \frac{1819}{100 \times 10^3} = 0.0113 \frac{\text{kg water}}{\text{kg air}}$$

محاسبه‌ی آب قابل بارش

یکی از کاربردهای این بحث، محاسبه‌ی آب قابل بارش است. برای پیدا کردن رابطه‌ای برای محاسبه‌ی آب قابل بارش ستونی از هوا را در نظر می‌گیریم. در این صورت خواهیم داشت:



$$m = \int_{z_1}^{z_2} q_v \cdot \rho_a dv \quad \text{آب قابل بارش}$$

از قبل دیدیم که

$$q_v = 0.622 \frac{e}{P}$$

علاوه بر این می‌توان از رابطه‌ی زیر نیز استفاده کرد:

$$P_2 = P_1 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^{\frac{g}{\alpha R}}$$

در رابطه بالا g شتاب ثقل زمین، R ثابت گازها و α ضریب کاهش دما (Lapse rate) و دما T بر حسب کلوین می‌باشد

$$T_2 = T_1 - \alpha(z_2 - z_1)$$

چون گرفتن این انتگرال کار دشواری است بنابراین ستون هوا را به چندین قسمت تقسیم کرده و

$$\Delta m = \bar{q}_v \cdot \bar{\rho}_a \cdot A \cdot \Delta Z \quad \text{سپس } \Delta m \text{ ها را با هم جمع می‌کنیم:}$$

مثال: یک ستون هوا به ارتفاع $10km$ و مساحت مقطع $1m^2$ مفروض است. اگر فشار هوا در

سطح زمین $P_a = 101.3kPa$ و $T = 30^{\circ}C$ و $\alpha = 6.5^{\circ}C/km$ باشد آب قابل بارش این ستون چقدر

است. این ستون را به ۵ قسمت 2km تقسیم می‌کنیم. مقدار ضریب ثابت گازها R_a را $287 \text{ J/Kg} \cdot ^\circ\text{K}$ در نظر می‌گیریم.

ارتفاع	دما	$^{\circ}\text{K}$	$P(\text{kPa})$	$\rho_a(\text{kg/m}^3)$	$e(\text{kPa})$	q_v	\bar{q}_v	$\bar{\rho}_a$	Δm
0	30	303	101.3	1.16	4.24	0.0261			
2	17	290	80.4	0.97	1.94	0.0150	0.0205	1.07	43.7
4	4	277	63.2	0.79	0.81	0.0080	0.0115	0.88	20.2
6	-9	264	49.1	0.65	0.31	0.0039	0.0060	0.72	8.0
8	-22	251	37.6	0.52	0.10	0.0017	0.0028	0.59	3.3
10	-35	238	28.5	0.42	0.03	0.0007	0.0012	0.47	1.1
جمع									77kg

$$\rho_a = \frac{P}{R_a T} = \frac{(101.3)(1000)}{(287)(303)} = 1.16 \text{ kg/m}^3$$

$$e = 611 \exp\left(\frac{17.27t}{237.3+t}\right)$$

مشاهده می‌شود تقریباً ۵۷٪ آب در ۲ کیلومتر پائین ستون هوا است.

برای به دست آوردن هیتوگراف (نقشه ای که در آن توزیع مکانی و زمانی بارش رسم شده است) چندباران سنج را در حوضه‌ی آبریز قرار می‌دهند و اطلاعات آن را تست می‌کنند. البته این اطلاعات نقطه‌ای است و باید به روشهای مختلف آنها را به یک عدد برای کل دشت تبدیل کنیم. این موضوع در بخش بعدی به دقت بررسی خواهد شد. یک نمونه باران سنج عادی در شکل زیر نمایش داده شده است.



تعیین متوسط بارش در یک حوضه‌ی آبریز

۱- روش میانگین حسابی

اگر منطقه مسطح باشد و باران سنج ها به فواصل نسبتا مساوی از یکدیگر قرار داشته باشد، متوسط بارش در یک حوضه‌ی آبریز از رابطه‌ی زیر حساب می‌شود:

$$P_{ave} = \frac{1}{n} \sum P_i$$

البته در این روش باید فقط از ایستگاه‌های داخل حوضه میانگین‌گیری شود، ولی اکثرا مشاهده می‌شود که از همه ایستگاه‌های داخل و مجاور حوضه استفاده می‌شود.

۲- روش کثیرالاضلاع تایسن^۱

در این روش فرض می‌کنیم که در یک مساحت اطراف باران‌سنج چنین وضعیتی حاکم باشد و حوضه را به چند قسمت تقسیم می‌کنیم. برای این کار باران‌سنج‌های همجوار را به هم وصل می‌کنیم تا تعدادی مثلث ایجاد گردد (نحوه وصل و تعداد باران‌سنج‌ها مهم است که بستگی به توپوگرافی حوضه هم دارد) سپس عمود منصف آنها را رسم می‌کنیم این عمود منصف ها یکدیگر را قطع کرده و حوضه را به چندین منطقه تقسیم می‌کنند. این روش بیشتر در دشت‌ها کاربرد دارد و از تمامی ایستگاه‌های داخل و مجاور حوضه استفاده می‌شود.



آنگاه خواهیم داشت:

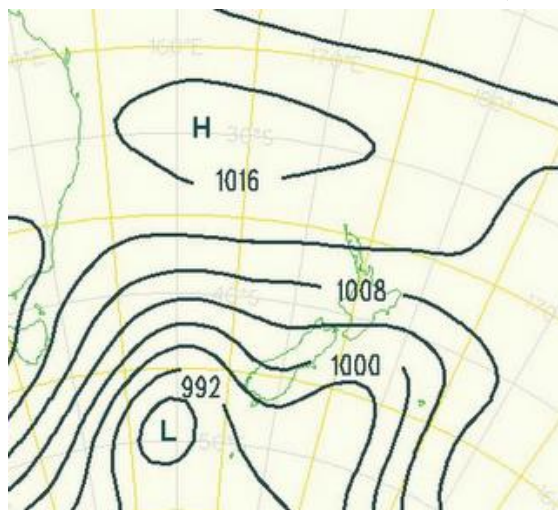
¹ Thiessen Polygons Method

$$P_{ave} = \frac{\sum P_i A_i}{\sum A_i}$$

A_i : مساحت قطعه‌ی i ام

۳- روش خطوط هم بار^۱

خطوط هم بار، مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن در یک دوره‌ی مشخص، یکسان باشد. رسم خطوط هم باران مشابه رسم خطوط هم تراز است. این روش بیشتر در ارتفاعات استفاده می‌شود. چون در دامنه‌ها اعداد باران سنج‌ها با یکدیگر تفاوت زیادی دارند، باران سنج‌ها را به هم وصل کرده و با درونیابی باران‌سنج‌های مجازی ایجاد می‌کنیم و نقاطی که عددهای یکسان دارند را به یکدیگر وصل می‌کنیم به این صورت منطقه به چندین قسمت تقسیم می‌شود. البته چگونگی وصل کردن نقاط به یکدیگر بسیار مهم است.



$$P_{ave} = \frac{\sum P_i A_i}{\sum A_i}$$

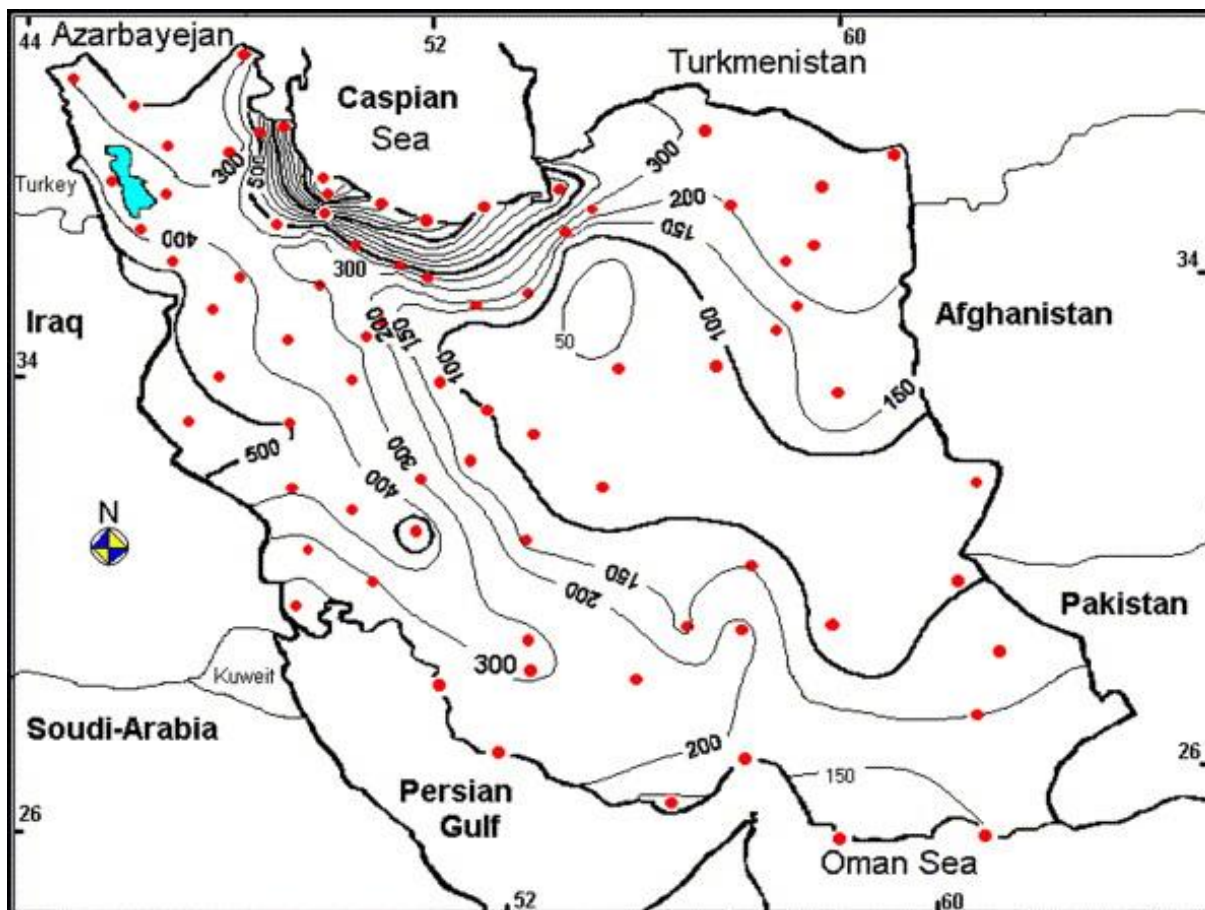
که در آن P_i میانگین حسابی دو خط تراز بالایی و پایینی است. حتی اگر باران سنج‌هایی در خارج از حوضه‌ی آبریز باشند اما نزدیک هم باشند می‌توان آنها را لحاظ کرد. البته این مقادیر تقریبی است اما دارای دقت خاصی است.

در دو روش بالا، نیاز به اندازه‌گیری مساحت داخل چند ضلعی‌ها و مابین دو خط هم تراز داریم. برای این کار باید نقشه‌ها را بر روی کاغذ شطرنجی رسم کرده و از فرمول زیر برای محاسبه مساحت استفاده کنیم:

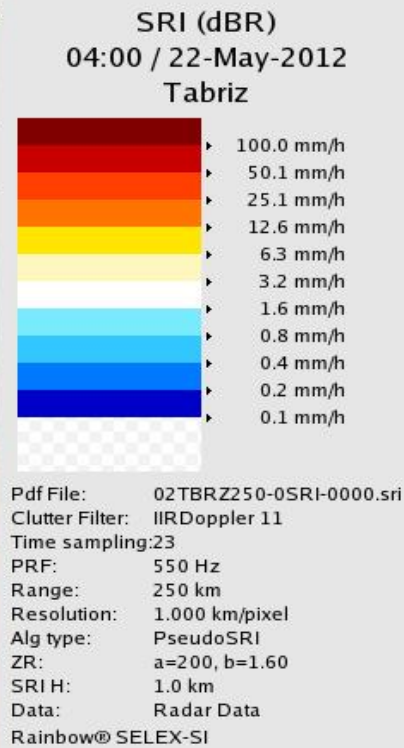
(نصف تعداد مربع‌های ناقص + تعداد مربع‌های کامل) (مساحت یک مربع) = مساحت

¹ Isohyetal Method

در شکل زیر نقشه خطوط همبار بارش در ایران بر حسب میلیمتر برای امار سالهای ۱۳۳۵-۱۳۷۷ ارایه شده است (Dinpashoh et al. 2004). چرا در بعضی جاها این خطوط خیلی به هم فشرده شده‌اند و در بعضی جاها فاصله زیادی با هم دارند؟



همچنین یک روش جدید استفاده از تصاویر رادار است. در این تصاویر با ثبت اثر عبور امواج رفت و برگشتی رادار از میان قطرات باران و سپس تحلیل آنها به اطلاعات جالبی در مورد زمان و مکان دقیق بارش می توان دست یافت. البته در نهایت برای صحت سنجی نتایج لازم است از اندازه‌گیری با سنج‌های رو زمینی نیز استفاده شود. در شکل زیر یک نمونه تصویر رادار ایستگاه سهند در مورخه ۱۲ خرداد ۱۳۹۱ ارایه شده است. برای این منظور بهتر است به پایان نامه مکوندی ۱۳۸۹ مراجعه نمایید. نرم افزار مورد استفاده برای تحلیل این تصاویر RAINBOW می باشد.



مسائل

۱- در یک ایستگاه هواشناسی اندازه‌گیری‌های زیر انجام شده است.

فشار هوا = $101.1kPa$ ، دمای هوا = $25^{\circ}C$ و دمای نقطه شبنم = $20^{\circ}C$

مقادیر فشار بخار، رطوبت نسبی، رطوبت ویژه و چگالی هوای مربوطه را بیابید.

۲- اگر دمای هوا 15°C باشد رطوبت نسبی ۳۵٪ مقدار فشار بخار، رطوبت ویژه و چگالی هوا را

حساب کنید. فشار هوا را مقدار استاندارد $101.3kPa$ فرض نمایید.

۳- میزان آب قابل بارش (mm) را در یک ستون هوا اشباع به ارتفاع $10km$ برای دماهای سطح $0^{\circ}C$ ، $10^{\circ}C$ ، $20^{\circ}C$ و $30^{\circ}C$ حساب نمایید، و نموداری که نشان دهنده تغییرات عمق آب قابل بارش با دمای سطح باشد را رسم نمایید. فشار هوا $101.3kPa$ و نرخ کاهش دما را $6.5^{\circ}C/km$ فرض نمایید.

۴- شکل یک حوضه‌ی آبریز را می‌توان با یک چندضلعی که رئوس آن روی مختصات (۵و۵)، (۵و۵-)، (۵-۵-)، (۱۰و۰) و (۵و۵) قرار دارد تقریب زد. میزان بارش در یک سیل توسط تعدادی ایستگاه شده که به شرح زیر می‌باشد:

شماره ایستگاه	مختصات (km)	بارش اندازه گیری شده (mm)
۱	(۷و۴)	۶۲
۲	(۳و۴)	۵۹
۳	(-۲و۵)	۴۱
۴	(-۱و۱)	۳۹
۵	(-۳و۳)	۱۰۵
۶	(-۷و۷)	۹۸
۷	(۲و۳)	۶۰
۸	(۲و۱۰)	۴۱
۹	(۰و۰)	۸۱

میزان متوسط بارش را به روشهای زیر حساب نمایید.

(۱) متوسط حسابی (۲) کثیر الاضلاع تایسن (۳) خطوط هم باران

(راهنمایی: برای روش کثیر الاضلاع تایسن با کشیدن یک چندضلعی حول ایستگاه ۹ شروع کنید و سپس چندضلعی حول ایستگاههای ۲، ۳، ۵ و ۷ را رسم نمایید. برای روش خطوط هم باران خطوط هم بارش با ماکزیمم بارش را روی خط الرأس که از جنوب غرب به شمال شرق می‌رود و از (۳- و ۳-) می‌گذرد رسم کنید.)

مقدار متوسط حسابی را یکبار با استفاده از تمامی ایستگاه ها و بار دیگر با استفاده از ایستگاه های داخل حوضه بیابید و توضیح دهید که کدامیک درست تر می باشد؟

۵- چهار ایستگاه اندازه گیری بارش که داخل یک مستطیل به رئوس (۰و۰)، (۱۳و۰)، (۱۳و۱۴) و (۱۴و۰) قرار دارند مشخصات و مقادیر بارش زیر را دارند.

مختصات ایستگاه	بارش (mm)
(۲و۹)	۰،۵۹
(۷و۱۱)	۰،۷۹
(۱۲و۱۰)	۰،۹۴
(۶و۲)	۱،۶۹

تمامی مختصات به کیلومتر داده شده است به کمک روش کثیر الاضلاع تایسن مقدار متوسط بارش را حساب کنید.

۶- در مورد تصویر زیر تحقیق نمایید که برای چه هدفی ساخته شده و استفاده می شود؟



فصل چهارم

تبخیر و تعرق

تبخیر از سطح آزاد آب

در این بخش به بحث در مورد تبخیر از سطح آزاد آب می‌پردازیم. دو عامل اصلی که میزان تبخیر از یک سطح آزاد آب را تحت تاثیر قرار می‌دهند عبارتند از: ۱- تامین انرژی برای گرمای نهان تبخیر و ۲- امکان انتقال بخار از سطح تبخیر پذیر.

منبع اصلی تامین انرژی، تابش خورشید است و قابلیت انتقال بخار بستگی به سرعت باد و میزان رطوبت هوا در نزدیکی سطح تبخیر پذیر دارد. البته علاوه بر دو عامل فوق، شوری آب نیز تاثیر بسیار کمی بر سرعت تبخیر دارد. در شرایط مساوی، سرعت تبخیر آب اقیانوس (آب شور) ۵٪ از آب خالص کمتر است. برای محاسبه‌ی میزان تبخیر پنج روش وجود دارد:

۱. روش بیلان آب

۲. روش بیلان انرژی^۱

۳. روش آیرودینامیک^۲

۴. روش ترکیبی^۳

۵. روش تیلور

روش بیلان آب

اگر در یک مخزن، عواملی نظیر میزان بارش، حجم آب ورودی و خروجی، میزان نفوذ و تغییرات حجم آب مشخص باشد، میتوان با استفاده از معادله ی بیلان آب، میزان تبخیر را مشخص کرد.

$$\Delta S = I + P - O - E \Rightarrow E = P + (I - O) - \Delta S$$

روش بیلان انرژی

در این روش براساس انرژی دریافتی از خورشید سرعت تبخیر از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$E_r = \frac{R_n}{\ell_v \cdot \rho_w}$$

E_r : سرعت تبخیر برحسب m/s

R_n : تشعشع خالص^۴ برحسب $\frac{W}{m^2}$

ℓ_v : گرمای نهان تبخیر برحسب J/kg

^۱Energy Balance Method

^۲Aerodynamic Method

^۳Combined Method

^۴Net Radiation

ρ_w : چگالی آب برحسب kg/m^3

برای محاسبه گرمای نهان تبخیر از رابطه‌ی زیر استفاده می‌کنیم:

$$\ell_v = 2500 - 2.36t$$

که باید t برحسب درجه‌ی سانتیگراد جایگذاری شود تا ℓ_v برحسب kJ/kg به دست آید. البته فرمول اصلی این روش مفصل‌تر است و در اینجا ساده سازی شده است.

روش آیرودینامیک

در این روش سرعت تبخیر E_a (mm/day) با در نظر گرفتن سرعت باد در انتقال بخار هوا، از رابطه‌ی روبرو به دست می‌آید.

$$E_a = B(e_s - e)$$

$$B = \frac{0.622 k^2 \cdot \rho_a \cdot \mu_2}{P \rho_w \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right) \right]^2}$$

در رابطه‌ی بالا

E_a : تبخیر بر حسب m/s

(سوال - برای تبدیل به میلی‌متر در روز یا میلی متر در سال باید در چه ضریبی ضرب شود؟)

e_s : فشار بخار آب در حالت اشباع بر حسب Pa

e : فشار بخار آب در حالت معمولی بر حسب Pa

k : عدد ثابت (برابر ۰٫۴)

ρ_a : چگالی هوا kg/m^3

μ_2 : سرعت باد در ارتفاع دو متری از سطح آب (m/s)

P : فشار هوا برحسب (Pa)

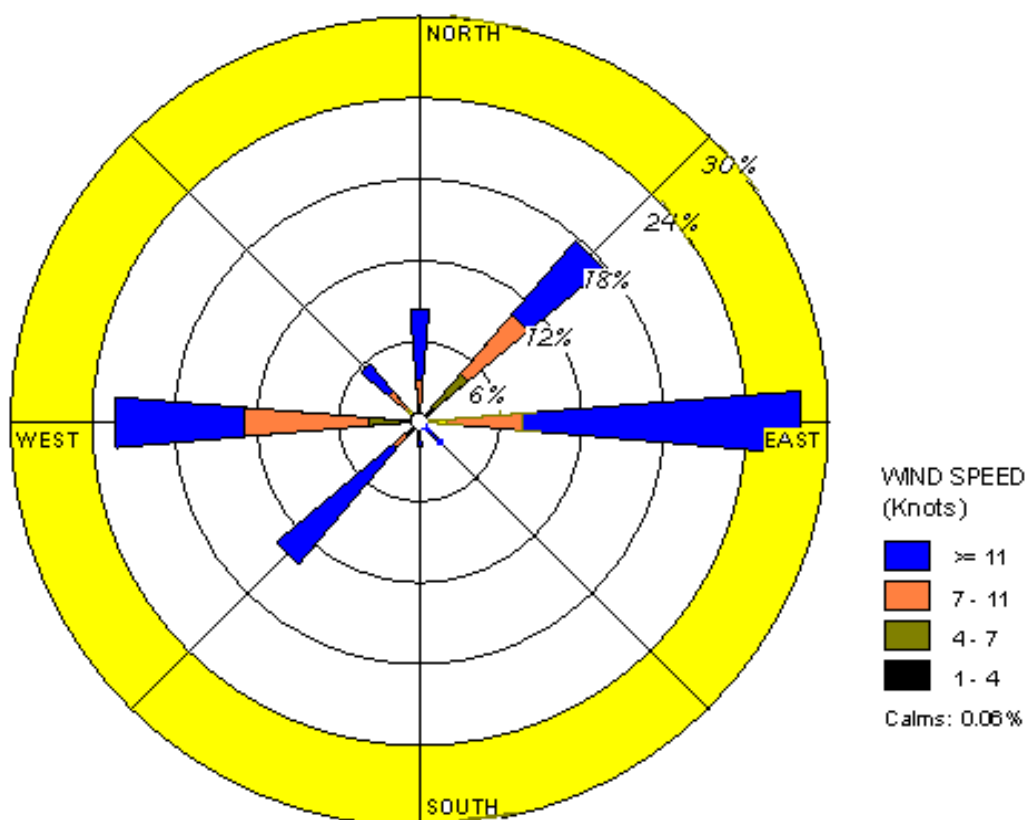
ρ_w : چگالی آب برحسب (kg/m^3)

z_2 : زبری محیط در ارتفاع دومتری و z_0 زبری محیط در سطح آب که اولی عدد ۲ متر فرض شده

و دومی اغلب برابر عدد ۰٫۳ سانتی متر فرض میشود.

این فرمول یک رابطه تجربی است و مهمترین عامل در محاسبه تبخیر توسط آن وزش باد است.

برای اندازه گیری سرعت و جهت باد از نموداری به اسم گلباد استفاده می شود. در شکل ۴-۱ یک نمونه‌ای از آن ارایه شده است.



شکل ۴-۱ گلباد سالانه ایستگاه هواشناسی سینوپتیک تبریز ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶

تمرین - آیا با توجه به شکل گلباد محل قرار گیری پارک ایل گلی (در جنوب شرق شهر) و نیز محل جانمایی کارخانجات شهر تبریز در غرب صحیح است؟ اگر برای تامین برق از نیروگاههای بادی استفاده شود در چه جهتی قرار بگیرند تا انرژی بیشتری تامین شود؟

روش ترکیبی

در روش بیلان انرژی، فرض کرده ایم که تمامی انرژی دریافتی از خورشید صرف تبخیر آب شود و انرژی بازتابیده شده از سطح آب و انرژی که از آب گذشته و به زمین زیر آن داده می شود را لحاظ نکرده ایم. در روش آیرودینامیک نیز، فرض بر آن گذاشته شده که بخار آب همواره از سطح آب رانده می شود و رطوبت هوا نیز ناچیز انگاشته شده است. در حالی که میدانیم در طبیعت هیچ گاه چنین شرایطی به وجود نمی آید. در روش ترکیب که روش دقیق تری است سرعت تبخیر آیرودینامیکی و بیلان انرژی را به صورت خطی با هم ترکیب می کنیم.

