هیدرولوژی و اقلیم

کلّیات
اقلیم‌شناسی
طبقه‌بندیهای اقلیمی
فرمول‌ها و ضرایب اقلیمی
نمودارهای اقلیمی
خشکسالی
آزمون دنباله‌ها
زنجیره مارکف
نمایه‌های خشکسالی
هیدرولوژی و تغییراقلیم
نوسانات جنوبی و شمالی
مسائل
منابع برای مطالعه بیشتر

۷-۱ کلیات

در طرحهای آبی برخی از سازه‌ها براساس معیارهای هواشناسی و برخی دیگر برمبنای معیارهای اقلیم‌شناسی طراحی می‌شوند. مثلاً احداث یک سد مخزنی برای ذخیره آب را در نظر بگیرید. حجم مخزن باید طوری باشد که رواناب سالانه را در خود جای دهد. بنابراین طراحی آن باید براساس مقدار آبی باشد که معمولاً هر سال در رودخانه جاری می‌شود. لذا این حجم بر اساس یک معیار آب و هوایی یا اقلیمی تعیین می‌گردد. گرچه ممکن است در یک سال بخصوص حجم آب بمراتب زیادتر بوده و یا در یک سال دیگر حجم رواناب بسیار کم باشد ولی آنچه در طراحی حجم مخزن مهم است متوسط مقدار آبی است که در درازمدت در عمر اقتصادی سد می‌توان در هر سال انتظار آن را داشت. اما مثلاً طراحی سرریز اضطراری سدّ باید براساس حداکثر دبی‌های لحظه‌ای که در اثر ریزش بارانهای شدید اتفاق می‌افتد صورت گیرد. بنابراین معیار طراحی برای سرریز، بارشهایی است که ممکن است به دلیل وضعیت هوا در یک زمان خاص اتفاق افتد. چنین بارانی را نمی‌توان یک عنصر اقلیمی دانست بلکه یک پارامتر هواشناسی می‌باشد. از این جهت یک نفر متخصص هیدرولوژی هم باید از وضعیت هواشناسی منطقه اطلاع داشته باشد و هم تا اندازه‌ای وضعیت اقلیمی آن را بشناسد.

از طرف دیگر غالب ما چنین تصور می‌کنیم که هیدرولوژی مثلاً فقط پیش بینی بارندگی یا

سیلابهای شدید است، در حالی که طرف دیگر قضیه کمبود بارندگی و کاهش جریان آب رودخانه‌هاست که اصطلاحاً به آن خشکسالی می‌گوئیم. خسارات ناشی از رگبارها و سیل ممکن است موضعی و شدید باشد اما نباید فراموش کرد که زیان ناشی از خشکسالی، هم گسترده‌تر و هم شدیدتر است. بنابراین همانگونه که یک هیدرولوژیست باید بتواند بارندگی و سیلاب را در ترسالی‌ها بررسی کند باید قادر باشد خشکسالی‌ها را نیز بشناسد و آن را تجزیه و تحلیل نماید. لذا شناخت و تحلیل وضعیت اقلیمی در طرحهای هیدرولوژی بهمان اندازه اهمیت دارد که شناخت وضعیت هوا. در این فصل پس از مختصری اشاره به مفاهیم اقلیم‌شناسی و طبقه‌بندیهای آن در مورد خشکسالی‌ها نیز بحث خواهد شد.

۲-۷ اقلیم‌شناسی

اقلیم یک واژه عربی است که در زبان فارسی به آن «*آب و هوا*» گفته می‌شود و از کلمه یونانی *کلیما* (klima) که به‌معنی *میل* بوده و منظور میل خورشید است گرفته شده است. یونانیها معتقد بودند که وقتی میل یا زاویه تابش خورشید کم باشد هوا سردتر بوده و اقلیم متفاوت با جائی خواهد بود که در آن میل خورشید زیاد است. بنابراین مثلاً می‌گفتند که اقلیم نزدیک استوا به دلیل زیاد بودن میل خورشید گرم و اقلیم نزدیک به قطب در اثر کم شدن میل خورشید سرد است. واژه اقلیم تقریباً در اکثر زبانهای دنیا از همین ریشه اقتباس شده است مانند *کلیما* در زبان فرانسه و *کلایمیت* (climate) در زبان انگلیسی و یا اقلیم در فارسی و عربی که برگرفته از واژه اکلیم می‌باشد. یونانیها براساس همین توجیهات اقلیمی تنوع گیاهان و جانوران و نژادهای انسانی را متأثر از میل خورشید می‌دانستند و آب و هوای کره زمین را به سه نوع *گرم* و *سرد* و *معتدل* تقسیم می‌کردند و حتی معتقد بودند که در جنوب خط‌استوا یک منطقه معتدل و غیرقابل دسترس بنام جنوب یا *استرالیا*(austeralia)نیز وجود دارد. کلمه *شهر* در زبان‌فارسی همان اقلیم را می‌رساند و اصطلاحاتی مانند *هفت شهر* و *هفت اقلیم* در ادبیات ما متأثر از طبقه‌بندی اقلیمی یونانیها می‌باشد.

بطور کلی حالت متوسط کمیتهای مشخص کننده وضع هوای یک منطقه را بدون توجه به لحظه وقوع آنها اقلیم یا آب و هوای آن منطقه می‌نامند. به عبارت دیگر مقادیر عناصر هواشناسی حول کمیتهای اقلیمی متناظرشان نوسان می‌کنند.

اقلیم نتیجه تأثیر توأم پدیده‌های هواشناسی است و حالت متوسط هوا را در یک نقطه دلخواه بدست می‌دهد. بنابراین وقتی در مورد آب و هوای یک منطقه بحث می‌کنیم لحظه زمانی را مطرح نمی‌کنیم. مثلاً اگر گفته می‌شود که فلان منطقه گرمسیر است حالت کلی آن بوده و ممکن است هوا در همان منطقه در یک سال بخصوص بسیار هم سرد باشد. البته اقلیم معنای گسترده‌تری داشته و تنها به پارامترهای هواشناسی محدود نمی‌شود بلکه مجموعه عوامل

فیزیکی، شیمیایی، زیست‌محیطی و فرهنگی‌را در بر می‌گیرد. اما در هیدرولوژی ما خود را به همان عوامل هواشناسی محدود می‌کنیم و تأثیر سایر عوامل را در نظر نمی‌گیریم. آنچه در هیدرولوژی حائزاهمیت است قراردادن حوضه یا منطقه مورد مطالعه در یکی از گروههای مناسب اقلیمی است تا از روی آن بتوان در تفسیر نتایج محاسبات هیدرولوژی کمک گرفته و هیدرولوژیست با اطمینان بیشتر نسبت به نتایج مطالعات خود اظهار نظر کند. مثلاً اگر در طبقه‌بندی اقلیمی مشخص شد که آب و هوای یک حوضه گرم و خشک است اما رقمی که برای تبخیر-تعرق پتانسیل بدست آمده است اندک باشد مسلماً باید علت را جستجو کرد. زیرا یا نتایج محاسبات اشتباه است و یا اینکه سیستم طبقه‌بندی که برای اقلیم منطقه بکار رفته است مناسب نمی‌باشد.

۷-۳ طبقه‌بندیهای اقلیمی

بسیاری از متخصصان هوا و اقلیم‌شناسی برحسب نوع و اهداف مختلف یک یا چند عامل هواشناسی را انتخاب کرده و آن را پایه و اساس طبقه‌بندی قرار داده‌اند. بطوریکه امروزه سیستم‌های مختلفی از نظر طبقه‌بندی اقلیمی وجود دارد. برخی از سیستم‌های طبقه‌بندی به اصطلاح مبنای ژنتیکی داشته و در آنها وضعیت توده‌های هوایی که منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد اساس طبقه‌بندی قرار می‌گیرد. استفاده از این سیستم‌های طبقه‌بندی نیاز به اطلاعات وسیع هواشناسی و موجودیت نقشه‌های وضعیت هوا در محل سرچشمه تشکیل توده‌های هوا داشته که دسترسی به آنها بخصوص برای هیدرولوژیست‌هایی که با عملیات کاربردی سروکار دارند مشکل است. اما در انواع دیگر طبقه‌بندیها تنها از داده‌های معمول هواشناسی استفاده می‌شود که دسترسی به آنها ساده است. این روشها ممکن است پایه علمی بسیار قوی نداشته باشند ولی سالهاست که بخوبی از آنها استفاده شده و در بسیاری موارد نیازهای طراحی را برطرف نموده و هنوز هم در سطح وسیعی از عملیات هیدرولوژی بکار برده می‌شوند.

یک سیستم طبقه‌بندی اقلیمی مجموعه قواعدی است که با بکارگیری آنها مناطق مختلفی که از بعضی لحاظ، مثلاً پوشش گیاهی، دارای خصوصیات مشترک هستند از یکدیگر تفکیک شده و در یک پهنه قرار داده می‌شوند. پهنه‌بندی این مناطق می‌تواند توسط نقشه، فرمول، ضریب، نمودار و امثال آن صورت گیرد.

۷-۳-۱ فرمول‌ها و ضرایب اقلیمی

فرمول‌های اقلیمی توابعی هستند که در آنها دو یا چند عنصر اقلیمی بکار رفته و برحسب مقادیر عددی که برای یک منطقه بدست می‌آید نوع آب و هوای آن منطقه مشخص می‌شود. مقدار بدست آمده را *ضریب اقلیمی* گویند که در زیر به ذکر پاره‌ای از آنها می‌پردازیم.

ضریب اقلیمی ترانسو شاید ضریب *اقلیمی ترانسو* (Transeau) را که قدمتی حدود یک قرن دارد (از سال ۱۹۰۵ میلادی) بتوان اولین سیستم کمّی طبقه‌بندی اقلیمی دانست. در این روش بارندگی سالانه (P) نسبت به تبخیر پتانسیل سالانه (E) سنجیده می‌شود و عدد بدست آمده (I) بنام ضریب اقلیمی یا ضریب *رطوبتی ترانسو* نام گرفته است.

$$I = \frac{P}{E} \qquad (۱-۷)$$

در این فرمول P و E دارای واحدهای یکسان هستند. براساس این ضریب سه نوع آب و هوا مشخص می‌شود که عبارتند از اقلیم مرطوب، معتدل وخشک (جدول ۷-۱)

جدول ۷-۱ طبقه‌بندی ترانسو

نوع اقلیم	ضریب اقلیمی ترانسو
اقلیم مرطوب	$I > 1$
اقلیم معتدل	$I = 1$
اقلیم خشک	$I < 1$

گرچه این ضریب برای طبقه‌بندیهای مناطق جنگلی پیشنهاد شد ولی در حوضه‌های غیرجنگلی نیز بکار گرفته شده و هنوز هم در بسیاری موارد هر جا بارندگی بیش از تبخیر باشد منطقه را مرطوب می‌گوئیم و اقلیم معتدل وضعیتی است که در آن بین تبخیر و بارندگی تعادل برقرار باشد. بعنوان مثال چنانچه در یک منطقه مقداری بارندگی سالانه ۳۸۰ میلی‌متر و تبخیر پتانسیل سالانه ۲۸۵۰ میلی‌متر باشد مقدار I برابر ۰/۱۳ می‌باشد که بر اساس روش ترانسو این منطقه دارای آب و هوای خشک است.

