

اصول مهندسی هیدرولوژی

جلد اول هیدرومتئورولوژی

ژ - رمیراس

ترجمه : حسین صدقی

اصول مهندسی هیدرولوژی

این کتاب ترجمه‌ای است از

L'HYDROLOGIE DE L'INGÉNIEUR

COLLECTION DU CENTRE DE RECHERCHES ET D'ESSAIS DE CHATOU

- * اصول مهندسی هیدرولوژی - جلد اول
- * تألیف : ژ- رمنیراس
- * ترجمه : حسین صدقی
- * چاپ اول : انتشارات دانشگاه شهید چمران ۱۳۵۴
- * چاپ دوم : انتشارات دانشگاه شهید چمران ۱۳۵۷
- * چاپ سوم : مرکز نشر و ترجمه امور آب وزارت نیرو ۱۳۶۳
- * تکثیر در ۱۵۰۰ نسخه در چاپخانه وزارت نیرو - تهران
- * طرح پشت جلد : هما گرامی
- * حق چاپ محفوظ است .

اصول مهندسی هیدرولوژی

جلد اول

هیدرومتئورولوژی

(مطالعه عوامل مؤثر روی دبی رودخانه ها)

نوشته

ژ - رمنیراس

رئیس و مشاور علمی اداره مطالعات و تحقیقات سازمان برق فرانسه
استاد مدرسه عالی مهندسی زراعی و دانشکده علوم
دانشگاه پاریس

ترجمه

حسین صدقی

عضو هیئت علمی دانشگاه شهید چمران

نشریه شماره ۶۵/۱۴

بسم الله الرحمن الرحيم

کمبود محسوس کتب و نشریات علمی و فنی در زمینه‌های مختلف صنعت آب بزبان فارسی ، امور آب وزارت نیرو را بر آن داشت تا با ایجاد " کمیته نشر و ترجمه " در راه جمع‌آوری ، تألیف ، ترجمه ، تجدید چاپ و انتشار آثار و مدارک علمی و فنی در رشته آب اقدام کند .

این کمیته از صاحب نظران امور آب ، استادان دانشگاهها و کارشناسان وزارت نیرو تشکیل شده و ضمن تماس با مراکز علمی و مراجع و سازمان‌های مرتبط با مسایل آب ، کلیه علاقمندان به کار تألیف و ترجمه را به همکاری طلبیده است . کمیته همچنین زمینه‌های همکاری نزدیکی را با سایر مؤسسات انتشاراتی کشور فراهم آورده و تاکنون در راه مبادله کتاب و مشارکت در چاپ و انتشار برخی کتب اختصاصی قدم‌های اولیه را برداشته است .

خوشبختانه با استقبال شایان توجه علاقمندان و متخصصان ، تاکنون پیشنهادات متعددی بخصوص در زمینه ترجمه دریافت شده است . کار داوری و بررسی علمی و فنی متون را عده‌ایی از صاحب نظران عهده‌دار بوده و متون فارسی قبل از چاپ توسط متخصصین زبان فارسی مورد ویرایش قرار می‌گیرد .

کمیته امیدوار است با برخورداری از تشریک مساعی همگان توفیق یابد تا با پیروی از یک مشی اساسی درگزینش متون مورد نیاز ، آثار ارزشمندی را در دسترس کارشناسان و علاقمندان قرار داده و قدم مثبتی در راه اعتلای سطح علمی و فنی کشور در این رشته بردارد .

نشر و ترجمه امور آب

فهرست مندرجات

صفحه	عنوان
۳	مقدمه مترجم
۵	مقدمه چاپ اول
۸	مقدمه چاپ دوم
بخش اول	
آتمسفر و هیدرومتئورولوژی	
۹	A - کلیات
۹	I - ضخامت و جرم آتمسفر
۱۲	II - ترکیب
۱۳	B - تشعشعات خورشید منبع انرژی سیکل هیدرولوژی
۱۴	I - تشعشعات وارده به مرز آتمسفر
۱۵	II - تشعشعات وارده بر سطح خاک
۱۸	III - اندازه‌گیری تشعشعات وارده مستقیم و تشعشعات کلی در زمین
۱۹	IV - تغییرات فصلی شدت تشعشعات کلی وارده بر یک سطح افقی، تأثیر جهت و انحناء سطح پذیرش
۲۵	V - اهمیت تشعشعات خورشید در سیکل هیدرولوژی
۲۶	C - میدان عمودی درجه حرارت در آتمسفر
۲۶	I - طبقات مختلف آتمسفر
۲۸	II - توزیع عمودی درجه حرارت هوا
۳۲	III - پایداری هوا، معیارهای پایداری
۳۵	IV - دیاگرامهای هواسنجی
۳۷	D - رطوبت آتمسفر

صفحه	عنوان
۳۷	I - یاد آوری چند خاصیت بخار آب
۴۰	II - عبارات مختلف جهت بیان رطوبت هوا
۴۴	III - ارتفاع آب قابل تقطیر
۴۸	E - میدان فشار و باده‌ها
۴۸	I - میدان عمودی فشار در یک محل معین
۴۹	II - میدان افقی فشار در سطح زمین، نقشه‌های خطوط همفشار
۵۱	III - باده‌ها
۵۹	III - مهمترین عوامل تحولات وضعیت هوا
۵۹	I - گردش عمومی هوا
۶۷	II - سیکلون و آنتی سیکلون
۷۱	III - توده های هوا
۷۴	IV - جبهه ها
۷۵	VI - پیدایش اغتشاشات، جبهه‌ها و باران‌هایی که بدانها مربوط میشوند
۸۱	A - رگبارهای همراه با رعد و برق

بخش دوم

ریزش های جوی

۸۶	A - پیدایش بارندگی
۸۶	I - ساختمان و پایداری یک ابر
۸۷	II - ایجاد بارندگی
۹۰	III - مداومت بارندگی ها
۹۲	IV - سرعت سقوط و دانه بندی قطرات باران
۹۴	V - برانگیختن مصنوعی بارندگیها (باران مصنوعی)
۱۰۳	IV - طبقه بندی بارندگیها
۱۰۳	۱- بارندگیهای کنوکسیون
۱۰۴	۲- بارندگیهای کوهستانی

صفحه	عنوان
۱۰۵	۳- بارندگیهای سیکلونیک یا جبهه‌ئی (گرم یا سرد)
۱۰۷	B- اندازه گیری بارندگیها
۱۰۷	I- مشکلات موجود در اندازه‌گیری صحیح ارتفاع بارندگی
۱۰۸	II- باران سنجهای غیر ثبات
۱۱۲	III- دستگاههای باران نگار
۱۲۰	IV- باران سنجهای ذخیره ای
۱۲۲	V- برف سنج
۱۲۲	VI- تاسیس شبکه باران سنجی
۱۲۶	C- نمایش و تجزیه و تحلیل آمار بارندگی یک ایستگاه
۱۲۶	I- یادآوری روشهای مختلف بررسی آماری یک سری مشاهدات
۱۳۰	II- مدول بارندگی سالانه
۱۳۷	III- بارندگیهای متوسط ماهانه
۱۴۴	IV- بارندگیهای روزانه - تعداد روز بارندگی
۱۴۷	V- نقشه‌های بارندگی، روشهای مختلف نشان دادن خطوط هم‌باران
۱۴۸	D- رژیمهای بارندگی
۱۵۰	I- مدول متوسط بارندگی سالیانه در نقاط مختلف جهان
	II- تغییرات سیستماتیک بارندگی در طول ماههای مختلف، رژیمهای
۱۵۲	مختلف بارندگی در جهان
۱۶۱	E- قوانین بارندگی
۱۶۲	I- تغییرات بارندگی برحسب ارتفاع از سطح دریا
۱۶۶	II- تاثیر شیب و جهت دامنه‌های کوهستانی
۱۶۸	III- قانون دوری از دریا
۱۶۸	F- تجزیه و تحلیل رگبارها در یک ایستگاه معین
۱۶۹	I- اهمیت فنی و عملی رگبار
	II- هیئتوگرام یا منحنی تغییرات لحظه‌ئی شدت باران برحسب زمان
۱۷۱	و نمودار تجمعی بارندگی در طول یک رگبار

صفحه	عنوان
۱۷۳	III - اندازه شدت متوسط ماکزیمم ($i_M = \frac{\Delta h}{\Delta t}$) برحسب زمان
۱۸۸	IV - موقعیت زمان وقوع شدت ماکزیمم نسبت به نقطه شروع رگبار
۱۹۰	G - بررسی رگبارها روی مجموعه یک حوضه
۱۹۱	I - محاسبه ارتفاع متوسط فشر آب وارده بر یک منطقه معین
	II - بررسی نحوه توزیع زمانی و مکانی بارندگیهایی که در طول
۱۹۵	یک رگبار نازل میشوند
۱۹۷	III - تشکیل منحنیهای "ارتفاع بارندگی - مساحت - مدت"
۲۰۱	IV - وضعیت اختصاصی بارانهای طوفانی کم وسعت

بخش سوم

مشخصات پستی و بلندی و یخچالی یک حوضه آبریز

۲۰۷	I - تعیین حدود و مساحت یک حوضه آبریز
۲۱۰	II - نمودارهای مشخصه پستی و بلندی حوضه
۲۱۴	III - مشخصات یخچالی
۲۱۴	IV - سایر مشخصات یک حوضه

بخش چهارم

مشخصات حرارتی یک حوضه آبریز

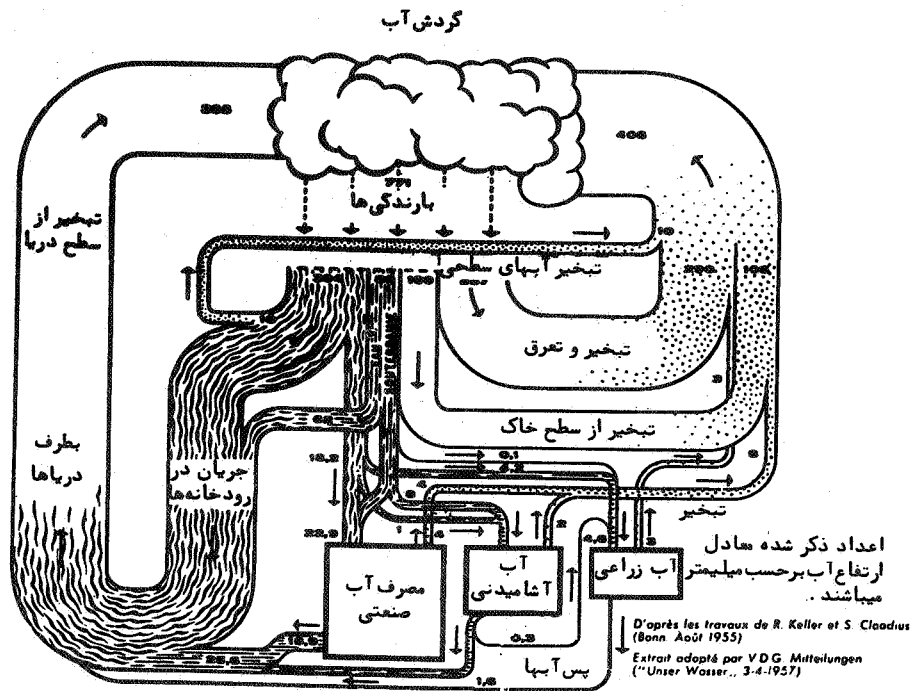
۲۱۹	I - اندازه گیری درجه حرارت در سطح زمین
۲۲۲	II - معرفی و نمایش آمار دماسنجی
۲۲۵	III - گسترش جغرافیائی درجه حرارت
۲۳۰	IV - تغییرات درجه حرارت برحسب زمان
۲۳۳	V - درجه حرارت آب
۲۳۴	VI - درجه حرارت خاک و زیرزمین