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(237.3 + t)^2}, \quad \gamma = \frac{C_p \cdot k_h \cdot P}{0.622 \ell_v k_w}$$

در روابط بالا:

e_s : فشار بخار آب اشباع

t : دمای محیط بر حسب درجه‌ی سانتیگراد

C_p : گرمای ویژه در فشار ثابت (1005 J/kg.K)

P : فشار هوا

ℓ_v : گرمای نهان تبخیر

$\frac{k_h}{k_w}$: ثابت که تقریباً یک فرض می‌شود.

روش پریستلی - تیلور

برای تبخیر در مناطق وسیع، مواردی که در روش بیلان انرژی در نظر گرفته شده اند، بیشتر باعث تبخیر می‌شوند. پریستلی و تیلور (۱۹۷۲) متوجه شدند که عبارت دوم فرمول اصلی روش مرکب، حدوداً برابر ۳۰٪ عبارت اول آن می‌باشد. به عبارتی:

$$E = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r$$

که همواره $\alpha = 1.3$ است.

۱- تبخیر و تعرق توأمان (تبخیر - تعرق)^۱

در مناطقی که پوشش گیاهی زیاد باشد، علاوه بر تبخیر از سطح زمین تعرق از پوشش گیاهی نیز نقش مهمی پیدا می‌کند. علاوه بر دو عامل تاثیر گذار بر تبخیر از یک مخزن روباز، میزان رطوبت خاک عامل سوم در تبخیر - تعرق است. چون هر چقدر خاک خشک‌تر باشد، تبخیر - تعرق آن کمتر می‌شود. تبخیر - تعرق پتانسیل، میزان تبخیر و تعرقی است که اگر در یک منطقه همواره رطوبت کافی وجود داشته باشد، آن مقدار آب از دست می‌رود. در طبیعت، همواره میزان تبخیر و تعرق از مقدار پتانسیلی آن کمتر است. در این روش می‌توان از رابطه‌ی زیر برای محاسبه‌ی تبخیر - تعرق استفاده کرد.

$$ET = B (e_s - e)$$

به عنوان یک نمونه برای ضریب B داریم:

$$B = 0.0027 \left(1 + \frac{\mu}{100} \right)$$

^۱Evapotranspiration

در رابطه‌ی بالا μ سرعت باد در ارتفاع دومتری است که اگر برحسب km/day در رابطه قرار داده شود. آنگاه ET برحسب mm/day به دست می‌آید.

سرعت باد را در ارتفاع‌های مختلف می‌توان با استفاده از فرمول زیر بدست آورد:

$$\frac{\mu}{\mu_0} = \left(\frac{h}{h_0} \right)^{0.15}$$

μ_0 : سرعت باد در ارتفاع h_0 نسبت به سطح زمین

μ : سرعت باد در ارتفاع h نسبت به سطح زمین

تبخیر-تعرق پتانسیل با استفاده روش پنمن-مونتیت-فائو^۱ بر حسب mm/day به صورت زیر بدست می‌آید:

$$ET_0 = 0.0023(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} Ra$$

که در این رابطه Ra مقدار تابش خورشید روی زمین بر حسب $MJ.day^{-1}.m^{-2}$ ، T_{min} ، T_{max} و T_{mean} نیز به ترتیب دمای کمینه، بیشینه و متوسط بر حسب درجه سانتیگراد هستند.

استفاده از تصاویر ماهواره

یکی از ابزارهای مناسب استفاده از سنجنده‌های فرازمین می‌باشد. در واقع با استفاده از تحلیل طیف در تصاویر ثبت شده توسط ماهواره می‌توان به اطلاعات مهمی از جمله میزان دمای سطح زمین یا سطح آب و نیز میزان تبخیر از آن رسید. حسن دیگر این کار آن است که اغلب اندازه‌گیری‌های روی زمین بسیار پرهزینه، غیر قابل اعتماد و ناقص می‌باشند. در جدول زیر یک نمونه اندازه‌گیری تبخیر برای سطح دریاچه ارومیه به کمک ماهواره MODIS برای سال ۲۰۰۹ ارائه شده است (Sima, et al. 2013).

	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Annual (mm)
MODIS-derived lake-averaged WST	92.0	157.1	160.0	214.1	185.2	106.6	81.8	35.8	1033
WST measurement at a single point	83.0	142.3	137.2	182.6	156.0	94.9	70.7	18.7	885
Difference	9.0	14.8	22.8	31.5	29.2	11.7	11.1	17.1	147

¹ [FAO56 Penman-Monteith Reference Evapotranspiration](#)

مسائل

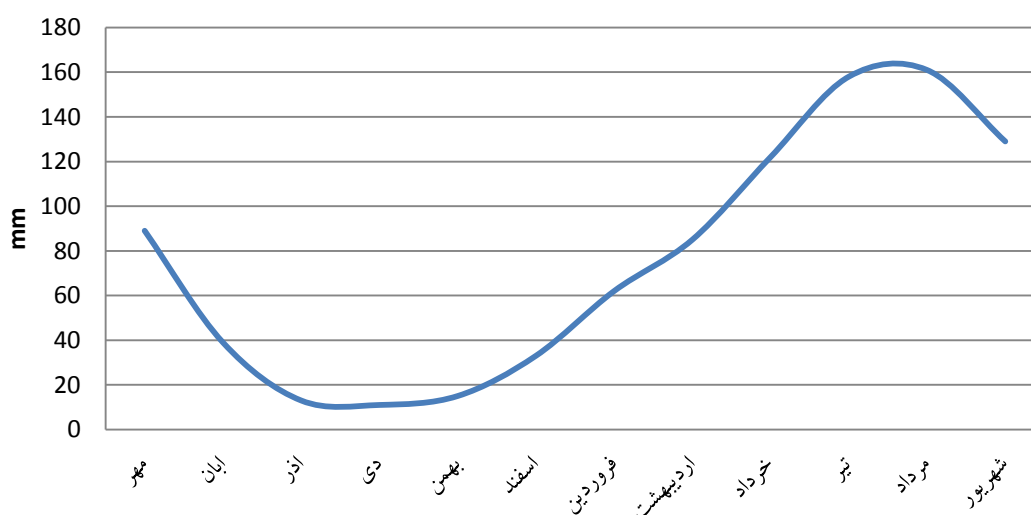
۱- به کمک روش تیلور میزان نرخ تبخیر به میلیمتر در روز را برای دریاچه در یک روز زمستان که دمای هوا 5°C و تابش خالص خورشید 50 W/m^2 است و همچنین در یک روز تابستان که تابش خالص 250 W/m^2 و دمای هوا 30°C است حساب کنید.

۲- در شهر قاهره مصر در ماه جولای متوسط تابش خالص 185 W/m^2 است. دمای هوای 28.5°C رطوبت نسبی 55% و سرعت باد در ارتفاع 2 m 2.7 m/s می باشد. میزان نرخ تبخیر آب باز را به میلیمتر در روز از روش های بیلان انرژی، آئرو دینامیک، مرکب حساب کنید. فشار هوا را 101.3 kPa و $Z_0 = 0.03 \text{ cm}$ و $Z_2 = 2 \text{ m}$ فرض کنید.

۳- برای سوال ۲، میزان تبخیر- تعرق را نیز بیابید.

۴- بررسی کنید که در سوال ۲، اگر هر کدام از پارامتر های تابش خالص، دمای هوا، رطوبت نسبی و سرعت باد، 10% افزایش پیدا کند، میزان تبخیر آب باز در هر سه روش، چند درصد تغییر می کند؟ (اختیاری: در صورتی که هر یک از پارامتر های فوق، 20% و 30% افزایش یابد چطور؟ چه نتایجی از اعداد حاصل می توان گرفت؟)

۵- میزان تبخیر از تشتک در محل سد زنوز مرند به صورت زیر داده شده است. علت تغییرات تبخیر در طول سال را بحث نمایید. آیا میزان تبخیر از دریاچه واقعی سد برابر همین میزان از تشتک آزمایشی است؟ چرا؟



فصل پنجم

نفوذ آب در زمین

نفوذ

آبی که به صورت بارش به زمین می‌رسد مقداری از آن در زمین نفوذ می‌کند و مقداری که باقی مانده به صورت رواناب در سطح زمین جاری می‌شود. فواید نفوذ آب در زمین عبارتند از:

- کاهش میزان سیل
 - کاهش میزان شسته شدن خاک
 - فراهم کردن آب برای ریشه گیاهان
 - تغذیه منابع آب زیرزمینی
 - کمک به تامین جریان آب مورد نیاز برای دوره‌های خشک
- با توجه به این فواید در طراحی مدرن برای شبکه های آب و فاضلاب شهری تا حد امکان سعی می شود که رواناب به زمین نفوذ داده شود. زیرا در غیر این صورت بایستی ضمن ساخت شبکه های بزرگ فاضلاب، مجتمع های حجیم و پر هزینه ای برای تصفیه آن تدارک دیده شود. برای این منظور از چمن و نیز آسفالت متخلخل استفاده می شود. این نوع آسفالت در طراحی زمین های ورزشی و نیز پارکینگ کاربرد فراوانی یافته که می توان زمینه تحقیقی برای دانشجویان باشد. در آزمایشگاه بتن دانشکده مهندسی عمران دانشگاه تبریز پایان نامه های متعددی در این مورد تعریف شده و نتایج جالبی نیز حاصل شده است. به عنوان یک کار تحقیقی به مسوول محترم این آزمایشگاه مراجعه و سوال بفرمائید.



در فصول گذشته چگونگی تخمین میزان بارش عنوان شد. اکنون اگر بتوان مقداری را که آب در زمین نفوذ می‌کند به دست آورد با کم کردن این مقدار، میزان آبی که در دسترس است به دست

می‌آید. توجه شود که نفوذ آب به معنای از دست رفتن آب نیست، بلکه آب هنگامی که در زمین نفوذ می‌کند فقط از دسترس خارج می‌شود.

عوامل موثر بر نفوذ: عوامل زیادی سرعت نفوذ را تحت تاثیر قرار می‌دهند. وضعیت سطح خاک و پوشش گیاهی آن، مشخصه های خاک نظیر تخلخل و قابلیت هدایت هیدرولیکی و رطوبت خاک از جمله ی آنها می باشند. در طبیعت معمولا لایه های مختلفی از خاکها با ویژگی های مکانیکی متفاوت، بر روی یکدیگر قرار می گیرند و این مسئله، سرعت نفوذ را تحت تاثیر قرار می دهد.

سرعت نفوذ، f ، نرخ ورود آب به خاک در سطح زمین است. در صورتی که شدت بارش بیشتر از نرخ نفوذ باشد، آب بر روی سطح زمین باقی می ماند و نرخ نفوذ، به مقدار پتانسیلی خود میرسد. بیشتر معادله های نفوذ، نرخ نفوذ پتانسیلی را بیان می کنند. نفوذ تجمعی، F ، برابر عمق نفوذ آب در یک بازه ی زمانی مشخص است که با انتگرال گیری از نرخ نفوذ به دست می آید:

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau$$

خصوصیات نفوذ

۱- اگر شدت بارندگی بیش از ظرفیت اولیه نفوذ (f_0) باشد رواناب خواهیم داشت.

۲- میزان نفوذ آب به شدت و مدت بارندگی بستگی دارد.

۳- شرایط سطح زمین (پوشش) در نفوذ مؤثر است.

برای محاسبه ی مقدار نفوذ آب می توان از چهار روش استفاده کرد:

- روش اندیس فی ϕ

- روش هورتون

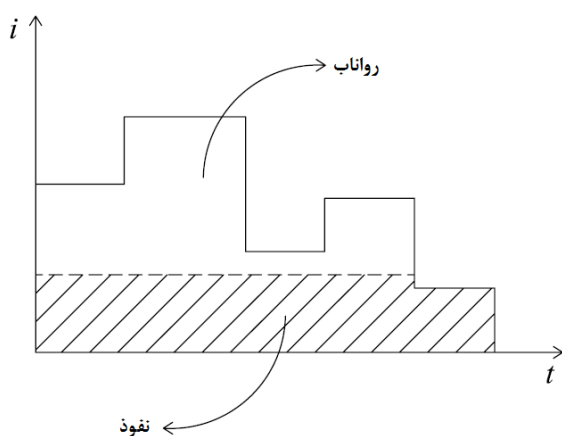
- روش فیلپ

- روش SCS

اکنون هر یک از این روشها را مورد بررسی

قرار می دهیم.

روش اندیس فی ϕ



فرض می کنیم نمودار شدت بارش برحسب

زمان به صورت مقابل داده شده باشد. در این روش خطی افقی را مرز بین نفوذ و رواناب فرض می کنیم. مساحت زیرخط به عنوان عمق نفوذ و مساحت بالای خط به عنوان عمق رواناب بیان می شود.

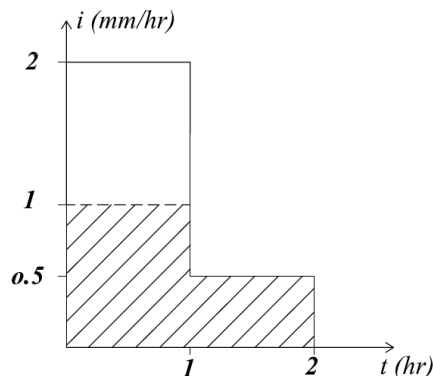
مثال: نمودار بارش به صورت مقابل مفروض است. برای $\phi = 1 \frac{mm}{hr}$ مقدار نفوذ را تعیین کنید.

$$F = 1(1) + 0.5(1) = 1.5mm$$

$$P = \text{مساحت کل} = 2.5mm$$

$$P_e = 2.5 - 1.5 = 1mm$$

ϕ را شدت نفوذ می نامند.



همانطور که گفته شد، بیشتر روشهای مربوط به نفوذ، نفوذ پتانسیلی را بیان می کنند، یعنی فرض بر آن است که شدت بارندگی بیشتر از شدت نفوذ است و همواره مقداری آب بر روی زمین قرار دارد. در روش اندیس فی باید به این نکته توجه بیشتری کرد.

مثال: بارانی به مدت ۶ ساعت باریده و مقادیر شدت آن در ساعات مختلف به ترتیب ۰/۵ ، ۱/۵ ، ۱/۲ ، ۰/۳ ، ۱/۰ ، ۰/۵ سانتی متر در ساعت بوده است. مقدار رواناب مستقیم ۲ سانتی متر تخمین زده می شود، با صرف نظر از تبخیر و تعرق، اندیس فی را بیابید؟

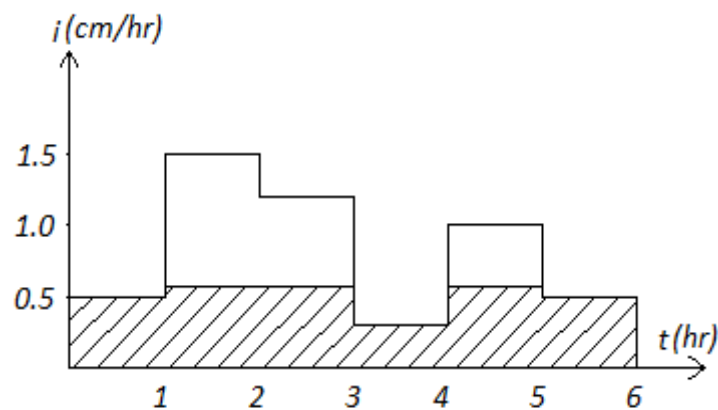
مقدار رواناب، Q ، برابر ۲ سانتی متر است، مقدار بارش نیز برابر

$$P = 0.5 + 1.5 + 1.2 + 0.3 + 1.0 + 0.5 = 5cm$$

با صرف نظر از تبخیر و تعرق، می توان گفت $I = P - Q = 3cm$ (نفوذ)

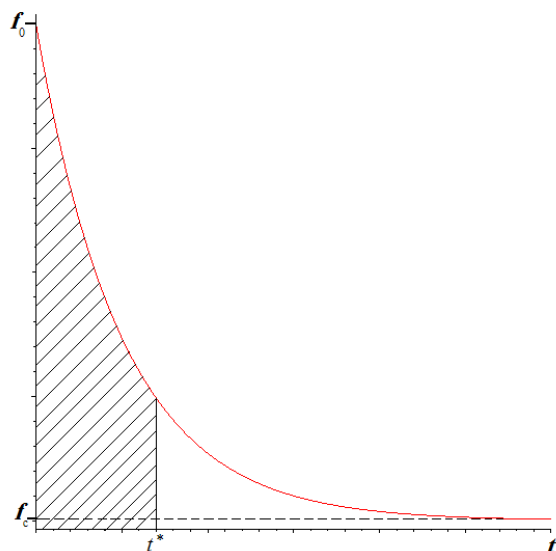
$$\phi = I/t = 0.5 cm/h$$

به نظر می رسد که مقدار فی حساب شده باشد، اما با کمی دقت و محاسبه ی رواناب با در نظر گرفتن $\phi = 0.5$ مشاهده می شود که $Q = 2.2cm$ می شود. علت این مسئله نیز نکته ی بالا می باشد. پس باید مقدار نفوذ بیشتر باشد، یعنی اندیس ϕ بزرگتر باشد تا مقدار رواناب کوچکتر شود. با سعی و خطا کردن، در میابیم که مقدار $\phi = 0.567 cm/h$ درست است و با این مقدار است که رواناب برابر ۲ سانتی متر می شود.



روش هورتون

نظر هورتون این بود که چون در ساعت‌های اولیه زمین تشنه است نرخ نفوذ اولیه زیاد است و با گذشت زمان این نرخ نفوذ به صورت نمایی کاهش می‌یابد. اگر f_0 شدت نفوذ اولیه و f_c شدت نفوذ نهایی باشد آنگاه خواهیم داشت:



$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt}$$

در رابطه‌ی بالا f پتانسیل شدت نفوذ یعنی مقداری که زمین نیاز به نفوذ آب دارد. حال اگر مقدار بارش از میزان پتانسیل شدت نفوذ کمتر بود همه‌ی بارش جذب زمین می‌شود. k نیز پارامتری است ثابت که بستگی به نوع خاک هر منطقه دارد و با آزمایش مقدار آن مشخص می‌شود. حال اگر از پتانسیل شدت نفوذ انتگرال‌گیری کنیم عمق نفوذ به دست می‌آید:

$$F = \int f \cdot dt = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-k \cdot t})$$

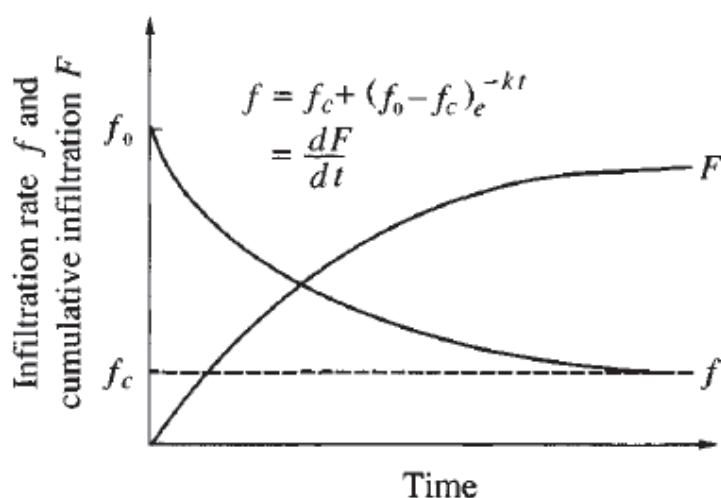
عمق نفوذ

اگر این انتگرال از صفر تا t^* گرفته شود عمق نفوذ تا زمان t^* به دست می‌آید.

البته، با کمی تغییر در معادله‌ی هورتون و لگاریتم (\ln) گرفتن از طرفین می‌توانیم به رابطه‌ی زیر برسیم، که اثبات آن به عنوان تمرین، رها می‌شود.

$$t = \frac{1}{k} \ln(f_0 - f_c) - \frac{1}{k} \ln(f/f_c)$$

اهمیت رابطه ی فوق در تشابه آن با معادله ی خط راست $y = C + mx$ است.



(b) Infiltration rate and cumulative infiltration.

روش فیلیپ

در این روش از معادله ی دارسی که در خاک بیان می شود استفاده می کنیم:

$$q = k \frac{\Delta h}{\Delta z} \cdot A$$

در این رابطه:

K : ضریب نفوذپذیری خاک

Δh : تفاوت هدبین دو نقطه

در این روش پتانسیل شدت نفوذ به صورت زیر تعریف می شود:

$$f = k + \frac{1}{2} S t^{-\frac{1}{2}}$$

که در این رابطه t زمان و S مکش خاک می باشد.

با انتگرال گیری از این عبارت می توان عمق نفوذ را به دست آورد.

$$F = \int f \, dt = \int (k + \frac{1}{2} S t^{-\frac{1}{2}}) dt$$

$$= S t^{\frac{1}{2}} + kt$$

$$\rightarrow F = S t^{\frac{1}{2}} + kt$$

به این ترتیب می‌توان عمق نفوذ را تعیین کرد.

مثال: استوانه‌ای با مساحت مقطع آن $A = 40\text{cm}^2$ از خاک پر شده است. اگر بعد از گذشت ۱۵ دقیقه مقدار 100cm^3 آب به این خاک صرفاً به صورت مکشی وارد شود. بعد از ۳۰ دقیقه چه مقدار آب در آن نفوذ می‌کند؟ فرض کنید ضریب نفوذپذیری خاک $k = 0.4 \frac{\text{cm}}{\text{hr}}$ باشد. در بخش اول یعنی زمانی که مقدار 100cm^3 آب به داخل خاک تزریق می‌شود بخاطر عدم وجود هیدرولیک آب در خاک عبارت دوم حذف می‌شود.

$$F = \frac{100\text{cm}^3}{40\text{cm}^2} = 2.5\text{cm}$$

$$F = St^{\frac{1}{2}} + kt$$

$$\rightarrow 2.5 = S(0.25)^{\frac{1}{2}}$$

$$\rightarrow S = 5 \text{ cmh}^{-\frac{1}{2}}$$

حال با داشتن مقدار مکش می‌توان عمق نفوذ را تعیین کرد.

$$F = 5(0.5)^{\frac{1}{2}} + (0.4)(0.5) = 3.7\text{cm}$$

روش SCS^۱

این روش از پر استفاده ترین شیوه‌ها برای محاسبات تلفات بارش و به دست آوردن بارش موثر است. به بارش موثر^۲، بارش اضافه^۳ نیز گفته می‌شود. باید دقت داشت که تلفات را چندین پارامتر تشکیل می‌دهد: تبخیر، چالاب، برگاب، نفوذ مستقیم در زمین. اکنون به بررسی روش SCS می‌پردازیم. در این روش با داشتن هیتوگراف بارش و به دست آوردن منحنی نمایی که براساس خصوصیات حوضه تعریف می‌شود می‌توان تلفات بارش را به دست آورد. در این روش تلفات بارش شامل تلفات اولیه^۴ (I_a) و تلفات مستمر^۵ (F_a) می‌باشد.