ضریب اقلیمی ایوانف ایوانف (Ivanov) دانشمند روسی در سال ۱۹۴۸ معادله ترانسو را اصلاح کرده و برای مقدار تبخیر که در روش ترانسو معمولاً با تبخیرسنج نوع پیچ (Piche) اندازه‌گیری می‌گردید فرمول دیگری را پیشنهاد کرد که در آن از دمای هوا و رطوبت نسبی هوا استفاده می‌شود. بدین ترتیب ابتدا لازم است تبخیر سالانه را با محاسبه و جمع کردن مقادیر تبخیر در هر ماه توسط فرمولی که وی ارائه داده است بدست آورده و سپس ضریب مربوطه راکه بنام ضریب *اقلیمی یا ضریب رطوبتی ایوانف* معروف است محاسبه کرد. بدین ترتیب که :

$$I = \frac{P}{\Sigma E} \qquad (۲-۷)$$

در معادله فوق مخرج کسر جمع مقادیر تبخیر در ماههای مختلف سال است که برای هر ماه با توجه به دما و رطوبت نسبی از فرمول پیشنهادی زیر بدست می‌آید.

$$E = 0.0018(2.5 + T^2)(100 - r) \qquad (۳-۷)$$

در معادله‌های فوق :

I = ضریب رطوبتی ایوانف

T = متوسط دمای حرارت ماهانه (°C)

r = متوسط رطوبت نسبی ماهانه (%)

E = مقدار تبخیر ماهانه (cm)

P = مقدار بارندگی سالانه (cm)

ΣE = جمع تبخیر در ماههای سال (cm)

پس از محاسبه I برحسب مقادیری که برای این ضریب بدست می‌آید ۶ نوع اقلیم به شرح زیر طبقه‌بندی می‌شود (جدول ۷-۲).

جدول ۷-۲ طبقه‌بندی ایوانف

نوع اقلیم	محدودهٔ ضریب رطوبتی ایوانف
اقلیم بسیار مرطوب جنگلی	$I \geq 1.5$
اقلیم مرطوب جنگلی	$1.49 \geq I \geq 1$
اقلیم استپی جنگلی	$0.99 \geq I \geq 0.6$
استپی	$0.59 \geq I \geq 0.3$
بیابانی	$0.29 \geq I \geq 0.13$
صحرایی	$0.12 \geq I \geq 0$

● مثال ۷-۱

مقادیر بارندگی و متوسط دما و رطوبت نسبی در یک حوضه آبریز به شرح جدول زیر می‌باشد. با توجه به محاسباتی که از روی فرمول‌های ۷-۲ و ۷-۳ انجام می‌شود ضریب رطوبتی ایوانف ۰/۲ بدست می‌آید (۰/۲ = ۲۷۴/۳ ÷ ۵۲/۹) که نوع آب و هوا در این حوضه، بیابانی طبقه‌بندی می‌شود.

ماه	بارندگی cm	دما °C	رطوبت نسبی %	E (cm)
فروردین	۹/۶	۱۲	۶۲	۱۰
اردیبهشت	۸/۵	۱۴	۵۳	۱۶/۸
خرداد	۳/۲	۱۸	۵۰	۲۹/۴
تیر	۱/۵	۲۳	۴۸	۴۹/۷
مرداد	۰	۲۴	۴۷	۵۵/۱
شهریور	۰	۲۲	۴۵	۴۸/۱
مهر	۰	۲۰	۴۸	۳۷/۶
آبان	۲/۱	۱۲	۵۲	۱۲/۶
آذر	۴/۳	۱۱	۵۵	۱۰/۰
دی	۷/۲	۸	۶۰	۴/۷
بهمن	۸/۳	-۲	۶۳	۰
اسفند	۸/۲	۱	۶۱	۰/۳
	۵۲/۹			۲۷۴/۳

ضریب اقلیمی دومارتن دومارتن (De Martonne) با تغییراتی در فرمول ترانسو و جایگزین کردن عامل تبخیر با نمایه‌ای از دمای هوا فرمول زیر را پیشنهاد نمود.

$$I = \frac{P}{T + 10} \qquad (۴-۷)$$

که P متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر) و T متوسط دمای سالانه (°C) است. گرچه در فرمول دومارتن عامل تبخیر حذف شده است اما تبخیر نیز خود در ارتباط با دمای هوا بوده و افزایش دما باعث افزایش تبخیر می‌گردد. بنابراین زیاد بودن I ممکن است یا به دلیل پایین بودن دما یا بالا بودن بارندگی باشد. براساس‌فرمول دومارتن ۶ نوع آب و هوا طبقه‌بندی شده‌اند:(جدول ۷-۳)

جدول ۷-۳ طبقه‌بندی دومارتن

نام اقلیم	محدوده ضریب خشکی دومارتن (I)
خشک	کوچکتر از ۱۰
نیمه خشک	۱۰ تا ۱۹/۹
مدیترانه‌ای	۲۰ تا ۲۳/۹
نیمه مرطوب	۲۴ تا ۲۷/۹
مرطوب	۲۸ تا ۳۴/۹
بسیار مرطوب	بزرگتر از ۳۵

● **مثال ۷-۲**

اگر میانگین بارندگی در یک حوضه آبریز ۲۵۰ میلی‌متر و دمای سالانه هوا ۱۳ درجه سلسیوس باشد براساس طبقه‌بندی دومارتن آب و هوای‌آن در گروه نیمه خشک است. زیرا:

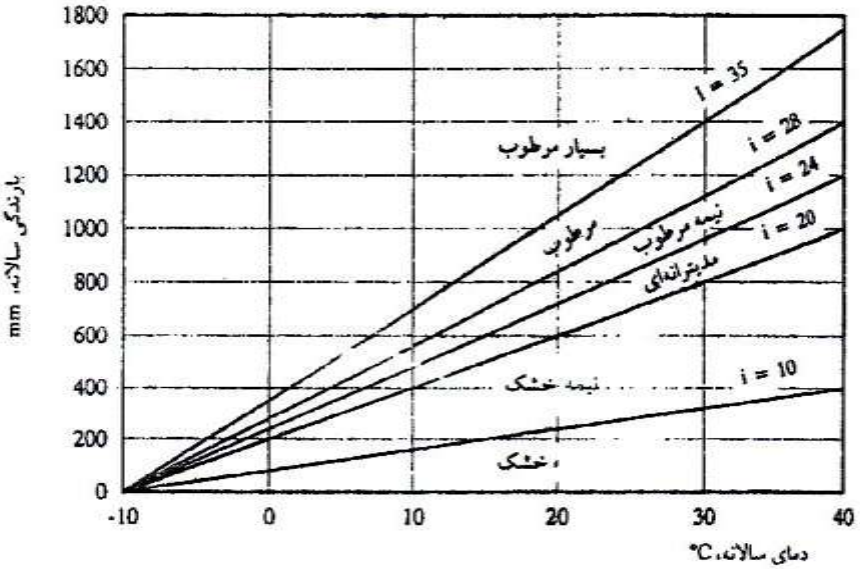
$$I = \frac{P}{T + 10}$$

$$I = \frac{250}{13 + 10} = \frac{250}{23} = 10.8$$

برای آنکه تصویری از چگونگی تغییرات ضریب اقلیمی دومارتن در ایران در ذهن داشته باشید، براساس داده‌های موجود ضرایب مزبور برای شهرهایی مانند بندرانزلی، رامسر، سنندج و آبادان به ترتیب ۶۸ (خیلی مرطوب)، ۳۰ (مرطوب)، ۲۰ (مدیترانه‌ای) و ۵ (خشک) بدست می‌آیند.

اگر دمای متوسط هوا در یک منطقه بسیار سرد مثلاً (۱۰- درجه سلسیوس) باشد ضریب اقلیمی دومارتن به سمت بی‌نهایت میل می‌کند که نشان دهنده یک منطقه بسیار مرطوب است، حال آنکه ممکن است آن منطقه چنین شرایطی نداشته باشد. مثلاً مناطق قطبی از نظر بارندگی خشک می‌باشند بنابراین همانند سایر فرمول‌ها بر روش دومارتن نیز ایرادهایی وارد است. به همین دلیل اگر متوسط دمای هوا از صفر کمتر باشد معمولاً از فرمول دومارتن استفاده نمی‌شود.

در عمل مختصات هر منطقه از نظر دما و بارندگی روی یک دستگاه مختصات که خطوط مربوط به مرزهای اقلیمی براساس فرمول دومارتن روی آن رسم شده است آورده می‌شود تا مشخص گردد که یک منطقه در کدامیک از دامنه‌های آب و هوایی قرار می‌گیرد. چنین دستگاه مختصات را *اقلیم نمای* دومارتن گویند که در شکل ۷-۱ نشان داده شده است. مثلاً چنانچه مختصات آب و هوائی یک حوضه آبریز از نظر دمای سالانه ۲۰ درجه سلسیوس و بارندگی سالانه ۴۰۰ میلی‌متر باشد مختصات این نقطه در دامنه نیمه خشک قرار می‌گیرد و لذا می‌توان گفت که حوضه دارای آب و هوای نیمه خشک است.



شکل ۷-۱ اقلیم نمای دومارتن

ضریب اقلیمی بارات سیستم طبقه‌بندی اقلیمی *بارات* (Barat) براساس میزان آبداری منطقه است و در آن ضریب اقلیمی از فرمول تجربی زیر محاسبه می‌شود.

$$I = \frac{P}{36(\quad - C) - N} - \frac{E}{365} \qquad (۵-۷)$$

در این فرمول:

I = ضریب اقلیمی بارات

P = متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر)

C = ضریب رواناب سطحی (اعشار)

N = تعداد روزهای بارانی در سال

E = تبخیر سالانه (میلی‌متر)

برطبق روش بارات ضریب I به صورت جدول ۷-۴ مشخص کننده اقلیم منطقه خواهد بود.

جدول ۷-۴ طبقه‌بندی بارات

نوع اقلیم	ضریب بارات
بیابانی	I< -20
نیمه خشک	-20 <I < 0
نیمه مرطوب	0 < I < 7
مرطوب جنگلی	I > 7

مثلاً اگر در یک حوضه آبریز ضریب رواناب ۰/۲، (۲۰ درصد)، مقدار بارندگی ۲۵۰ میلی‌متر، تبخیر سالانه ۱۱۸۰ میلی‌متر و تعداد روزهای بارانی در سال ۴۳ روز باشد ضریب I برابر ۲/۶- بوده و منطقه جزء نواحی نیمه خشک طبقه‌بندی می‌شود.

سیستم طبقه‌بندی کوپن یکی دیگر از روش‌های طبقه‌بندی اقلیمی روش موسوم به کوپن (Koppen) می‌باشد که گرچه بسیار ساده است اما هنوز مورد قبول اکثر متخصصان می‌باشد. این روش براساس رابطه بین مقدار بارندگی، توزیع آن در طول سال و دمای هوا استوار است.

در سیستم طبقه‌بندی کوپن سه نوع آب و هوا را می‌توان متمایز ساخت که عبارتند از: بیابانی، استپی و مرطوب. مرز مربوط به هر یک از این اقلیمها یعنی، حدفاصل بیابانی و استپی و یا مرز بین استپی و مرطوب به مقدار بارندگی سالانه (P) ، درجه حرارت سالانه (T) و زمان وقوع بارندگی بستگی دارد که درجدول ۷-۵ مشخص شده است. مثلاً اگر در یک منطقه بارندگیها عمدتاً زمستانی باشد، بیابان به جایی گفته می‌شود که بارندگی سالانه برحسب سانتی‌متر از نظر عددی کمتر از متوسط دمای سالانه برحسب سانتی‌گراد باشد و استپ منطقه‌ای است که بارندگی سالانه از نظر عددی بین T و 2T قرار گیرد و چنانچه P>2T باشد آن منطقه را مرطوب گویند.

جدول ۷-۵ طبقه‌بندی اقلیمی براساس روش کوپن

مرز	بارندگی زمستان	دوران بارندگی نامشخص است	بارندگی تابستانی
بیابانی / استپی	P = T	P = T + 7	P = T + 14
استپی / مرطوب	P = 2 T	P = 2 (T + 7)	P = 2 (T + 14)

P = متوسط بارندگی سالانه برحسب سانتی‌متر
T = متوسط دمای سالانه برحسب سانتی‌گراد

سیستم طبقه‌بندی سلیانینوف *سلیانینوف* (Selyaninov) اصل ضریب اقلیمی مناطق خشک را در روسیه به کار برده است. این روش براساس نسبت بارندگی به گرما استوار است. ضریب به

اصطلاح هیدروترمیک سلیانینوف از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$I = \frac{\Sigma P}{0.10\ \Sigma H} \qquad (۶-۷)$$

در این فرمول :

ΣP = مقدار کل بارندگی سالانه (برحسب میلی‌متر).