بخش پنجم

تبخیر، تعرق و کمبود جریان

۲۳۹	A- کلیات
۲۳۹	I- چند تعریف
۲۴۰	II- صور مختلف تبخیر
۲۴۱	III- عوامل اصلی تبخیر
۲۴۲	B- قدرت تبخیر آتمسفر
۲۴۳	I- عوامل قدرت تبخیر آتمسفر
۲۴۹	II- وسایل مورد استفاده جهت برآورد مستقیم قدرت تبخیر آتمسفر
	III- چند فرمول تجربی برای محاسبه قدرت تبخیر آتمسفر از روی
۲۵۹	عوامل هواشناسی
۲۶۳	IV- کمیت قدرت تبخیر متوسط ماهانه
۲۶۴	C- اصول تئوریهای تبخیر از یک سطح مرطوب
۲۶۴	I- کلیات
۲۶۷	II- چند تئوری بر مبنای بیلان حرارتی در مجاورت سطح تبخیرکننده
۲۷۷	III- چند تئوری بر مبنای معادلات مکانیک سیالات و تبدلات تلاطمی
۲۸۵	IV- چند فرمول برای محاسبه تبخیر پتانسیل و نیاز آبی گیاهان
۲۹۳	D- تبخیر از سطوح مرطوب طبیعی
۲۹۴	I- تبخیر از سطح سفره های آب
۳۰۰	II- کاهش تبخیر در مخازن آب سطحی
۳۰۲	III- تبخیر از سطح برف و یخ
۳۰۳	IV- تبخیر از سطح خاک لخت
۳۱۵	E- تعرق از سطح گیاهان یا تبخیر فیزیولوژی
۳۱۶	I- چگونگی تعرق
۳۱۶	II- عوامل موثر در تعرق

صفحه	عنوان
۳۱۸	III - اندازه گیری تعرق
۳۱۸	IV - نتایج اندازه گیری تعرق
۳۲۶	V - نیازهای آبی چند گیاه زراعی
۳۲۹	F - کمبود جریان (تبخیر کلی یا تبخیر و تعرق)
۳۲۹	I - بیلان هیدرولوژی و کمبود جریان متوسط سالانه یک حوضه آبریز
۳۳۱	II - ثبات نسبی کمبود جریان متوسط سالانه
	III - فرمولهای محاسبه کمبود جریان متوسط سالانه بر حسب مشخصات
۳۳۳	هواشناسی حوضه
۳۴۰	IV - کمبود جریان متوسط فصلی یا ماهانه
۳۴۰	روش Thornthwaite



شکل ۱-۱- گردش آب و اجزاء بیلان هیدرولوژی، مقادیر متوسط سالانه برای آلمان غربی بین سالهای ۱۸۹۰ تا ۱۹۳۰

توجه - از اندازه نسبی عوامل مختلف بیلان هیدرولوژی چندان شناخت دقیقی در دست نیست و بسته به اقلیم و منطقه مورد نظر متفاوت می‌باشد. برای ایالات متحده آمریکا منشاء ۶۵ درصد بارندگیها تبخیر از سطح دریاها و ۳۵ درصد بقیه تبخیر از سطح خشکی‌ها است، ۲۵ درصد از بارندگی‌ها از راه جریانهای سطحی مجدداً "به اقیانوسها برمیگردد و ۷۵ درصد بقیه دستخوش تبخیر و تعرق شده، احتمالاً" تشکیل ابرهایی را میدهد که ۴۰ درصد بارندگی‌های سطح اقیانوس‌ها را تامین می‌سازند.

مقدمه مترجم

نام اصلی این کتاب که چاپ سوم آن در سال ۱۹۷۳ در پاریس انتشار یافته است: L'HYDROLOGIE DE L'INGENIEUR یا "هیدرولوژی مهندس" میباشد که بوسیله آقای G. REMENIERAS مشاور علمی اداره مطالعات و تحقیقات سازمان برق فرانسه و استاد مدرسه عالی مهندسی زراعی و دانشکده علوم دانشگاه پاریس تالیف شده و در دوره های لیسانس و فوق-لیسانس موسسات مزبور تدریس میگردد. این کتاب شامل دو قسمت اصلی است که ترجمه فارسی هر یک به صورت جلد جداگانه‌ی منتشر می‌شود. عنوان "هیدرومتئورولوژی"، بوسیله مولف، برای قسمت اول که عوامل آب وهوائی موثر روی دبی جریان‌های آب سطحی را مورد بررسی قرار می‌دهد، انتخاب شده است. لازم بیادآوری است که در بخش مربوط به شناسایی رژیم های مختلف بارندگی از ترجمه بحث کوتاهی پیرامون "رژیم بارندگی کشور فرانسه" صرفنظر شده است. ضمناً نظر به اینکه تدوین واژه نامه‌ی همراه با جلد دوم کتاب پیش بینی گردیده لذا در بسیاری از موارد فقط ترجمه فارسی لغات و اصطلاحات علمی به کار رفته است. شک نیست که وجود اشتباهات و نقائص بخصوص در این مورد اجتناب ناپذیر بوده، آرزو مندم که خوانندگان و صاحب نظران محترم از هرگونه راهنمایی دریغ نفرمایند.

در اینجا لارم میدانم از کلیه کسانی که بهر نحو در این راه اینجانب را یاری نموده‌اند سپاسگزارم: از همکار عزیزم آقای دکتر هادی فرزدقی که ضمن مطالعه قسمتی از مطالب این کتاب، تذکرات سودمندی داده‌اند تشکر می‌کنم. از کمک های خانم شهناز قلمی در مقابله نوشته ها نیز سپاسگزارم، امید است کلیه کارکنان انتشارات دانشگاه جندی شاپور بخصوص آقایان ابراهیم قلمی، عبدالمجید مصدق، عباس والا و خانم ایراندخت ادیب که هر یک با صمیمیت تمام در بهتر عرضه کردن این کتاب نهایت همکاری را نموده‌اند تشکرات اینجانب را بپذیرند.

مترجم

مقدمه مترجم بر چاپ جدید

در فرصتی که برای تجدید چاپ دو جلد کتاب "اصول مهندسی هیدرولوژی" پیش آمده لازم می‌دانم از استادان، همکاران و دانشجویان عزیز که اینجانب را به خاطر ترجمه این کتاب مورد تشویق قرار داده‌اند سپاسگزارم. تردیدی نیست که اگر کتاب حاضر مورد استقبال علاقمندان و خوانندگان گرامی قرار گرفته صرفاً "بخاطر کوششی است که در ارائه منظم، جامع و در عین حال علمی و عملی مطالب متن اصلی کتاب به عمل آمده و جا دارد که از استاد گرامی آقای رمنیراس مولف محترم کتاب با احترام شایسته یاد شود، امید آنکه ترجمه فارسی این اثر ارزنده نیز حداقل شایستگی را دارا باشد.

در چاپ جدید این کتاب تجدید نظر قابل توجهی بعمل نیامده، چه ترجمه فارسی از روی آخرین چاپ انجام شده و در این فاصله متن اصلی تجدید چاپ نشده است.

چاپ و انتشار هر دو جلد کتاب اولین بار توسط مرکز انتشارات و چاپ دانشگاه شهید چمران اهواز انجام شده و چاپ جدید بنا به پیشنهاد مرکز نشر و ترجمه امور آب وزارت نیرو و موافقت آن دانشگاه عملی می‌گردد.

در اینجا لازم می‌دانم از مسئولین محترم دانشگاه شهید چمران و امور آب وزارت نیرو که تشریک مساعی لازم را به منظور انتشار مجدد این کتاب بعمل آورده‌اند تشکر کنم.

اردیبهشت ماه ۱۳۶۳

حسین صدقی

مقدمه چاپ اول

به اختصار می‌توان هیدرولوژی را به صورت علمی تعریف نمود که گردش آب در طبیعت و تحولات آن را در سطح و عمق زمین تحت سه حالت گاز، مایع و جامد مورد مطالعه قرار می‌دهد، یکی از رشته‌های اصلی این علم به تجزیه و تحلیل آبدهی جریانهای آب سطحی اختصاص داده شده است. علوم متعدد دیگری که در مطالعات هیدرولوژی مورد استفاده قرار می‌گیرند عبارتند از:

— هواشناسی، اقلیم‌شناسی، جغرافیای فیزیکی، زمین‌شناسی، اقیانوس‌شناسی، دریاچه‌شناسی و غیره که مستقیماً "وابسته به فیزیک زمین هستند.

— علوم کلی‌تر از قبیل آمار و احتمالات، ریاضیات، مکانیک خاک، هیدرولیک و غیره

هیدرولوژی که ابتدا رشته‌ئی از جغرافیای فیزیکی بشمار میرفت امروزه به صورت یک فن مهم در دسترس مهندسی است که مسئولیت استخراج و کنترل آبهای طبیعی را عهده‌دار می‌باشند.

انجام مطالعات پیشرفته هیدرولوژی قبل از پیاده کردن هر نوع پروژه از قبیل ایجاد کارخانجات هیدروالکتریک، تاسیسات آبرسانی، حفاظت در مقابل سیل و طغیان، زهکشی، آبیاری و کشتیرانی در رودخانه‌ها الزامی است. تعیین ابعاد وسایل ایمنی و استفاده صحیح از تاسیسات هیدرولیکی همیشه باید بر مبنای برآوردهائی انجام شود که در آنها نه تنها مقادیر آب موجود

(بطور متوسط) بلکه بخصوص دبی‌های حد (طغیان و خشکسالی) مورد توجه قرار گیرند ، مسائل مربوط به پیش بینی دبی‌های معمولی یا استثنائی نیز در عمل شایان اهمیت فراوانی در این زمینه میباشد و مسلم است که مطالعه اغلب پارامترهای فوق‌الذکر مستلزم استفاده از محاسبات پیچیده آماری خواهد بود . طرح برنامه های عظیم صنعتی ، کشاورزی و اقتصادی برای ممالک توسعه نیافته و برنامه پروژه‌های بزرگ صنعتی در ممالک پیشرفته اغلب باید با مطالعات نسبتاً " طولانی هیدرولوژی در جهت برآورد منابع آبهای سطحی و زیر زمینی موجود توأم باشد .