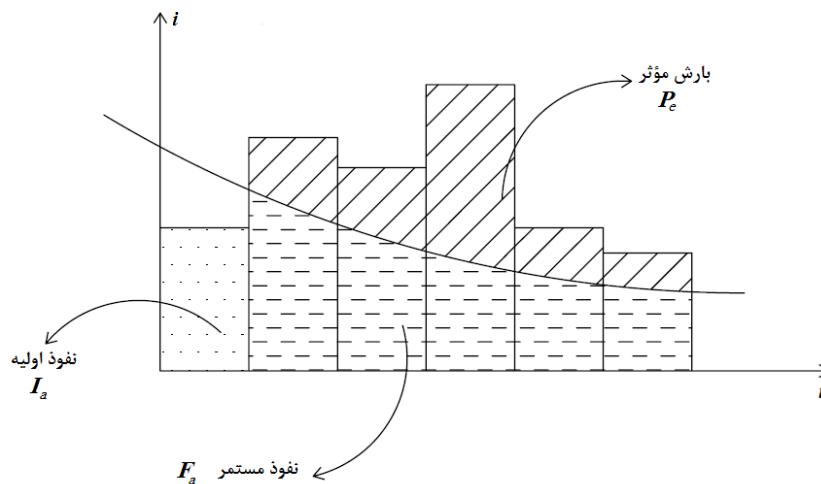
¹ Soil Conservation Service, 1975

^۲Effective Rainfall

^۳Excess Rainfall

^۴Initial Abstraction

^۵Continuous Abstraction



نکته ای که باید به آن دقت نمود آن است که نفوذ اولیه قبل از تشکیل حوضچه‌ها در سطح زمین اتفاق می‌افتد. زمان تشکیل حوضچه‌ها را زمان پوندینگ می‌نامند که بعد از این زمان و تشکیل حوضچه‌ها آب در سطح زمین جاری می‌شود.

با توجه به آنچه در نمودار دیده می‌شود می‌توان نوشت:

نفوذ مستمر + نفوذ اولیه + بارش موثر = کل بارش

$$P = P_e + I_a + F_a \quad (1)$$

با فرض رابطه‌ی روبه‌رو:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad (2)$$

S : حداکثر ظرفیت نگهداشت^۱. به کمک رابطه‌های ۱ و ۲ در این صورت می‌توان نوشت:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

اگر مساحت منطقه مورد بررسی زیر ۲۰۰ هکتار برقرار باشد ($I_a = 0.2 * S$) خواهد بود. در صورت وجود مساحت بزرگتر و یا تغییر شدید کاربری عدد ۰/۲ کمتر خواهد شد.

در نهایت رابطه‌ی بالا به صورت زیر خلاصه می‌شود:

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

در این رابطه تنها کافیست S را به دست آوریم تا بارش موثر به دست آید. مقدار S براساس نوع

خاک و کاربری زمین مورد نظر مشخص می‌شود.

$$S = \frac{1000}{CN} - 10$$

^۱Potential Maximum Retention

مقدار S بر حسب in است. مقدار CN^1 را می توان از روی جدول های موجود مشخص کرد.

Land Use Description	Hydrologic Soil Group			
	A	B	C	D
Cultivated land ¹ : without conservation treatment	72	81	88	91
with conservation treatment	62	71	78	81
Pasture or range land: poor condition	68	79	86	89
good condition	39	61	74	80
Meadow: good condition	30	58	71	78
Wood or forest land: thin stand, poor cover, no mulch	45	66	77	83
good cover ²	25	55	70	77
Open Spaces, lawns, parks, golf courses, cemeteries, etc.				
good condition: grass cover on 75% or more of the area	39	61	74	80
fair condition: grass cover on 50% to 75% of the area	49	69	79	84
Commercial and business areas (85% impervious)	89	92	94	95
Industrial districts (72% impervious)	81	88	91	93
Residential ³ :				
Average lot size Average % impervious ⁴				
1/8 acre or less 65	77	85	90	92
1/4 acre 38	61	75	83	87
1/3 acre 30	57	72	81	86
1/2 acre 25	54	70	80	85
1 acre 20	51	68	79	84
Paved parking lots, roofs, driveways, etc. ⁵	98	98	98	98
Streets and roads:				
paved with curbs and storm sewers ⁵	98	98	98	98
gravel	76	85	89	91
dirt	72	82	87	89

باید به این نکته توجه کرد که این جدول برای شرایط رطوبت اولیه ی خاک در وضعیت طبیعی تنظیم شده است. در صورتی که خاک از حالت طبیعی خارج باشد (خشک یا خیلی مرطوب باشد) مقدار CN به صورت ضربی از مقدار داده شده در جدول محاسبه می شود. اگر فرض کنیم:

AMC² (II) شرایط طبیعی

AMC (I) شرایط خشک

AMC (III) شرایط مرطوب

¹Curve Number

² Anticident Moisture Condition

در این صورت خواهیم داشت:

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)}$$

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)}$$

مثال: رواناب حاصل از یک بارش ۵ اینچی در یک حوضه ی ۸۰ هکتاری که ۵۰٪ خاک آن از گروه B و ۵۰٪ آن از گروه C است را بیابید. در صورتی که:

۴۰٪ مساحت، مسکونی با ۳۰٪ نفوذناپذیری؛ ۱۲٪ مسکونی با ۶۵٪ نفوذناپذیری؛ ۱۸٪ جاده سنگفرش شده با جدول فاضلاب؛ ۱۶٪ زمین باز که نیمی از آن دارای پوشش گیاهی ضعیف و نیم دیگر دارای پوشش گیاهی خوب است؛ ۱۴٪ پارکینگ و دیگر زمین های نفوذناپذیر.

گروه هیدرولوژیکی خاک						کاربری زمین
C			B			
ضرب	CN	%	ضرب	CN	%	
۱۶۲۰	۸۱	۲۰	۱۴۴۰	۷۲	۲۰	مسکونی (۳۰٪ نفوذ ناپذیری)
۵۴۰	۹۰	۶	۵۱۰	۸۵	۶	مسکونی (۶۵٪ نفوذ ناپذیری)
۸۸۲	۹۸	۹	۸۸۲	۹۸	۹	جاده
۲۹۶	۷۴	۴	۲۴۴	۶۱	۴	زمین باز : پوشش خوب
۳۱۶	۷۹	۴	۲۷۶	۶۹	۴	زمین باز : پوشش ضعیف
۶۸۶	۹۸	۷	۶۸۶	۹۸	۷	پارکینگ و ...
۴۳۴۰		۵۰	۴۰۳۸		۵۰	جمع

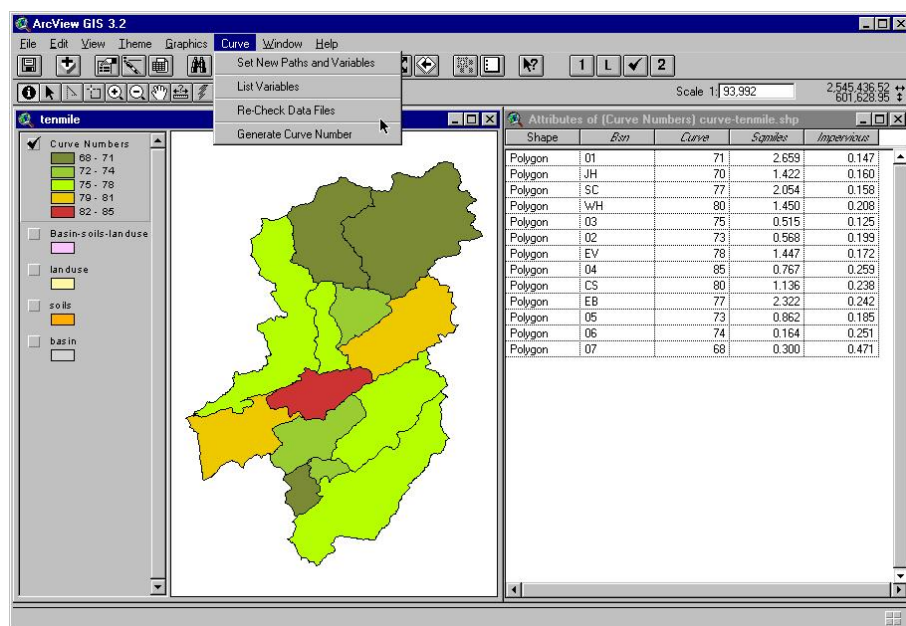
ابتدا با تنظیم جدولی مشابه بالا، اقدام به محاسبه ی CN معادل می کنیم:

$$\overline{CN} = \frac{4038 + 4340}{100} = 83.8 \Rightarrow S = \frac{1000}{\overline{CN}} - 10 = 1.93 \text{ inch}$$

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} = 3.25 \text{ inch}$$

تحقیق مهم - با کمک نرم افزار ArcGIS می توانید در گستره یک حوضه آبریز مقدار عدد منحنی یعنی CN را به طور دقیقتر و با سرعت بهتری محاسبه نمایید. در زیر تصویر پنجره مزبور ارایه شده است. البته لازم به ذکر است که باید فایل اجرایی آن نصب گردد. برای اطلاعات بیشتر به مقاله زیر مراجعه نمایید:

<http://proceedings.esri.com/library/userconf/proc00/professional/papers/pap657/p657.htm>



اثر گسترش شهری^۱

با تغییرات گسترده در زمینهای کشاورزی اطراف شهرها و تبدیل باغات به مناطق مسکونی و صنعتی در ضریب CN تغییرات فاحشی صورت گرفته و مقدار آن به شدت افزایش می یابد. در واقع نفوذ پذیری زمینها کم شده و بارندگی به سرعت تبدیل به سیلاب می شود. یکی از دلایل سیلاب پاکستان ۲۰۱۰ و سیلاب استان گلستان ۱۳۸۰، که خسارت زیادی به جا گذاشتند همین موضوع عنوان می شود.

زمان پوندینگ^۲

اگر شدت بارش در لحظه اول از شدت نفوذ اولیه f_0 بیشتر باشد از همان لحظه اول بارش، همزمان با نفوذ، رواناب هم داریم. ولی اگر شدت بارش کمتر از شدت نفوذ باشد، مدتی طول می کشد تا با کم شدن شدت نفوذ، در اثر خیس شدن خاک، شدت بارش با شدت نفوذ یکی شود. به این زمان، زمان پوندینگ (t_p) می گویند. جزئیات این پارامترها در مرجع چاو و همکاران (۱۹۸۸) ارائه شده است.

¹ Urbanization effect

² Ponding Time

$$t_p = \frac{K \psi \Delta \theta}{i(i-K)}$$

مسائل

۱- نرخ نفوذ در ابتدای سیل $f_0 = 4 \text{ cm/hr}$ بود و بعد از دو ساعت به 0.5 cm/hr کاهش یافت. 1.7 cm میزان کل نفوذ در این دو ساعت بوده است. مقدار K را برای معادله‌ی هورتون بیابید. فرض کنید پوندینگ پیوسته بوده است.

۲- نرخ نفوذ به عنوان تابعی از زمان برای یک نوع خاک رس لجنی به شکل زیر است.

زمان (hr)	۰	۰,۰۷	۰,۱۶	۰,۲۷	۰,۴۳	۰,۶۷	۱,۱۰	۲,۵۳
نرخ نفوذ (cm/hr)	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۱

تعیین کنید بهترین مقادیر را برای پارامترهای f_0 و f_c و K در معادله‌ی هورتون برای توضیح مناسب نفوذ در این خاک.

۳- پارامترهای معادله‌ی فیلپ برای خاک رس به شرح زیر است:

$$S = 45 \text{ cm.h}^{-1/2}, \quad k = 10 \text{ cm/h}$$

تعیین کنید نفوذ تجمعی و نرخ نفوذ را در بازه‌های نیم ساعته برای یک بازه‌ی ۳ ساعته هر دو را به عنوان تابعی از زمان رسم نمایید. نرخ نفوذ را به عنوان تابعی از نفوذ تجمعی رسم نمایید. پوندینگ را پیوسته فرض نمایید.

۴- نشان دهید که زمان پوندینگ برای بارش با شدت برای یک خاک با معادله‌ی هورتون با پارامترهای f_0 و h و k توضیح داده می‌شود از فرمول زیر بدست می‌آید.

$$t_p = \frac{1}{ik} [f_0 - i + f_c \ln(\frac{f_0 - f_c}{i - f_c})]$$

بازه مقادیر شدت بارش را که در آن این معادله معتبر است تعیین کنید و توضیح دهید که اگر i خارج از این بازه باشد چه رخ می‌دهد؟

۵- تمرین شماره ۵,۵,۴ از کتاب Chow و همکاران به کمک روش SCS محاسبه شود.

فصل ششم

برگاب و چالاب

برگاب^۱

به آبی که توسط پوشش گیاهی نگهداری می‌شود برگاب می‌گویند. فرض بر آن است که این آب یا تبخیر شده یا توسط گیاه جذب می‌شود. عوامل موثر در برگاب را می‌توان به صورت زیر عنوان کرد:

- طول مدت و میزان بارندگی

- شدت بارندگی

- سرعت باد

- نوع پوشش گیاهی

- میزان رطوبت موجود در هوا

مدل های گوناگون ریاضی برای محاسبه‌ی میزان برگاب وجود دارد که ما به بررسی دو نمونه از آنها می‌پردازیم.

مدل هورتون برای محاسبه برگاب



این مدل توسط هورتون در سال ۱۹۱۹ ارائه شد. ابتدا پارامترها را به صورت زیر تعریف می‌کنیم:

I_{ri} = برگاب (mm)

S_v = ظرفیت نگهداشت گیاهی^۲ (mm)

R = نسبت سطح پوشش گیاهی به کل سطح

E = نرخ تبخیر (mm/hour)

^۱ Interception

^۲ Vegetation Storage Capacity

t_R = مدت بارش (hr)

با داشتن این پارامترها می توان مقدار برگاب را از رابطه ی زیر حساب کرد:

$$I_{ri} = S_v + R.E.t_R$$

باید در نظر داشت که این رابطه بر این فرض استوار است که بارندگی برای استفاده از کل ظرفیت نگهداشت آب توسط گیاه کافی است. اگر این شرایط برقرار نباشد باید از روش دیگری برای محاسبه ی برگاب استفاده کرد.

مدل Linsley برای محاسبه برگاب

این مدل پس از مدل هورتون و با بررسی های بیشتر در سال ۱۹۴۹ ارائه شد. در این مدل فرض بر آن است که بارندگی برای استفاده از تمامی ظرفیت نگهداشت آب کافی نباشد. در این مدل از همان پارامترهای قبلی استفاده می کنیم. تنها پارامتری که در این بخش اضافه می شود. P یعنی مقدار کل بارش برحسب میلیمتر است.

$$I_{ri} = (1 - e^{-P/S_v})S_v + R.E.t_R$$

همانطور که قبلا بیان شد برگاب فقط یک قسمت از تلفات بارش است. بارشی که از خلال پوشش گیاهی به زمین می رسد^۱ برای جنگلی در مازندران به صورت زیر محاسبه شده است که نشانگر مقدار قابل توجهی است (در حدود ۶۵ درصد بارش) (Ahmadi et al. 2009):

Table 2. Cumulative and average gross rainfall (GR) depths and the partitioning into throughfall (TF), stemflow (SF), and interception loss (I) within the growing season in the study site. NR refers to the net rainfall, sum of TF and SF

	GR		TF		SF		I		NR	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Cumulative	309.9	100	209.9	67.7	7.8	2.5	92.2	29.8	217.7	70.2
Average	13.5	100	9.2	65.9	0.3	2	4	32.1	9.5	67.9

چالاب^۲

چالاب به آب هایی که در چاله های سطح زمین جمع می شوند گفته می شود. چالاب نیز یکی از تلفات بارش به حساب می آید. در اینجا یک مدل برای محاسبه ی چالاب عنوان می کنیم:

مدل Linsely برای محاسبه ی چالاب

ابتدا پارامترهای مورد نیاز را به صورت زیر تعریف می کنیم:

^۱ Throughfall

^۲ Depression Storage

$V =$ عمق چالاب (mm)

$S_d =$ حداکثر ظرفیت نگهداشت¹ (mm)

$$K = 1/S_d$$

$P_e = P -$ (تلفات بارش به جز چالاب)

در این صورت خواهیم داشت:

$$V = S_d \times (1 - e^{-K P_e})$$

با توجه به رابطه Linsely عمق رواناب موثر برابر است با:

$$P_e = P - (\text{نفوذ} + \text{برگاب} + \text{تبخیر})$$

ولی با لحاظ چالاب داریم:

$$P_e = P - (\text{چالاب} + \text{نفوذ} + \text{برگاب} + \text{تبخیر})$$

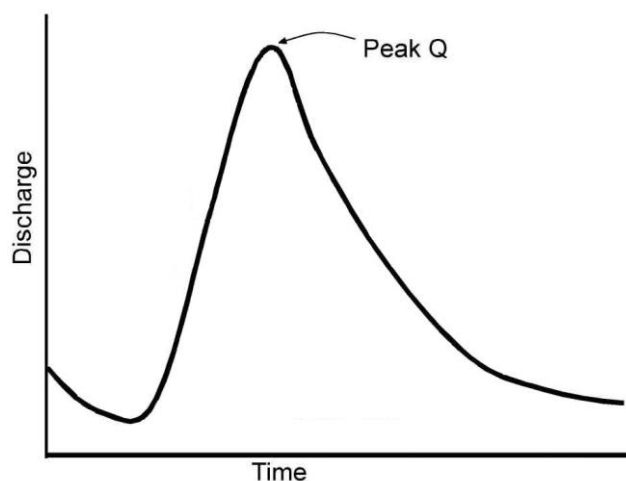
¹Maximum Storage Capacity

فصل هفتم

هیدروگراف واحد

آب نمود (هیدروگراف)^۱

آب نمود منحنی است که نرخ جریان آب را برحسب زمان در مقطعی ثابت از رودخانه نشان می‌دهد. یکی از مطالب مهم مورد نیاز در مهندسی عمران محاسبه میزان دبی در نقطه اوج هیدروگراف بالخصوص در مورد سیلاب است.

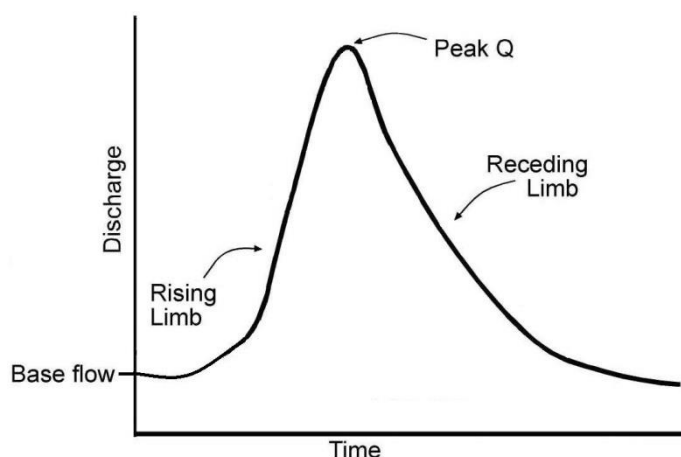


تحقیق- از دید مهندسی عمران و محیط زیست چرا به دنبال این مقدار اوج جریان هستیم؟

جریان پایه (Base Flow) به جریان اولیه‌ای گفته می‌شود که در هر رودخانه وجود دارد. وقتی که بارندگی صورت می‌گیرد جریان رودخانه افزایش می‌یابد و بعد از قطع شدن باران نیز این منحنی ادامه می‌یابد (حتی ممکن است بارندگی قبل از رسیدن به Peak منحنی قطع شود و ممکن است بعد از قطع شدن بارندگی منحنی به نقطه ماکزیمم خود برسد. این عامل به وسعت و خصوصیات آن منطقه بستگی دارد). سپس منحنی سیر نزولی به خود می‌گیرد و دوباره به حالت جریان پایه برمی‌گردد.

هر هیدروگراف از قسمت‌های مختلفی تشکیل شده است.

^۱Hydrograph



اکنون باید ببینیم کدام قسمت از این نمودار مربوط به بارندگی و کدام قسمت مربوط به جریان پایه است.

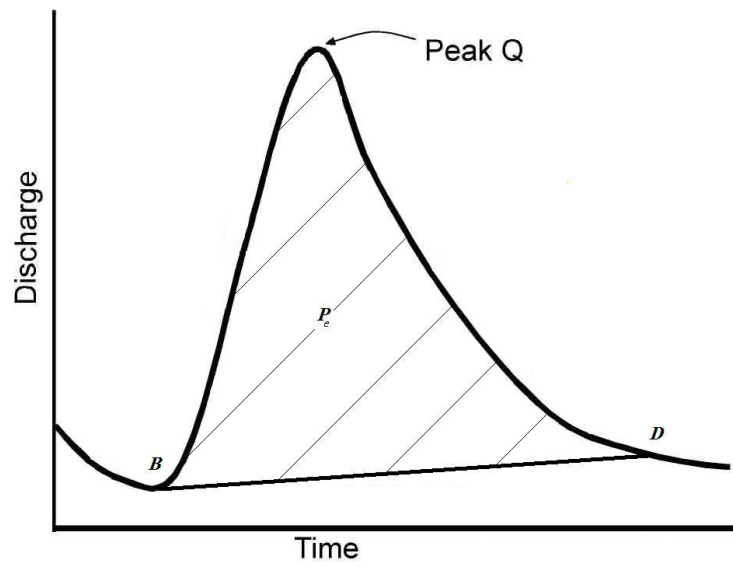
جداسازی جریان پایه از منحنی رواناب خروجی

هدف اصلی ما از به دست آوردن هیدروگراف، تعیین میزان بارش مؤثر و سپس به دست آوردن حداکثر مقدار آن است. در فصل های گذشته، راه حل هایی را به همراه مدل های ریاضی برای تعیین میزان بارش مؤثر عنوان کردیم. اما همیشه پارامترهای مورد نیاز برای آن مدل ها وجود ندارد. یکی دیگر از روش های تخمین میزان بارش مؤثر استفاده از همین رواناب خروجی می باشد. اما این راه حل نیز راه حل عملی برای زمان حال نیست. اکنون قصد داریم روش های تجربی را برای به دست آوردن P_e عنوان کنیم:

۱- روش خط مستقیم^۱

در این روش برای پیدا کردن بارش مؤثر شروع بارندگی (نقطه ی B) را به نقطه ی پایانی منحنی (نقطه ی D) وصل می کنیم سطح محصور بین منحنی و این خط راست را می توان تخمینی از میزان بارش مؤثر در نظر گرفت. نقطه ی B و D را با قضاوت مهندسی می توان به دست آورد.

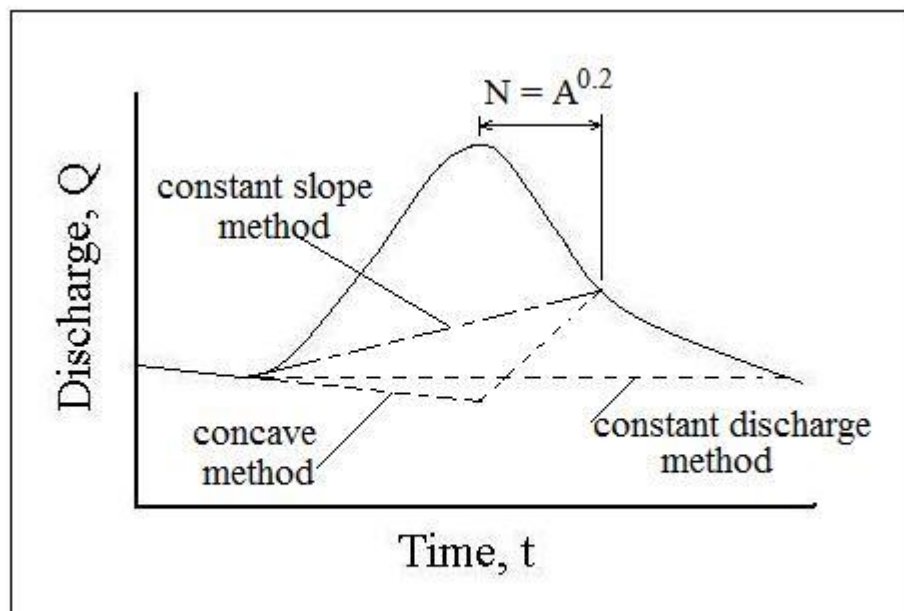
^۱Straight Line Method



۲- روش پایه‌ی ثابت^۱

در این روش ابتدا خطی را در امتداد قسمت AB رسم می‌کنیم. سپس از خط قائمی که از Peak منحنی می‌گذرد، به اندازه‌ی N به سمت راست آمده و خط قائم دیگری رسم می‌کنیم تا منحنی را در نقطه‌ی F قطع کند. سپس از نقطه‌ی F به صورت نشان داده شده به نقطه‌ی تلاقی امتداد AB وصل

می‌کنیم سطح محصور بین این خطوط و محور افقی را می‌توان به عنوان جریان پایه در نظر گرفت مقدار N از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:



Baseflow Separation Methods

^۱Fixed Base Method

$$N = A^{0.2}$$

$N:$ days

$A:$ mi^2

(A، مساحت حوضه بر حسب مایل مربع است.)