ΣH = مجموع درجه-روز سالانه بر مبنای صفر °C

در صورتی که $I < 0.5$ باشد منطقه بیابانی، اگر $0.5 < I < 0.7$ منطقه استپ خشک، چنانچه $0.7 < I < 1.0$ باشد منطقه بعنوان استپ معمولی طبقه بندی شده و در صورتی که $I > 1.0$ باشد آن منطقه دارای آب و هوای استپی جنگلی خواهد بود. مثلا اگر متوسط دمای سالانه مشهد را ۱۵ درجه سلسیوس درنظر بگیریم باتوجه به این‌که جمع درجه-روز سالانه این محل برابر ۵۴۷۵ خواهد بوده و مقدار بارندگی سالانه آن ۲۵۵ میلی‌متر می‌باشد می‌توان گفت که آب و هوای آن در سیستم طبقه‌بندی سلیانینف با ضریب اقلیمی ۰/۴۶۵ بیابانی و تقریباً در مرز استپ خشک قرار دارد. مهمترین مزیّت ضریب هیدروترمیک (رطوبت - گرما) سلیانینوف ساده بودن آن و مهیا بودن آمار هواشناسی مورد نیاز برای محاسبه آن است.

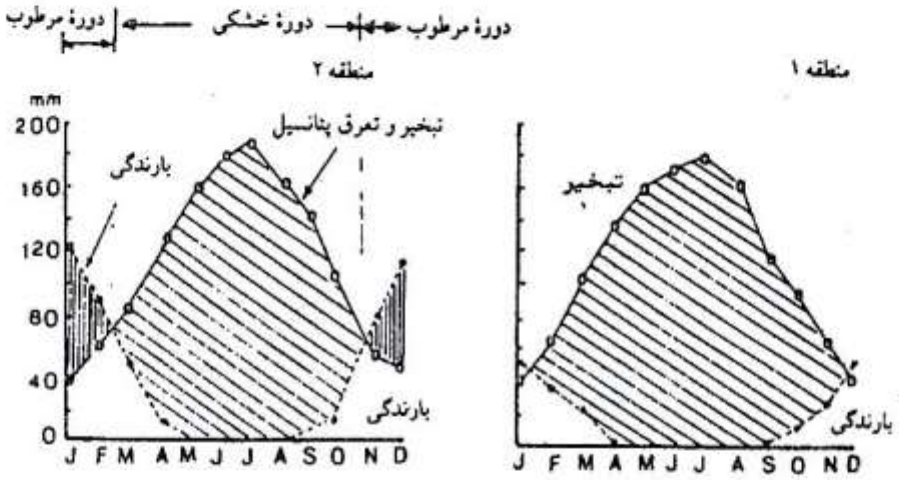
۷-۳-۲ نمودارهای اقلیمی

غالباً در هیدرولوژی بجای محاسبه ضرایب اقلیمی، برای تشخیص خصوصیات آب و هوایی از *نمودارهای اقلیمی* که *اقلیم‌نما* یا *کلیماگرام* نامیده می‌شوند استفاده می‌شود که از جمله آنها می‌توان به نمودار اقلیمی ترنت وایت، منحنی آمبروترمیک، هایترگراف و اقلیم نمای آمبرژه اشاره کرد.

نمودار اقلیمی ترنت وایت ترنت وایت (Thornthwaite) طبقه‌بندی اقلیم‌ها را براساس دو عامل بنا نهاده است که عبارتند از، عرضهٔ آب بوسیله نزولات جوّی و تقاضای آب برای تبخیر - تعرق. بارندگی و تبخیر- تعرق معلول پدیده‌های هواشناسی بوده و ممکن است از نظر مقدار و یا توزیع فصلی با یکدیگر متفاوت باشند. ترنت وایت آب و هوایی را مرطوب می‌داند که در آن مقدار بارندگی بیش از تبخیر-تعرق پتانسیل باشد و آب و هوایی خشک است که مقدار تبخیر - تعرق پتانسیل آن به مراتب بیش از بارندگی باشد.

علاوه بر این ترنت وایت بین «تبخیر-تعرق واقعی» که در اقلیم‌های خشک به دلیل کمبود رطوبت بسیار اندک می‌باشد و «تبخیر-تعرق پتانسیل» که عبارت از مقدار آبی است که در شرایط مطلوب رطوبتی خاک و پوشش گیاهی از سطح زمین خارج می‌شود تمایز قائل شده است. زیرا تبخیر-تعرق پتانسیل به آب و هوا بستگی دارد. ترنت وایت با مقایسه تبخیر-تعرق پتانسیل و مقدار بارندگی در محل طبقه‌بندی خاصی را پیشنهاد نمود. در روش ترنت وایت، تبخیر-تعرق پتانسیل بوسیله یک فرمول تجربی که خود پیشنهاد نمود و در فصل قبل بدان اشاره شد محاسبه می‌شود.

پس از محاسبه تبخیر - تعرق پتانسیل ماهانه به روش ترنت وایت، منحنی تغییرات بارندگی و تبخیر-تعرق نسبت به ماههای مختلف سال در یک دستگاه محور مختصات واحد رسم می‌شود. با مقایسه این دو منحنی می‌توان مشخص کرد که آیا بارندگی بر تبخیر - تعرق فزونی دارد یا نه و در صورت فزونی این حالت در چه زمانی به وقوع می‌پیوندد. شکل ۷-۲ نمونه‌ای از این منحنی‌هاست که برای دو منطقه مختلف رسم شده است. مثلاً در منطقه ۱ تبخیر در تمام ماهها از بارندگی بیشتر بوده و تمام ایام سال خشک محسوب می‌شود ولی در منطقه ۲ خشکی فقط بین ماههای مارس تا نوامبر بروز خواهد کرد که در این ایام تبخیر بیش از بارندگی است.



شکل ۷-۲ مقایسه بارندگی و تبخیر-تعرق پتانسیل در سیستم اقلیمی ترنت وایت برای دو منطقه مختلف.

در سیستم اقلیمی ترنت‌وایت برای سادگی عمل غالباً علاوه بر روش ترنت وایت از روش‌های دیگری که برای محاسبه تبخیر-تعرق پتانسیل یا تبخیر-تعرق مرجع در فصل قبل شرح داده شد نیز استفاده می‌گردد. علاوه بر این ترنت وایت برای مطالعه آب و هوایی مناطق مختلف فرمول‌های متعددی مطرح نمود که ضریب بارندگی مؤثر از آن جمله می‌باشد. برای محاسبه ضریب بارندگی مؤثر به روش پیشنهادی ترنت وایت ابتدا ضریب مربوط به هر یک از ماههای سال از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$I = 0.1654 \left(\frac{P}{T + 12.2}\right)^{1.11} \qquad (۷-۷)$$

که در آن P بارندگی ماهانه (میلی‌متر) و Tمتوسط دمای ماهانه (درجه‌سانتی‌گراد) می‌باشد. پس از آنکه مقدار I برای ۱۲ ماه سال‌بدست آمدضریب بارندگی مؤثر سالانه (I_{pe})از مجموع آنها بدست می‌آید.

$$I_{pe} = \Sigma I \qquad (۸-۷)$$

که I_{pe} ضریب بارندگی مؤثر سالانه است. بالا بودن این ضریب نشان از مرطوب‌بودن منطقه دارد.

● مثال ۷-۳

مقدار بارندگی در فروردین ماه در یک حوضه آبریز ۵۰ میلی‌متر و متوسط دمای هوا در آن ۱۱/۵ درجه سانتی‌گراد است. ضریب بارندگی مؤثر در این ماه ۰/۳۸ خواهد بود زیرا:

$$I = 0.1654 \left(\frac{P}{T + 12.2}\right)^{1.11}$$

$$I = 0.1654 \left(\frac{50}{11.5 + 12.2}\right)^{1.11}$$

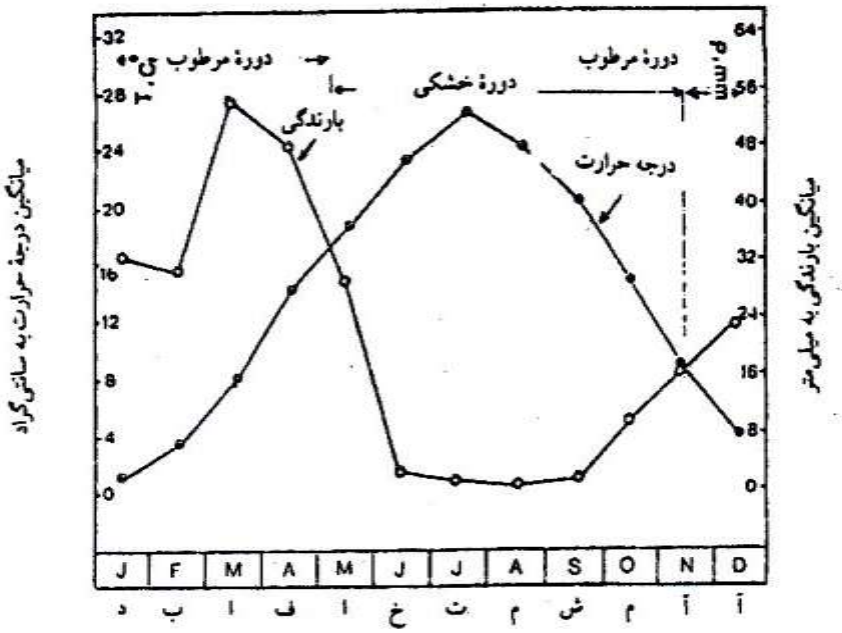
$$I = 0.38$$

نمودار آمبروترمیک منحنی *آمبروترمیک* (embrothermic) نموداری است مشابه نمودار ترنت وایت که در آن تغییرات ماهانه دمای هوا نسبت به تغییرات ماهانه بارندگی در طول سال مورد مقایسه قرار می‌گیرد.

در این روش تغییرات ماهانه متوسط دما و بارندگی در یک دستگاه محور مختصات قائم طوری رسم می‌شوند که محور افقی به ماههای سال، محور عمودی سمت چپ به متوسط دمای ماهانه T بر حسب درجه سانتی‌گراد و محور عمودی سمت راست به بارندگی ماهانه (P) برحسب میلی‌متر اختصاص یابد. درجه‌بندی محورهای قائم به نحوی است که عدد مربوط به تقسیمات بارندگی (برحسب میلی‌متر) دو برابر عدد مربوط به درجه حرارت (برحسب سانتی‌گراد) می‌باشد. البته باید تقسیم‌بندی دو محور به لحاظ اندازه مساوی بوده و درجات در مقابل هم قرار گرفته باشند. مثلاً در مقابل تقسیم‌بندی مربوط به عدد ۴ برای دما (به سانتی‌گراد) عدد ۸ (میلی‌متر بارندگی) منظور می‌شود.

شکل ۷-۳ منحنی آمبروترمیک را برای ایستگاه هواشناسی مشهد نشان می‌دهد. در این شکل ملاحظه می‌شود که بین ماههای مارس تا نوامبر دما بر بارندگی فزونی دارد. لذا این دوره را می‌توان دوران خشک سال بحساب آورد. منحنی آمبروترمیک در واقع شکل نموداری است که براساس نظریه کوپن برای مناطقی که بارندگی آنها بیشتر زمستانی است (مانند اکثر نقاط ایران) بصورت نموداری رسم می‌شود.