فشار این احتیاجات در چند ساله اخیر موجب توسعه سریع علم هیدرولوژی شده ، متخصصین مختلف از قبیل فیزیکدان ، کشاورز ، مهندس ، جغرافی‌دان و غیره هر یک در حد مسائل مربوط به خود پژوهشهایی در این زمینه بعمل آورده‌اند که نتایج آن امروزه به صورت کتب و نشریات فنی متعدد و مختلف در دنیا موجود است ، مسلماً " با در نظر گرفتن نیاز روز افزون به حل مسائل صنعتی و کشاورزی راه برای تحقیقات عمیق‌تر باز است و بالطبع باید انتظار پیشرفتهای زیادتری را داشت .

* * *

در این کتاب که روش های اصلی و طرق مخصوص تجزیه و تحلیل و همچنین تفسیر مسائل هیدرولوژی نوین به طور جامع ولی به شیوه‌ئی منظم عرضه شده است حتی المقدور سعی به عمل آمده تا مباحث مختلف به مطالبی اختصاص داده شود که هیدرولوژی را به صورت یکی از علوم مهم مهندسی مانند ریاضیات یا مکانیک جلوه‌گر سازد (۱) .

(۱) - در این کتاب عملاً " از ذکر مسائلی از قبیل اندازه‌گیری دبی جریانهای سطحی ، توسعه و انتشار سیلابها ، حرکت آبهای زیرزمینی و غیره که مسلماً " جزو مسائل مهندسی بوده‌ولی در کتب عمومی‌تر از قبیل هیدرولیک مورد بحث قرار میگیرند صرف نظر شده است .

یکی از خواص مهم دیگر این کتاب اینست که در آن طرز اجرای صحیح و تجزیه و تحلیل منطقی سنجش‌ها و مشاهدات مربوط به عوامل هیدرومتئورولوژیکی یک پدیده به دقت بررسی می‌شود تا به وضوح مکانیسم و قوانین احتمالات آن شناخته شده و منظور اصلی که عبارت از دست‌یابی به روش‌های پیش‌بینی کمی و تعیین دامنه تغییرات یا احتمال وقوع پدیده مورد نظر می‌باشد عملی گردد.

نمونه این نوع مطالعات عبارتست از پیش‌بینی دبی سیلابها خواه با استفاده از دبی‌های استثنائی که قبلاً در طول سالهای متمادی مشاهده شده و خواه از روی بارندگیهای مولد این سیلابها (با احتساب کلیه فرآیندهای که بنحوی "تابع باران - دبی" را تحت تاثیر قرار می‌دهند). ایجاد بیلان هیدرولوژی یک حوضه بر مبنای دوره زمانی به طول ۱۰ سال تا چند دقیقه در جهت تعیین ابعاد شبکه‌های فاضلاب یا پیاده نمودن یک سیستم آبیاری نیز مستلزم آنست که برآوردهای مبهم کیفی را به وسیله جداول عددی و نمودارهای جایگزین کنیم که نه تنها نمایشگر ارقام متوسط پارامترهای موثر بوده بلکه پراکندگی احتمالی در حدود این مقدار "میانی" را نیز به تبعیت از نوسانات شرایط اقلیمی مشخص سازند.

* * *

کتاب حاضر با چند متمم دیگر مواد "درس هیدرولوژی عملی" را که از چند سال قبل در مدرسه عالی مهندسی زراعی^(۱) پاریس تدریس مینمایم تشکیل می‌دهد، این کتاب در دو قسمت اصلی عرضه شده است که قسمت اول آن به مطالعه مهمترین عوامل موثر روی دبی جریانهای آب سطحی اختصاص داده شده و شامل بخش‌های زیر میباشد: آتمسفر و هیدرومتئورولوژی، ریزش‌های جوی، مشخصات پستی و بلندی و حرارتی حوضه‌های آبریز، تبخیر و کمبود جریان. در قسمت دوم ضمن بحث درباره تجزیه و تحلیل رژیم آبدهی

(1)- Ecole Nationale du Genie Rural

رودخانه‌ها ، بخصوص بررسی ایستگاههای اندازه‌گیری و پیش‌بینی هیدروگرافها و مطالعه سیلاب مورد توجه قرار می‌گیرد .

در انتهای هر بخش فهرست منابع مورد استفاده به خواننده امکان میدهد تا با مراجعه به منابع نامبرده آگاهی خویش را در هر مورد بخصوص که در متن کتاب گنجانده شده وسعت بخشد .

برای تهیه این کتاب استفاده سرشاری از انتشارات متخصصین فرانسوی و خارجی که در فهرست منابع از آنها یاد شده به عمل آمده و من در اینجا لازم می‌دانم که صمیمانه از همه آنها سپاسگزاری کنم .

همچنین تشکرات قلبی خود را از کلیه دوستان و همکارانم که کمکهای موثر خویش را در راه تدوین این کتاب دریغ ننموده اند بخصوص از آقای JACQUET مهندس بخش "هیدرولوژی" مرکز تحقیقات و آزمایشات CHATOU در سازمان برق فرانسه ابراز می‌نمایم .

G. REMENIERAS

مقدمه چاپ دوم

چاپ دوم کتاب " هیدرولوژی مهندس " در مجموعه تفاوت چندانی با چاپ اول آن ندارد معذالک بررسی‌های دقیقی که در هر بخش بعمل آمده منجر به ایجاد تغییرات و اضافاتی شده است که اطلاعات جامع تری را در مورد برخی از نکات مبهم قبلی به دست می‌دهد .

بعلاوه بحث نسبتا " مفصلی به بسط تئوری‌های تبخیر از سطوح مرطوب طبیعی و مدل‌های معرف به "بیلان انرژی" و "بیلان انرژی دینامیک" اختصاص داده شده که مکمل بخش تبخیر و کمبود جریان به حساب می‌آید .

G. REMENIERAS

بخش اول

آتمسفر و هیدرومتئورولوژی

A - کلیات

از نقطه نظر هیدرومتئورولوژی آتمسفر در آن واحد شامل سه قسمت

زیر است :

- ۱- یک منبع عظیم بخار آب که برحسب شرایط آب و هوایی شامل قطرات ریز آب یا ذرات بی نهایت متعدد یخ است که تشکیل ابر یا مه را می دهند ، این ذرات برحسب تحولات حالت مکانیکی و ترمودینامیکی محیط تبخیر شده و یا جهت ایجاد بارندگی مجتمع می گردند .
- ۲- یک سیستم وسیع حمل و نقل و توزیع که آب موجود در آتمسفر را تحت تاثیر جریانات منظم و یا غیر منظم هوا در بالای خشکی ها و اقیانوسها جابجا می کند .
- ۳- یک منبع جمع آوری حرارت که به انتخاب ، قسمت کوچکی از تشعشعات مستقیم خورشید (با طول موج کوتاه) و بخش بزرگی از تشعشعات حرارتی غیر مستقیم (با طول موج بلند) را که زمین تحت تاثیر حرارت خورشید منعکس می کند ، جذب می نماید .

I - ضخامت و جرم آتمسفر

ضخامت هوایی که کره زمین را احاطه نموده ظاهرا " نامحدود است (شکل ۱-۲) ، ولی از نقطه نظر هواشناسی اصولاً تحولاتی را که در لایه‌ئی

به ضخامت تقریبی ۲۰ و گاهی ۴۰ کیلومتر صورت می‌گیرد مورد مطالعه قرار می‌دهند (۱).

در فشار معمولی ۷۶۰ میلی‌متر جیوه با اطلاع از اینکه جرم اتمسفر در حدود ۱۰ تن در هر متر مربع سطح زمین است، می‌توان به آسانی جرم کلی آن را محاسبه نمود، این جرم معادل 5×10^{15} تن است که تقریباً "یک میلیونیم جرم کره زمین می‌باشد. توزیع این جرم برحسب ارتفاع به قرار زیر است:

۵- کیلومتر اولیه نصف جرم اتمسفر را در بر دارد.

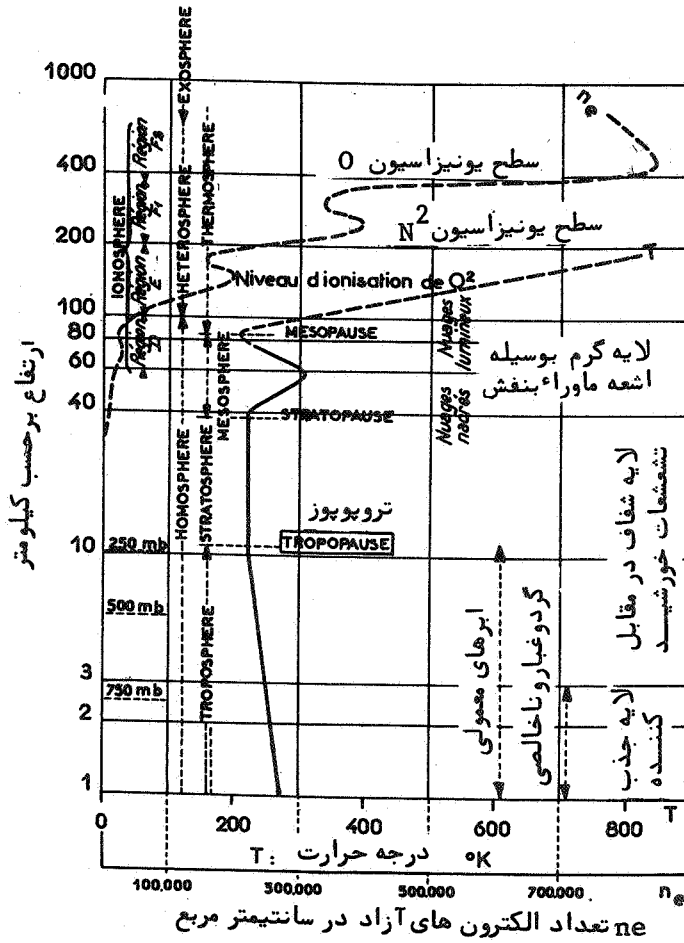
۱۰- کیلومتر اولیه $\frac{3}{4}$ ،

۲۰- کیلومتر اولیه $\frac{9}{10}$ ،

و بالاخره در ارتفاع بالاتر از ۶۰ کیلومتر بیش از $\frac{1}{1000}$ جرم کلی وجود نخواهد داشت. براین اساس ابعاد افقی اتمسفر از نقطه نظر هواشناسی به مراتب بزرگتر از ابعاد عمودی آن است به نحوی که در این فضای خیلی مسطح یا قشری:

- ۱- تغییرات عوامل فیزیکی در جهت عمودی نسبتاً "سریع و در جهت افقی خیلی کند خواهد بود، در مورد درجه حرارت و فشار این تغییرات در جهت عمودی هزار تا ده هزار برابر بیشتر از تغییرات در جهت افقی است.
- ۲- جریان های بزرگ هوا تقریباً "افقی بوده، در خارج از تاثیر اغتشاشات موضعی میانگین مولفه عمودی بادهای در ارتفاع حدود $\frac{1}{100}$ مولفه افقی آن خواهد بود.
- ۳- به علت جزئی بودن ضخامت اتمسفر هواشناسی، برجستگی های کره زمین، بخصوص در چگونگی توزیع عواملی چون درجه حرارت، بارندگی و غیره تاثیر مهم دارند.