البته مطمئن ترین راه اندازه‌گیری جریان پایه قبل از بارندگی و کم کردن آن از میزان آب بعد از بارندگی است. اگر جریان پایه را از منحنی هیدروگراف کم کنیم، منحنی باقیمانده منحنی هیدروگراف رواناب مستقیم گفته می‌شود.

تحقیق- تاثیر روشهای مختلف تفکیک جریان پایه را در مقاله Gonzalez و همکاران ۲۰۰۹ ببینید. لینک به مقاله:

<http://hydrol-earth-syst-sci.net/13/2055/2009/hess-13-2055-2009.pdf>

آب‌نمود واحد^۱

تعریف: اگر یک بارندگی یک روزه، در یک حوضه روانابی به عمق یک واحد اندازه‌گیری ایجاد نماید (عمق بارش موثر، P_e یک واحد باشد). هیدروگرافی که نمایش دهنده‌ی نرخ رواناب سطحی تولید شده باشد هیدروگراف واحد نامیده می‌شود. بنابراین هیدروگراف واحد هیدروگراف رواناب مستقیم (بدون جریان پایه) مربوط به هر بارانی است که آن باران حاوی دقیقاً یک واحد بارش موثر باشد. انتظار این نیست که چنین بارشی به وقوع پیوندد، بلکه فرضیه این است که مؤلفه‌های هیدروگراف واحد، $1/P_e$ برابر مؤلفه‌های هیدروگراف رواناب خروجی بارشی با بارش موثر P_e هستند (با همان مدت زمان بارش).

پس هیدروگراف واحد، یک وسیله اندازه‌گیری است که با استفاده از آن می‌توان هیدروگراف‌های دیگر را تولید کرد. مثلاً اگر برای حوضه، هیدروگراف بارش دو ساعته آن را داشته باشیم، با تقسیم مؤلفه‌های آن بر P_e ، می‌توان آب‌نمود واحد دوساعته‌ی آن را به دست آورد، (UH-2). از این پس هرگاه در این حوضه بارش دوساعته اتفاق بیفتد با ضرب کردن این منحنی در میزان بارش موثر می‌توان آب‌نمود آن بارش را بدست آورد. اگر آب‌نمود واحد n ساعته داشته باشیم و m ساعت بارندگی

¹ Unit Hydrograph

اتفاق بیفتد باز نیز می‌توان به روش‌هایی آبنمود بارش را به دست آورد که در ادامه در مورد آن صحبت می‌کنیم.

فرض کنید دو ساعت با شدت ثابت در منطقه‌ای باران ببارد و بارش مؤثر این بارندگی "۱" باشد اگر دبی خروجی برای این منطقه را برحسب زمان رسم کنیم منحنی‌ای به دست می‌آید که به آن آبنمود واحد دوساعته (2hr-UH) می‌گویند. به همین صورت می‌توان آبنمودهای ۱۲ ساعته یا ۲۴ ساعته را رسم کرد.

می‌دانیم سطح زیر این منحنی‌ها، بیانگر حجم آب خروجی از این منطقه است و چون بارش مؤثر برای همه‌ی این منحنی‌ها ثابت است لذا می‌توان گفت سطح زیر همه‌ی این منحنی‌ها یکسان است. همانطور که در هیدروگراف نشان داده شده است مدت زمانی که طول می‌کشد تا همه‌ی بارش مؤثر از منطقه خارج شود به عنوان زمان پایه^۱ نامگذاری می‌شود. عوامل مختلفی روی این زمان مؤثر است از جمله خصوصیات منطقه و نوع خاک آن.

اگر بارشی به مدت n ساعت رخ دهد و ارتفاع رواناب خروجی (که برابر با بارش مؤثر است) باشد، برای ساخت هیدروگراف واحد n ساعته‌ی آن حوضه، n hr-UH مراحل زیر را طی می‌کنیم:

- ۱- دبی پایه را حذف می‌کنیم.

- ۲- دبی‌های بدست آمده را بر ارتفاع بارش مؤثر، تقسیم می‌کنیم. چون همانطور که در تعریف هیدروگراف واحد دیدیم، ارتفاع رواناب خروجی برای ساخت هیدروگراف واحد، باید یک واحد اندازه‌گیری (سانتی متر، اینچ و ...) باشد.

- ۳- محور زمان را با زمان شروع سیل ناشی از بارش (که در بخش ۲ بدست آمده) هماهنگ می‌کنیم و نتیجه را در یک دستگاه مختصات رسم می‌کنیم.

مثال: داده‌های زیر مربوط به اندازه‌گیری دبی رودخانه‌ای است که ابعاد حوضه‌ی بالادست آن، 150×150 کیلومتر مربع است. داده‌ها نشان دهنده‌ی هیدروگرافی است که از یک بارش ۱۲ ساعته ناشی شده است. هیدروگراف واحد ۱۲ ساعته‌ی حوضه را استخراج کنید؟

همانطور که در شکل دیده می‌شود، ابتدا با حذف دبی پایه (که در این مثال داده شده بود)، دبی رواناب مستقیم ناشی از باران را محاسبه کردیم. در گام بعدی، ارتفاع بارش مؤثر را می‌یابیم:

$$\left(\text{نصف تعداد مربع های ناقص} + \text{تعداد مربع های کامل} \right) \times \text{مساحت یک مربع} = \text{مساحت زیر هیدروگراف سیل}$$

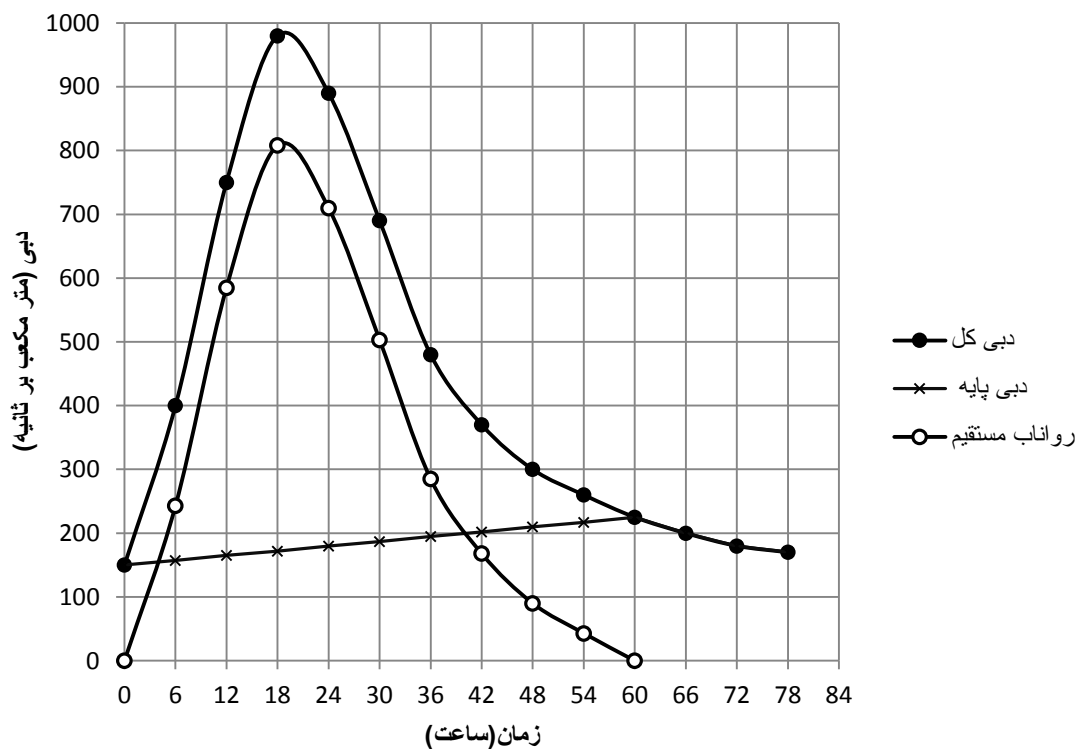
$$= 2160000 \left(25 + \frac{1}{2}(18) \right) = 73440000 m^3$$

$$P_e = \frac{73440000 m^3}{150000m \times 150000m} = 0.0032m = 0.32 cm$$

¹ Base time

با تقسیم رواناب های مستقیم بر میزان بارش موثر یعنی P_e ، رواناب هیدروگراف واحد ۱۲ ساعته ی این حوضه بدست می آید (ستون ۷).

روز	ساعت	دبی (m^3/s)	دبی پایه (m^3/s)	رواناب مستقیم	زمان (ساعت)	12hr-UH
۲۲	۰۶:۰۰	۱۵۰	۱۵۰	۰	۰	۰
	۱۲:۰۰	۴۰۰	۱۵۷	۲۴۳	۶	۷۵۹
	۱۸:۰۰	۷۵۰	۱۶۵	۵۸۵	۱۲	۱۸۲۸
۲۳	۰۰:۰۰	۹۸۰	۱۷۲	۸۰۸	۱۸	۲۵۲۵
	۰۶:۰۰	۸۹۰	۱۸۰	۷۱۰	۲۴	۲۲۱۹
	۱۲:۰۰	۶۹۰	۱۸۷	۵۰۳	۳۰	۱۵۷۲
	۱۸:۰۰	۴۸۰	۱۹۵	۲۸۵	۳۶	۸۹۱
۲۴	۰۰:۰۰	۳۷۰	۲۰۲	۱۶۸	۴۲	۵۲۵
	۰۶:۰۰	۳۰۰	۲۱۰	۹۰	۴۸	۲۸۱
	۱۲:۰۰	۲۶۰	۲۱۷	۴۳	۵۴	۱۳۴
	۱۸:۰۰	۲۲۵	۲۲۵	۰	۶۰	۰
۲۵	۰۰:۰۰	۲۰۰	۲۰۰	۰		
	۰۶:۰۰	۱۸۰	۱۸۰	۰		
	۱۲:۰۰	۱۷۰	۱۷۰	۰		

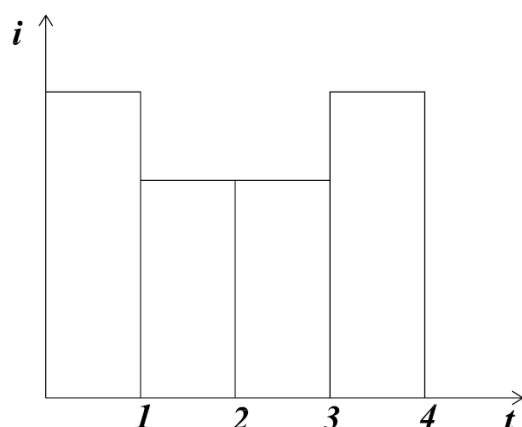


کاربرد هیدروگراف واحد n ساعته:

با استفاده از هیدروگراف واحد یک حوضه، می توان در صورت وقوع بارش، زمان و شدت بارش را از ایستگاه اندازه گیری آن حوضه دریافت کرده و بدون اندازه گیری مستقیم، میزان رواناب خروجی از حوضه را بیابیم.

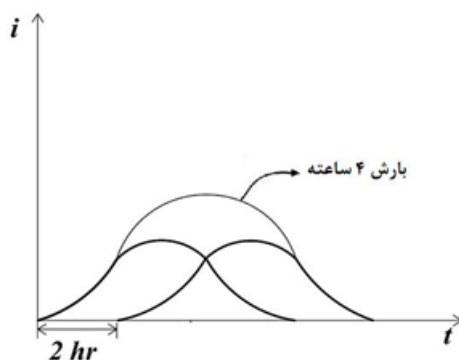
به طور کلی سه حالت ممکن است رخ دهد:

- طول دوره ی بارش n ساعت است.
- طول دوره ی بارش مضرب صحیحی از n است.
- طول دوره ی بارش مضرب صحیحی از n نیست.



در حالت اول که مدت زمان دوره ی بارش n ساعته است کافیت تا P_e بارش را حساب کرده و مولفه های آبنمود واحد را در P_e ضرب کنیم. در این صورت هیدروگراف بارش به دست می آید.

حالت دوم را با یک مثال عددی بیان می کنیم. فرض کنید هیدروگراف واحد بارش دوساعته را داریم و بارشی به مدت ۴ ساعت در منطقه اتفاق می افتد در این صورت می توان فرض کرد که یک بارش دوساعته اتفاق افتاده و بعد از دو ساعت تاخیر بارش دوساعته ی دیگری اتفاق افتاده است.



در این حالت با جمع کردن اعداد دو هیدروگراف و تقسیم آن بر دو می‌توان هیدروگراف واحد ۴ ساعته را به دست آورد. سپس در صورت نیاز عمق بارش ۴ ساعته را در هیدروگراف واحد ضرب می‌کنیم تا هیدروگراف اصلی بدست آید.

t	Q ₁	Q ₂	UH-4
0	0		0
1	5		2.5
2	10	0	5
3	14	5	9.5
4	8	10	9
5	0	14	7
6		8	4
7		0	0

اگر مؤلفه‌ها به صورت جدولی نیز داده شوند می‌توان به صورت بالا آنها را جمع کرد.

در حالتی که هیدروگراف واحد n ساعته داشته باشیم و هیدروگراف یک بارش m ساعته را خواسته باشیم ابتدا هیدروگراف بارش واحد m ساعته را به دست می‌آوریم و سپس به روش اول عمل می‌کنیم. برای این کار از روش تولید S-Hydrograph استفاده می‌کنیم.

فرض می‌کنیم بارش طولانی که مضرب بزرگی از n باشد اتفاق بیفتد. در این صورت هیدروگراف‌های واحد را با Shift های مناسب کنار هم رسم می‌کنیم و آنها را با هم جمع می‌کنیم. اگر این کار را انجام دهیم از جایی به بعد تقریباً ثابت می‌شود (البته ممکن است بعداً دوباره تغییر کند اما وقتی که تقریباً ثابت شد دیگر به ادامه‌ی آن توجه نمی‌کنیم)

منحنی به دست آمده S-Hydrograph نامیده می‌شود اگر این منحنی را به اندازه‌ی m به جلو

شیفت دهیم و تفاضل این دو را حساب کنیم و مؤلفه‌ها را در $\frac{n}{m}$ ضرب می‌کنیم در این حالت هیدروگراف واحد m- ساعته به دست می‌آید.

t	Q ₁	Q ₂	Q ₃	Q ₄	S	Lagged S	تفاضل	Mhr U-H
0	0					0		0	0
1	5					5		5	10/3
2	10	0				10		10	20/3
3	8	5				13	0	13	26/3
4	0	10	0			10	5	5	10/3
5		8	5			13	10	3	2
6		0	10	0		10	13	0	0
7			8	5		13	10	0	
8			0	10		10	13	0	
9				8			13		

به این صورت هیدروگراف واحد m ساخته تولید می‌شود. با تولید شدن هیدروگراف واحد m -
ساعته، به روش اول می‌توان هیدروگراف بارش m ساعته را به دست آورد.

مثال: با استفاده از هیدروگراف واحد ۲ ساعته بالا، هیدروگراف واحد ۱ ساعته ی حوضه را بیابید؟
طبق توضیحات بالا، اقدام به تشکیل جدول زیر می‌نماییم. تعداد تکرار بارشها را تا زمانی ادامه
می‌دهیم، که رواناب تقریباً ثابت شود، اما بر اساس یک فرمول می‌توان گفت اگر هیدروگراف
واحد n ساعته، به مدت T ساعت حوضه را تحت تاثیر قرار دهد و ایجاد رواناب مازاد نماید، باید
حداقل به تعداد $\frac{T}{n}$ تعداد بارش تکرار شود. ($n=2$ و $T=4$ ، پس حداقل ۲ بار بارش را تکرار می‌کنیم)
در ستون ۵، هیدروگراف S را به اندازه m (در اینجا $m=1$) شیف‌ت می‌دهیم، چون می‌خواهیم
در ستون تفاضل، اثرات ناشی از یک ساعت بارش را ببینیم.

بدلیل اینکه هیدروگراف بدست آمده در ستون تفاضل، هیدروگراف واحد نیست (ارتفاع بارش
موثر برابر ۱ نیست)، آنرا در $\frac{n}{m}$ ضرب می‌کنیم.

T	Q ₁	Q ₂	S	Lagged S	تفاضل	$\times \frac{n}{m}$
0	0		0	0	0	0
1	5		5	0	5	10
2	10	0	10	5	5	10
3	8	5	13	10	3	6
4	0	10	10	13	0	0
5		8	10	10	0	
6		0	10	10	0	

زمان تمرکز حوضه

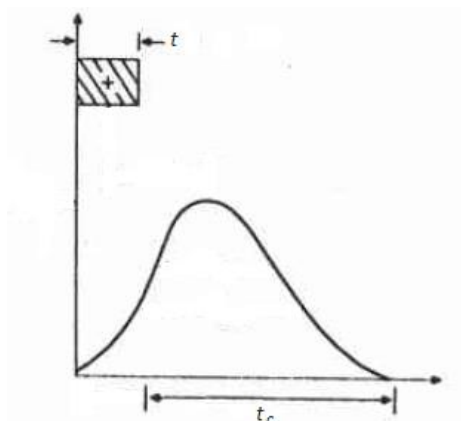
زمانی که تمام حوضه در تولید رواناب مشارکت دارد یا به عبارت دیگر زمان رسیدن یک قطره از
دورترین جای حوضه به خروجی حوضه بر روی رواناب زمان تمرکز حوضه^۱ نام دارد. در نرم افزار
SMADA روشهای مختلفی برای محاسبه زمان تمرکز حوضه ارائه شده است. یک فرمول رایج برای
محاسبه زمان تمرکز حوضه روش کیرپیچ (۱۹۴۰) است.

$$t_c = \frac{0.0078L^{0.77}}{S^{0.385}}$$

که در آن L طول بزرگترین آبراهه بر حسب فوت و S شیب متوسط حوضه و t_c بر حسب دقیقه
است.

¹ Time of concentration

- فرض کنید بارشی با شدت ثابت D و مدت زمان t رخ داده در این صورت ۳ حالت پیش می آید:
- ۱- اگر $t > t_c$ باشد، هیدروگراف سیل خروجی از زمان شروع تا t_c روند صعودی طی می کند و به مقدار ماکزیمم خود می رسد و در همان پیک ثابت می ماند تا بارش تمام شود. سپس روند نزولی در پی می گیرد
 - ۲- اگر $t = t_c$ باشد، هیدروگراف شکل زنگوله ای دارد.
 - ۳- اگر $t < t_c$ باشد، هنگام تمام شدن بارش، سیل خروجی به مقدار ماکسیمم خود نمی رسد، چون کل حوضه فرصت شرکت در تشکیل رواناب را نداشته است. در این حالت، زمان بین پایان بارش تا پایان رواناب، برابر t_c است.



مسائل

- ۱- هیدروگراف مرکب را برای سیل داده شده زیر با فرض یک هیدروگراف واحد مثلی یک ساعته حساب کنید. (طول قاعده هیدروگراف واحد = ۶ واحد زمان
زمان بالا رفتن = ۲ واحد زمان

ماکزیمم ارتفاع = $1/3$ ارتفاع دبی با فرض مساحت برابر)

واحد زمان	۱	۲	۳	۴
بارش مؤثر	۱	۱	۴	۲

- ۲- با فرض یک واحد زمان بارش و بارش مؤثری به میزان 1.5 cm و هیدروگراف زیر :

هیدروگراف برای 1.5 cm بارش مؤثر در یک واحد زمان														
واحد زمان	۱	۲	۳	۴	۴,۵	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳
دبی (m^3/s)	۱۰۰	۹۸	۲۲۰	۵۱۲	۶۲۰	۵۸۵	۴۶۰	۳۳۰	۲۱۰	۱۵۰	۱۰۵	۷۵	۶۰	۵۴

۱) هیدروگراف واحد را تعیین کنید.

۲) هیدروگراف مرکب را برای سیل داده شده در زیر تعیین کنید.

واحد زمان	۱	۲	۳	۴
بارش (cm)	۰,۴	۱,۱	۲,۰	۱,۵

۳- نرخ کل خروجی اندازه‌گیری شده ی یک حوضه به مساحت 3.1 km^2 در جدول زیر آمده است. این هیدروگراف ناشی از یک بارشی است که با نرخ 2.6 cm/hr از ساعت ۹ صبح شروع شده و در ساعت ۱۱ صبح ناگهان قطع شده است. جریان پایه از ساعت ۸ صبح تا ۳ بعد از ظهر مقدار ثابت ۱۰۰ مترمکعب بر ساعت بوده است. حجم رواناب سطحی که مساحت زیر هیدروگراف رواناب سطحی می باشد مقدار 1000 m^3 بخاطر بارش تعیین شده است.

زمان (hr)	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
دبی (m^3 در ساعت)	۱۰۰	۱۰۰	۳۰۰	۶۰۰	۴۰۰	۲۰۰	۱۰۰	۱۰۰

- در چه زمانی رواناب سطحی شروع شده است؟
- با توجه به حجم رواناب سطحی میزان بارش مؤثر را تعیین کنید.
- مقدار اندیس ϕ را برای حوضه تعیین کنید.
- یک هیدروگراف واحد ۲ ساعته برای حوضه بدست آورید. واحد زمان را ساعت و دبی را m^3 فرض کنید.
- زمان تمرکز حوضه چه میزان است؟
- برای همین حوضه از هیدروگراف واحد ۲ ساعته استفاده کنید و نرخ رواناب سطحی را در ساعت ۴ بعد از ظهر در یک روز که بارش در ساعت ۱ بعد از ظهر شروع شده و با نرخ مؤثر 2 cm/hr به مدت ۴ ساعت ادامه می یابد و در ساعت ۵ بعد از ظهر ناگهان متوقف می شود، حساب کنید.

۴- هیدروگراف واحد ۲ ساعته یک حوضه در جدول زیر داده شده است.

زمان (hr)	۰	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
دبی (m^3)	۰	۶۰	۲۰۰	۳۰۰	۲۰۰	۱۲۰	۶۰	۳۰	۱۰	۰

الف) مقادیر دبی در ساعات متوالی را برای یک بارش مؤثر 5 cm/hr و به مدت ۲ ساعت تعیین کنید.

ب) عمق رواناب سطحی را برای سیلاب بخش ۱ پیدا کنید. عمق رواناب برای یک بارش مؤثر 0.5 cm/hr و به مدت ۲ ساعت چه میزان است؟

ج) باران با نرخ 4.5 cm/hr به مدت ۲ ساعت روی حوضه می بارد و ناگهان مقدار آن به 6.5 cm/hr برای ۲ ساعت دوم افزایش می یابد. این شدت های واقعی را به شدت بارش مؤثر تبدیل کنید با استفاده از اینکه مقدار اندیس ϕ ، 0.5 cm/hr می باشد. با رسم یک جدول که به خوبی به تأخیر انداختن و ضرب کردن هیدروگراف واحد ۲ ساعته را نشان می دهد مقادیر ساعتی دبی خروجی از حوضه را برای این سیلاب پیدا کنید. هیدروگراف بدست آمده باید از دبی صفر شروع شود و به صفر ختم شود.

۵- با داشتن هیدروگراف واحد ۲ ساعته زیر هیدروگراف واحد ۳ ساعته را تعیین کنید.