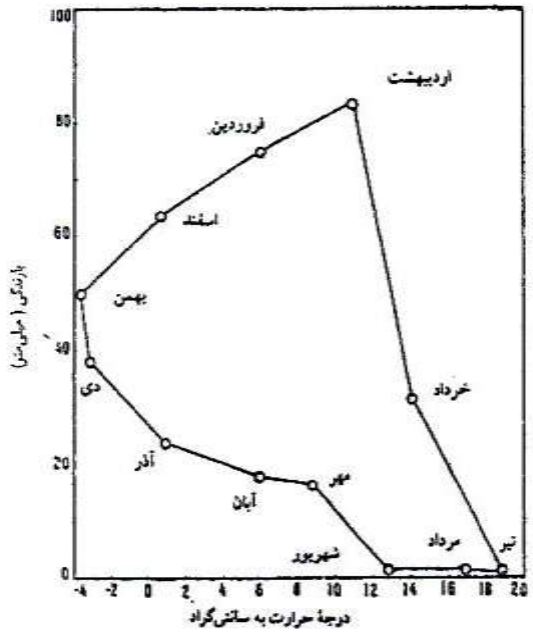
کلیماگراف یکی از نمودارهای اقلیمی *کلیماگراف* (climagraph) است که در آن متوسط بارندگی هر ماه نسبت به میانگین درجه حرارت آن ماه مقایسه می‌شود. در این نمودار از یک دستگاه محور مختصات قائم استفاده می‌شود. محور افقی به دمای ماهانه (°C) و محور عمودی به بارندگی همان ماه (mm) اختصاص داده می‌شود. مختصات مربوط به هر ماه



شکل ۷-۳ منحنی آمبروترمیک برای ایستگاه هواشناسی مشهد

روی این دستگاه مشخص و از بهم پیوستن نقاط، منحنی مسدودی که هایترگرام نام دارد به دست می‌آید. شکل هایترگرام نشان دهنده خصوصیات آب و هوایی آن محل است در شکل۷-۴ کلیماگراف مربوط به ایستگاه هواشناسی مشهد نشان داده شده است. عریض بودن کلیماگراف نشان دهنده تغییرات شدید دما در طول سال و طویل بودن آن نشانه تغییرات زیاد بارندگی در ماههای مختلف سال است.

اقلیم‌نمای آمبرژه آنچه در مورد فرمول‌ها، ضرایب و نمودارهای اقلیمی بیان شد مورد نقد علمی و اصولی زیادی واقع شده است. بخصوص اینکه اکثر هواشناسان و متخصصان اقلیم‌شناسی بیشتر بر طبقه‌بندیهایی که منشأ ژنتیکی داشته و در آن توده‌های هوا را لحاظ می‌کند تأکید دارند. با این وجود همانطور که اشاره شد این روشها هنوز هم از نظر کاربردی مورد استفاده وسیع هیدرولوژیست‌ها قرار می‌گیرد. اما نباید این انتقادها را که بعضاً بسیار روشن هم می‌باشند نادیده گرفت. مثلاً اگر بارندگی ماهانه در یک منطقه ۷۰ میلی‌متر باشد و این بارندگی بطور ناگهانی و در یکی دوبار صورت گیرد وضعیت آب و هوا بمراتب با شرایطی که این بارندگی بطور یکنواخت در طول ماه ریزش کند متفاوت خواهد بود.



شکل ۷-۴ کلیماگرام ایستگاه هواشناسی مشهد

آمبرژه (Emberger) دانشمند گیاه‌شناس فرانسوی برای رفع نقایص مربوط به ضرایب اقلیمی ترانسو و دومارتن روشهای مختلفی ارائه نموده است. از جمله این که پیشنهاد نمود، در فرمول دومارتن بجای P مقدار P(N/365) قرار داده شود که در آن N متوسط تعداد روزهای بارانی در سال است. ایراد دیگری که آمبرژه در ضرایب اقلیمی اقدام به رفع آنها نمود مربوط به دمای هواست. زیرا بکار بردن متوسط دمای سالانه نمی‌تواند گویای وضعیت گرمایی منطقه باشد. مثلاً در حالی که در بعضی مناطق قطبی تابستانها گرم است و انواع گیاهان جنگلی در آن مناطق می‌روید زمستانها بسیار سرد بوده و بعضاً دمای هوا تا ۴۰- درجه سانتی‌گراد یا کمتر می‌رسد. بطوریکه اگر بخواهیم متوسط دمای سالانه را در نظر بگیریم ممکن است مقدار آن کمتر از صفر باشد و اگر قرار باشد از روی این دما پی بوجود پوشش گیاهی ببریم نباید انتظار رویش گیاهی را در آن مناطق داشت. حال آنکه واقعیت آنطور نبوده و پوشش گیاهی نیز در آن مناطق وجود دارد. در رفع این نقیصه‌ها آمبرژه دمای سالانه (M و m) را بجای عامل متوسط دما (T) قرار داد که M متوسط حداکثرهای دمادرگرمترین ماه و m متوسط حداقلهای دما در سردترین ماه سال است. برای بدست آوردن M و m به این صورت عمل می‌شود که ابتدا در طول دوره آماری براساس میانگین دمای ماهانه مشخص می‌کنیم که در هر سال آماری گرمترین و سردترین ماه سال کدام بوده‌اند. بدین ترتیب اگر فرضاً ۳۰ سال آماری داشته باشیم ۳۰ ماه گرم و ۳۰ ماه سرد خواهیم داشت. حال مشخص است که هر کدام از این ماهها دارای یک متوسط دمای حداکثر و یک

متوسط دمای حداقل است که میانگین آنها دمای ماهیانه را تشکیل داده است برای تعیین M بایدمیانگین‌دماهای حداکثروبرای محاسبه m میانگین‌دماهای حداقل در این مدت‌محاسبه شود.

بنابراین به پیشنهاد آمبرژه بجای T در فرمول دومارتن مقدار (M + m)/2 قرار داده شده و دامنه نوسان دمای مطلق سالانه یعنی M − m نیز دخالت داده می‌شود.

آمبرژه ابتدا فرمول زیر را برای طبقه‌بندی اقلیمی مناطق پیشنهاد نمود که در آن N تعداد روزهای بارانی سال، P متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر) و M و n درجه سانتی‌گراد می‌باشند

$$Q_1 = \frac{N.P}{3.65(M + n)(M - n)} \qquad (۹-۷)$$

چون در سالهای گذشته تعداد روزهای بارانی در آمار هواشناسی ثبت نمی‌شد آمبرژه معادله فوق را به شکل زیر اصلاح و ضریب *بارندگی* جدیدی بصورت Q_1 ارائه گردید.

$$Q_1 = \frac{2P}{(M + m)(M - m)} \qquad (۱۰-۷)$$

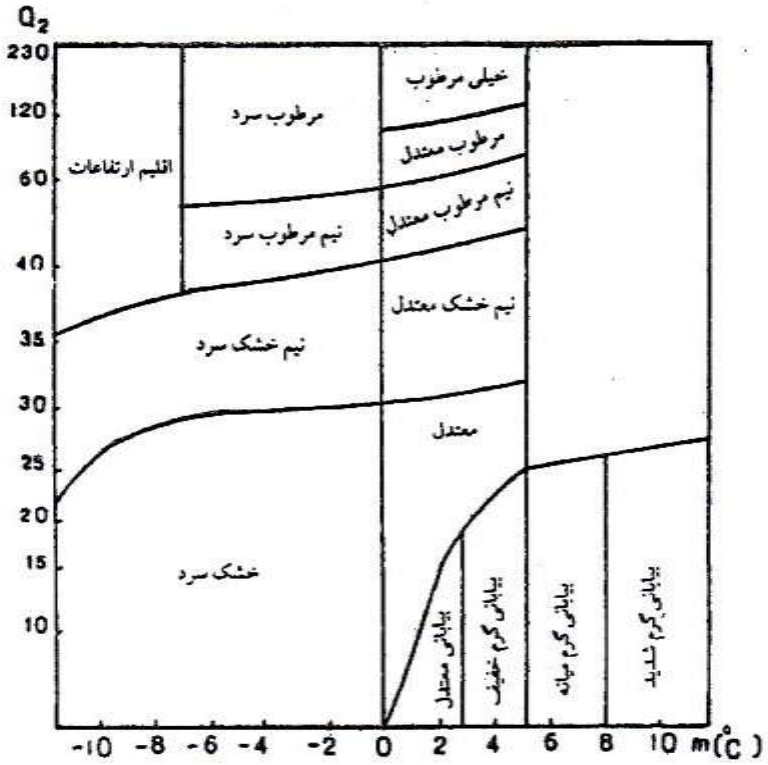
با توجه به این که $(M + m)(M - m)$ را می‌توان بصورت $M^2 - m^2$ نوشت و دماهای قرینه مثلاً $m = +5$ یا $m = -5$ نتایج یکسانی بدست می‌دهند آمبرژه باردیگر برای رفع این نقیصه از درجه‌های حرارت مطلق استفاده نموده و فرمول دیگری راکه در واقع ضریب جدیدی بنام Q_2 است ارائه نمود.

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2} \qquad (۱۱-۷)$$

در این فرمول Q_2 ضریب اقلیمی آمبرژه، P بارندگی سالانه (میلی‌متر)، M متوسط حداکثرهای دما در گرمترین ماه سال (درجه کلوین) و m متوسط حداقلهای دما در سردترین ماه سال (درجه کلوین) است. روش آمبرژه بعداً به ارائه نموداری انجامید که بنام *اقلیم‌نمای آمبرژه* معروف شده است (شکل ۷-۵). صفحه اقلیم‌نمای آمبرژه درشکل ۷-۵ دارای دو محور متعامد مختصات است که محور عمودی آن به مقدار Q_2 و محور افقی به مقدار m (برحسب درجه سانتی‌گراد) اختصاص داده شده است و در آن پهنه‌بندیهای اقلیمی مشخص گردیده است. حال مختصات هر منطقه از نظر Q_2 و m در هر کدام از پهنه‌های این اقلیم‌نما واقع گردید آب و هوای آن منطقه به همان اسمی که روی صفحه نوشته شده است نامیده می‌شود. به عنوان مثال میانگین حداکثرهای دما درگرمترین ماههای سال و حداقل های دما در سردترین ماههای سال در مشهد به ترتیب ۳۶ و ۸- درجه سانتی‌گراد است. باتوجه به میانگین بارندگی سالانه این شهر که ۲۵۰ میلی‌متر در سال می‌باشد، اقلیم‌این‌منطقه براساس روش طبقه‌بندی‌آمبرژه از نوع خشک سرد تعیین می‌گردد، زیرا:

$$P = 250 \quad \text{و} \quad m = -8\ ^\circ C = 265\ ^\circ K \quad \text{و} \quad M = 36\ ^\circ C = 309\ ^\circ K$$

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2} = \frac{(2000)(250)}{(309)^2-(265)^2} = 19.8$$



شکل ۷-۵ اقلیم‌نمای آمبرژه (بلوک بالا وسمت راست به این دلیل فاقد نوشته است که اقلیم‌های مربوط به آن در ایران کمتر مشاهده شده است)

بنابراین مختصات اقلیمی مشهد روی اقلیم نمای آمبرژه عبارت است از نقطه‌ای به مختصات ۸- و ۱۹/۸ که در اقلیم‌نما در منطقه خشک سرد قرار می‌گیرد. در بسیاری موارد برای طبقه‌بندی اقلیمی به روش آمبرژه تنها به ذکر ضریب اقلیمی که همان Q_2 باشد اکتفا می‌گردد. برای آنکه بتوان تصویری از طبقه‌بندیهای‌اقلیمی‌آمبرژه‌رادرذهن‌داشته باشید اقلیمهای مختلفی که در این روش مشخص شده‌اند با توجه به وضعیت داده‌های هواشناسی ایستگاههای مختلف در ایران بصورت زیر می‌باشد:

- اقلیم بیابانی گرم شدید (بوشهر)
- اقلیم بیابانی گرم میانه (بهبهان)
- اقلیم بیابانی گرم خفیف (قصرشیرین)
- اقلیم بیابانی معتدل (طبس)
- اقلیم خشک معتدل (شیراز)
- اقلیم خشک سرد (کرج)

- اقلیم نیم‌خشک معتدل (گرگان)
- اقلیم نیم‌خشک سرد (بجنورد)
- اقلیم نیم‌مرطوب معتدل (بابلسر)
- اقلیم مرطوب سرد (سنندج)
- اقلیم مرطوب معتدل (بندر انزلی)
- اقلیم ارتفاعات (لیقوان)

البته در برخی نقاط استان گیلان ممکن است اقلیمهای خیلی مرطوب وجود داشته باشد اما کمتر به مواردی برخواهیم خورد که اقلیم آن از نوع مرطوب سرد باشد.