(۱) - معذالک پژوهشهایی در جهت بررسی اهمیت تاثیرات یک طبقه گرم، واقع در ارتفاع ۲۵ تا ۴۵ کیلومتر روی اغتشاشات اتمسفری در شرف انجام است. در این طبقه است که قسمت اعظم اوزن، عامل اصلی جذب تشعشعات، خورشید با طول موج کوتاه (اشعه ماوراء بنفش) متمرکز شده است.



شکل ۱-۲- طبقات مختلف موجود در ساختمان عمودی آتمسفر (برحسب

(E. BONTRAND

منحنی باخط ممتد : تغییرات متوسط درجه حرارت برحسب ارتفاع

منحنی n_e : تعداد الکترون های آزاد در سانتیمتر مکعب

II - ترکیب

الف - آتمسفر خشک

در سال ۱۹۴۷ سازمان جهانی هواشناسی محتمل ترین ترکیب حجمی هوای خشک را به صورت زیر تثبیت نموده است :

عنصر شیمیایی	درصد حجمی	عنصر شیمیایی	درصد حجمی
ازت	۷۸/۰۹	نئون	$۱/۸۰ \times ۱۰^{-۳}$
اکسیژن	۲۰/۹۵	هلیوم	$۵/۲۴ \times ۱۰^{-۴}$
آرگن	۰/۹۳	کریپتون	$۱/۰ \times ۱۰^{-۴}$
انیدرید کربنیک	۰/۰۳	هیدرژن	$۵/۰ \times ۱۰^{-۵}$
		کزنون	$۰/۸ \times ۱۰^{-۶}$
		ازن	۱×۱۰^{-۶}
		رادن	۶×۱۰^{-۱۸}

همانطور که از جدول استنباط می شود می توان گفت که هوای خشک مخلوطی است از ۷۸ درصد ازت، ۲۱ درصد اکسیژن و ۱ درصد آرگن. این ترکیب عملاً تا ارتفاع ۱۸ کیلومتری ثابت می ماند و از نقطه نظر هواشناسی هوا گازی است کامل با جرم ملکولی گرم $M = ۲۸/۹۶۶$ (۱)

ب - غلظت بخار آب در هوا

وزن بخار آب موجود در هر متر مکعب هوا، بخصوص تحت تاثیر شرایط حرارتی، بر حسب زمان و مکان متغیر است. این غلظت با افزایش ارتفاع

(۱) - لازم به یادآوری است که جرم ملکولی یک گاز (M) جرم $۲۲/۴$ لیتر آن گاز در فشار ۷۶۰ میلیمتر و درجه حرارت صفر سانتیگراد است. برای یک گرم هوای خشک ثابت گازهای کامل (فرمول $PV = RT$) C.G.S. $R = ۲/۸۷۰۴ \times ۱۰^۶$

از سطح دریا بهمان نسبت که از تراکم هوا کاسته می شود تنزل می کند. برای سهولت، وزن بخار آب موجود در هوا را بر حسب گرم در کیلوگرم هوا بیان کرده، آنرا رطوبت یا نم ویژه (Specific humidity) مینامند. مقدار آن در هوای گرم مرطوب حدود ۲۵ گرم در کیلوگرم بوده و در مناطق قطب شمال تا حدود ۰/۵ گرم در کیلوگرم تنزل می کند.

لااقل ۹۰ درصد بخار آب موجود در آتمسفر در ۵ کیلومتر اولیه قشر زیرین آن واقع است. اگر این بخار کلا "تقطیر شده و بطور یکنواخت در سطح زمین توزیع گردد قشر آبی به ضخامت ۲۵ میلیمتر اطراف کره را فرا خواهد گرفت (۲). باید دانست که قطره چه های ریز آب یا بلورهای میکروسکپی یخ که بوجود آورنده ابرها هستند، فقط جزء بسیار کوچکی از این ارقام را تشکیل می دهند، زیرا در منطقه تسلط ابرها معمولا "وزن بخار آب موجود در هوا به مراتب بیش از وزن آبی است که به صورت "فاز متراکم" میتواند در آن موجود باشد (۱ تا ۲ گرم در متر مکعب).

اگر در بعضی از مناطق میزان بارندگی در طول چند ساعت به مراتب بیش از آبی است که از تراکم رطوبت موجود در هوا حاصل می شود دو دلیل خاص دارد: یکی اینکه این بارندگی ها خود باعث تشکیل سطوح کم فشاری میشوند که بر اثر آن باد، هوای مرطوب نواحی اطراف را بسمت آنها میکشاند و دیگر اینکه جایگزینی ذخیره رطوبتی آتمسفر نیز نسبتا "به سرعت انجام می پذیرد.

B - تشعشعات خورشید منبع انرژی سیکل هیدرولوژی

آتمسفر قشر گازی نازک و متلاطمی را تشکیل میدهد که به شدت تحت

(۲) - توزیع این ذخیره رطوبتی خیلی نامنظم بوده و بر حسب عرض جغرافیائی ارتفاع از سطح دریا، فصول، شدت تشعشعات و غیره متغیر است، در بعضی از مناطق حاره ارتفاع قشر آب حاصله به طور استثنائی و موقت می تواند حتی به ۱۵۰ میلیمتر برسد.

تاثیر شرایط حرارتی، که خود در مبداء تحولات آب و هوایی هستند، قرار می‌گیرد. با وجودی که منبع اولیه حرارت مسلماً "تشعشعات خورشید" باشد معذالک هوای صاف و خشک بقدری در مقابل تشعشعات با طول موج کوتاه و متوسط "شفاف" است که گرم شدن هوا بیشتر از قسمت تحتانی آن، در اثر "بازتاب ثانوی" تشعشعات از سطح زمین صورت می‌گیرد. زیرا زمین انرژی تشعشعی دریافتی با طول موج کوتاه را به تشعشعات حرارتی با طول موج بلند که قابلیت جذب بیشتری به وسیله بخار آب، گاز کربنیک و گرد و غبار موجود در هوا دارند تبدیل مینماید. با وجود این جذب بخش بزرگی از اشعه ماوراء بنفش بوسیله اوزون، که در "طبقه گرم" واقع در ۳۰ کیلومتری آتمسفر وجود دارد، نقش مهمی را در تغییرات شرایط آب و هوایی به عهده دارد.

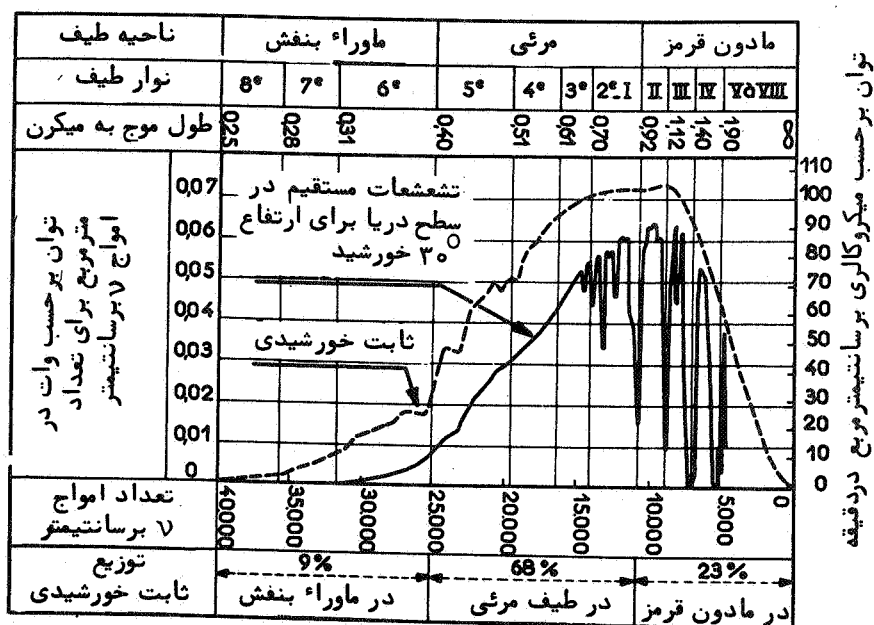
I - تشعشعات وارده به مرز آتمسفر

ثابت خورشیدی؛ ثابت خورشیدی عبارت از فلوی انرژی است که بر واحد سطح فوقانی آتمسفر که بطور عمود در جهت تابش اشعه قرار داشته باشد وارد شود و آن زمانی که زمین در حد متوسط مسافت خود تا خورشید یعنی در فاصله ۱۴۹ میلیون کیلومتری آن واقع شده باشد. طبق محاسبات جانسون (۱۹۵۴) مقدار این ثابت 0.04 ± 2 کالری در دقیقه و بر سانتیمتر مربع و یا ۱۲۰۰ کیلو کالری در ساعت و بر مترمربع و یا بالاخره معادل ۱/۳۹ کیلووات بر متر مربع می‌باشد.

در شکل ۱-۳، نمودار نقطه چین نحوه توزیع طیفی تشعشعات خورشید را که در نوار وسیعی از ماوراء بنفش تا مادون قرمز (طول موج ۰/۲ تا ۲ میکرون) پخش شده نشان می‌دهد.

فلوی انرژی وارده روی یک سطح در حد فوقانی آتمسفر و عمود بر اشعه تابش، که متناسب با مجذور فاصله خورشید تا زمین می‌باشد در طول سال تغییرات چندانی ندارد، زیرا مدار کره زمین نزدیک به دایره است. در نیمکره شمالی اندازه این فلو در ماه ژانویه تقریباً ۷ درصد بیش از ماه ژوئیه

است و اگر با وجود این در این نیمکره ماه ژوئیه گرمتر از ژانویه می باشد بدین علت است که در تابستان جهت اشعه نورانی که به وسیله کره زمین دریافت می شود تقریباً عمودی است .



شکل ۳-۱- تغییرات نحوه توزیع طیفی تابش خورشیدی در عبور از آتمسفر (بر حسب MOON).

II تابش خورشیدی وارده بر سطح خاک

الف - انتشار و جذب در عبور از آتمسفر

هنگام عبور اشعه خورشیدی از آتمسفر به میزان قابل توجهی از شدت

آن، چه بر اثر انتشار و چه به وسیله جذب، کاسته می شود.