زمان (hr)	۰	۱	۲	۳	۴	۵	۶
دبی (m^3) در ساعت	۰	۵۰	۳۰۰	۴۰۰	۲۰۰	۵۰	۰

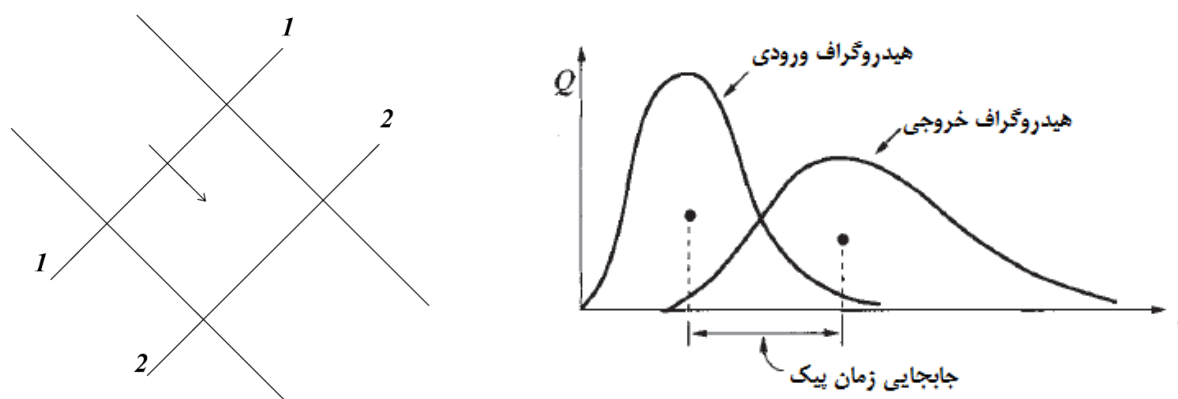
فصل هشتم

روندیابی متمرکز سیل

روندیابی^۱ سیل

روندیابی یک سیل در رودخانه یا مخزن به دو نوع متمرکز^۲ یا توزیعی^۳ صورت می‌گیرد. در حالت متمرکز تغییرات رفتار یک موج تنها در بعد زمان دیده می‌شود. ولی در حالت شبیه‌سازی توزیعی ابعاد بیشتری از تنها زمان (از جمله بعد فضا) در رفتار یک موج مورد بررسی و محاسبه قرار می‌گیرد. حالت دوم دارای محاسبات پیچیده‌تری بوده و نیاز به حل معادلات دیفرانسیل جزئی و یا سائر روشهای عددی دارد. پس به منظور روندیابی، دو روش هیدرولوژیکی و هیدرولیکی وجود دارد که روش هیدرولوژیکی به مراتب آسانتر است. روندیابی هیدرولوژیکی نیز به دو نوع ذخیره ای و غیر ذخیره ای تقسیم می‌شود که در این فصل، به بررسی روش ذخیره ای می‌پردازیم.

مفهوم اصلی روندیابی سیل آن است که اگر مشخصات هیدروگراف را در نقطه‌ای از رودخانه داشته باشیم، از روی آن می‌توانیم هیدروگراف را در نقطه‌ای در پایین دست تخمین بزنیم. اهمیت روندیابی در کارهای آبی این است که مثلاً اگر یک سیل وارد یک سد شود، با داشتن هیدروگراف سیل ورودی، هیدروگراف سیل خروجی از سرریز سد را می‌توان یافت، یا با داشتن هیدروگراف خروجی از سرریز، هیدروگراف سیل در پایین دست (یک شهر یا یک پل) را بیابیم.



تغییر شکل هیدروگراف همواره در دو جهت است:

- ۱- زمان رسیدن به اوج در پایین دست دیرتر است.
- ۲- دبی پیک هیدروگراف در پایین دست، کمتر از دبی پیک هیدروگراف ورودی است.

روندیابی ذخیره‌ای:

^۱ Routing

^۲ Lumped

^۳ Distributed

در یک سیستم هیدرولوژیکی، ورودی $I(t)$ ، خروجی $Q(t)$ و ذخیره $S(t)$ ، از طریق معادله پیوستگی به هم مربوط می شوند:

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (\text{معادله پیوستگی})$$

(۱) روندیابی در مخزن به روش *Level Pool*

در این روش، بدلیل آنکه هم میزان ذخیره ی مخزن S و هم جریان خروجی از مخزن Q ، هر دو تابع مستقیم (ولی غیرخطی) از ارتفاع آب درون مخزن H می باشند، پس میتوان گفت « S تابع غیر خطی از Q است»، به عبارت دیگر $S = f(Q)$.

برای یک مخزن که یک سیل در حال ورود به آن است، واحد زمان را به Δt هایی تقسیم می کنیم که توسط j شماره می شوند. یعنی: $t = 0, \Delta t, 2\Delta t, \dots, j\Delta t, (j+1)\Delta t$

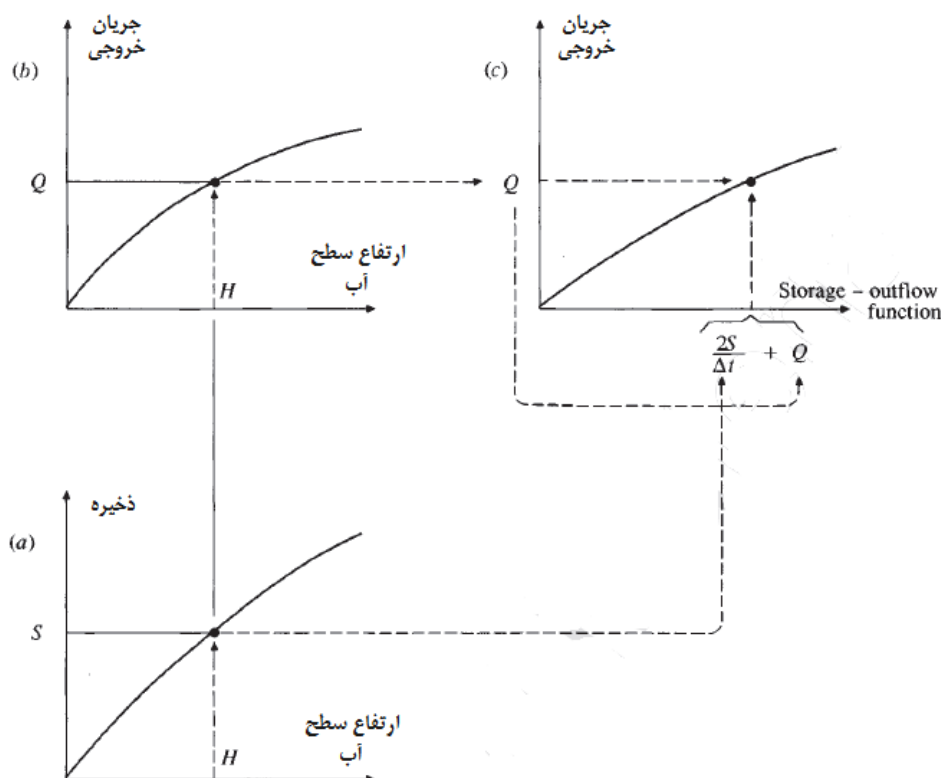
معادله ی پیوستگی را به صورت زیر می نویسیم:

$$\int_{S_j}^{S_{j+1}} dS = \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} I(t)dt - \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} Q(t)dt$$

با حل انتگرال بالا و جابجایی جملات داریم:

$$\left(\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1} \right) = (I_j + I_{j+1}) + \left(\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j \right)$$

همانطور که در شکل صفحه بعد نیز دیده می شود، رابطه بین Q و $\frac{2S}{\Delta t} + Q$ ، معمولاً به صورت نمودار یا جدول، معلوم است. بررسی این روش را با یک مثال کامل می کنیم.



روندیابی در مخزن:

مخزن خطی مخزنی است که بین انبارش آن با خروجی آن به وسیله یک ضریب ثابت انبارش K ، رابطه خطی وجود دارد. ضریب K ابعاد زمانی دارد زیرا S حجم ولی Q دبی است.

$$S = KQ$$

ممکن است در شرایطی رابطه به صورت خطی نباشد که در این صورت بایستی به صورت جدول یا منحنی به کمک بررسی شکل مخزن سد (نقشه برداری) تهیه شود. در این مدل روندیابی

نیز قاعده کلی $\frac{dS}{dt} = I - O$ است که میتوان آن را به صورت زیر نوشت:

$$I_n + I_{n+1} + \left(\frac{2S_n}{\Delta t} - O_n\right) = \frac{2S_{n+1}}{\Delta t} + O_{n+1}$$

بنابراین در این مدل باید رابطه‌ی بین $\frac{2S}{\Delta t} + O$ و O معلوم باشد درست مثل k و x که در مدل قبلی مشخص بودند رابطه‌ی پارامترهای بالا معمولاً به صورت نمودار داده می‌شود. این مبحث را در قالب یک مثال بررسی می‌کنیم.

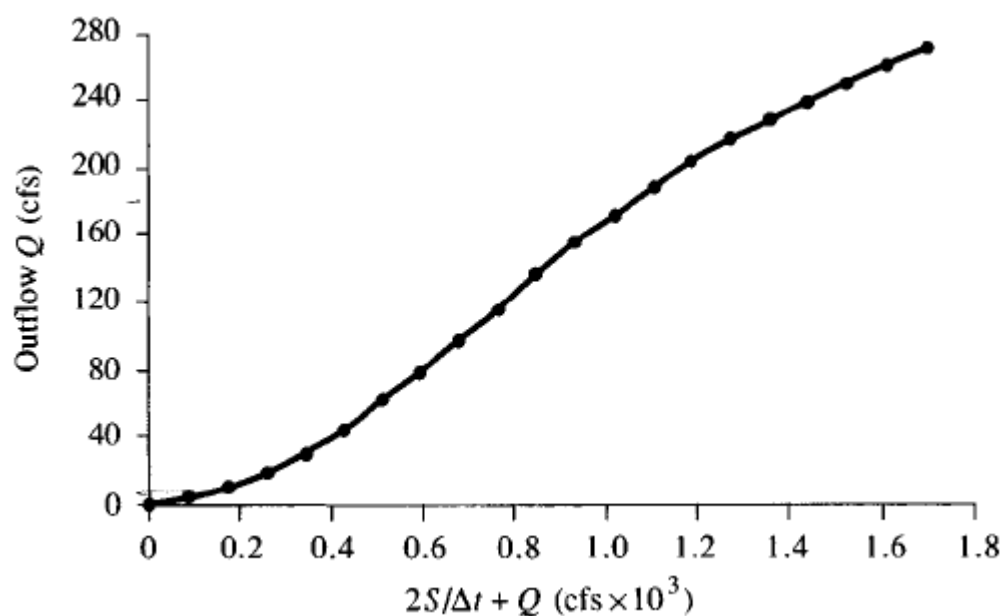
مثال، فصل ۸ کتاب چاو و همکاران (۱۹۸۸): دبی یک موج ورودی به یک رودخانه داده شده است. همچنین مشخصات مخزن نیز داده شده است. فرض کنید در زمان ورود این موج مخزن کاملاً خالی بوده و خروجی اولیه آن صفر باشد. میزان جریان خروجی را برای مخزن به دست آورید.
حل - ابتدا در جدول زیر رابطه بین S و Q بر حسب زمان بررسی می‌شود.

Column:	1 Elevation H (ft)	2 Discharge Q (cfs)	3 Storage S (ft ³)	4 $(2S/\Delta t)^* + Q$ (cfs)
	0.0	0	0	0
	0.5	3	21,780	76
	1.0	8	43,560	153
	1.5	17	65,340	235
	2.0	30	87,120	320
	2.5	43	108,900	406
	3.0	60	130,680	496
	3.5	78	152,460	586
	4.0	97	174,240	678
	4.5	117	196,020	770
	5.0	137	217,800	863
	5.5	156	239,580	955
	6.0	173	261,360	1044
	6.5	190	283,140	1134
	7.0	205	304,920	1221
	7.5	218	326,700	1307
	8.0	231	348,480	1393
	8.5	242	370,260	1476
	9.0	253	392,040	1560
	9.5	264	413,820	1643
	10.0	275	435,600	1727

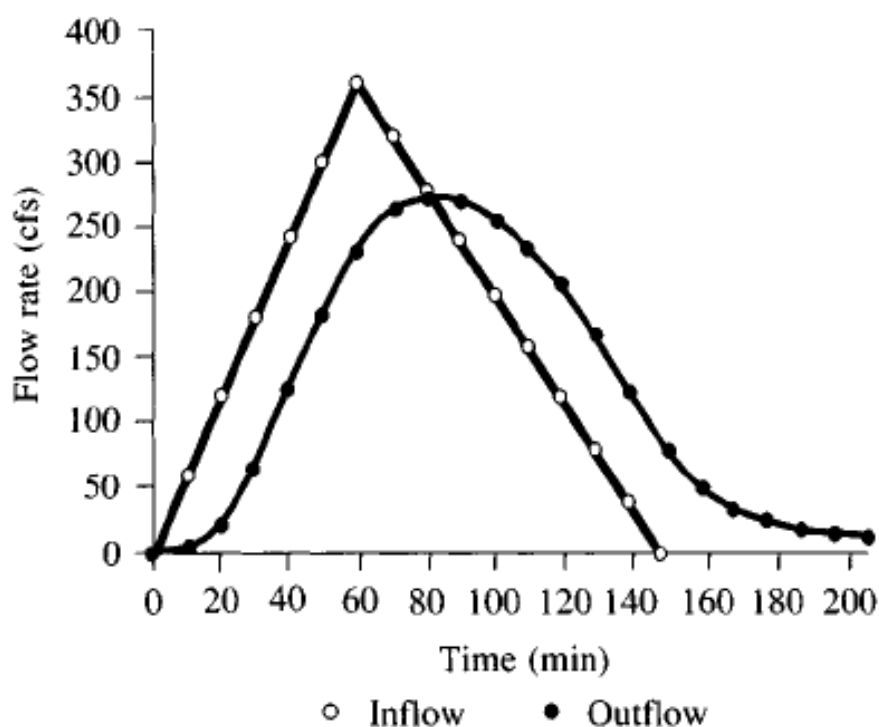
*Time interval $\Delta t = 10$ min.

سپس مطابق جدول بعد روابط روندیابی تشکیل می گردد:

Column:						
1	2	3	4	5	6	7
Time	Time	Inflow	$I_j + I_{j+1}$	$\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j$	$\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1}$	Outflow
index j	(min)	(cfs)	(cfs)	(cfs)	(cfs)	(cfs)
1	0	0		0.0		0.0
2	10	60	60	55.2	60.0	2.4
3	20	120	180	201.1	235.2	17.1
4	30	180	300	378.9	501.1	61.1
5	40	240	420	552.6	798.9	123.2
6	50	300	540	728.2	1092.6	182.2
7	60	360	660	927.5	1388.2	230.3
8	70	320	680	1089.0	1607.5	259.3
9	80	280	600	1149.0	1689.0	270.0
10	90	240	520	1134.3	1669.0	267.4
11	100	200	440	1064.4	1574.3	254.9
12	110	160	360	954.1	1424.4	235.2
13	120	120	280	820.2	1234.1	206.9
14	130	80	200	683.3	1020.2	168.5
15	140	40	120	555.1	803.3	124.1
16	150	0	40	435.4	595.1	79.8
17	160		0	338.2	435.4	48.6
18	170			272.8	338.2	32.7
19	180			227.3	272.8	22.8
20	190			194.9	227.3	16.2
21	200			169.7	194.9	12.6
22	210				169.7	9.8

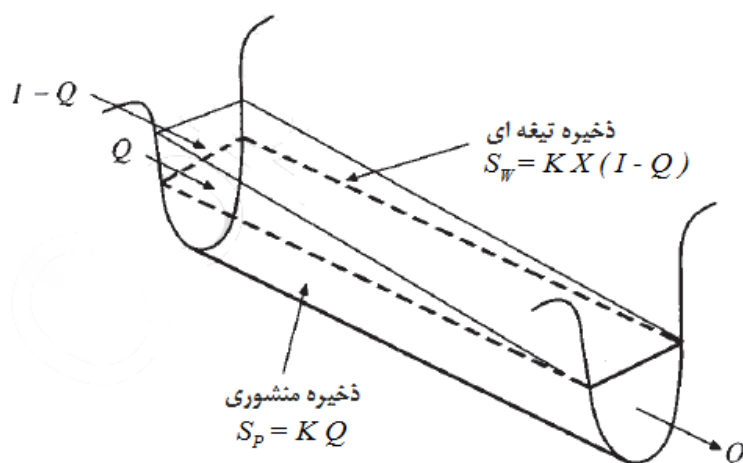


نتیجه روندیابی به صورت شکل زیر خواهد بود:



(۲) روند یابی در رودخانه به روش Muskingum

در روش ماسکینگام، برای یافتن تابع ذخیره، میزان ذخیره ی آب در مقطعی از یک رودخانه که یک سیل در حال عبور از آن است را به دو بخش تیغه ای و منشوری تقسیم بندی می کنیم. حجم آب ذخیره شده در بخش منشوری را می توان تابع خطی از Q ، و ذخیره بخش تیغه ای را میتوان تابعی از I و Q در نظر گرفت :



که در روابط بالا، K ، ضریب تناسب (زمانی که طول می کشد تا موج از مقطع مورد بررسی عبور کند) و X نیز ضریب بی بعدی است که با توجه به ویژگی های رودخانه تعیین می شود و مقدار آن $0 \leq X \leq 0.5$ است.

پس حجم آب موجود در سطح کنترل برابر است با :

$$S = K[XI + (1 - X)Q]$$

تغییر حجم آب داخل سطح کنترل در زمان Δt را نیز می توان به صورت زیر بیان کرد:

$$S_{j+1} - S_j = K \{ [XI_{j+1} + (1 - X)Q_{j+1}] - [XI_j + (1 - X)Q_j] \} \quad (1)$$

از طرفی، از ریاضیات پایه می دایم که معادله پیوستگی را به صورت زیر نیز می توان نوشت:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = \bar{I} - \bar{Q}$$

با ساده کردن عبارت بالا داریم:

$$S_{j+1} - S_j = \left(\frac{I_{j+1} + I_j}{2} \right) \Delta t - \left(\frac{Q_{j+1} + Q_j}{2} \right) \Delta t \quad (2)$$

با مخلوط کردن معادلات (۱) و (۲) خواهیم داشت:

$$Q_{j+1} = C_0 I_{j+1} + C_1 I_j + C_2 Q_j$$

$$C_0 = \frac{-2KX + \Delta t}{2K(1 - X) + \Delta t}$$

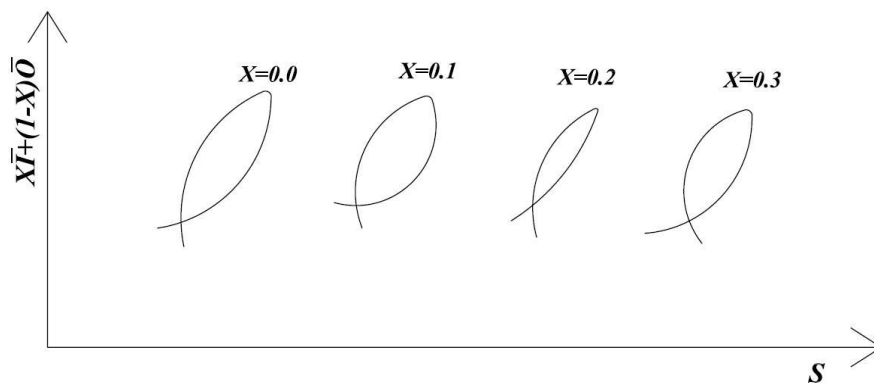
$$C_1 = \frac{2KX + \Delta t}{2K(1 - X) + \Delta t}$$

$$C_2 = \frac{2K(1 - X) - \Delta t}{2K(1 - X) + \Delta t}$$

رابطه‌ی بین این پارامترها به صورت $C_0 + C_1 + C_2 = 1$ خواهد بود. در ضمن فرض بر این است که پارامترهای رفتاری رودخانه شناخته شده است ولذا K و X معلوم هستند. اگر K و X را نداشته باشیم ناچاریم به کمک اندازه‌گیری در مقطع (۲)، Q را به دست آوریم و نموداری به شکل زیر رسم کنیم. با داشتن این نمودار می توان K و X را به دست آورد.

$$K = \frac{S}{X\bar{I} + (1 - X)\bar{Q}}$$

می دانیم که X بین ۰.۰ و ۰.۵ تغییر می کند. مقادیر مختلفی را برای X در نظر می گیریم و نمودار زیر را رسم می کنیم. هر کدام از آنها که به خط راست نزدیکتر بود، به عنوان معیار در نظر گرفته می شود. اغلب برای $X = 0.2$ نمودار نزدیک به خط راست می شود. در این حالت عکس شیب خط را به عنوان K در نظر می گیریم.



مثال: هیدروگراف ورودی به یک رودخانه در ستون ۱ داده شده است. هیدروگراف خروجی را در مقطعی که $K=2.3hr$ و $X=0.15$ است بیابید. دبی خروجی اولیه برابر $85 m^3/s$ است.

ابتدا با استفاده از مشخصات داده شده، ضرایب C_0 و C_1 و C_2 را محاسبه می کنیم:

$$C_0 = \frac{-2(2.3)(0.15) + 1}{2(2.3)(1 - 0.15) + 1} = \frac{0.31}{4.91} \quad , \quad C_1 = \frac{1.69}{4.91} \quad , \quad C_2 = \frac{2.91}{4.91}$$

سپس صحت C های بدست آمده را چک می کنیم:

$$C_0 + C_1 + C_2 = 0.0631 + 0.3442 + 0.5927 = 1.0000$$

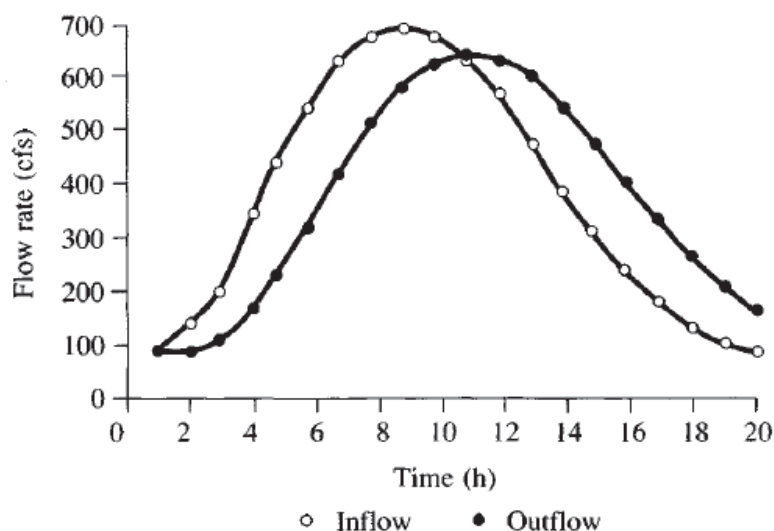
نظر به اینکه در خود صورت سوال $Q_1 = 85 m^3/s$ داده شده است، اقدام به یافتن Q_2 می کنیم:

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1 = 91 m^3/s$$

با ادامه ی روند بالا، اقدام به تشکیل جدول صفحه بعد می کنیم، در شکل مورد نظر نیز می توان دید هیدروگراف ورودی و خروجی، چه شکلی نسبت به هم دارند.

j (hr)	I (m^3/s)	$C_0 I_{j+1}$	$C_1 I_j$	$C_2 Q_j$	Q (m^3/s)
1	93				85
2	137	8.6	32.0	50.4	91
3	208	13.1	47.2	54.0	114
4	320	20.2	71.6	67.7	159
5	442	27.9	110.1	94.5	233
6	546	34.5	152.1	137.8	324
7	630	39.8	187.9	192.3	420
8	678	42.8	216.8	248.9	509
9	691	43.6	233.4	301.4	578
10	675	42.6	237.8	342.8	623
11	634	40.0	232.3	369.4	642
12	571	36.0	218.2	380.4	635
13	477	30.1	196.5	376.1	603
14	390	24.6	164.2	357.3	546
15	329	20.8	134.2	323.6	479
16	247	15.6	113.2	283.8	413
17	184	11.6	85.0	244.5	341
18	134	8.5	63.3	202.2	274
19	108	6.8	46.1	162.4	215
20	90	5.7	37.2	127.6	170

بنابراین سیل اولیه و روندیابی شده در رودخانه در شکل زیر به نمایش درآمده است:



مسائل

۱- در مورد تفاوت های اصلی روندیابی هیدرولوژیکی و هیدرولیکی بحث کنید.

۲- یک شاخه ی رودخانه رابطه ی مخزنی به شکل زیر دارد:

$$S_i = aI_i + bQ_i$$

یک معادله روندیابی برای Q_2 شبیه به روش ماسکینگام بیابید. برای ضرایب I_2, Q_1, I_1 رابطه ای بدست آورید.

۳- با داشتن هیدروگراف ورودی زیر فرض کنید که هیدروگراف خروجی در مقطعی ۳ کیلومتر پایین دست خواسته شده است.