۴-۷ خشکسالی

خشکسالی وضعیتی از کمبود بارندگی و افزایش دماست که در هر وضعیت اقلیمی ممکن است رخ دهد. ***خشکسالی*** (drought بر وزن out) غالباً بعنوان یک پدیده خزنده توصیف می‌شود و بر خلاف سیل و بارندگی که شما می‌دانید چه زمانی شروع شده، چه زمانی خاتمه پیداکرده و در چه محدوده‌ای بوده است توصیف زمانی و مکانی خشکسالی بسیار مشکل است. ممکن است هفته‌ها یا ماهها طول بکشد تا شما واقعاً تشخیص دهید که آیا خشکی اتفاق افتاده است و یا خیر و بهمین ترتیب ممکن است مدت‌ها پس از شروع بارندگی‌ها باز هم اثرات خشکسالی وجود داشته باشد. تعریف خشکسالی و چگونگی ارتباط آن با پدیده‌های هیدرولوژی بسیار مشکل است. زیرا اولاً خشکسالی ممکن است بطور همزمان تمام اجزاء سیستم هیدرولوژی را تحت تأثیر قرار ندهد. مثلاً ممکن است رطوبت خاک بسیار پائین و زمین‌ها خشک باشد ولی رودخانه‌ها آبدار باشند. در چنین مواردی دیمکاران و زارعین با مشکل مواجه خواهند بود ولی شهرهایی که از آب رودخانه استفاده می‌کنند با مسأله‌ای روبرو نخواهند بود. ثانیاً خشکسالی یک پدیده مطلق نبوده بلکه معرف کمبود نسبی رطوبت می‌باشد. در این صورت تقاضای زیاد برای آب نیز می‌تواند خشکسالی ایجاد کند در حالی که بارندگی ممکن است بصورت طبیعی بوده باشد. در هر حال برای تعریف خشکسالی باید ابتدا هدف مشخص شود. مثلاً وقتی صحبت از ***خشکسالی کشاورزی*** (agricultural drought) می‌شود معلوم است که بیشتر روی رطوبت خاک توجه می‌کنیم در صورتی که ***خشکسالی هیدرولوژی*** (hydrological drought) بیشتر روی دبی رودخانه‌ها توجه دارد و ***خشکسالی هواشناسی*** (meteorological drought) مربوط به دوره‌هائی است که در آن مقدار بارندگی کمتر از نرمال باشد. غالباً خشکسالی‌ها از خشکسالی هواشناختی شروع شده و به ترتیب خشکسالی هیدرولوژیکی، خشکسالی

کشاورزی و سرانجام خشکسالی اجتماعی -اقتصادی را در پی دارد. در خشکسالی‌ها باید مقدار نرمال بارندگی یا دبی رودخانه ملاک قرار گیرد که برای محاسبه آن حداقل نیاز به داشتن ۳۰ سال آمار خواهد بود و لذا با داشتن آمار ۱۰ الی ۱۵ سال نمی‌توان وجود خشکسالی را تحلیل کرد.

فعالیت‌های انسان تا اندازه زیادی اثرات خشکسالی‌ها را تغییر داده و ممکن است نتوان بخوبی ابعاد خشکسالی را تعیین کرد. مثلاً در ایران که منابع آب کشاورزی بیشتر از زیرزمین و توسط چاه و قنات تأمین شده و کمبود رطوبت خاک با آبیاری جبران می‌شود و ممکن است وقوع خشکسالی نقشی در کاهش محصول نداشته باشد. مگر این که خشکسالی با افزایش دما و بالا رفتن تقاضای تبخیر-تعرق همراه باشد.

بسیاری از تعاریف خشکسالی این ایده را در ذهن تداعی می‌کنند که خشکی دورانی است که در آن موجودیت آب کمتر از حد نرمال باشد. این دوره می‌تواند هفته، ماه، سال و حتی سالها باشد اما اینکه تا چه حّد پائین تر از نرمال را در نظر بگیریم خود موضوعی است که حساسیت آن بستگی به شرایط زمانی و آب و هوایی دارد. مثلاً در کشاورزی ممکن است رطوبت خاک در زمستان کمتر از نرمال باشد اما چون نیاز به آب در آن فصل شدید نیست حساسیت کمبود رطوبت نسبت به نرمال در تابستان بیشتر محسوس می‌باشد. حتی در تابستان هم بعضی دوره‌ها ممکن است حساس‌تر باشند. مثلاً در زراعت گندم یا ذرت برخی دوره‌های رشد (مانند گلدهی یا دانه دهی) وجود دارند که حساسیت گیاه به کم آبی شدید بوده و هر گونه خشکی باعث کاهش شدید محصول می‌گردد. تمام اینها نشان دهنده این است که در بررسی خشکسالی باید هدف مشخص باشد. یکی از موضوعات دیگری که بر اثرات خشکسالی تاثیر شدید دارد فعالیت‌های انسان در انتقال بین حوضه آب یعنی جابجائی آب از یک حوضه آبریز به حوضه دیگر و یا انحراف و استفاده از آب در داخل یک حوضه است بدون این که به اثرات آن در پائین دست توجه شده باشد. در واقع با این کار بجای این که فعالیت‌های انسان در کنار آب و در همزیستی با آن صورت گیرد آب را به کنار خود انتقال داده و نقش‌های دیگر آب در محل اصلی خود حذف شده‌اند.

نکته دیگری که در این مورد باید اشاره کرد آن است که خشکسالی پدیده‌ای است تصادفی-احتمالاتی (stochastic) و غیر قابل پیش بینی. اما زمانی که اتفاق افتاد برای مدت طولانی پابرجا باقی می‌ماند. برای این که خشکسالی را به لحاظ کمّی تعریف کنیم روش‌های زیادی وجود دارد. از جمله این روش‌ها آزمون دنباله‌ها (runs approach) است. در آزمون دنباله‌ها خصوصیات تصادفی (استوکاستیک) سری‌های زمانی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

روش دیگر استفاده از نمایه‌های خشکسالی (drough indices) است. بعضی از این نمایه‌ها

بسیار ساده و برخی از آنها کاملاً پیچیده و مشکل می‌باشند. ساده‌ترین نمایه خشکسالی این است که یک آستانه را از نظر مقدار و زمان مشخص کرده و شرایط را نسبت به آن بسنجیم. مثلاً اگر مقدار ۲۰ میلی‌متر و تداوم یک ماه را برای خشکی فصل بهار انتخاب کرده باشیم هر زمان که مقدار بارندگی در فصل بهار طّی یک ماه از ۲۰ میلی متر کمتر باشد خواهیم گفت که در آن فصل با خشکسالی مواجه بوده‌ایم. معمولاً چنانچه در هر دوره ۲ ماهه مقدار بارندگی از ۸۰ درصد نرمال کمتر باشد آن دوره خشک محسوب می‌گردد.

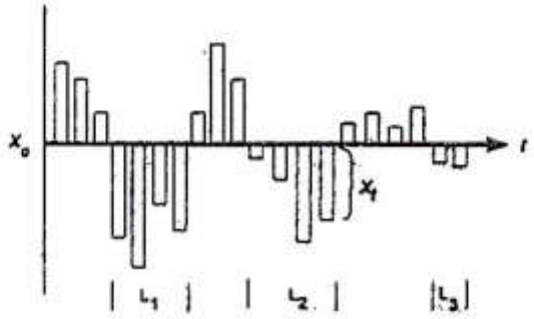
نمایه‌های شدت خشکسالی براساس بیلان آب در منطقه استوار می‌باشد. برای مطالعات خشکسالی نیاز به تحلیل فراوانی وقوع (مانند آنچه در بخش مربوط به سیل بحث خواهد شد) می‌باشد. تحلیل فراوانی وقوع روشی است که در آن خشکسالی تعریف نمی‌شود بلکه فقط فراوانی بین وقوع خشکسالی‌ها مشخص می‌گردد. درواقع همانطور که فراوانی وقوع سیلابها یا حداکثر بارش‌ها مطالعه می‌شود به همان روش می‌توان جریان‌های کم (low flow) یا حداقل ریزشهای جوّی را نیز بررسی کرد. در بررسی وقوع جریان‌های کم رودخانه‌ها حداقل لحظه‌ای دبی رودخانه در هر سال مشخص می‌گردد تا یک سری از اعداد که نشان‌دهنده میزان حداقل جریان در هر سال می‌باشد بدست آید (annual minimum streamflow series). این اعداد را می‌توان به ترتیب صعودی ردیف کرده و پس از بدست آوردن احتمال تجربی وقوع، آنها را روی کاغذ احتمالاتی رسم کرده. بهترین توزیع آماری برای این منظور توزیع گامبل تیپ ۳ (Gumble type III) می‌باشد.

روش دیگر برای مطالعه خشکسالی‌ها استفاده از روش‌هایی مانند زنجیره مارکف (Markov chain) است. با زنجیره مارکف می‌توان خصوصیات احتمالاتی فرایندهای استوکاستیک را توصیف نمود. در زنجیره مارکف نیز نمی‌توان خشکسالی را تعریف کرد بلکه فقط وقوع خشکسالی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۷-۴-۱ آزمون دنباله‌ها

تحلیل خشکسالی‌ها توسط آزمون دنباله‌ها مشابه آزمون تئوری متغیرهای گسسته است. فرض کنید می‌خواهیم وضعیت خشکسالی‌ها را از نظر بارندگی بررسی کنیم. ابتدا میانگین سالانه بارندگی‌ها را بدست می‌آوریم که فرضاً عددی برابر P میلی‌متر خواهد بود. حال یک آستانه را برای خشکسالی در نظر می‌گیریم (X_o) بطوری که اگر مقدار بارندگی در هر سال (X) کمتر از X_o باشد آن سال را یک سال خشک بحساب آوریم. آستانه بارندگی (X_o) برای خشکسالی معمولاً ۷۵ تا ۸۰ درصد متوسط بارندگی سالانه است. اگر این آستانه X_o باشد بنابراین $X_o = 0.75\ P$ خواهد بود. سپس برای هر سال تفاوت بارندگی سالانه را نسبت به X_o

بدست می‌آوریم ($X - X_0$) که مقدار آن یا مثبت (ترسالی) و یا منفی (خشکسالی) خواهد بود. حال در یک دستگاه محدود مختصات که محور افقی به تعداد سالهای آماری و محور عمودی به ($X - X_0$) اختصاص دارد می‌توان سالهای خشک و مرطوب را مطابق شکل ۷-۶ بصورت گرافیکی نشان داد. بطوری که هیستوگرامهای رو به‌پائین نشان دهنده خشکسالی و هیستوگرامهای رویه‌بالا نشان دهنده ترسالی است. در شکل ۷-۶ مشاهده می‌شود که از شروع دوره آماری ۳ سال اول دوره ترسالی، ۴ سال بعد دوره خشکسالی، ۳ سال بعد مجدداً دوره ترسالی و ۴ سال بعد دوره خشکسالی و الخ بوده‌است. در این شکل ۳ دوره خشکسالی وجود دارد که طول آنها (L_3 , L_2 , L_1) به ترتیب ۴، ۴ و ۲ سال می‌باشد.