انتشار تشعشعات مستقیم در جهات مختلف در آن واحد بستگی به ترکیبات مختلف هوا (انتشار ملکولی) ، گرد و غبار معلق و میزان ابر موجود در آتمسفر دارد . یک قسمت از تشعشعات خورشیدی که بدین نحو انتشار مینماید به سمت فضای فوقانی هدایت گشته ، از دسترس زمین خارج می شود . بخش دیگر به سطح خاک وارد شده ، "تشعشعات آسمان" را تشکیل می دهد که با تشعشعات مستقیم " ایجاد "تشعشعات کلی" را می نماید . عمل جذب در لایه های هوا مقداری از انرژی تشعشعات مستقیم و منتشره را تبدیل به حرارت می نماید . اکسیژن و ازت عملاً " برای تشعشعات مربوط به طیف مرئی شفاف بوده ولی اکسیژن و بخصوص اوزن موجود در طبقات فوقانی آتمسفر قسمت اعظم تشعشعات ماوراء بنفش را ($0/3$ تا $0/4$ میکرون) متوقف می سازند ، در صورتیکه بخار آب در لایه های تحتانی بطور کلی تشعشعات مادون قرمز را در یک سری نوار معین بین $0/9$ تا $1/9$ میکرون جذب مینماید . قطره چهای آب تشکیل دهنده ابرها و همچنین گرد و غبار معلق در هوا ایجاد یک محیط مستعد جذب تشعشعات نموده و برخی از مواقع به گرم شدن لایه های تحتانی آتمسفر ، تحت تاثیر تشعشعات خورشید و یا اشعه انعکاسی زمین کمک شایانی میکنند . تضعیف تشعشعات خورشید بوسیله مکانیسمی که در بالا تشریح شد در وهله اول بستگی بطول مسیری دارد که اشعه نورانی در آتمسفر می پیمایند و یا به عبارت دیگر وابسته به "جرم هوای" مسیر (m) و یا بالاخره ارتفاع خورشید از افق خواهد بود .

در شکل ۱-۳ نمودار با خط ممتد تغییرات توزیع طیفی انرژی را در کنار دریا ، پس از عبور از آتمسفر معمولی وبدون ابر هنگامی که ارتفاع خورشید از افق 30 درجه است نشان میدهد . در این حالت بخصوص جرم هوای موجود در مسیر اشعه نورانی دو برابر زمانی است که خورشید در سمت الراس واقع است ($m = 2$) ، بدین ترتیب شدت تشعشعات مستقیم از $1/39$ به $0/74$ کیلووات بر متر مربع کاهش می یابد ، ولی در سطح خاک تشعشعات "منتشره" یا تشعشعات آسمان ممکن است در حالت فوق به اندازه 15 درصد افزایش یابد .

ب - تشعشعات سطح زمین

سطح زمین چه در شب و چه در روز منبع اولیه تولید تشعشعات خاص مادون قرمز بشمار میرود، شدت این تشعشعات، طبق قانون استفن (Stefan) وابسته به درجه حرارت زمین خواهد بود. بعلاوه زمین در روز یک منبع ثانوی تشعشعی نیز هست که وظیفه انعکاس و انتشار یک قسمت از تشعشعات خورشید را به عهده دارد.

طبق قانون استفن مقدار تشعشعات خاص زمین در حدود 0.53 کالری در دقیقه و بر سانتیمتر مربع (معادل 0.35 کیلووات بر متر مربع) در ده درجه سانتیگراد میباشد. بدین مناسبت در شبهای روشن و آرام شدت بروود نسبتاً زیاد است. در طول روز میزان تشعشعات منتشر شده و بازتابیده بوسیله خاک بر حسب قدرت بازتابی سطح مربوطه متغیر است، میزان بازتاب اشعه از سطح یک برف تازه در حالت معمولی 80 تا 85 درصد بوده در صورتی که در مورد یک خاک زراعی فقط 7 تا 9 درصد و از سطح جنگل 5 تا 18 درصد خواهد بود. قدرت بازتابی یک سطح آب آرام بر حسب نحوه برخورد جهت اشعه، بین 2 تا 60 درصد متغیر است و می توان پذیرفت که میزان اشعه برگشتی از سطح اقیانوسها در عرض 45 درجه، 5 درصد و در خط استوا 13 درصد باشد.

ج - تشعشعات خاص آتمسفر

همانطور که در مورد سطح زمین گفته شد برای آتمسفر نیز میتوان دو نوع تشعشعات خاص و تشعشعات خورشیدی منتشره را تشخیص داد. مطالعات تئوری مهمی در مورد نوع اول (منحنی های Elsassser و Kew) و پژوهش های تجربی فراوانی در اطراف دومی به عمل آمده است. (Kalitin)، باید دانست که هر دو نوع تشعشع به شدت تحت تاثیر میزان و نوع ابرها هستند زیرا همین که ضخامت ابر به حدود ده متر برسد در مقابل اشعه مادون قرمز به طور محسوسی مانند "جسم سیاه" که دارای قدرت جذب واحد میباشد عمل می کند. روی این اصل در تابستان و در هوای آرام وجود یک طبقه ابر در ارتفاع کم نقش یک گنبد گرمازا را برای زمین عهده دار خواهد بود.

د - موازنه تشعشعی سیستم "زمین - آتمسفر"

محاسبه برآیند سیروهای تشعشعی مختلف جذب یا دفع شده بوسیله سیستم زمین - آتمسفر مستلزم محاسبات پیچیده و طولانی است، در اینجا ما فقط به ذکر چند رقم اکتفا می‌کنیم: باید پذیرفت که به طور متوسط قریب ۴۳ درصد تشعشعات خورشیدی که به مرز آتمسفر برخورد میکنند به طرف فضای فوقانی منعکس شده و آلبدوی^(۱) (albedo) کره زمین را تشکیل میدهند، از ۵۷ درصد بقیه به طور متوسط سالیانه برای مجموعه زمین:

- ۱۲ درصد به وسیله بخار آب موجود در آتمسفر به حرارت تبدیل

می‌شود.

- ۵ درصد به وسیله اوزن، CO_2 ، گرد و غبار و ابرها جذب میگردد.

- و بالاخره ۴۰ درصد به سطح خاک وارد و در آنجا نیز قسمتی جذب

و بخشی به طرف بالا پخش و منعکس می‌گردد.

III - اندازه‌گیری تشعشعات وارده مستقیم و تشعشعات کلی در زمین

سنجش شدت تشعشعات خورشیدی بکمک دستگاههای سولاریمتر^(۲) و پیرهلیمومتر^(۳) انجام پذیر است. در این وسایل عضو حساس عبارت از یک سری ترموکوپل ریز است که به‌طور مجتمع در روی سطوح کوچک سیاه واقع شده و مجموعاً در معرض تشعشعات مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرند.

برای اندازه‌گیری تشعشعات مستقیم این سطح حساس را در قسمت تحتانی یک لوله بلند که دارای یک دیافراگم (با درجه گشایش $43^{\circ} 5'$) است قرار میدهند به نحوی که قسمت اعظم تشعشعات منتشره بوسیله آسمان و زمین و همچنین اشیاء مجاور حذف شود، با یک حرکت نجومی محور لوله را میتوان

(۱) - این آلبدو برای کره ماه که فاقد آتمسفر است ۷ درصد و برای ونوس که از ابرهای ضخیم احاطه شده ۵۹ درصد می‌باشد.

در امتداد تشعشعات خورشید قرار داد .

در مورد سنجش تشعشعات کلی روی یک صفحه افقی میتوان از همان صفحه حساس استفاده نمود بدین نحو که آنرا با یک حلقه با پوشش سفید محدود نموده و سپس در یک محفظه خالی از هوا و در زیر یک شیشه‌ئی که خود نه خاصیت جذب کنندگی و نه انعکاسی داشته باشد، قرار داد (مانند پیرانومتر PYRANOMETRE MOLL-GORCZYNSKI و P. EPPLEY و غیره) . به علت ساده بودن دستگاه اندازه‌گیری، قسمت اعظم مشاهدات موجود را "تشعشعات کلی" تشکیل می‌دهد. بعلاوه این مشاهدات نیز خود ناچیز است زیرا در اغلب ایستگاه‌های هواشناسی زمان تابش آفتاب به وسیله هلیوگراف اندازه‌گیری میشود. این دستگاه خیلی ساده است و تصویر خورشید را که به وسیله یک کره کوچک شیشه‌ئی روی یک نوار کاغذ جابجا می‌شود ثبت مینماید، این کاغذ نسبت به حرارت حساس است و برحسب ساعت درجه‌بندی شده و به طور هم مرکز نسبت به کره قرار می‌گیرد. از روی فرمولهای تجربی می‌توان با اطلاع از تعداد ساعات آفتابی روز به طور تقریبی تشعشعات کلی روزانه را تخمین زد.

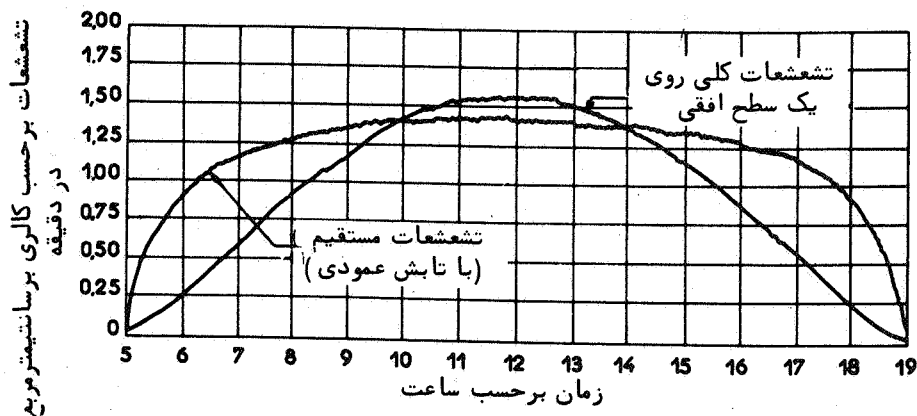
IV - تغییرات فصلی شدت تشعشعات کلی وارده بر یک سطح افقی، تاثیر

جهت و انحنای سطح پذیرش

زاویه حاصله از تابش اشعه خورشید بر یک صفحه افقی واقع در نقطه‌ئی از سطح زمین (ارتفاع خورشید) روز به روز و ساعت به ساعت برحسب موقعیت زمین روی مدار و بر اثر چرخش آن بدور محور خود متغیر است. با استفاده از مختصات خورشید (از روی جداول نجومی) و همچنین به توسط مشاهدات با دستگاه پیرهلیومتر می‌توان شدت تشعشعات کلی وارده بر یک سطح پذیرش را با موقعیت جغرافیائی، جهت و انحناء دلخواه، در هوای روشن محاسبه نمود. نتایج حاصله به طرز مطلوبی با نتیجه مشاهدات مستقیم حاصله در روز های بدون ابر مطابقت می‌کند.

از روی این مطالعات که در مبداء پروژه‌های استفاده از انرژی خورشید (مثلا" برای گرم یا سرد نمودن مناطق مسکونی) هستند، می‌توان به تجزیه و تحلیل دقیق‌تر برخی از عوامل سیکل هیدرولوژی و بخصوص تبخیر پرداخت، بدین مناسبت در اینجا مختصرا" نتایج حاصله از این بررسی‌ها را یادآور می‌شویم:

الف - تشعشعات کلی در زمین روی یک سطح عمود بر اشعه در شرایط ایتیمم موقعیت خورشید و شفافیت آتمسفر قدرت تشعشعی وارده در انقلاب تابستانی خورشید از یک کیلووات بر مترمربع تجاوز نمی‌کند (بندرت $1/15 \text{ Kw/m}^2$)، این مقدار در حدود ۵ تا ۶ ساعت در اواسط روز ثابت مانده و سپس سریعا" با ارتفاع خورشید در نزدیکی‌های سپیده دم و شفق کاهش می‌یابد (تاثیر توده هوای مسیر) شکل (۴-۱).