زمان (hr)	ورودی (m^3)	خروجی (m^3)
۶	۱۰۰	۱۰۰
۱۲	۳۰۰	
۱۸	۶۸۰	
۲۴	۵۰۰	
۶	۴۰۰	
۱۲	۳۱۰	
۱۸	۲۳۰	
۲۴	۱۰۰	

(۱) هیدروگراف خروجی را به روش ماسکینگام با مقادیر $k=11$ ساعت و $X=0.13$ حساب کنید.

(۲) هیدروگراف های ورودی و خروجی را روی یک نمودار رسم کنید.

(۳) مراحل ۱ و ۲ را با فرض $X=0.00$ تکرار نمایید.

۴- در ظهر روز چهاردهم ژوئن بارش آغاز شده و یک هیدروگراف سیل را ایجاد کرده است وقتی هیدروگراف عبور کرده است اندازه گیری های زیر از مقاطع A و B برای جریان بدست آمده است.

(۱) تعیین کنید مقادیر X و K ماسکینگام را برای این رودخانه

(۲) هیدروگراف را در مقطع B تعیین کنید اگر یک سیل دیگر هیدروگراف آن را در مقطع A ایجاد کرده باشد.

خروجی m^3 در ساعت) در مقطع B	ورودی m^3 در ساعت) در مقطع A	زمان (hr)
۱۰	۱۰	۶
۱۰	۱۰	۱۲
۱۳	۳۰	۱۸
۲۶	۷۰	۲۴
۴۳	۵۰	۶
۴۵	۴۰	۱۲
۴۱	۳۰	۱۸
۳۵	۲۰	۲۴
۲۸	۱۰	۶
۱۹	۱۰	۱۲
۱۵	۱۰	۱۸
۱۳	۱۰	۲۴
۱۱	۱۰	۶
۱۰	۱۰	۱۲

۵- نرخ خروجی (m^3) و مخزن (m^3-hr) برای یک سرریز اضطراری یک مخزن به صورت خطی با رابطه‌ی $Q = \frac{S}{3}$ به هم مربوط شده‌اند. که در آن واحد عدد ۳ زمان می‌باشد. با استفاده از این رابطه و معادله‌ی پیوستگی $S_2 + Q_2 \Delta t / 2 = \bar{I} \Delta t + S_1 - Q_1 \Delta t / 2$ مقدار ماکزیمم نرخ خروجی از مخزن را برای جریان ورودی زیر تعیین کنید.

زمان	I	S	O
۰	۰	۰	۰
۲	۴۰۰		
۴	۶۰۰		
۶	۲۰۰		
۸	۰		

فصل نهم

آمار و احتمال در هیدرولوژی

فرایندهای هیدرولوژیکی (تبخیر، بارش، رواناب و ...) به طور کلی دو حالت دارند.

۱- Random: متغیرهای مشاهده شده از متغیرهای قبلی مستقل هستند.

۲- Stochastic: این متغیرها کاملاً تصادفی نبوده بلکه به اندازه‌ی متغیرها در سالهای قبل بستگی دارد.

در این فصل فقط حالت تصادفی (Random) را بررسی می‌کنیم و حالت دوم در درس هیدرولوژی پیشرفته (کارشناسی ارشد عمران- آب) تدریس می‌شود.

فرض حاکم: اگر احتمال روی دادن پدیده‌ای p باشد احتمال روی ندادن آن $1-p$ است.

دوره‌ی بازگشت (T):

مدت زمان متوسطی که طول خواهد کشید تا پدیده‌ای اتفاق بیفتد به عنوان دوره‌ی بازگشت گفته می‌شود. مثلاً اگر بگوئیم احتمال اینکه سال بعد سیل بیاید 0.1 باشد دوره‌ی بازگشت آن 10 سال است. با توجه به این تعریف می‌توان نوشت:

$$T = \frac{1}{P(f)}$$

به عنوان مثالی دیگر اگر دوره‌ی بازگشت سیل در مقطعی از یک رود ۵۰۰۰ سال باشد احتمال

اینکه سال بعد سیل بیاید $\frac{1}{5000}$ است و احتمال اینکه سال بعد سیل نیاید $1 - \frac{1}{5000}$ است.

به عبارت دیگر

$$P(\bar{F}) = 1 - \frac{1}{T}$$

به همین ترتیب احتمال اینکه n سال بعد سیل نیاید به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$P_1(\bar{F}) \times P_2(\bar{F}) \times \dots = \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n$$

ریسک^۱

با توجه به تعاریف بالا می‌توان ریسک را تعریف کرد. ریسک برابر حاصل ضرب احتمال متوسط رخداد مورد نظر حداقل یکبار در طول n سال بعد ضرب در خسارت (D) است. با این تعریف می‌توان نوشت:

$$Risk = \left(1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n\right) * D$$

^۱Risk

در اینجا چون موضوع تعیین خسارت ناشی از هر رویداد مطالعه مستقلی است لذا عدد D برابر واحد فرض میشود.

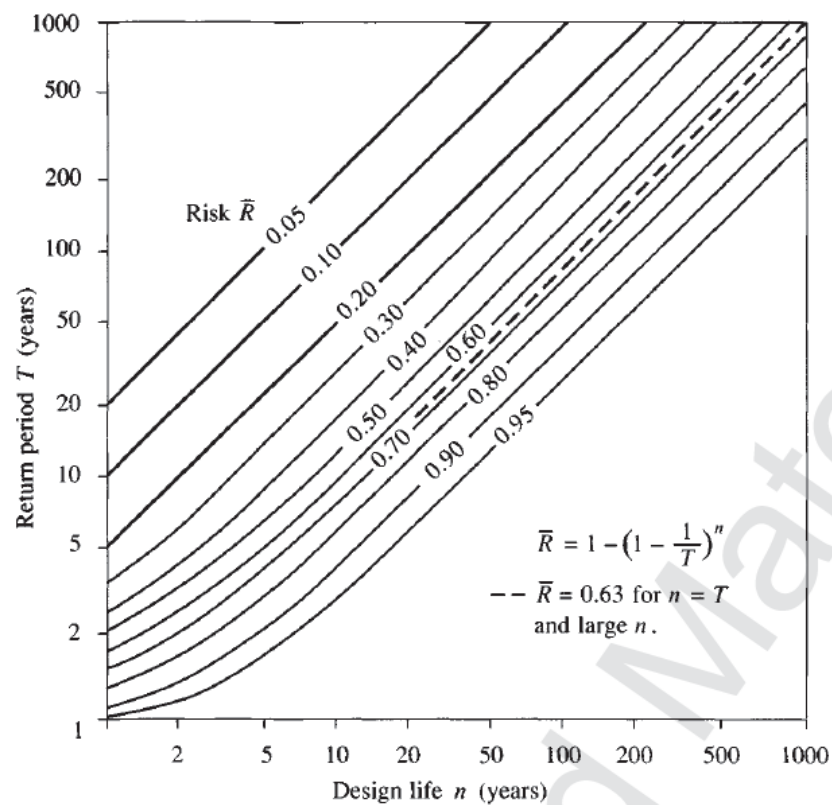


مثال : یک مهندس راه برای احداث یک آبگذر (culvert) حداکثر ۱۰٪ ریسک را در طول ۵ سال قبول می کند سیل مورد نظر چه دوره ی بازگشتی دارد.

$$R = 1 - (1 - \frac{1}{T})^n$$

$$\rightarrow 0.1 = 1 - (1 - \frac{1}{T})^5 \rightarrow T = 48 \text{ year}$$

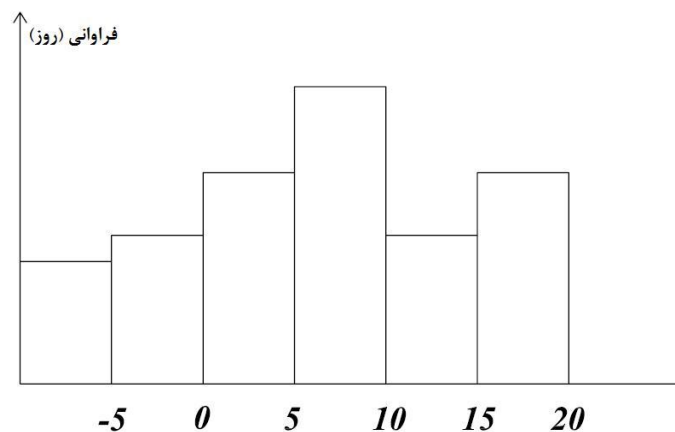
نمونه ای از منحنی دوره برگشت بر اساس ریسک بر حسب طول عمر یک طرح در زیر ارایه شده است.



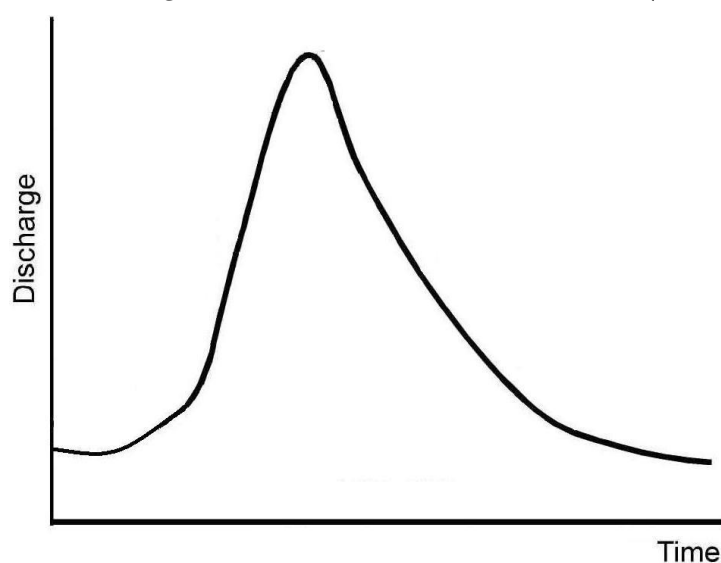
آمار

در بحث آمار همواره با متغیر تصادفی روبرو هستیم. متغیرها یا به صورت گسسته است یا پیوسته هستند. مثلاً فراوانی دمای روزهای یک شهر به صورت گسسته است و یا دبی عبوری از یک رودخانه به صورت پیوسته تغییر می‌کند.

نمونه ای از یک متغیر گسسته در هیدرولوژی در نمودار زیر نمایش داده شده است.



نمونه ای از یک متغیر پیوسته در هیدرولوژی در نمودار زیر نمایش داده شده است.



بنابراین برای هر سری داده ها باید بتوانیم آماره ها را استخراج کنیم. آماره های مورد نیاز عبارت است از: مد، میانه، میانگین، چولگی، واریانس.

میانگین: در واقع میانگین یعنی معدل داده ها. فرض کنید داده های ما به صورت x_1, x_2, \dots, x_n باشد در این صورت میانگین حسابی به صورت زیر تعریف می شود:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

میانگین در مرکز داده ها قرار دارد، یعنی همان مقدار که کل داده ها از عدد میانگین اضافی دارند، همان مقدار هم از میانگین کم دارند.

میان: یکی از شاخص‌های مرکزی است که می‌توان درباره وضعیت جامعه از آن استفاده کرد. پس از مرتب کردن نزولی داده‌ها عددی را که فراوانی بعد از آن با فراوانی قبل از آن برابر است، میانه می‌نامیم.

مد: داده‌ای است که بیشترین فراوانی را دارد. برای محاسبه مد فقط کافی است که فراوانی داده‌ها را با هم مقایسه کنیم.

انحراف معیار: عبارت است از جذر میانگین مجذور اختلاف اعداد با میانگین. این روش اصلی‌ترین روش اندازه‌گیری پراکندگی است. در واقع انحراف معیار به توان دو همان واریانس است:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum (x - \mu)^2 \quad \text{واریانس جامعه}$$

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum (x - \bar{x})^2 \quad \text{واریانس نمونه}$$

μ میانگین واقعی جامعه است که معمولاً مقدار آن را نداریم. اگر از \bar{x} به عنوان میانگین استفاده کنیم باید حاصل جمع متغیرها را بر $(n-1)$ تقسیم کنیم. با داشتن انحراف میانگین می‌توان ضریب تغییرات را به صورت زیر تعریف کرد.

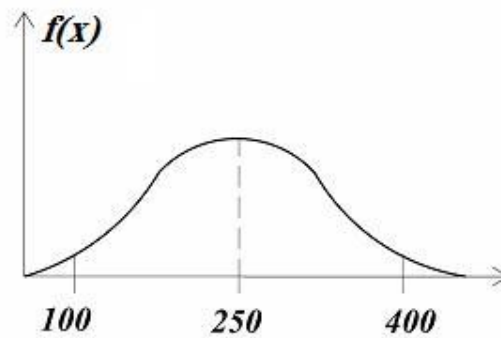
$$\text{ضریب تغییرات} = \frac{S}{\bar{x}}$$

همچنین برای هر سری داده باید بتوانیم توزیع آن را پیدا کنیم. مثلاً توزیع نرمال متقارن است. برای اینکه ببینیم آیا می‌توان از توزیع نرمال استفاده کرد یا خیر باید چولگی را حساب کنیم اگر بتوان از چولگی صرف‌نظر کرد می‌توان از توزیع نرمال استفاده کرد. گاهی برای رفع چولگی از روش لگاریتم گرفتن استفاده می‌شود. چنین توزیعی را log-normal می‌نامند.

توزیع نرمال

تابع توزیع نرمال به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}}$$

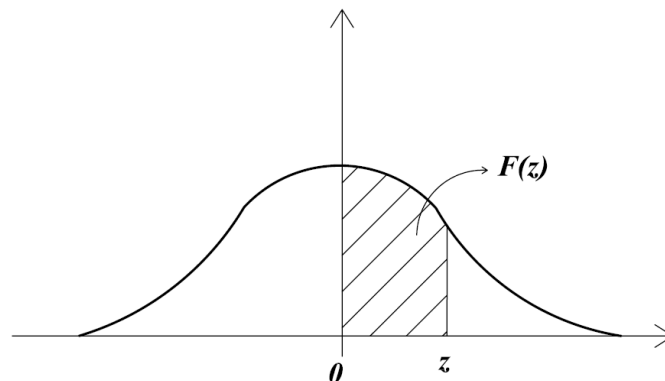


با توجه به این نمودار مثلاً می‌توان فهمید که احتمال بارش ۱۰۰ و ۴۰۰ کم و احتمال بارش ۲۵۰ زیاد است. توزیع نرمال، متغیرها را مستقل از هم می‌داند. اما همواره نمی‌توان برای هر توزیع نرمال محاسبات را به راحتی انجام انجام داد و از جدول برای محاسبه انتگرال $f(x)$ استفاده کرد، به همین دلیل متغیرها را استانداردسازی می‌کنیم. متغیر استانداردسازی شده را به صورت زیر تعریف می‌کنیم:

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{S}$$

در این حالت نمودار توزیع نرمال به صورت زیر درمی‌آید، که برای به دست آوردن $F(z)$ باید از $f(z)$ در فاصله‌ی صفر تا Z انتگرال بگیریم اما انتگرال گیری از این تابع کارآسانی نیست.

$$f(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}}$$



لذا جدولی تنظیم شده که می‌توان با استفاده از آن این سطح را حساب کرد. اگر $Z=1$ باشد با استفاده از جدول می‌توان نتیجه گرفت که $F(z)=0.8413$ یعنی احتمال اینکه پدیده‌ای در فاصله‌ی S از میانگین باشد ۶۸٪ است. اگر $Z=2$ باشد در آن صورت $F(z)=0.9772$ خواهد بود یعنی احتمال اینکه پدیده‌ای در فاصله‌ی 2σ یا $2S$ از میانگین رخ دهد ۹۵٪ است.

مثال: سد کارون ۳ در حدود ۲۰۵m ارتفاع دارد. در فصل پربابی رفتار آب پشت سد توزیع نرمالی با میانگین ۱۷۵ و انحراف معیار ۱۵ تبعیت می‌کند. اگر به هر دلیل دریچه‌ها باز نشود احتمال اینکه آب از روی سد بالا بزند چقدر است. پس توزیع ارتفاع $N(175,15)$ است. ابتدا باید متغیر را استانداردسازی کنیم.

$$z = \frac{x - \mu}{S} = \frac{205 - 175}{15} = 2$$

$$\rightarrow F(z) = 0.9772$$

اکنون می‌توان نوشت:

$$\text{احتمال رخداد واقعه} = 1.000 - 0.9772 = 2.2\%$$

وقتی که داده‌ها دارای چولگی باشند از توزیع لوگ نرمال استفاده می‌شود.

رگرسیون و برازش خط

یکی از استفاده‌هایی که می‌توان از رگرسیون کرد این است که می‌توان داده‌های مخدوش را به دست آورد. مثلاً فرض کنید اطلاعات چندین سال دبی عبوری از یک رودخانه را داریم. اگر بهترین خط عبوری از این نقاط را برازش دهیم می‌توانیم از اطلاعات سالهای آینده را به دست آوریم. در این حالت رابطه‌ی بین دو متغیر را به صورت خطی در نظر می‌گیریم ($y = a + bx$)

مقدار a و b را می‌توان به صورت زیر تعیین کرد:

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

$$a = \bar{y} - b\bar{x}$$

مثال: اطلاعات دبی عبوری از دو رودخانه‌ی (۱) و (۲) در سالهای ۴۱ تا ۵۲ داده شده است.

برای این داده‌ها خطی سازی کنید.

Year	دبی ورودی (x)	دبی ورودی (y)
41	58	61
42	81	92
43	79	65
44	63	72
45	68	82
46	58	67
47	74	74
48	105	118
49	134	124
50	108	108
51	93	65
51	85	88
	1006	1016

براساس روابطی که برای رگرسیون گفته شد خواهیم داشت:

$$b = \frac{(89794) - (1006)(1016) / 12}{(90118) - (1006)^2 / 12} = 0.799$$

به همین صورت خواهیم داشت:

$$a = \left(\frac{1016}{12}\right) - 0.799\left(\frac{1006}{12}\right) = 17.68$$

با داشتن این پارامترها می توان نوشت:

$$y = 0.799x + 17.68$$

ضریب همبستگی

اکنون می خواهیم ببینیم این خطی سازی کردن چقدر اعتبار دارد. برای اعتبارسنجی خطی سازی از ضریب همبستگی استفاده می کنیم:

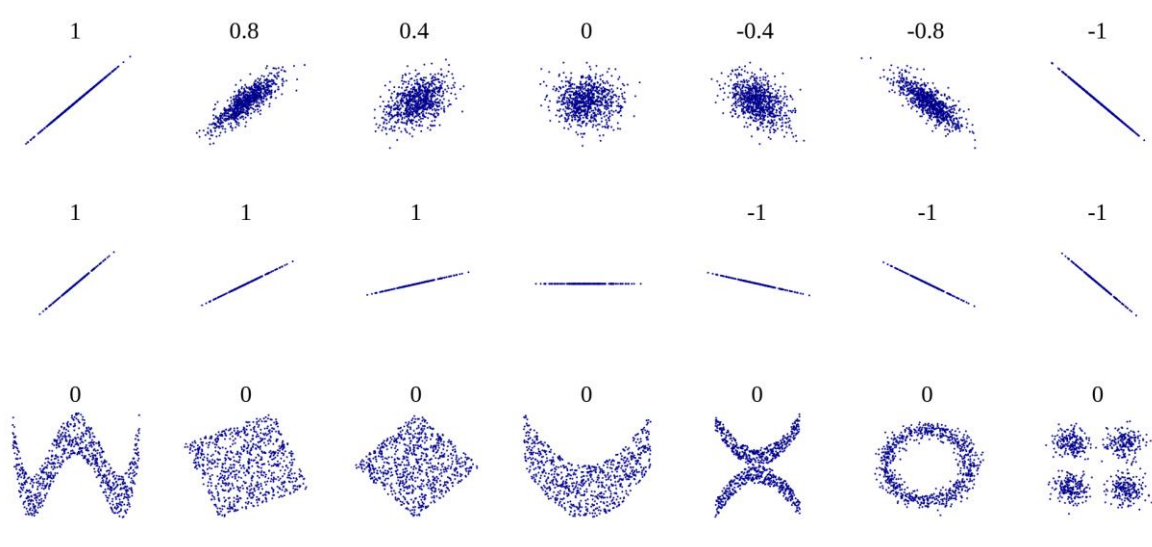
$$r = \frac{S_x \cdot b}{S_y}$$

در این رابطه S_x انحراف معیار x و S_y انحراف معیار y است. هر چه ضریب همبستگی به صفر نزدیک شود اعتبار خطی سازی کم می شود و هر چه به یک نزدیک شود اعتبار رگرسیون افزایش و هر چه به منهای یک نزدیک باشد رابطه معکوس ولی قوی را می رساند. در برنامه ی Excel گزینه ی Add trend line استفاده می شود. همچنین می توان از نرم افزار SMADA استفاده نمود. برای مثال بالا:

$$r = \frac{(22.93)(0.799)}{(21.73)} = 0.84$$

یعنی رگرسیون قابل اعتماد است. حالات مختلف ضریب همبستگی در زیر نمایش داده شده

است.^۱



تمرین ۱- در فایل تقدیمی در وب سایت کلاس اطلاعات خام ایستگاه هواشناسی اهر ارایه شده است. میانگین و انحراف معیار هر متغیری را حساب نمایید.

¹ https://en.wikipedia.org/wiki/Pearson_product-moment_correlation_coefficient

تمرین ۲- مقدار کلراید و فسفات آب یک ایستگاه مشخص در یک رودخانه در کشور انگلستان طی ۳۰ روز متوالی اندازه‌گیری شده و بر حسب میلی گرم در لیتر به صورت زیر ارایه شده است. نمودار پراکنش را برای این دو متغیر رسم کرده و ضریب همبستگی را محاسبه نمایید. آیا همبستگی مستقیمی بین این دو متغیر وجود دارد؟

Chloride: 64.0, 66.0, 64.0, 62.0, 65.0, 64.0, 64.0, 65.0, 65.0, 67.0, 67.0, 74.0, 69.0, 68.0, 68.0, 69.0, 63.0, 68.0, 66.0, 66.0, 65.0, 64.0, 63.0, 66.0, 55.0, 69.0, 65.0, 61.0, 62.0, 62.0

Phosphate: 1.31, 1.39, 1.59, 1.68, 1.89, 1.98, 1.97, 1.99, 1.98, 2.15, 2.12, 1.90, 1.92, 2.00, 1.90, 1.74, 1.81, 1.86, 1.86, 1.65, 1.58, 1.74, 1.89, 1.94, 2.07, 1.58, 1.93, 1.72, 1.73, 1.82

فصل دهم

هیدرولوژی شهری

هیدرولوژی شهری^۱

یکی از مسایل مهم در برنامه ریزی شهری کنترل و استفاده صحیح از سیلاب در داخل شهرها است. نمونه ای از خسارتهای مالی و انسانی در این دو تصویر دیده می شود.