شکل ۷-۶ خصوصیات آزمون ران برای متغیر گسسته X . مقدار X_0 آستانه انتخاب شده برای خشکسالی است. Li طول دوره خشکسالی است.

در شکل ۷-۶ برای وقوع هر خشکسالی که با i نشان داده می‌شود Li ***طول دوره خشکسالی*** می‌باشد. اگر در هر دوره مجموع مقادیر منفی خشکسالی ($X - X_0$) را محاسبه کنیم Si خواهد شد که ***مقدار خشکسالی*** (magnitude) خواهد بود. نسبت Si به Li ***شدت خشکسالی*** (intensity) در هر دوره می‌باشد. در هر یک از سالهایی که با خشکسالی مواجه می‌باشند مقدار $X - X_0$ را ***سختی خشکسالی*** (severity) آن سال گویند. بالاترین مقدار $X - X_0$ درهر دوره، شدیدترین سختی خشکسالی در آن دوره به حساب می‌آید. بعنوان مثال اگر در اولین دوره ۴ ساله خشکسالی که در شکل ۷-۶ اتفاق افتاده است مقادیر $X - X_0$ به ترتیب ۵۰-، ۷۵-، ۴۰- و ۴۸- میلی‌متر باشد مشخصه این دوره خشکسالی عبارت خواهد بود از:

طول دوره خشکسالی = drought duration = Li = 4 years

مقدارخشکسالی = drought magnitude = Si = (-50) + (-75)+(-40)+(-48)= -213 mm

شدت خشکسالی = drought intensity = $\frac{Si}{Li} = \frac{-213}{4} = -53.2$ mm/year

شدیدترین سختی خشکسالی = droght severity = -75 mm

فاصله تا خشکسالی بعد = 3 years

حال پس از تعیین این مشخصه‌ها می‌توانیم تحلیل آماری روی آنها انجام و نتایج را تفسیر نمود. یکی از روش‌های معمول در تحلیل خشکسالی‌ها روش موسوم به زنجیره مارکف می‌باشد که در اینجا به اختصار در مورد آن شرح داده می‌شود.

۷-۴-۲ زنجیره مارکف

زنجیره مارکف (Markov chain) یک روش ریاضی برای مدل بندی فرایندهای احتمالاتی است. مفهوم زنجیره مارکف این است که یک زنجیره یا یک سری از مشاهدات مورد بررسی قرار گرفته و احتمال تغییر هر کدام از مشاهدات از حالتی به حالت دیگر مشخص می‌شود. زنجیره مارکف می‌گوید که احتمال وقوع یک حالت اقلیمی در زمان t بستگی به وضعیت آن در زمان قبل (t - 1) دارد. مثلاً احتمال این که این ماه خشک باشد بستگی به این دارد که آیا ماه قبل یک ماه خشک بوده است یا خیر.

فرض کنید ۱۵ سال آمار بارندگی داشته‌ایم که بسته به آستانه خشکسالی (X_0)به هر کدام از این سالها وضعیت مرطوب (W)، نرمال (N) و یا خشک (D) اطلاق شده و این وضعیت‌های وقوع بصورت جدول زیر بوده است.

زمان(t)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
حالت(S)	W	W	D	D	D	N	N	W	N	N	D	D	W	W	W

در این ۱۵ سال آماری ۱۴ وضعیت پرش یا تغییر از یک حالت به حالت دیگر وجود دارد. مثلاً پرش از حالت مرطوب در سال اول (W) به حالت مرطوب دیگر (W) در سال دوم که آن را با علامت (W , W) نشان می‌دهیم. یا از سال ۸ به سال ۹ که پرش از سال مرطوب به سال نرمال است (W , N) و یا از حالت ۱۱ به ۱۲ که با علامت (D , D) نشان داده می‌شود پرش از یک سال خشک به سال خشک دیگر است. اگر بخواهیم احتمال این را که از یک حالت اقلیمی خشک (D) به حالت اقلیمی خشک دیگر (D) برویم ($P_{D,D}$) بدست آوریم بر اساس آمار موجود ۳ وضعیت پرش از D به D و بطور کلی ۵ حالت پرش از وضعیت خشک به سایر وضعیت‌ها را داشته‌ایم. لذا احتمال وقوع $P_{D,D}$ برابر۳ به ۵ خواهد بود. بهمین طریق احتمال پرش از حالت اقلیمی خشک (D) به حالت اقلیمی نرمال (N) برابر ۱ به ۵ و احتمال رسیدن از حالت D به حالت اقلیمی مرطوب (W) برابر ۱ به ۵ خواهد بود.

$P_{D,D} = 3/5 = 0.6$

$P_{D,N} = 1/5 = 0.2$

$P_{D,W} = 1/5 = 0.2$

حال می‌توانیم احتمال پرش از N و W را به سایر حالت نیز بدست آوریم بدین ترتیب که احتمال

پرش از حالت نرمال به سایر حالتهابصورت:

$P_{N,W} = 1/4 = 0.25$

$P_{N,N} = 2/4 = 0.50$

$P_{N,D} = 1/4 = 0.25$

و با توجه به ۵ مورد تغییراز وضع مرطوب به سایر حالتها، احتمال تغییراز مرطوب به سایر حالتها بصورت ذیل خواهد بود:

$P_{W,W} = 3/5 = 0.6$

$P_{W,N} = 1/5 = 0.2$

$P_{W,D} = 1/5 = 0.2$

بدین ترتیب می‌توان گفت که احتمال این که در سال شانزدهم (۱۶) خشکسالی داشته باشیم [$P_{(W,D)}$] برابر ۲۰ درصد خواهد بود و احتمال این که یک سال مرطوب داشته باشیم [$P_{(W,W)}$] برابر ۶۰ درصد و احتمال این‌که یک سال نرمال [$P_{(W,N)}$] داشته باشیم ۲۰ درصد است.

۷-۴-۳ نمایه‌های خشکسالی

برای پایش (monitoring) خشکسالی از نمایه‌های زیادی استفاده می‌شود که در ذیل به برخی از آنها اشاره می‌شود.

درصد نرمال چنانچه مقدار بارندگی‌در یک دوره مشخص مثلاً یک سال یا یک ماه را بر مقدار نرمال (میانگین) بارندگی آن دوره تقسیم کرده و عدد حاصله را در ۱۰۰ ضرب کنیم ***نمایه درصد نرمال*** (Percent of normal) بدست می‌آید. در صد نرمال نشان دهنده درجه خشکسالی یا ترسالی آن دوره می‌باشد. اگر درصد نرمال از ۱۰۰ کمتر باشد نشان دهنده خشکسالی و اگر از ۱۰۰ بیشتر باشد نشان‌دهنده ترسالی می‌باشد. در واقع در این نمایه فرض می‌شود که نرمال بارندگی در یک منطقه ۱۰۰ درصد است. بعنوان مثال اگر نرمال بارندگی در یک محل ۲۵۵ میلی‌متر بوده و در یک سال بخصوص مقدار بارندگی ۱۷۲ میلی‌متر باشد درصد نرمال در آن سال ۶۷ خواهد بود که نشان‌دهنده یک خشکسالی شدید است. همانطور که اگر بارندگی در این سال ۲۹۴ میلی‌متر می‌بود درصد نرمال برابر ۱۱۵ می‌شد که نشان دهندهٔ یک ترسالی متوسط است. یکی از معایب استفاده از درصد نرمال برای طبقه‌بندی خشکسالی این است که اگر داده‌های بارندگی را به ترتیب صعودی ردیف کنیم غالباً میانه و میانگین بر هم منطبق نخواهد بود. مثلاً در یک منطقه اگر بارندگی‌های سالانه را به ترتیب صعودی، صرف از نظر از سال وقوع ردیف کنیم ممکن است میانه عدد ۳۶۰ میلی‌متر را نشان دهد که بدین معنی است که در نیمی از سال‌های آماری بارندگی بیشتر از ۳۶۰ میلی‌متر و در نیمی دیگر کمتر از ۳۶۰ میلی‌متر باشد حال آنکه امکان دارد همین عدد ۳۶۰ میلی‌متر برابر ۷۵ درصد نرمال باشد (یعنی یک سال با خشکی

شدید). بنابراین عدد وسط همیشه برابر میانگین نمی‌باشد دلیل این امر آن است که داده‌های بارندگی غالباً از توزیع نرمال تبعیت نمی‌کنند. از طرف دیگر خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها نسبت به میانگین متقارن نمی‌باشند. بعبارت دیگر چنانچه درصد نرمال ۹۰ را یک خشکسالی ملایم در نظر بگیریم ممکن است درصد نرمال ۱۱۰ یک ترسالی ملایم نباشد. بنابراین استفاده از درصد نرمال برای توصیف خشکسالی در مناطق مختلف یک نمایه خوب به حساب نمی‌آید.

نمایه دهک‌ها برای رفع برخی مشکلات موجود در نمایه درصد نرمال روش ساده دیگری توسط استرالیایی‌ها ارائه گردید که به **روش دهک‌ها** (deciles) موسوم است. در این روش ابتدا منحنی فراوانی وقوع بارندگی در دوره مورد نظر بر اساس داده‌های آماری موجود رسم می‌شود سپس محور افقی این منحنی که از صفر تا ۱۰۰ می‌باشد به ۱۰ قسمت (صفر تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ...و ۹۰ تا ۱۰۰) تقسیم شده (در برخی موارد به ۵ قست تقسیم می‌شود) و در هر یک از دهک‌ها حداقل و حداکثر بارندگی یادداشت می‌شود. حال مقدار بارندگی که در یک سال یا دوره مورد نظر رخ داده است با داده‌های هر کدام از بازه‌های دهگانه مقایسه می‌شود تا جایگاه آن مشخص گردد و سپس بر اساس جدول ۷-۶ وضعیت آب و هوائی آن دوره مشخص گردد در جدول ۷-۴ بجای آنکه برای هر یک از دهک‌ها وضعیت خاصی عنوان شود هر دو دهک در یک گروه قرار گرفته و در واقع منحنی توزیع فراوانی وقوع بارندگی‌ها به ۵ قسمت تقسیم شده است. مثلاً اگر بارندگی در بازه دوم منحنی (دهک ۳ و ۴) بین ۱۴۲ و ۱۵۸ بوده و مقدر بارندگی در یک سال بخصوص ۱۵۱ میلی‌متر گزارش شده است خواهیم گفت در آن سال وضعیتی پایین‌تر از نرمال داشته است.

مهمترین عیب نمایه دهک‌ها آن است که برای استفاده از آن لازم است تعداد سال‌های آماری بسیار زیاد باشد تا بتوان منحنی فراوانی وقوع را با دقت بیشتر رسم کرد.

جدول ۷-۶ طبقه خشکسالی بر اساس نمایه دهک‌ها

وضعیت	نمایه
بسیار پایین‌تر از نرمال	دهک‌های ۱ و ۲ (یک پنجم پایین)
پایین‌تر از نرمال	دهک‌های ۳ و ۴ (یک پنجم نزدیک به پایین)
نزدیک نرمال	دهک‌های ۵ و ۶ (یک پنجم میانی)
بالاتر از نرمال	دهک‌های ۷ و ۸ (یک پنجم نزدیک به بالا)
بسیار بالاتر از نرمال	دهک‌های ۹ و ۱۰ (یک پنجم بالا)

نمایه استاندارد بارندگی چون خشکسالی و کمبود بارندگی بر منابع آبهای زیرزمینی و رطوبت خاک و جریان رودخانه‌ها مؤثر است از نمایه دیگری به نام *شاخص استاندارد بارندگی*

(standard precipitation index) یا SPI استفاده می‌شود تا بتوان تأثیر کمبود بارندگی را در دوره‌های زمانی ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ و ...ماهه کمّی کرد. محاسبه SPI بر اساس آمار طولانی مدت بارندگی در دوره مورد نظر استوار است. ابتدا داده‌های بارندگی در آن دوره را بر یک توزیع احتمالی برازش داده وسپس آن را به توزیع نرمال تبدیل می‌کنیم بطوریکه میانگین SPI برای دوره و منطقه مورد نظر صفر شود. حال مقادیر مثبت SPI بالاتر از میانه و مقادیر منفی SPI پایین‌تر از میانه داده‌های بارندگی خواهد بود. بنابراین چون SPI نرمالیزه شده است طبقه‌بندی خشکسالی و ترسالی از نظر بازه تقسیم‌بندی متقارن خواهد بود. بر اساس نمایه SPI می‌توان برای هر سال یا هر دوره مورد نظر ۷ حالت مختلف را مشخص کرد که نشان‌دهنده وضعیت آب و هوایی آن دوره در همان زمان مورد نظر می‌باشد (جدول ۷-۷).