شکل ۴-۱ - مقایسه بین مقادیر ثبت شده تشعشعات مستقیم و تشعشعات کلی در Tucson (آریزونا) در ۷ ژوئن ۱۹۵۶ (در هوای صاف).

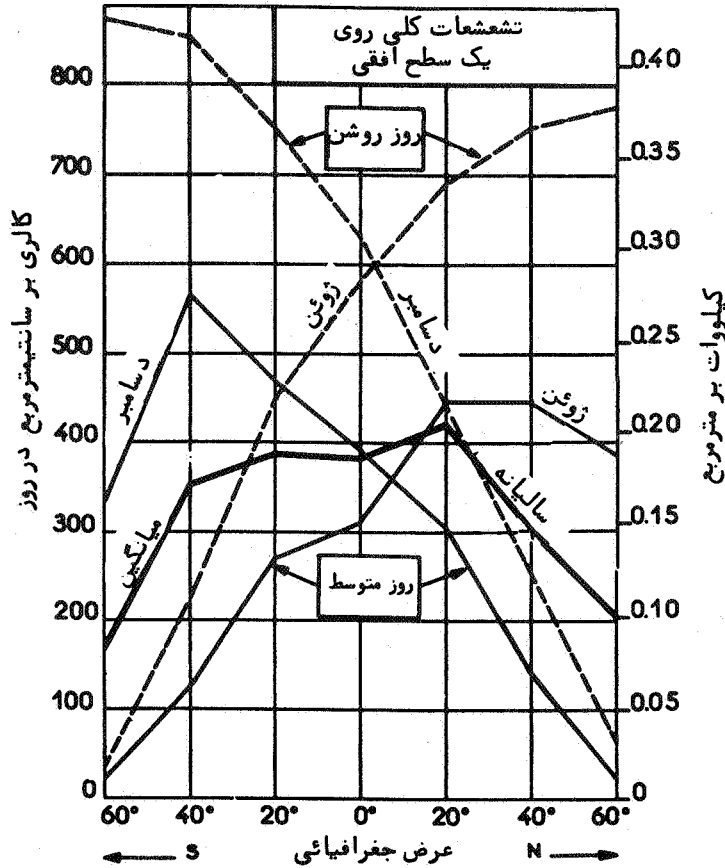
ب - تشعشعات کلی وارده بر یک سطح افقی

در اواسط تابستان در موقع ظهر و در هوای صاف حداکثر میزان تشعشعات کلی نیز قریب یک کیلووات بر مترمربع است ولی به علت تغییرات ممتد زاویه تابش در طول روز نمودار ثبت شده بوسیله سولاریمتر فرم کلی یک منحنی سینوسی را پیدا می‌کند (شکل ۴-۱)، روی این اصل حتی در مواقع و روزهای استثنائی نیز میانگین قدرت تابش در شبانه روز از ۰/۳۵ تا ۰/۴۰ کیلووات بر متر مربع تجاوز نمی‌کند. در زمستان و در مواقع ابری بودن هوا رقم فوق تا ۰/۱ کاهش می‌یابد زیرا در آن موقع زمین جز اشعه منتشره چیزی دریافت نمی‌نماید.

ج - تاثیر عرض جغرافیائی روی تشعشعات کلی (متوسط روزانه)

جدول زیر و شکل (۵-۱) که توسط H.Kimbal تنظیم شده است قدرت تابش تشعشعات کلی (میانگین محاسبه شده در ۲۴ ساعت) را برای یک روز صاف و یکروز ابری در ایستگاههای هم طول (20°) ولی با عرض جغرافیائی مختلف بر حسب کیلووات بر متر مربع سطح افقی نشان می‌دهد.

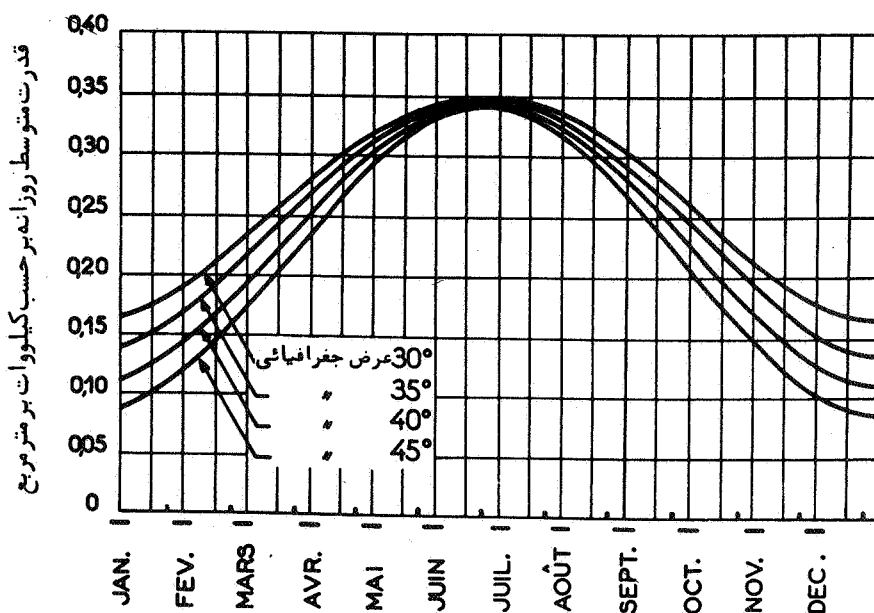
میانگین سال	روز صاف میانگین ماههای		روز ابری میانگین ماههای		عرض جغرافیائی
	دسامبر	ژوئن	دسامبر	ژوئن	
۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۱۹	۰/۰۳	۰/۳۸	۶۰ درجه شمالی
۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۳۷	۴۰ درجه شمالی
۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۳۴	۲۰ درجه شمالی
۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۳۱	۰/۲۹	۰ درجه
۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۳۷	۰/۲۲	۲۰ درجه جنوبی
۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۰۶	۰/۴۲	۰/۱۱	۴۰ درجه جنوبی
۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۴۳	۰/۲۰	۶۰ درجه جنوبی



شکل ۵-۱- قدرت خالص تابش روی یک سطح افقی برحسب عرض جغرافیائی (میانگین سالانه و فصلی برحسب KIMBAL) .

همانطور که ملاحظه می‌شود در حالیکه در استوا شدت متوسط تابش روزانه تقریباً در تمام طول سال ثابت می‌ماند در عرض‌های جغرافیائی بلند و متوسط این شدت در تابستان خیلی بیشتر از زمستان است، بعلاوه در طول روزهای نزدیک به انقلاب تابستانی این مناطق بیش از نواحی استوائی و حاره انرژی دریافت می‌دارند و علت آن مسلماً "طولانی‌تر بودن روز می‌باشد".

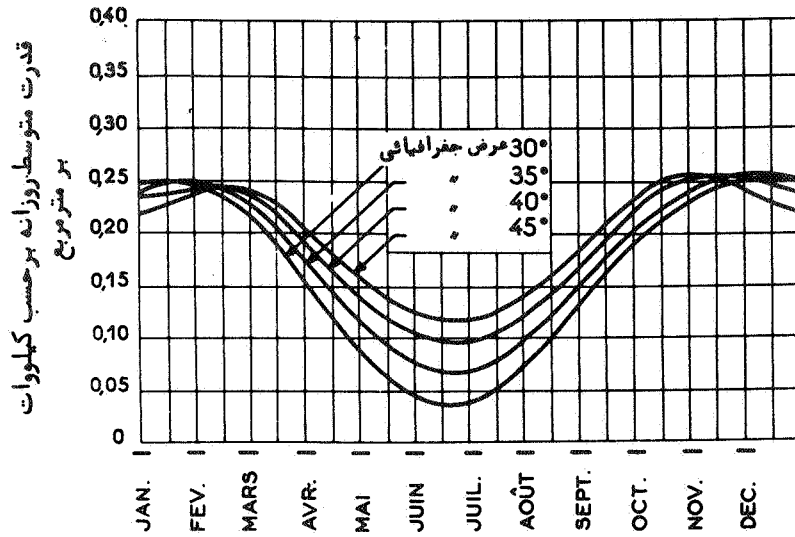
د - مقادیر ماهانه تشعشات کلی ، تاثیر جهت و انحنای سطح پذیرش
 C.F. Baker و S. Boyd برای هر ماه از سال تشعشات کلی
 متوسط روزانه را (مستقیم + منتشره) در هوای صاف و در سطح دریا برای
 عرض‌های جغرافیائی ۳۰°، ۴۰° و ۴۵° درجه شمالی محاسبه نموده‌اند .
 شکل‌های ۱-۶ ، ۱-۷ و ۱-۸ نتایج این محاسبات را برای سه حالت
 مشخص زیر نشان می‌دهند :



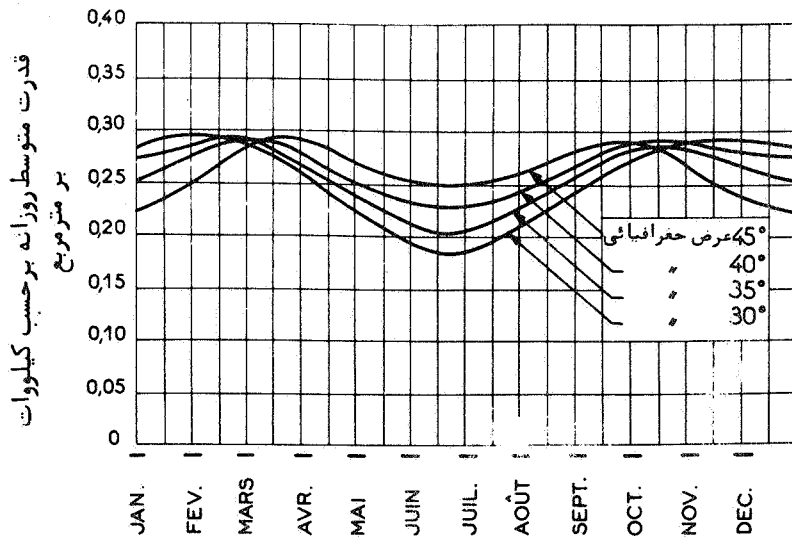
شکل ۱-۶ - تشعشات کلی تابشی روی یک سطح افقی در نیمکره شمالی (میانگین محاسبه شده روی ۲۴ ساعت) . بر حسب C.G. BAKER و S. BOYD

- شکل ۱-۶ برای سطح پذیرش افقی

- شکل ۱-۷ سطح پذیرش عمودی و رو به جنوب



شکل ۷-۱ - تشعشعات کلی تابشی روی یک سطح عمودی رو به جنوب در نیمکره شمالی (میانگین محاسبه شده در ۲۴ ساعت) بر حسب C. F. BAKER و S. BOYD.



شکل ۸-۱ - تشعشعات کلی تابشی روی یک سطح مورب ۳۰ درجه نسبت به عمود و رو به جنوب در نیمکره شمالی (بر حسب C. F. BAKER و S. BOYD).