^۱Urban Hydrology

مطالعات سیل‌های اخیر باعث شده که دانشمندان متوجه شوند مدل‌های ریاضی عادی برای شبیه‌سازی حوضه‌ها در مناطق شهری صادق نیستند و باید ضریب افزایشده به آنها اعمال گردد. برای این منظور در مناطق شهری باید رواناب را برای هر محله به دست آورده و سپس آنها را با هم جمع کرد تا با توجه به مقدار به دست آمده کانال خروجی را طراحی نمود. مدلی که در اینجا از آن استفاده می‌شود معروف به روش استدلالی^۱ است.

$$Q_{Peak} = 2.78 C I A$$

که در این رابطه:

$Q_P = \text{Peak Runoff Rate (m}^3/\text{s)}$

$C = \text{Runoff Coefficient}$

$I = \text{Average Rainfall Intensity (cm/hr)}$

$A = \text{Area (km}^2\text{)}$

$t_c = \text{Time of Concentration}$

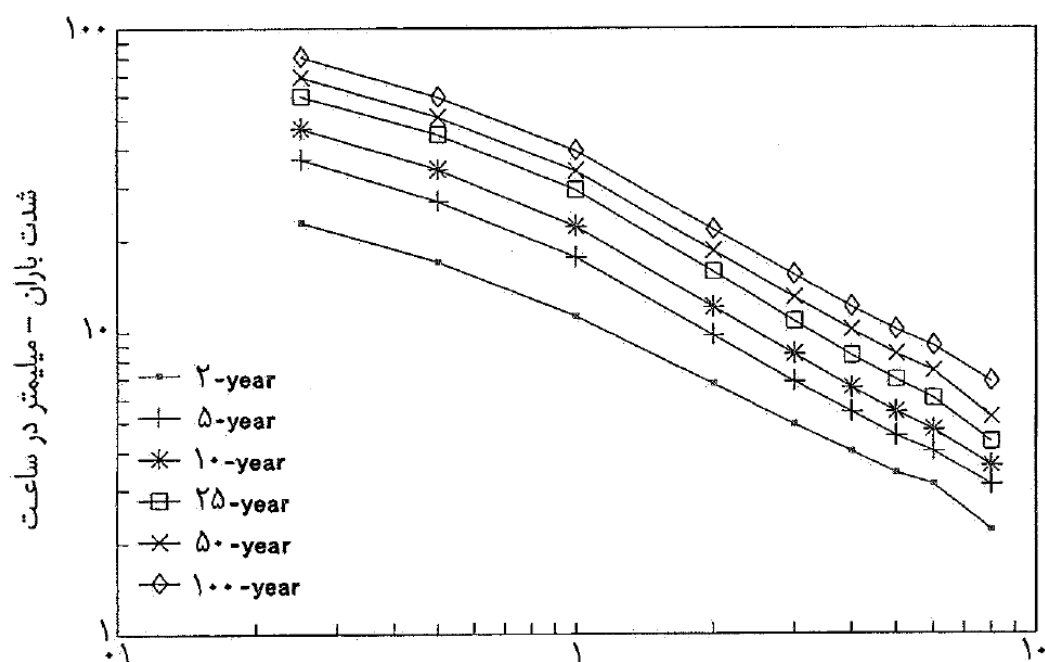
t_c زمان تمرکز حوضه: زمانی است که در ازای هر بارش طول می‌کشد تا تمامی رواناب باریده بر حوضه بر خروجی تأثیر داشته باشد که به اندازه و مختصات هندسی حوضه بستگی دارد. جداولی وجود دارد که می‌توان با استفاده از آن t_c را به دست آورد. C ضریب رواناب است و هرچه نفوذ بیشتر باشد این ضریب کمتر است. لذا بسته به کاربری اراضی و جنس خاک و رطوبت قبلی آن دارد. اگر دوره‌ی بازگشت بارش T ، بین ۲ تا ۱۰ سال باشد از همین فرمول استفاده می‌شود وگرنه ضریبی مطابق جدول زیر به این رابطه اضافه می‌شود.

T	2-10	25	50	100
ضریب	1.0	1.1	1.2	1.25

در این روش برای استفاده از I نیز شرطی وجود دارد و آن هم این است که مدت زمان بارش باید بیشتر از زمان تمرکز حوضه باشد و در غیر این صورت ضریبی برابر با نسبت مدت بارش به زمان تمرکز در Q ضرب می‌شود. برای طراحی ابتدا باید زمان تمرکز حوضه را تعیین کرد. سپس به کمک منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی IDF^۲ موجود مقدار I را مشخص کرد. در شکل زیر این منحنی برای شهر مشهد (قهرمان، ۱۳۷۷) ارائه شده است.

^۱ Rational Method

^۲ Intensity Duration Frequency



سپس به کمک فرمول استدلالی مقدار رواناب را بدست می آید. به کمک مکانیک سیالات و هیدرولیک ابعاد لوله ها بر اساس زبری آنها و شیب بستر تعیین می شود. برای این منظور می توان از رابطه مانینگ به صورت زیر استفاده نمود. در حالت متریک عدد ۲,۱۶ برابر ۳,۲۱ است.

$$D = \left(\frac{2.16Qn}{\sqrt{S_0}} \right)^{3/8}$$

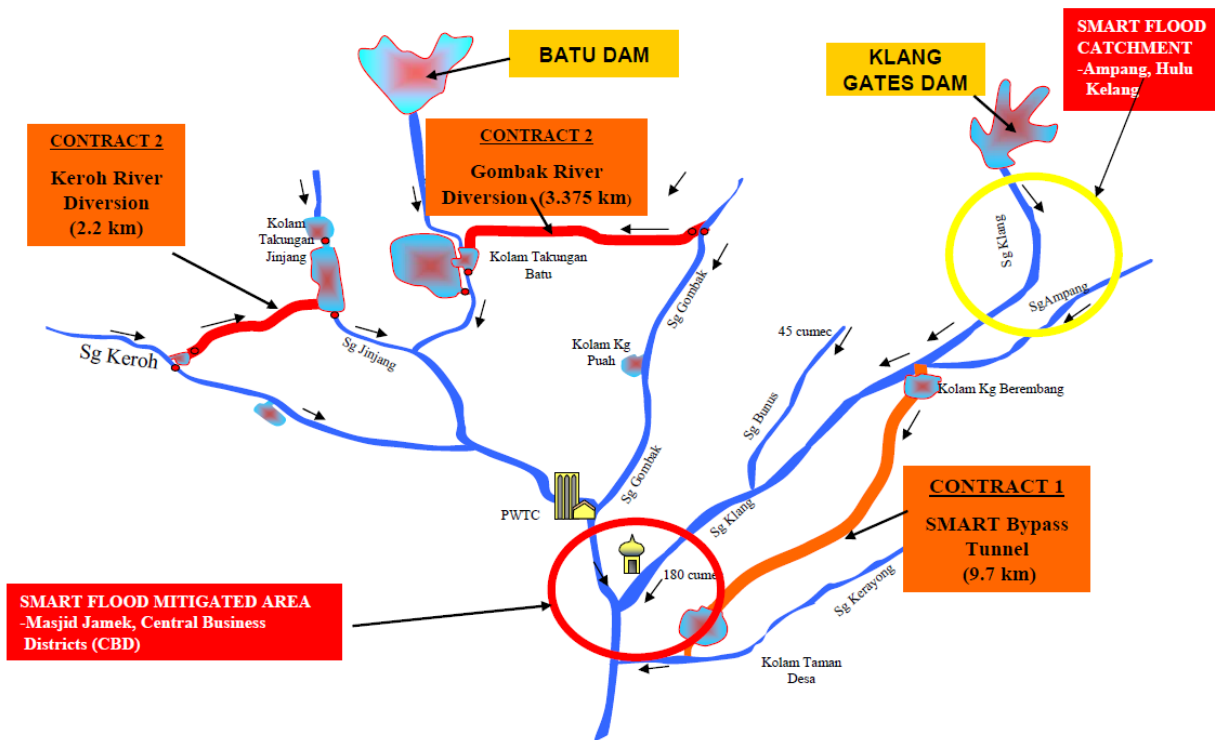
در نرم افزار SMADA روشهای مختلفی برای محاسبه قطر لوله ارایه شده است.

مدیریت پایدار آب شهری

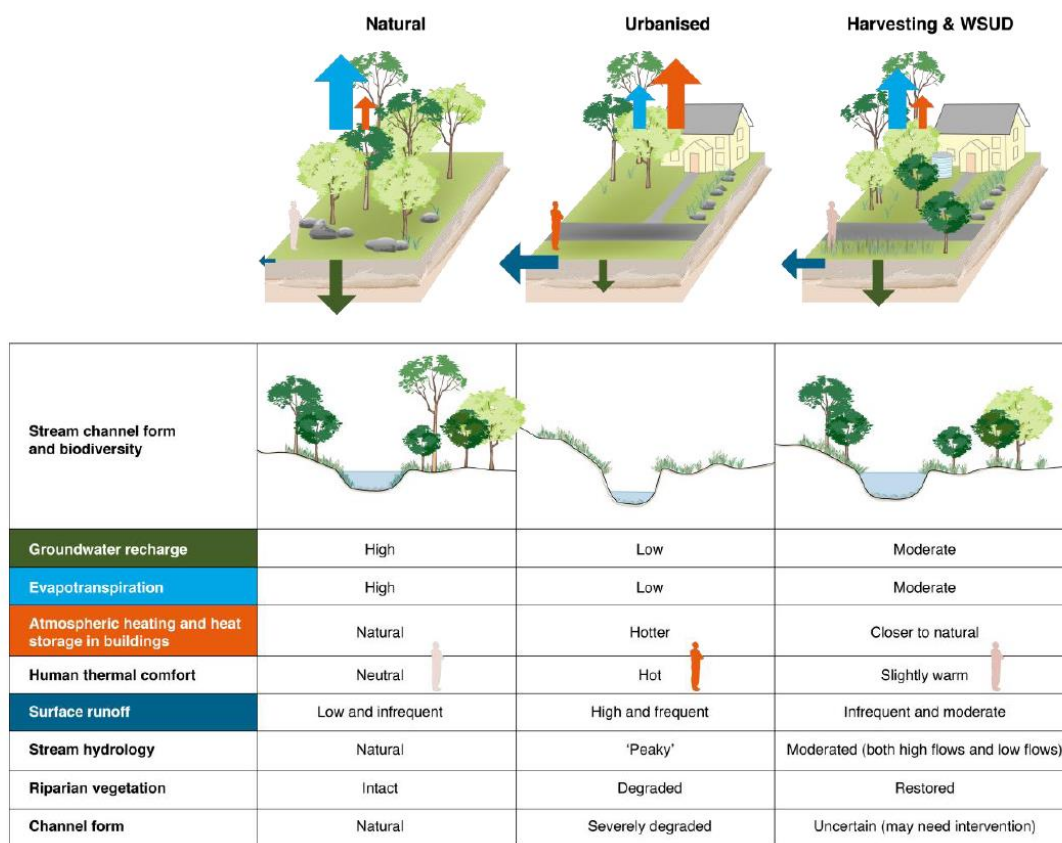
لازم به ذکر است که در سالهای اخیر روند سستی در طراحی شبکه های آب و فاضلاب تغییر اساسی یافته است. در واقع به خاطر محدودیت آب و انرژی لازم برای تامین تقاضا با کیفیت و کمیت کافی در محدوده شهرها مفهوم مدیریت جامع آب شهری تدوین شده است. اهم تفاوت دیدگاه سستی و جدید به بحث آب شهری در جدول زیر ارایه شده است (Bahri, 2012):

Past urban water management	Future IUWM
Water and wastewater systems are based on historical rainfall records.	Water and wastewater systems rely on multiple sources of data and techniques that accommodate greater degrees of uncertainty and variability.
Water follows one-way path from supply, to single use, to treatment and disposal.	Water can be reclaimed and reused multiple times, cascading from higher to lower quality.
Stormwater is a nuisance, to be conveyed quickly from urban areas.	Stormwater is a resource to be harvested as a water supply and infiltrated or retained to support aquifers, waterways, and vegetation.
Human waste is nuisance, to be treated and disposed.	Human waste is a resource to be captured, processed, and used as fertiliser.
Linear approaches deploy discrete systems to collect, treat, use, and get rid of water.	Restorative and regenerative approaches offer integrated systems to provide water, energy, and resource recovery linked with land-use design, regulation, and community health.
Demand equals quantity. Infrastructure is determined by the amount of water required or produced by end-users. All supply-side water is treated to potable standards; all wastewater is collected for treatment.	Demand is multifaceted. Infrastructure matches characteristics of water required or produced for end-users in sufficient quantity, quality, and level of reliability.
Gray infrastructure is made of concrete, metal, or plastic.	Green infrastructure includes soil and vegetation as well as concrete, metal, and plastic.
Bigger is better; collection system and treatment plant are centralised.	Small is possible; collection systems and treatment plants may be decentralised.
Standard solutions limit complexity; water infrastructure consists of 'hard system' technologies developed by urban water professionals.	Solutions may be diverse and flexible; management strategies and technologies combine 'hard' and 'soft' systems devised by a broad range of experts.
Utilities track costs alone and focus on accounting.	Utilities evaluate the full array of benefits from investment and technology choices, and focus on value creation.
The standard is a business-as-usual toolkit.	An expanded toolkit of options includes high-tech, low-tech, and natural systems.
Institutions and regulations block innovation.	Institutions and regulations encourage innovation.
Water supply, wastewater, and stormwater systems are physically distinct. Institutional integration occurs by historical accident.	Water supply, wastewater, and stormwater systems are intentionally linked. Physical and institutional integration is sustained through coordinated management.
Collaboration equals public relations. Other agencies and public become involved only when approval of predetermined solution is required.	Collaboration equals engagement. Other agencies and public are actively involved in search for effective solutions.

از روی همین دیدگاه تونلی در شهر کوالا لامپور مالزی ساخته شده که نه تنها مانع ورود سیل به شهر می شود بلکه از آب کنترل شده برای توسعه یک پارک آبی استفاده شده است. همچنین به جهت اینکه روزهای بیشتری این تونل خالی از آب سیلاب است از آن برای رفت و آمد وسایل نقلیه نیز استفاده می شود. البته سیستمی هوشمند برای کنترل و بستن درهای ورودی به طور کار نی کند تا در مواقع سیل مسیر خالی باشد. مسیر تونل در شکل زیر نمایش داده شده است.



در واقع یک طراحی هوشمند شهری از دید استفاده از فضای سبز می تواند رفاه اجتماعی را افزایش داده و به بیلان منابع آب نیز کمک کند (<http://watersensitivecities.org.au>).



همچنین در یک طراحی مناسب شهری در شانگهای گزینه های مختلف برای استفاده از آب باران بررسی شده و نهایتاً طرح زیر به اجرا درآمده که ضمن تحلیل چندمعیاره نشان داده شده که در بلند مدت طرح سودآور است و هزینه های اولیه را به شهرداری بر می گرداند. لطفاً به مقاله کامل Liu و همکاران ۲۰۱۳ مراجعه فرمایید.

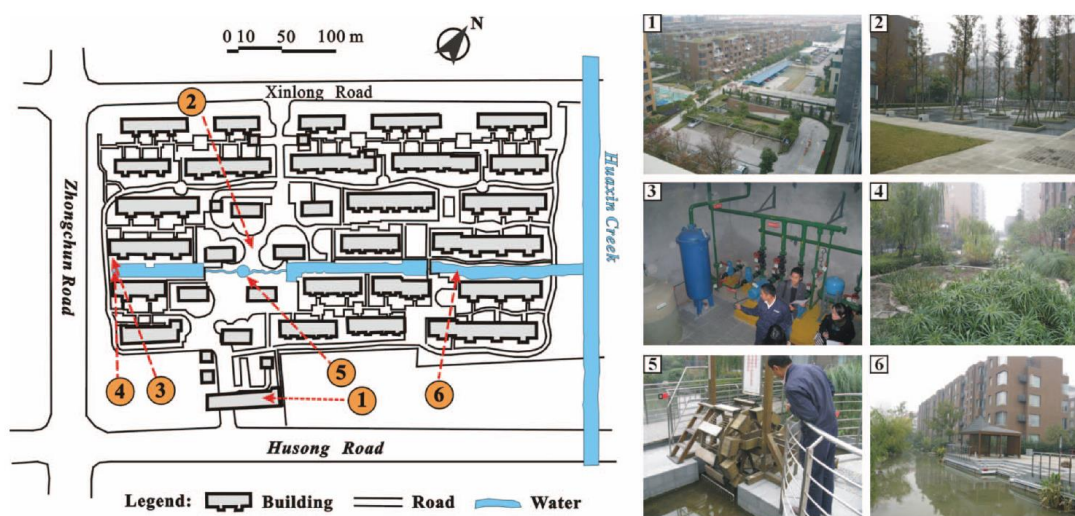


Figure 3. View of SDMA and its existing rainwater utilization system. (1) Green roofs; (2) Rainwater square; (3) Underground rainwater treatment system; (4) Constructed wetland; (5) Entertainment facility related to rainwater utilization; (6) SDMA Lake.

همچنین در این سیستم نحوه استقرار بخشهای مختلف تصفیه و پمپاژ آب به صورت زیر است:

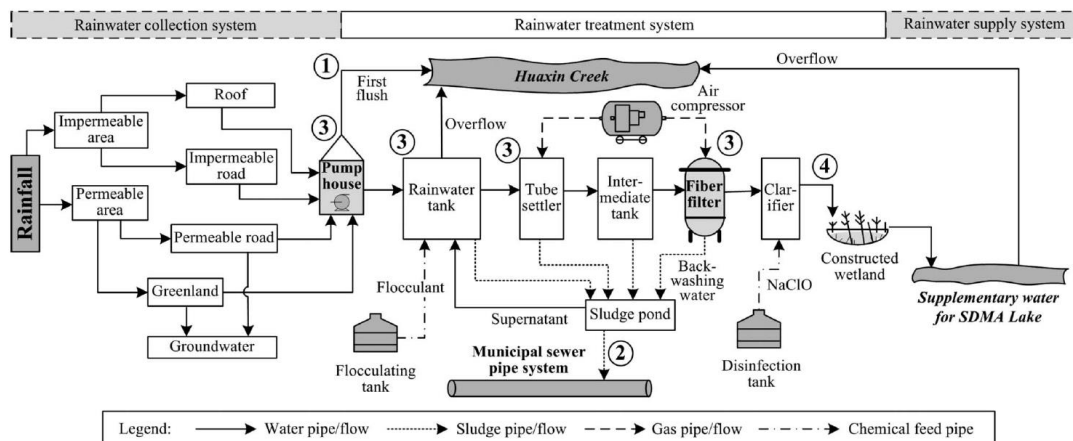
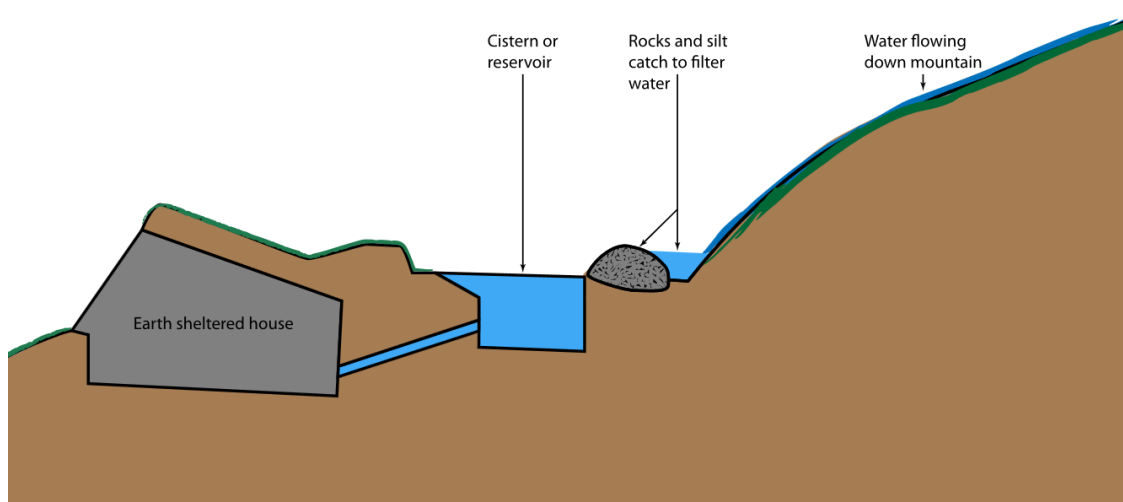


Figure 4. Flow diagram of the existing rainwater utilization system of SDMA. (1) First flush untreated may pollute the Huaxin Creek; (2) Slurry mixtures, discharged into municipal sewer pipe system, cannot meet relevant standards; (3) The noise and odor problems complained about by some residents in SDMA; (4) The limited supply of rainwater may lead to the system being economically unfeasible.

در شکل زیر یک طرح مهندسی از نحوه جمع آوری آبهای سطحی برای استفاده شهری ارایه شده است:

Catching hillside run-off water



مسائل

- ۱- یک ناحیه به مساحت 5.3 km^2 اندیس ϕ برابر 0.10 cm/hr دارد یک بارندگی با شدت بارش ثابت 0.7 cm/hr برای ۶ ساعت به وقوع می پیوندد.
- اگر زمان تمرکز حوضه ۶ ساعت باشد مقدار ماکزیمم دبی خروجی از فرمول استدلالی چه قدر است؟
- نرخ رواناب در پایان ساعت ۵ آغاز بارش چقدر است؟

۲- زمان تمرکز برای یک محوطه پارکینگ به مساحت $6km^2$ ، ۲۰ دقیقه است کدامیک از سیلاب‌های زیر ماکزیمم نرخ رواناب بیشتری را ایجاد می‌کند اگر $C=0.6$ هر گونه فرضی را توضیح دهید.

(۱) $4 cm/hr$ برای ۱۰ دقیقه

(۲) $1 cm/hr$ برای ۶۰ دقیقه

۳- هیدروگراف واحد ۴ ساعته برای یک حوضه به وسعت $5600acre$ به شکل زیر است.

زمان (hr)	۰	۲	۴	۶	۸	۱۰	۱۲
دبی (cfs)	۰	۴۰۰	۱۰۰۰	۸۰۰	۴۰۰	۲۰۰	۰

نمودارهای IDF ۱۰ ساله محلی با رابطه‌ی خطی $I=5.6-0.2D$ ارتباط دارد که I شدت بارش به in/hr و D مدت بارش به ساعت است. روش هیدروگراف واحد را استفاده کنید برای تعیین ماکزیمم نرخ جریان حوضه برای بارش ۱۰ ساله این مقدار را با تخمین فرمول نسبی برای ماکزیمم ۱۰ ساله مقایسه کنید ($\phi = 1in/hr$) ، t_c را برابر زمان توقف بارش تا توقف رواناب در نظر بگیرید. لازم به ذکر است که در فرمول برای واحدهای بریتیش ضریب $1/0.08$ در فرمول اضافه می شود. لطفاً به کتاب مرجع مراجعه بفرومائید.

۴- یک حوضه به وسعت 10^{km^2} با زمان تمرکز $100min$ بارشی به شدت $2.75cm/hr$ را برای ۲۰۰ دقیقه دریافت می‌کند.

(۱) تعیین کنید ماکزیمم دبی خروجی حوضه را اگر $C=0.4$

(۲) نرخ دبی خروجی را ۱۵۰ دقیقه بعد از شروع بارش تخمین بزنید.

۵- یک حوضه‌ی آبریز زمان تمرکز برابر ۸ ساعت دارد که ماکزیمم دبی برابر $4032(m^3/s)$ برای یک سیل ۱۰ساله با بارش موثر $2cm/hr$ تولید می‌کند. تعیین کنید نرخ ماکزیمم جریان و مدت رواناب سطحی را برای یک بارش موثر $4cm/hr$ که برای

(۳) ۴ ساعت

(۲) ۸ ساعت

(۱) ۱۲ ساعت

طول بکشد.