جدول ۷-۷ نمایه SPI برای پایش خشکسالی

وضعیت آب و هوائی	نمایه SPI
شدیداً مرطوب	۲ و بیشتر
بسیار مرطوب	بین ۱/۵ تا ۱/۹۹
مرطوب متوسط	بین ۱ تا ۱/۴۹
نزدیک نرمال	بین ۰/۹۹- تا ۰/۹۹
خشک متوسط	بین ۱/۰- تا ۱/۴۹-
بسیار خشک	بین ۱/۵- تا ۱/۹۹-
شدیداً خشک	۲- و کمتر

چنانچه در یک دوره آماری (مثلاً در ۵۰ سال گذشته) وضعیت آب و هوائی را بر اساس SPI برای هر سال مشخص کنیم از هر زمان که SPI از ۱- کوچکتر شده باشد خشکسالی آغاز و تا زمانی که این نمایه کمتر از ۱- باشد نشان‌دهنده آن است که خشکسالی هنوز ادامه داشته است و هر زمان که بر عکس نمایه SPI از ۱ تجاوز کرده باشد نشان دهنده آغاز یک دوره ترسالی بوده است. با استفاده از نمایه SPI می‌توان وضعیت خشکسالی و ترسالی یک منطقه را در گذشته پایش کرد.

نمایه پالمر در سال ۱۹۶۵ پالمر (Palmer) نمایه‌ای را برای پایش خشکسالی پیشنهاد کرد که در آن علاوه بر بارندگی از داده‌های رطوبت خاک در منطقه نیز استفاده می‌شود. بدین ترتیب می‌توان تفاوت مناطق مختلف از نظر خشکسالی به ازاء یک بارندگی ثابت پایش کرد. در واقع در محاسبه نمایه *شدت خشکسالی پالمر* (Palmer Drought Severity Index) که با علامت PSDI نشان داده می‌شود از داده‌های بارندگی، درجه حرارت و مقدار آب قابل دسترس در خاک استفاده می‌شود. یکی دیگر از ویژگی‌های نمایه شدت خشکسالی پالمر لحاظ کردن شروع و پایان و

طول دوره خشکسالی است. بنابراین نمایه پالمر بیش از آنچه مانند شاخص SPI یک نمایه هواشناختی باشد یک نمایه هیدرولوژیکی به شمار می‌رود. نمایه پالمر معمولاً بین ۶- تا ۶+ متغیر بوده و طبقه‌بندی وضعیت آب و هوائی بر اساس آن مطابق جدول ۷-۸ می‌باشد. باید توجه داشت که نمایه پالمر نیز دارای محدودیت‌ها و معایبی است که باعث شده است برخی از هیدرولوژیست‌ها از آن استقبال نکنند.

جدول ۷-۳ نمایه پالمر (PDSI) برای طبقه‌بندی خشکسالی

وضعیت آب و هوائی	نمایه PDSI
ترسالی بسیار شدید	۴ یا بیشتر
ترسالی شدید	۳ تا ۳/۹۹
ترسالی متوسط	۲ تا ۲/۹۹
ترسالی خفیف	۱ تا ۱/۹۹
ترسالی ملایم	۰/۵ تا ۰/۹۹
نرمال	۰/۴۹- تا ۰/۴۹
خشکسالی ملایم	۰/۵- تا ۰/۹۹-
خشکسالی خفیف	۱/۰- تا ۱/۹۹-
خشکسالی متوسط	۲/۰- تا ۲/۹۹-
خشکسالی شدید	۳/۰- تا ۳/۹۹-
خشکسالی بسیار شدید	۴- یا کمتر

علاوه بر نمایه‌های فوق امروزه شاخص‌های دیگری نیز برای پایش خشکسالی بکار برده می‌شود که از آن جمله می‌توان به ***نمایه رطوبت گیاهی*** (Crop Moisture Index, CMI) و ***شاخص آبهای سطحی***، (Surface Water Supply Index, SWSI) اشاره کرد که بحث پیرامون آنها از این کتاب خارج است.

۷-۵ هیدرولوژی و تغییر اقلیم

در سالهای اخیر توجه بسیاری از متخصصان هیدرولوژی به مساله گرم شدن هوا و تغییراتی که در اقلیم بوجود خواهد آمد جلب شده است. بخصوص اینکه گرم شدن هوا بیشتر در مناطقی محسوس است که با خشکسالی نیز مواجه می‌باشند. هر چند هنوز تعدادی از متخصصان هوا و اقلیم‌شناسی اتفاقاتی را که در یکی دو دهه گذشته در رابطه با افزایش دمای هوا و یا بعبارتی تغییر اقلیم درگوشه و کنار دنیا رخ داده است موضوعی گذرا و غیر پایدار می‌دانند،اما تعداد زیادی از دانشمندان نیز بر این عقیده‌اند که ما به لحاظ محیط شناسی وارد دوران جدیدی از گرم

شدن هوا شده‌ایم و باید خود را برای رویاروئی با آن آماده کنیم. مهمترین عاملی که برای گرم شدن تدریجی هوا ذکر می‌شود حبس شدن انرژی تابشی خورشید در اتمسفر بوسیله گازهائی است که غلظت و تراکم آنها در اتمسفر طی سالهای گذشته و بخصوص ۵۰ سال اخیر بتدریج افزایش یافته است. مهمترین گازهائی که در اتمسفر باعث حبس شدن انرژی خورشید شده و بنام گازهای گلخانه‌ای معروف می‌باشند عبارتند از: دی‌اکسید کربن (CO_2)، بخار آب (H_2O)، متان (CH_4)، اکسید ازت (N_2O) و گازهای کربنه موسوم به کلروفلور (CFC).

تابش خورشید با طول موج کوتاه به زمین برخورد کرده و سپس بصورت طول موج بلند از سطح زمین به اتمسفر برگشت داده می‌شود. مقدار تابش ورودی به سطح زمین باید برابر و در تعادل با تابشهای خروجی باشد. در غیر اینصورت پیشی گرفتن هر یک نسبت به دیگری باعث گرم شدن و یا سرد شدن زمین می‌گردد. تا بحال هیچ گونه مانعی برای برگشت این انرژی به خارج از اتمسفر وجود نداشته است ولی با شروع انقلاب صنعتی و تغییراتی که در الگوی زندگی از نظر تولید و مصرف انرژی بوجود آمد غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر بتدریج رو به فزونی گذاشت. بطوریکه در سالهای اخیر افزایش سرعت آن بسیار چشمگیر بوده است. بعنوان مثال غلظت گاز دی اکسید کربن در اتمسفر از ۳۱۵ قسمت در میلیون در سال ۱۹۵۸ به ۳۵۰ قسمت در میلیون در وضعیت کنونی رسیده است یعنی هر سال ۱/۲ قسمت در میلیون به غلظت این گاز افزوده شده است. گازهای گلخانه‌ای که در بالا به آنها اشاره شد این خاصیت را دارند که در مقابل تابشهای با طول موج کوتاه شفاف عمل نموده و لذا تابش خورشید بدون هیچگونه مانعی وارد سطح زمین می‌شود. ولی همین گازها در مقابل تابشهائی که قرار است با طول موج بلند از اتمسفر خارج شوند همانند یک جسم سیاه رفتار نموده و آنها را بخود جذب می‌کنند. این عمل باعث می‌شود که دمای این گازها و در نهایت دمای اتمسفر افزایش یافته که سرانجام گرم شدن تدریجی هوا را در پی دارد. پیش بینی می‌شود که اگر وضعیت به همین روال ادامه داشته باشد طی ۳۰ الی ۴۰ سال آینده غلظت گاز دی اکسید کربن در اتمسفر دو برابر خواهد شد که در نتیجه آن متوسط دمای اتمسفر ۲ الی ۵/۴ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا خواهد کرد.

با وجودیکه وارد شدن گازهای گلخانه‌ای به اتمسفر در تمام نقاط دنیا یکسان نبوده و نقش برخی کشورهای صنعتی مانند آمریکا و ژاپن و کشورهای اروپائی در آلوده کردن اتمسفر بمراتب بیشتر از کشورهای غیر صنعتی که غالباً بر تولیدات کشاورزی متکی هستند می‌باشد ولی از آنجائی که هوا در چرخه عمومی اتمسفر قرار می‌گیرد این گازها به تمام نقاط دنیا منتقل شده و چه بسا کشورهائی را که ممکن است عملاً هیچ نقشی در افزایش گازهای گلخانه‌ای اتمسفر نداشته باشند بیشتر تحت تاثیر قرار دهد. مهمترین تاثیر مستقیم افزایش گازهای گلخانه‌ای را می‌توان وقوع ناهنجاریهای هیدرولوژیکی و خشکسالیهای توام با افزایش درجه حرارت دانست که اثر آن بسیار زیان آور است. تغییر شکل نزولات جوی، تغییر زمان وقوع و شدت بارشها

وقوع سیلابهای ناگهانی نیز از دیگر عوارض آن بشمار می‌روند.

متاسفانه افزایش دما در سطح کره زمین بصورت یکنواخت نخواهد بود بلکه پیش بینی می‌شود افزایش دما در عرضهای جغرافیائی میانی و بالای کره زمین در مقایسه بانواحی حاره‌ای دو برابر باشد. لذا آنچه برای ما بعنوان کشوری خشک و نیمه خشک که در منطقه اقلیمی و جغرافیائی خاصی از کره زمین واقع بوده و مساله آب در راس مشکلات توسعه قرار دارد حائز اهمیت می‌باشد پیامدهای ناشی از گرم شدن هوا و توام شدن آن با وقوع سیلابها و خشکسالی‌ها و نقش آنها بر مصارف آب است. مثلاً برخی از مدل‌های پیش‌بینی تغییر اقلیم (مانند *مدل هادلی*) نشان می‌دهند که اگر وضعیت گرم شدن اتمسفر به همین روند ادامه پیدا می‌کند در ۲۵ سال آینده ایران با افزایش دمای ۲ درجه سانتی‌گراد و کاهش بارندگی به میزان ۲۰درصد مواجه خواهد شد و این موضوع علاوه بر تغییر شکل و زمان ریزش‌های جوّی است.

هر چند هنوز تعداد زیادی از متخصصان هواشناسی مساله تغییرات اقلیم را با واقعیت منطبق نمی‌دانند ولی بنظر می‌رسد که پیش‌بینی *آرهینوس* (Arrhenius) دانشمند سوئدی که در سال ۱۸۹۶ موضوع افزایش گاز کربنیک در اتمسفر و گرم شدن هوای کره زمین را مطرح نمود دیر یا زود بوقوع خواهد پیوست و لازم است متخصصان هیدرولوژی در مطالعات خود به این مساله نیز توجه داشته باشند.