— شکل ۸-۱ سطح پذیرش مورب با زاویه ۳۰ درجه نسبت به عمود و

رو به جنوب

ملاحظه میشود که قدرت تابش بر سطح افقی در ماههای ژوئن و ژوئیه حداکثر و حدود ۰/۳۵ کیلووات بر متر مربع برای تمام عرض های جغرافیائی مورد نظر می باشد. بر روی سطح عمودی و رو به جنوب به علت کمی فاصله خورشید در فصل زمستان فلو در این فصل حداکثر و معادل ۰/۰۴ تا ۰/۱۷ کیلووات بر متر مربع است. بالاخره سطح مورب و رو به جنوب کمتر در معرض تغییرات فصلی آفتاب است و البته در فصول بهار و پاییز انرژی بیشتری دریافت می کند. این نتایج به خوبی تاثیر موقعیت، شیب دامنه ها و برجستگی ها را در سرعت ذوب برف، تبخیر، درجه حرارت خاک، پوشش گیاهی و استعداد نسبت به بعضی محصولات نشان می دهد.

۷ - اهمیت تشعشعات خورشید در سیکل هیدرولوژی

از نتایج ارقام فوق الذکر چنین بر می آید که روی قسمت بزرگی از سطح زمین قدرت متوسط سالانه تشعشعات خورشید بین ۰/۱ تا ۰/۲ کیلووات بر مترمربع متغیر است. این مقدار در حدود $\frac{1}{5}$ تا $\frac{1}{10}$ مقدار حداکثر سالانه یعنی یک کیلووات بر مترمربع می باشد. مقدار انرژی که بدین ترتیب از خورشید به سمت زمین سرازیر می شود حدود ۰/۷۳ تا ۱/۴ میلیون کالری بر مترمربع در سال است که معادل میزان حرارتی است که قادر به بخار کردن یک قشر آب به ارتفاع ۱/۴ تا ۲/۶ متر می باشد.

این ارقام به وضوح نمایشگر نقش فوق العاده ای هستند که تشعشعات خورشید در کلیه مراحل سیکل هیدرولوژی، از قبیل تبخیر، تقطیر، بارندگی و غیره و همچنین در تمام طول رشد و زندگی گیاهی و حیوانی بعهده دارد.

C - میدان عمودی درجه حرارت در آتمسفر

همانطور که در بحث گذشته دیدیم تبادلات حرارتی از طریق تشعشعات بین آتمسفر و زمین بخصوص در مجاورت سطح با شدت فوق العاده‌ئی صورت می‌گیرد، ولی انتقال حرارت به راههای دیگر از قبیل انتشار ملکولی و هدایت نیز انجام می‌شود.

جابجائی حرارت به صورت هدایت صرفاً " در قشر نازکی از هوا که در تماس با سطح زمین است صورت می‌گیرد و در برابر تبادلاتی که از راه انتشار ملکولی آزاد (یا اجباراً" توسط جریانهای باد) انجام میشود و از نقش اساسی آنها بعداً" صحبت خواهد شد اهمیت کمتری دارد.

I - طبقات مختلف آتمسفر

وجود فعل و انفعالات و تبادلات حرارتی که در بالا از آن بحث شد موجب پخش درجه حرارت در ارتفاعات مختلف آتمسفر شده و نحوه توزیع آن امروزه با عملیات رادیو سونداژ که تقریباً" در کلیه ایستگاههای هواشناسی مهم انجام میشود کاملاً" روشن است. به طور کلی از نقطه نظر این مطالعات میتوان دو ناحیه کاملاً" مشخص را در آتمسفر مجزا ساخت (شکلهای ۱-۲ و ۱-۹).

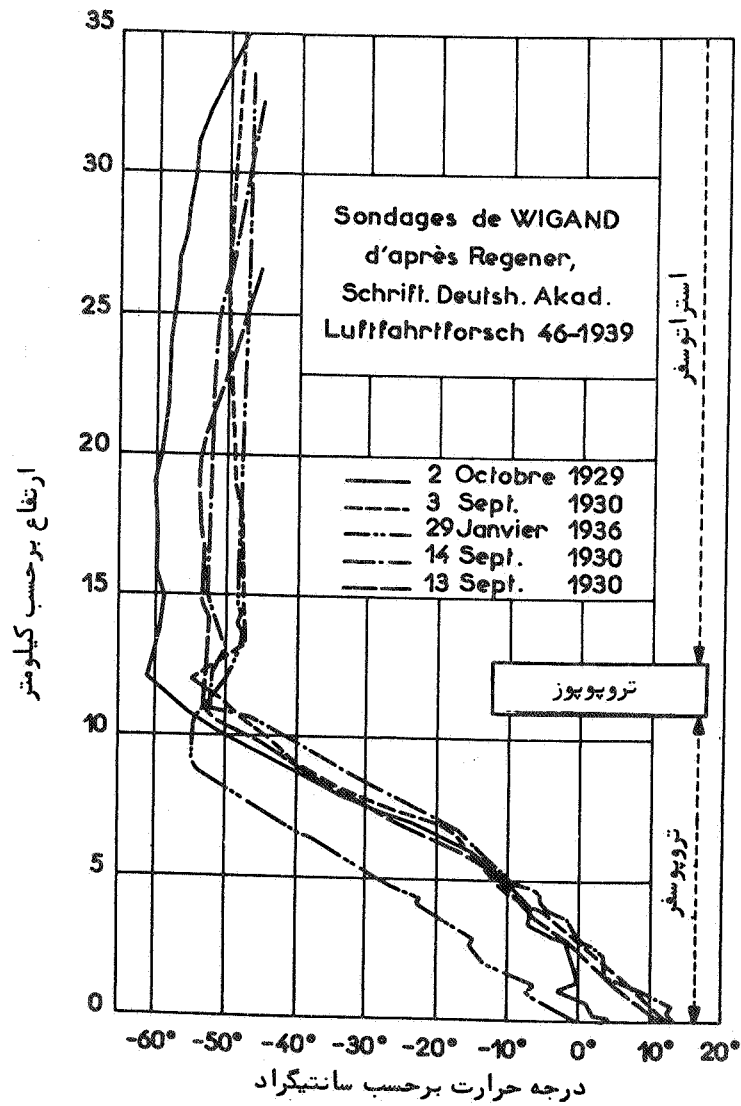
۱- تروپوسفر (Troposphere)

با ناحیه‌ئی که در آن درجه حرارت بر حسب ارتفاع کاهش می‌یابد (در حدود ۰/۶ درجه سانتیگراد در هر صد متر) ارتفاع این ناحیه متغیر ولی به طور متوسط در حدود ۱۰ کیلومتر برآورد می‌شود (۶ کیلومتر در قطبین و ۱۷ کیلومتر در استوا).

۲- استراتوسفر (Stratosphere)

این منطقه که درجه حرارت در آن به طور محسوسی نسبت به ارتفاع ثابت می‌ماند از بالای تروپوسفر تا ارتفاع ۳۰ یا ۴۰ کیلومتر ادامه می‌یابد.

در این طبقه که شیب عمودی حرارت صفر است هوا در امتداد قطب (-۵۵°C)
 گرمتر از ناحیه‌ئی است که در امتداد استوا قرار دارد (-۸۵°C).



شکل ۹-۱- میدان عمودی درجه حرارت در آتمسفر

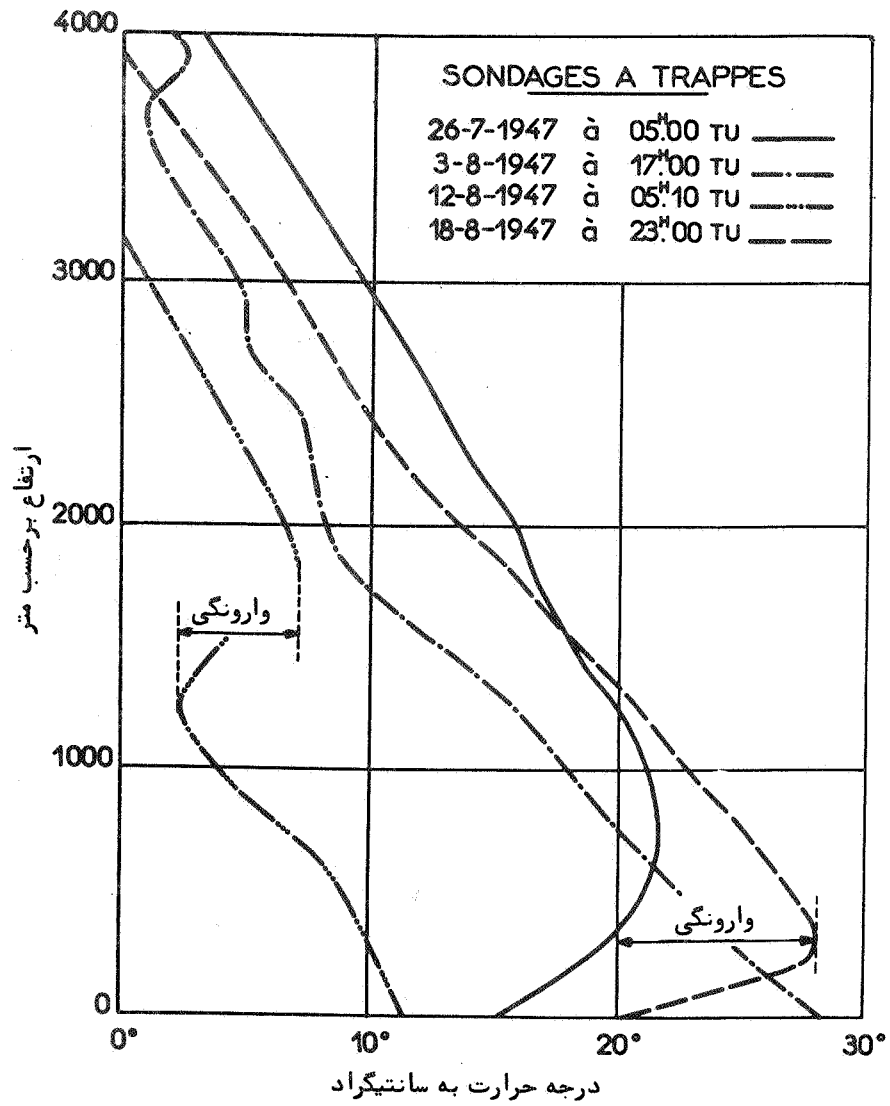
سطح انفصال حرارتی که دو طبقه فوق الذکر را از یکدیگر جدا میکند تروپوپوز (۱) نامیده می‌شود و ارتفاع آن از سطح زمین در یک نقطه معین نه تنها برحسب عرض جغرافیایی بلکه بنا بر شرایط فشار هوا نیز متغیر است. این سطح نقش مهمی را در پیش بینی های هواشناسی بازی می‌کند زیرا در حقیقت سطح محدود کننده آتمسفر هواشناسی است.

II - توزیع عمودی درجه حرارت

نظر به اینکه تغییرات درجه حرارت نسبت به ارتفاع دارای نقش با ارزشی در جریانهای جوی می‌باشد از اینرو بررسی این پدیده دارای اهمیت فوق العاده‌ای است.