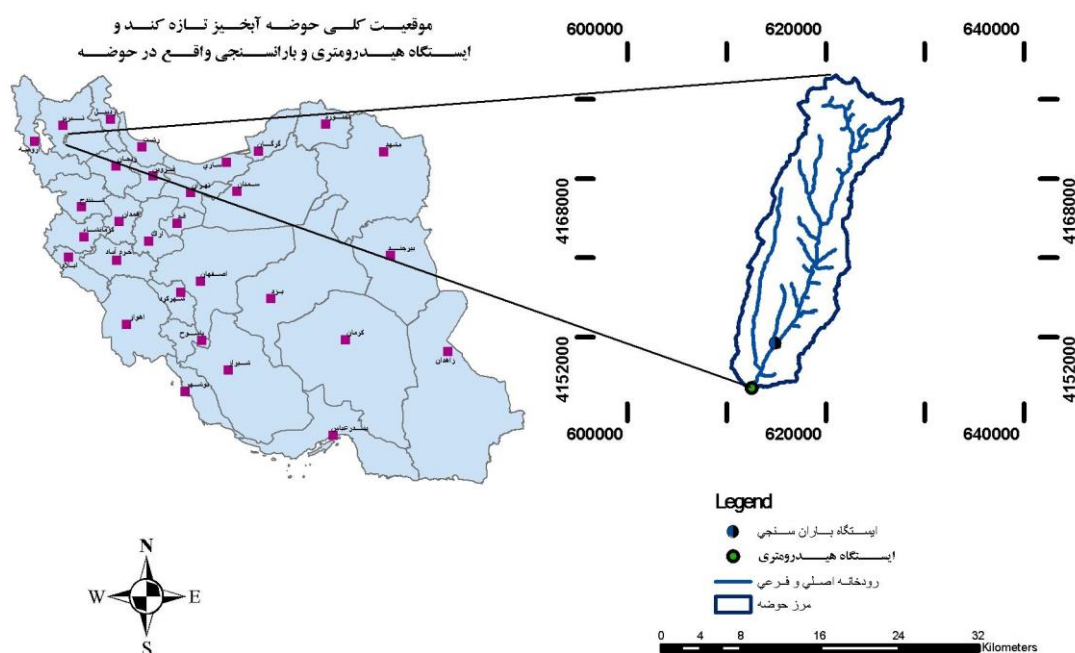
فصل یازدهم

تغییر اقلیم

تأثیر تغییر اقلیم^۱ بر روی رواناب

مطالعه موردی: برآورد تغییرات هیدروگراف رود صوفی چای در ایستگاه تازه کند

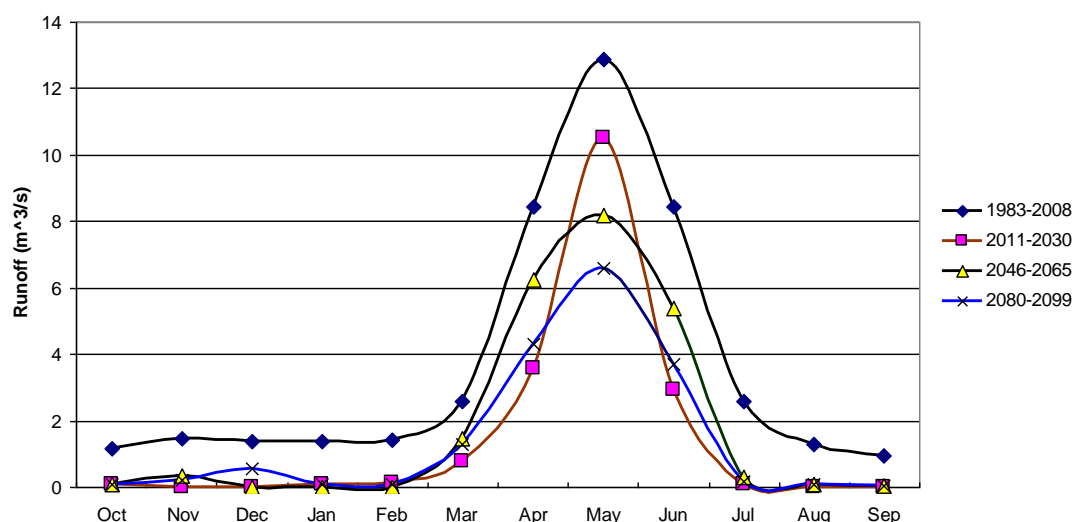
این ایستگاه بر روی رودخانه صوفی چای و بالاتر از سد علویان واقع در حوضه آبریز دریاچه ارومیه قرار دارد. ایستگاه سینوپتیک مراغه در مجاورت آن با طول جغرافیایی آن ۴۶/۱۰ و عرض آن ۳۷/۱۰ و ارتفاع از سطح دریا ۱۳۴۴ متر است. داده های ثبت شده برای این ایستگاه هیدرومتری بین سالهای ۱۹۸۳ تا ۲۰۰۸ در دسترس بوده و از آن برای برآورد تغییرات هیدروگراف استفاده شده است. در نمودار ۱ محل حوضه آبریز ارایه شده است (ضرغامی و همکاران، ۱۳۸۹).



نمودار ۱- موقعیت و محدوده حوضه آبریز تازه کند

به کمک روش شبکه عصبی نتیجه زیر برای تغییرات هیدروگراف این رود حاصل شده است:

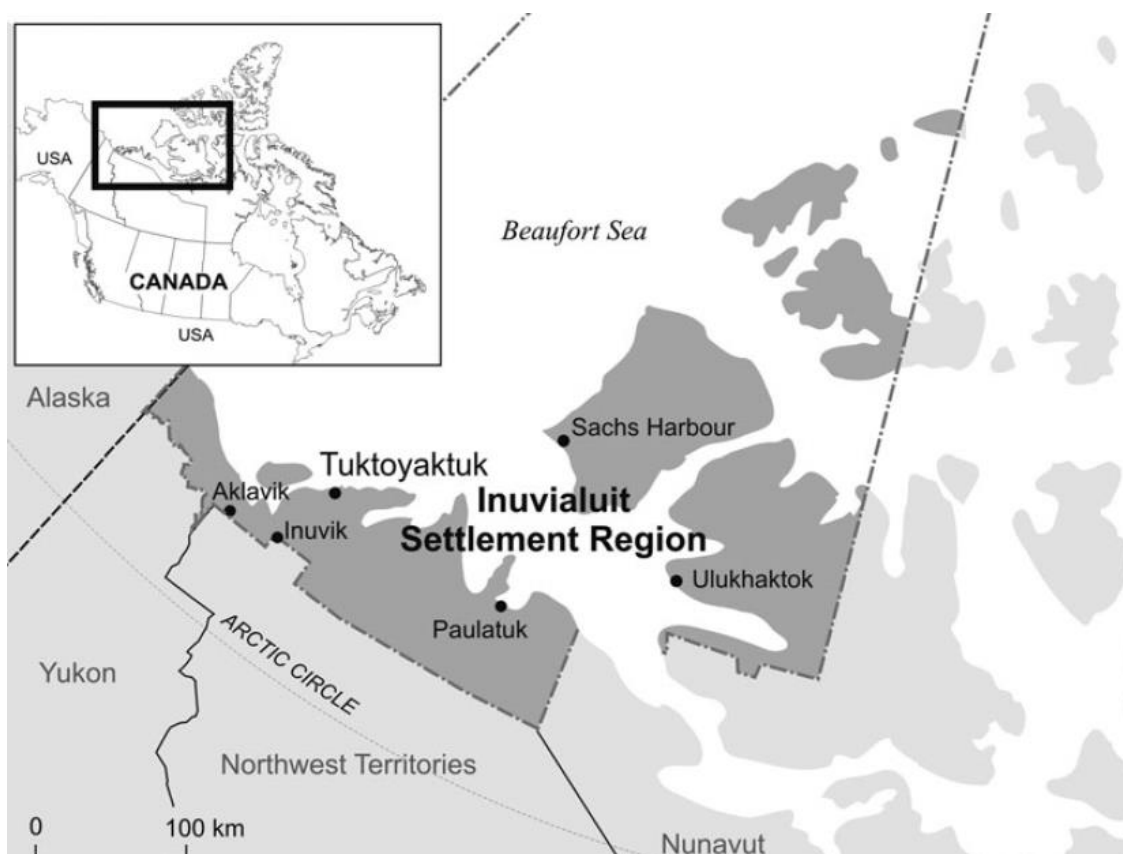
¹ Climate change



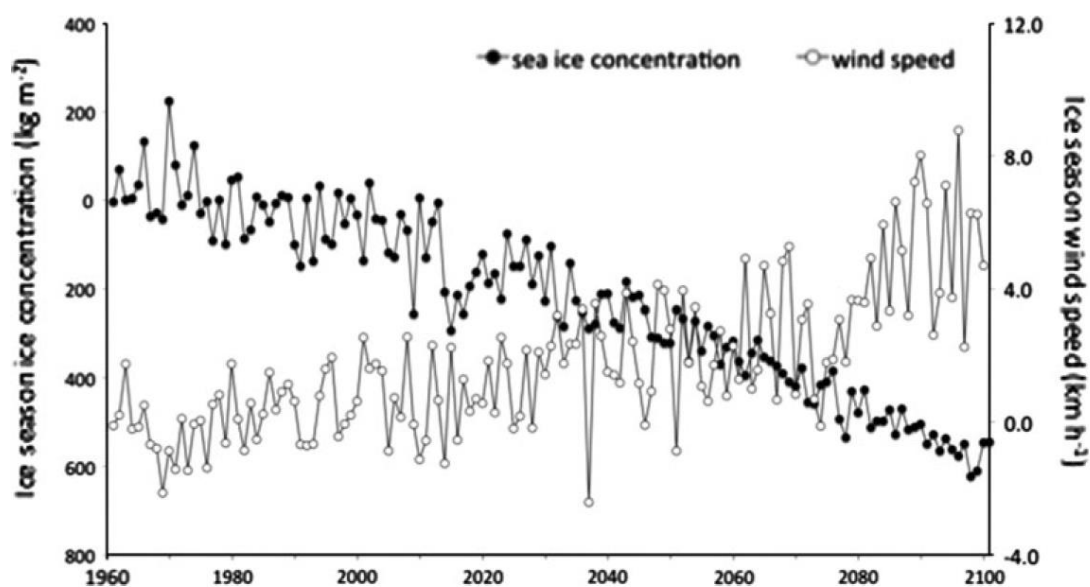
نمودار ۲- هیدروگراف تاریخی و برآوردی رود صوفی چای در ایستگاه تازه کند طی دوره‌های مختلف در سناریوی تغییر اقلیم A2

این نمودار متأسفانه بیانگر کاهش دبی تا ۵۰ درصد (به طور میانگین سالانه) در نیمه قرن اخیر میلادی خواهد بود. در نتیجه رودخانه در تابستان خشک شده و فصلی خواهد شد. این تغییر رفتار رودخانه از حالت دائمی به فصلی اثرات زیانباری روی محیط‌زیست رودخانه هم خواهد گذاشت و در نتیجه گونه‌های مفید زیستی آن از بین رفته، گونه‌های مهاجم و مضر جایگزین آنها خواهد شد. نمونه‌های مختلفی از تاثیر تغییر اقلیم روی متغیرهای هیدرولوژیکی و هواشناسی گزارش شده است. به عنوان نمونه در بخشی از توکتویاکتوک کانادا (نمودار ۳) تغییرات سرعت باد و میزان یخ در منطقه از سالهای ۱۹۶۰ تا ۲۱۰۰ میلادی (مدل شده) ارایه شده است (نمودار ۴) (Andrachuk & Smit, 2012).

تمرین - نمونه‌ای از تغییر اقلیم و تاثیرات آن را روی متغیرهای هواشناسی و هیدرولوژیکی در جاهای دیگر دنیا جستجو نموده و گزارش نمایید. می‌توانید نمودار تغییرات را به همراه مرجع تحقیق ارایه نمایید.



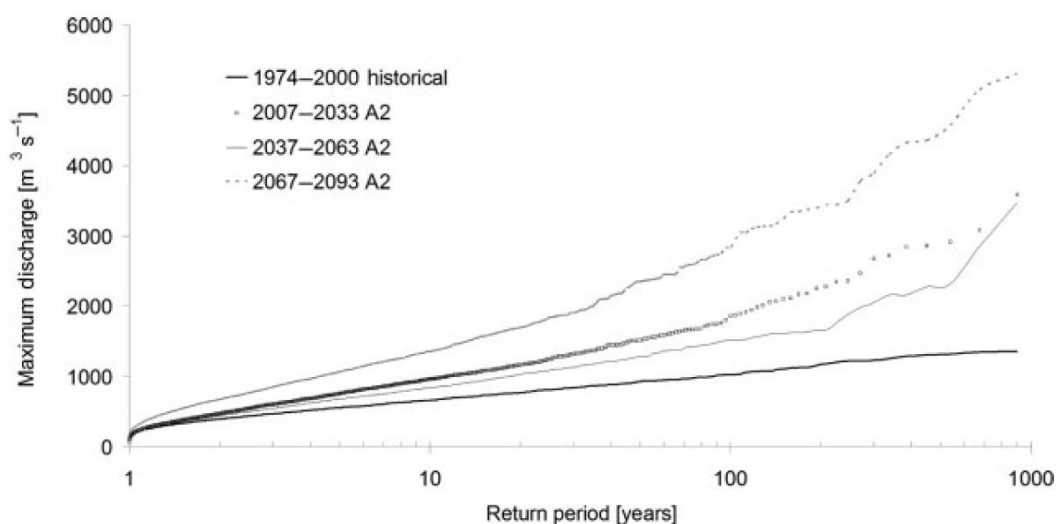
نمودار ۳- منطقه توکتویاکتوک کانادا



نمودار ۴- تغییرات سرعت باد (کیلومتر در ساعت) و میزان یخ (کیلوگرم در مترمربع)

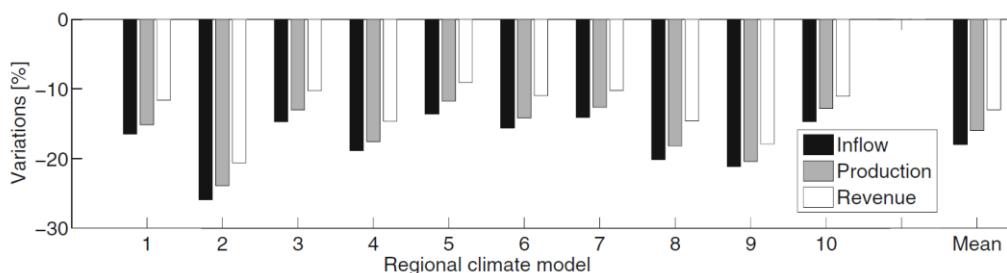
تأثیر تغییر اقلیم بر سیلاب

مطالعات مختلف نشان می دهد که تغییر اقلیم اثر بسزایی روی سیلاب دارد. در واقع در اغلب جاهای دنیا این رفتارهای حدی طبیعت تشدید شده و مقدار سیل بیشتر می شود. لذا تمهیدات لازم برای کاهش سیل، مقابله یا سازگاری با آن باید افزایش یابد. در تحقیق Khazaei و همکاران (۲۰۱۲) این افزایش دبی سیلاب در دوره بازگشتیهای مختلف برای حوضه پاتاوه (در مجاورت یاسوج) نشان داده شده است.



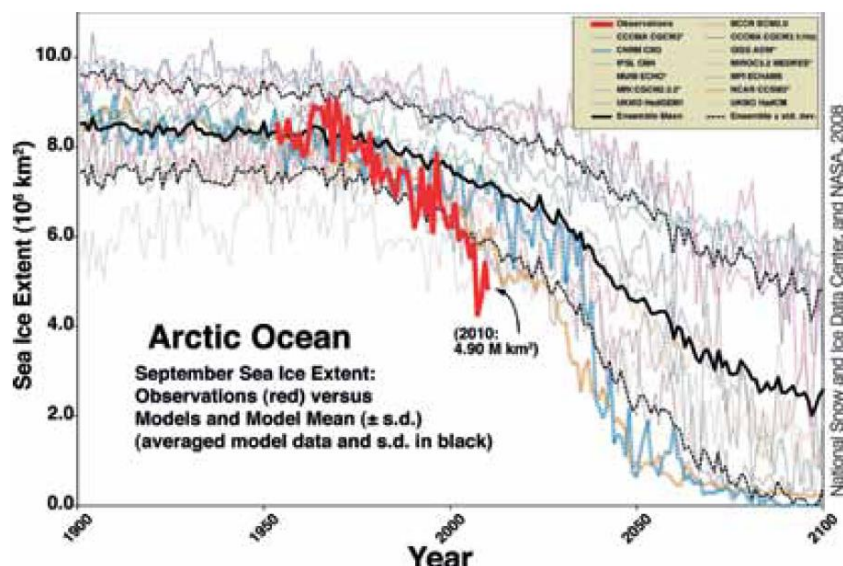
تأثیر تغییر اقلیم بر تولید انرژی برقابی

در شکل زیر نمودار تغییرات رواناب، تولید برقابی و سود حاصل از آن برای مجموعه نیروگاهی Mauvoisin در جنوب سوئیس ارائه شده است. این نتایج برای بازه ۲۰۹۱–۲۱۰۰ نسبت به ۲۰۱۰–۲۰۰۱ از دید مدل‌های مختلف گردش عمومی جو ترسیم شده است (Gaudard et al. 2013).



تأثیر تغییر اقلیم بر سطح یخهای قطبی و در نتیجه بالا آمدن سطح دریاهای آزاد

بر اساس گزارش نهایی برنامه تحقیقاتی اقلیم دنیا WCRP در سال ۲۰۱۳ سطح یخهای قطبی بیش از آنچه مدلها برآورد می کنند کم شده و این باعث بالا آمدن سطح دریاها، تهدید حیات وحش و همچنین بحران در زندگی مردم در نقاط ساحلی دنیا است (نمودار بعدی).



مراجع

۱. قهرمان، ب. (۱۳۷۷). استخراج دسته منحنیهای شدت-مدت- فراوانی - مساحت (IDFA) برای شهر مشهد، استقلال، شماره ۱۷، ۶۹-۸۱.
۲. مکوندی، ه. (۱۳۸۹). کالیبراسیون رادار هواشناسی با استفاده از داده‌های باران سنج خودکار به منظور ارزیابی دقت تخمین بارندگی رادار. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد.
3. Ahmadi MT, Attarod P, Marvi Mohadjer MR, Rahmani R, Fathi J, (2009), Partitioning rainfall into throughfall, stemflow, and interception loss in an oriental beech (*Fagus orientalis* Lipsky) forest during the growing season, *Turk J Agric For*, 33, 557-568.
4. Andrachuk, M., Smit B, Community-based vulnerability assessment of Tuktoyaktuk, NWT, Canada to environmental and socio-economic changes, *Reg Environ Change* (2012) 12:867-885.
5. Bahri A., (2012), Integrated Urban Water Management, Technichal Report 16, Global Water Partnership.
6. Chow V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988). *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, Singapore.
7. Dinpashoh, Y., Fakheri-Fard, A., Moghaddam, M., Jahanbakhsh, S., Mirnia, M., (2004). Selection of variables for the purpose of regionalization of Iran's precipitation climate using multivariate methods. *Journal of Hydrology* 297, 109-123.
8. Gaudard L., Gilli M., Romerio F., (2013) Climate Change Impacts on Hydropower Management, *Water Resources Management*, 27:5143-5156.
9. Gonzales, A.L., Nonner J., Heijckers J., and Uhlenbrook S., (2009). Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2055-2068.
10. Mekonnen, M.M. and Hoekstra, A.Y. (2011) National water footprint accounts: the green, blue and grey water footprint of production and consumption, Value of Water Research Report Series No. 50, UNESCO-IHE, Delft, the Netherlands.
11. Khazaei, MR, Zahabiyoun B, Saghaian B, (2012) Assessment of climate change impact on floods using weather generator and continuous rainfall-runoff model, *International Journal of Climatology*, 32(13), 1997-2006.

12. Kirpich Z.P., (1940). Time of concentration in small agricultural watersheds. Civil Engineering, 10 (6): 362.
13. Korea Institute of Construction Technology (2009), Assessment of Water Development in the Han River Basin; Case Study: Republic of Korea.
14. Loucks D.P. and van Beek. E. (2005). Water Resources Systems Planning and Management - an introduction to methods, models and applications, UNESCO/Delft Hydraulics.
15. Lü YP, Yang K., Che Y., Shang ZY, Zhu H.F. & Jian Y. (2013). Cost-effectiveness based multi-criteria optimization for sustainable rainwater utilization: A case study in Shanghai, Urban Water Journal, 10(2), 127-143.
16. Priestley C.H.B., and Taylor R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weather Rev., 100, 81-82.
17. Sima S., Ahmadalipour A., Tajrishy M., (2013). Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating, the effect of temperature distribution on the lake evaporation, Remote Sensing of Environment 136, 374–385.
18. Zarghami, M., Abdi A., Babaeian I., Hassanzadeh Y., and Kanani R., (2011) Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan, Iran, Global and Planetary Change, 78(3-4), 137-146.

$$\Phi(z) = \int_{-\infty}^z \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt$$

پیوست ۱: جدول توزیع تجمعی نرمال

z	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.0	0.5000	0.5039	0.5079	0.5119	0.5159	0.5199	0.5239	0.5279	0.5318	0.5358
0.1	0.5398	0.5438	0.5477	0.5517	0.5556	0.5596	0.5635	0.5674	0.5714	0.5753
0.2	0.5792	0.5831	0.5870	0.5909	0.5948	0.5987	0.6025	0.6064	0.6102	0.6140
0.3	0.6179	0.6217	0.6255	0.6293	0.6330	0.6368	0.6405	0.6443	0.6480	0.6517
0.4	0.6554	0.6591	0.6627	0.6664	0.6700	0.6736	0.6772	0.6808	0.6843	0.6879
0.5	0.6914	0.6949	0.6984	0.7019	0.7054	0.7088	0.7122	0.7156	0.7190	0.7224
0.6	0.7257	0.7290	0.7323	0.7356	0.7389	0.7421	0.7453	0.7485	0.7517	0.7549
0.7	0.7580	0.7611	0.7642	0.7673	0.7703	0.7733	0.7763	0.7793	0.7823	0.7852
0.8	0.7881	0.7910	0.7938	0.7967	0.7995	0.8023	0.8051	0.8078	0.8105	0.8132
0.9	0.8159	0.8185	0.8212	0.8238	0.8263	0.8289	0.8314	0.8339	0.8364	0.8389
1.0	0.8413	0.8437	0.8461	0.8484	0.8508	0.8531	0.8554	0.8576	0.8599	0.8621
1.1	0.8643	0.8665	0.8686	0.8707	0.8728	0.8749	0.8769	0.8790	0.8810	0.8829
1.2	0.8849	0.8868	0.8887	0.8906	0.8925	0.8943	0.8961	0.8979	0.8997	0.9014
1.3	0.9032	0.9049	0.9065	0.9082	0.9098	0.9114	0.9130	0.9146	0.9162	0.9177
1.4	0.9192	0.9207	0.9222	0.9236	0.9250	0.9264	0.9278	0.9292	0.9305	0.9318
1.5	0.9331	0.9344	0.9357	0.9369	0.9382	0.9394	0.9406	0.9417	0.9429	0.9440
1.6	0.9452	0.9463	0.9473	0.9484	0.9495	0.9505	0.9515	0.9525	0.9535	0.9544
1.7	0.9554	0.9563	0.9572	0.9581	0.9590	0.9599	0.9608	0.9616	0.9624	0.9632
1.8	0.9640	0.9648	0.9656	0.9663	0.9671	0.9678	0.9685	0.9692	0.9699	0.9706
1.9	0.9712	0.9719	0.9725	0.9732	0.9738	0.9744	0.9750	0.9755	0.9761	0.9767
2.0	0.9772	0.9777	0.9783	0.9788	0.9793	0.9798	0.9803	0.9807	0.9812	0.9816
2.1	0.9821	0.9825	0.9830	0.9834	0.9838	0.9842	0.9846	0.9850	0.9853	0.9857
2.2	0.9861	0.9864	0.9867	0.9871	0.9874	0.9877	0.9880	0.9884	0.9887	0.9889
2.3	0.9892	0.9895	0.9898	0.9901	0.9903	0.9906	0.9908	0.9911	0.9913	0.9915
2.4	0.9918	0.9920	0.9922	0.9924	0.9926	0.9928	0.9930	0.9932	0.9934	0.9936
2.5	0.9937	0.9939	0.9941	0.9943	0.9944	0.9946	0.9947	0.9949	0.9950	0.9952
2.6	0.9953	0.9954	0.9956	0.9957	0.9958	0.9959	0.9960	0.9962	0.9963	0.9964
2.7	0.9965	0.9966	0.9967	0.9968	0.9969	0.9970	0.9971	0.9972	0.9972	0.9973
2.8	0.9974	0.9975	0.9976	0.9976	0.9977	0.9978	0.9978	0.9979	0.9980	0.9980
2.9	0.9981	0.9981	0.9982	0.9983	0.9983	0.9984	0.9984	0.9985	0.9985	0.9986
3.0	0.9986	0.9986	0.9987	0.9987	0.9988	0.9988	0.9988	0.9989	0.9989	0.9990
3.1	0.9990	0.9990	0.9991	0.9991	0.9991	0.9991	0.9992	0.9992	0.9992	0.9992
3.2	0.9993	0.9993	0.9993	0.9993	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9994	0.9995
3.3	0.9995	0.9995	0.9995	0.9995	0.9995	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996	0.9996
3.4	0.9996	0.9996	0.9996	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997
3.5	0.9997	0.9997	0.9997	0.9997	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998
3.6	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998	0.9998
3.7	0.9998	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
3.8	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
3.9	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
4.0	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
4.1	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
4.2	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
4.3	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999	0.9999
4.4	0.9999	0.9999	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
4.5	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000