۶-۷ نوسانات جنوبی و شمالی

امروزه در بحث تغییر اقلیم به *نوسانات جنوبی و شمالی* بسیار اشاره می‌شود که در اینجا مختصراً در مورد آن توضیح داده می‌شود. قسمت بسیار زیادی از انرژی خورشید که به سطح زمین می‌رسد مربوط به ناحیه حاره‌ای روی اقیانوس آرام است که باعث تبخیر آب شده و بصورت گرمای نهان وارد اتمسفر می‌شود. این انرژی عظیم محرکه اصلی *جریان عمومی جو* است که بنام GC یا General Circulation معروف است در این جریان هوای گرم از استوا به سمت قطب و هوای سرد از قطب به سمت استوا در حرکت است اما بررسی‌ها نشان داده است که فشار هوا بین نواحی شرقی و غربی اقیانوس آرام بصورت الاکلنگی نوسان می‌کند یعنی زمانی که در ناحیه شرقی فشار هوا بیشتر از معمول می‌شود در ناحیه غربی و سواحل استرالیا این فشار کمتر از معمول است و برعکس هنگامی که در ناحیه شرقی فشار هوا کم است در ناحیه غربی فشار هوا زیاد می‌باشد. نوسان فشار به صورت الاکلنگی بین نواحی شرقی و غربی اقیانوس آرام جنوبی را پدیده *نوسانات جنوبی* (Southern Oscillation) گویند که با علامت SO نشان داده می‌شود. نوسانات جنوبی باعث ایجاد یک جریان دیگر هوا در جهت افقی (در جهت مدارها) می‌گردد که درست عمود بر جریان عمومی جو که جهت آن از استوا به سمت قطب

است می‌باشد. این جریان آب و هوای مناطق نزدیک استوا را تحت تاثیر قرار می‌دهد و به دلیل وجود نیروی کوریولیس که در فصول قبل توضیح داده شد اثر آن به عرض‌های بالاتر نیز کشیده شده و کشورهائی مانند تایلند و هند و حتی ایران را هم تحت تاثیر قرار می‌دهد که احتمالاً ناهنجاری‌های پیدا شده در بارندگی برخی نواحی مختلف ایران ممکن است ناشی از این پدیده باشد. برای کمّی کردن اثر نوسانات جنوبی شاخص‌های عددی وجود دارد که یکی از آنها *نمایه نوسانات جنوبی* یا SOI می‌باشد (Southern Oscillation Index). این نمایه نشان دهنده شدت گرادیان فشار در امتداد شرقی - غربی اقیانوس آرام است. بر اساس شاخص SOI سه حالت ممکن است وجود داشته باشد که عبارتند از *ال‌نینو*، *نرمال* و *لانینا*:

- شرایط ال‌نینو (El-Nino) که در آن SOI کمتر از ۰/۵- می‌باشد و آن را فاز سرد (El-Nino Southern Ocillation) یا انسو (ENSO) نیز می‌گویند.
- شرایط نرمال (Normal) که در آن SOI کمتر از ۰/۵+ و بیشتر از ۰/۵- می‌باشد.
- شرایط لانینا (La-Nina) که در آن SOI بیشتر از ۰/۵+ می‌باشد.

در وضعیت لانینا که گرادیان طبیعی شرقی - غربی ضعیف می‌شود. هوای رطوبت‌زای شرقی - غربی از شدت زیاد برخوردار نبوده و لذا بارندگی در شرق استرالیا و اندونزی کاهش می‌یابد اما در وضعیت النینو شرایط برعکس شده و هوای رطوبت زا باعث افزایش بارندگی در نواحی شرقی استرالیا، جنوب افریقا و شمال هند شده و شرایط خشک را در سطح وسیعی از نواحی مرکزی تا سواحل شرقی اقیانوس آرام ایجاد می‌کند.

البته پدیده ال نینو ابتدا در سواحل غربی آمریکای لاتین با تغییر بسیار محسوس در دمای سطح اقیانوس آرام و تغییر عمده در جمعیت ماهی‌ها مشاهده گردید و بعد از آنکه رابطه آن با پدیده نوسانات جنوبی مشخص گردید مجموع این دو پدیده را انسو (ENSO) نام نهاده‌اند. باید دانست که وقوع انسو و فرکانس آن تابع قانون مشخص نبوده ولی شواهد نشان داده است که هر ۲ تا ۱۰ سال یکبار تکرار می‌گردد.

اثر پدیده انسو بر آب و هوای جهان زمانی محسوس است که این پدیده در حالت حدی خود باشد (نمایه نوسانات جنوبی خیلی زیاد یا خیلی کم باشد). در این وضعیت اغتشاشات وسیع شرایط اقلیمی در اقیانوس آرام بر دیگر سیستم‌های اقلیمی جهان موثر است.بطور خلاصه پدیده انسو که امروزه بسیاری از ناهنجاری‌های اقلیمی به آن نسبت داده می‌شود. فرایندی است که در آن ۴ مرحله متوالی به شرح زیر را اتفاق می‌افتد.

- ابتدا دمای سطح آب در قسمت شرقی اقیانوس آرام به دلیل جذب انرژی خورشید افزایش می‌یابد. افزایش دما تبخیر شدید و سپس باران فراوان را در پی دارد. گرمای نهان وارد شده به جو از طریق *ارتباط دور* (tele-connection) باعث اثرات اقلیمی در سایر جاها می‌گردد.

- در اثر تغییرات درجه حرارت و بارندگی در مناطق وسیعی از استوا تغییر بوجود می‌آید و بادهای سطحی از مناطق پر فشار به سمت مناطق کم فشار شروع به وزیدن می‌کنند.
- وزش باد باعث به حرکت درآمدن آب از غرب به شرق می‌شود.
- جریان‌های اقیانوسی باعث تغییر در زیست‌شناسی اقیانوس و باعث کاهش تدریجی دما در سطح آب در نواحی شرقی اقیانوس می‌شود.

آثار پدیده انسو (ال نینیو و لانینا) در بعضی نقاط جهان مانند استرالیا و اندونزی و آمریکای لاتین بهتراز سایر نقاط جهان مشاهده می‌شود و اگر این پدیده شدید باشد اثرات آن بر سایر نقاط دنیا نیز ظاهر می‌شود.

علاوه بر پدیده نوسانات جنوبی پدیده دیگری نیز وجود دارد که تغییرات اقلیمی از آمریکای شمالی تا اروپا و آسیای شمالی را بخصوص در فصل زمستان موجب می‌گردد و آن ***نوسانات اقیانوس اطلس شمالی*** (North Atlantic Oscillation) است که با علامت NAO نشان داده می‌شود. در واقع NAO به دلیل اختلاف فشار هوا بین نواحی پرفشار استوائی و نواحی قطبی در اقیانوس اطلس شمالی است. اختلاف فشار شدید بین نواحی استوائی و قطب را حالت گرم NAO گویند که بارندگی‌های شدید زمستانه را بر روی نواحی شمالی اقیانوس اطلس موجب می‌شود. برعکس ضعیف بودن مراکز پر فشار استوائی و کم فشار ایسلند باعث کاهش گرادیان فشار در این نواحی می‌شود. این حالت منجر به انتقال هوای مرطوب به سمت مدیترانه و هوای سرد به سمت اروپای شمالی می‌گردد و در نتیجه سواحل شرقی آمریکا آب و هوای سرد و پربرف خواهند داشت.

مسائل

۷-۱ متوسط دمای سالانه در یک حوضه آبریز ۱۹ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارندگی سالانه آن ۱۸۰ میلی‌متر است براساس روش دومارتن اقلیم این حوضه را مشخص کنید.

۷-۲ با توجه به آمار هواشناسی منطقه محل سکونت خود نوع اقلیم آن را براساس روش ایوانف مشخص کنید.

۷-۳ طبقه‌بندی اقلیمی به روش سلیانینوف را بطور مبسوط تشریح نمایید.

۷-۴ بارندگی سالانه در یک منطقه ۲۱۸۰ میلی‌متر و مقادیر M و m به ترتیب ۳۱ و ۰/۳ درجه سانتی‌گراد است در اقلیم‌نمای آمبرژه منطقه در کدام پهنه اقلیمی قرار می‌گیرد.

۷-۵ می‌خواهیم شدت، سختی، مدت و مقدار خشکی ماهانه یک ایستگاه هواشناسی که آماربارندگی ماهانه آن را از سال ۱۹۲۹ تا ۱۹۴۰ در اختیار داریم محاسبه کنیم. بر اساس آستانه بارندگی خشکی ۶ سانتی متر (۶۰ میلی‌متر) مقادیر بارندگی در جدول زیر ردیف شده‌اند بطوری که اعداد منفی نشان دهنده کمبود بارندگی نسبت به ۶ سانتی‌متر و اعداد

مثبت نشان دهنده مازاد بارندگی نسبت به آن می‌باشد. مثلاً عدد ۳/۳۶- در ماه ژوئیه سال ۱۹۳۵مبین آن است که مقدار بارندگی این ماه برابر ۲/۶۴ سانتی‌متر بوده است زیرا:

$x - 6 = -3.36$

$x = 2.64\ cm = 26.4\ mm$

	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
1929	0.88	0.99	1.44	0.97	1.87	1.61	1.97	-0.72	0.10	0.20	0.66	-0.36
1930	-0.17	-0.67	-1.17	-1.34	-1.49	-1.36	-1.64	-2.10	-2.51	0.75	0.87	0.99
1931	0.87	0.94	1.74	2.18	0.01	-0.50	-0.65	-0.88	-1.64	-1.58	0.79	0.75
1932	1.41	0.02	0.33	-0.14	-0.40	1.47	1.53	1.55	-0.55	-0.73	-1.28	1.44
1933	-0.42	-0.34	-0.50	-0.86	-1.65	-3.00	-3.57	-2.97	-2.79	-2.82	-3.02	-2.84
1934	-2.58	-2.71	-2.65	-2.74	-3.20	-3.87	-5.12	-4.79	-4.07	-4.19	-4.23	-4.16
1935	-4.20	-4.08	-3.74	-4.06	-3.21	-2.99	-3.36	-3.54	-3.45	-3.54	-2.90	-2.56
1936	-2.49	-2.65	-3.19	-3.68	-3.20	-3.53	-4.66	-5.60	-3.14	-2.80	-2.84	-2.58
1937	-2.33	-2.47	-2.18	-2.46	-2.23	-2.13	-2.81	-2.80	-2.71	-2.68	-2.70	-2.77
1938	-3.03	-2.46	-2.03	-1.72	-1.43	-1.00	-1.04	-1.67	-1.88	-2.59	-2.19	-2.42
1939	-1.05	-1.26	-1.13	-1.35	-1.79	-1.08	-1.44	-1.55	-2.71	-3.11	-3.16	-3.11
1940	-2.90	-2.47	-3.05	-2.47	-2.85	-3.45	-3.62	-3.37	-3.20	-3.51	0.98	0.90

۶-۷ در یک ایستگاه که ۲۲ سال آمار دارد بارندگی سالانه (P) را بررسی و بر اساس ضریب تغییرات ۲۰ ± درصد نسبت به میانگین ($\bar{P}$) سالها را بصورت زیر طبقه‌بندی کرده‌ایم

(W) سالهای مرطوب $(P > \bar{P} + 0.2\bar{P})$

(N) سالهای نرمال $(\bar{P} - 0.2\bar{P} < P < \bar{P} + 0.2\bar{P})$

(D) سالهای خشک $(P < \bar{P} - 0.2\bar{P})$

با استفاده از روش زنجیره مارکف احتمالات این پرش از یک حالت اقلیمی به حالت دیگر را بررسی کنید.

زمان	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
حالت	W	W	N	N	N	D	D	D	N	N	D	D	D	D	N

زمان	16	17	18	19	20	21	22
حالت	N	N	W	W	N	N	W

منابع برای مطالعه بیشتر

۱- کارآموز.م، عراقی‌نژاد. ش. هیدرولوژی پیشرفته، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۱۳۸۴.

2- Sellers W., *physical climatology*, Univ. of Chicago press, Chicago,1969.

3- Thompson, S. A., *Hydrology for water management*, Balkema, Rotterdam. Netherlands, 1999.

4- Trewarta G., *An introduction to climate*, McGraw Hill book Co. New York,1968.

5- WMO, *Guide to climatological practices*, No. 100, World Meteorological Organization, Geneva,1983.