الف - گرادیان یا شیب عمودی متوسط، وارونگی (۲) شیب حرارتی

در تروپوسفر به استثنای آن قسمت که تحت تاثیر برجستگی‌های زمین قرار دارد گرادیان عمودی حرارت در هوای آزاد اغلب به طور متوسط بین ۰/۶ تا ۰/۷ درجه سانتیگراد در هر صد متر می‌باشد، ولی البته این مقدار برحسب ارتفاع از سطح دریا، فصول مختلف سال و شرایط آب و هوایی و غیره تغییر میکند و بخصوص در لایه‌های مجاور سطح زمین این شیب دارای وضع نامرتبی است و مقدار آن ممکن است از اندازه ذکر شده در بالا به طور محسوسی بیشتر و مثبت یا منفی باشد. بدین ترتیب شب هنگام در هوای صاف سطح زمین در اثر تشعشع سرد شده و درجه حرارت لایه‌های هوای مجاور نیز به شدت کاهش می‌یابد، این امر موجب می‌شود که تا یک ارتفاع معین و در حدود صد متر، درجه حرارت به جای کم شدن افزایش یابد این پدیده را Inversion یا وارونه شدن شیب حرارتی گویند (شکل ۱۰-۱). البته وجود پادهای نسبتاً شدید با اختلاط هوای لایه‌های مختلف می‌تواند مانعی برای این پدیده باشد یا لاقلاً از شدت آن بکاهد.



شکل ۱۰-۱- چند نمونه از وارونگی درجه حرارت از روی سوند اژهای که در Trappes بعمل آمده اند.

در طلوع آفتاب که زمین دوباره بر اثر دریافت تشعشعات خورشید گرم میشود هوای مجاور نیز با تبعیت از آن گرمتر شده و موجب حذف وارونگی میگردد و بدین ترتیب شیب حرارتی دوباره شکل طبیعی خود را باز می یابد. افزایش نسبتاً "سریع و ساعت به ساعت این شیب در لایه های تحتانی هوا باعث میشود که حتی اندازه آن از شیب حرارتی "آدیاباتیک (۱) خشک" که در حدود ۱ درجه برای هر صد متر است نیز تجاوز کند.

میزان ابر موجود در هوا از طریق کاهش میزان تشعشعات وارده به زمین و یا صادره از آن روی پدیده فوق تاثیر بسزائی دارد روی همین اصل در کشاورزی از مه مصنوعی برای حفاظت مزارع در مقابل سرما زدگی استفاده می شود.

در تمام پهنه لایه هوایی که در مجاورت زمین تحت نفوذ وارونگی قرار گرفته جریانات هوا چه افقی و چه عمودی فوق العاده ناچیز و یا هیچ است. در این صورت اگر یک ناحیه صنعتی تحت تاثیر چنین هوایی قرار گیرد گرد و غبار و دود حاصله از کارخانجات که راه فراری پیدا نمی کنند رفته رفته غلیظ تر شده، چه بسا که موجب آلودگی شدید هوای اطراف و ایجاد مسمومیت های فراوان در بین ساکنین مناطق و یا آتش سوزی های مهیب در شبکه برق محل شوند.

ب- گرادیان عمودی حرارت مربوط به آدیاباتیک خشک

هنگامیکه حجم کوچکی از هوای غیراشباع از بخار از یک سطح با فشار معین به سطحی دارای فشار بیشتر انتقال یابد از حجم آن کاسته شده و مقداری از کار تراکم تبدیل به گرما و موجب ازدیاد درجه حرارت می گردد. بالعکس یک حجم هوا در اثر صعود افزایش حجم پیدا می کند و سرد می شود. می توان پذیرفت که لاقط با تقریب اولیه تبادلات فوق در آتمسفر به صورت آدیاباتیک باشد.

در این شرایط یک حساب ساده ترمودینامیکی نشان می دهد که

صرفنظر از ارتفاع از سطح دریا، یک حجم جزئی از هوای غیر اشباع حدود یک درجه سانتیگراد بازا^۲ هر صد متر گرم یا سرد می شود. این تغییر درجه حرارت را برحسب ارتفاع بنام "گرادیان یا شیب حرارتی آدیاباتیک خشک" می نامند. زیرا تا هنگامیکه هوا به حد اشباع نرسد رطوبت عملاً "تاثیری در این مقدار ندارد".

ج- گرادیان عمودی حرارت مربوط به "آدیاباتیک اشباع"

زمانی که یک حجم جزئی هوای اشباع به طور آدیاباتیک به طرف بالا تغییر مکان دهد ازدیاد حجم پیدا میکند و در نتیجه درجه حرارت آن کاهش می یابد، ولی این سرما موجب تقطیر بخار آب موجود و آزاد شدن مقدار گرمای نهان مربوطه می گردد که از شدت برودت هوا در هنگام صعود می کاهد (۱). این امر سبب میشود که با تساوی سایر شرایط، شیب عمودی حرارت مربوط به آدیاباتیک اشباع کمتر از گرادیان مربوط به آدیاباتیک خشک بوده و برخلاف آن برحسب ارتفاع از سطح دریا متغیر باشد. البته برای اینکه جابجائی هوا واقعاً "آدیاباتیک" باشد لازمست که مواد حاصله از تقطیر (مایع و جامد) در داخل نمونه هوای مورد نظر باقی بمانند و از لحاظ درجه حرارت با هوای مذکور در حال تعادل باشند.

برای فشار هوای معادل ۱۰۰۰ میلیبار و حرارت ۱۰ درجه سانتیگراد که اغلب مشخصه لایه های خیلی تحتانی آتمسفر می باشد، شیب حرارتی آدیاباتیک اشباع، طبق محاسبه با قوانین ترمودینامیک حدود ۰/۵۳ درجه سانتیگراد برای هر صد متر است، البته همانطور که میزان آب قابل گنجایش در هوای اشباع با کاهش درجه حرارت کم می شود میزان گرمای آزاد شده به وسیله تقطیر نیز کاهش می یابد. بدین ترتیب در درجه حرارتهای کم (یا در ارتفاعات بالا) مقادیر شیب حرارتی مربوط به آدیاباتیک خشک و اشباع بهم

۱- تا حرارت ۴۰ درجه سانتیگراد مقدار گرمای نهان تقطیر Q_h برحسب کالری بر گرم آب تقریباً از فرمول زیر به دست می آید. $0/51 t - 594/9 = Q_h$ که در آن t عبارتست از درجه حرارت به سانتیگراد.

تزدیک می‌شوند (یک درجه سانتیگراد برای هر صد متر) .

د - شیب عمودی حرارت مربوط به "شبه آدیاباتیک (۱)"

این گرادیان عبارتست از تغییرات درجه حرارت یک حجم معین هوا نسبت به ارتفاع، در صورتیکه برحسب تئوری ذرات تقطیر شده آن بلافاصله به صورت بارندگی به خارج از حجم اولیه هوای مرطوب مورد نظر انتقال یابند. این تغییرات دیگر نمیتواند آدیاباتیک باشد، زیرا مقداری گرما توسط قطرات از محیط خارج می‌شود و بعلاوه عمل غیر قابل برگشت نیز هست چون مواد حاصله از تقطیر از حجم اولیه هوای مورد نظر خارج و در تبدلات بعدی نمی‌توانند دخالتی داشته باشند.

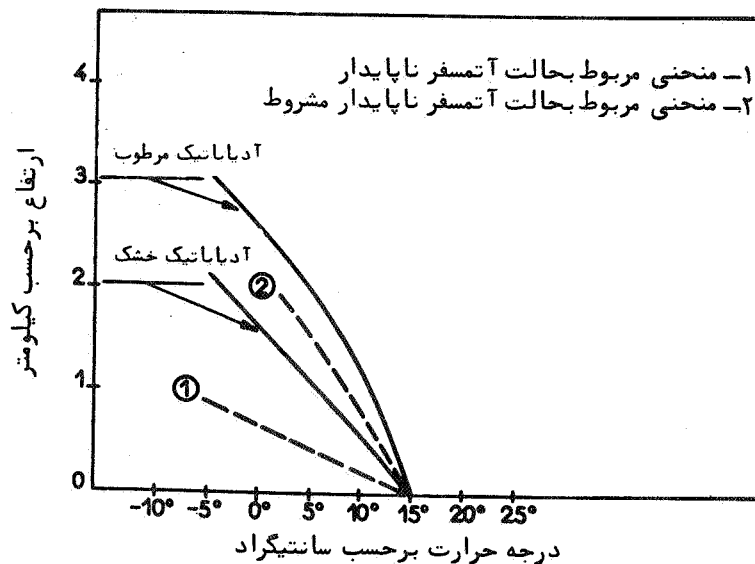
III - پایداری هوا، معیارهای پایداری

الف - تعریف

هنگامیکه طرز توزیع درجه حرارت در یک لایه از آتمسفر به گونه‌ئی باشد که اگر یک حجم جزئی از هوا که در جهت عمودی از وضعیت اولیه خود دور شده مجدداً "به خودی خود به حالت اولیه برگردد گوئیم که هوا در این لایه پایدار است (به عبارت دیگر شیب حرارتی پایدار میباشد). درک پدیده هائی چون ناپایداری یا بی حرکتی یک لایه هوا بلافاصله از تعریف فوق استنباط میگردد. اهمیت عملی این پدیده‌ها در اینست که در حقیقت علامت امکانات وجود جریانهای عمودی در جو می‌باشند. دلائل و علائم پایداری که بعداً در مورد آن بحث خواهیم کرد متضمن این شرط هستند که آتمسفر بی حرکت بوده و درجه حرارت و رطوبتش در یک سطح معین به وسیله عملیات رادیو-سونداز قابل شناخت باشد.

ب - شرایط پایداری مطلق یک لایه هوای غیر اشباع

چنین لایه هوایی وقتی " مطلقا پایدار " نامیده می شود که شیب حرارتی آن کمتر از شیب حرارتی آدیباتیک خشک بوده ، یا به عبارت دیگر تغییر درجه حرارت هوا نسبت به ارتفاع کمتر از یک درجه برای هر صد متر باشد . در روی دیاگرامهای هواسنجی که روی محور عرض ها فشار و بر محور طول درجه حرارت برده شده ، منحنی حاصله از رادیو سونداژ در طرف راست منحنی آدیباتیک خشک واقع می شود .



شکل ۱-۱۱ - شمای دیاگرام هوایی یک آتمسفر ناپایدار

در نتیجه همانطور که در شکل ۱-۱۱ دیده می شود اگر سعی کنیم که یک حجم جزئی هوا را به طریقه آدیباتیک در لایه مزبور به طرف بالا سوق دهیم چون بازاا هر صد متر یک درجه از حرارتش کاسته میشود لذا همیشه از هوای مجاور خود سردتر بوده و بالطبع کششی در جهت برگشت به سطح اولیه در آن وجود خواهد داشت .

بهمین ترتیب میتوان نشان داد که یک گرادیان "فوق آدیاباتیک" (۱) موجب ناپایداری لایه هوای مربوطه می‌گردد .

محاسبات نشان میدهد که برای یک گرادیان حرارتی عمودی در حدود $3/43$ - درجه سانتیگراد در صد متر (که معمولا "جز در موارد استثنائی در بالای یک سطح خاک خیلی گرم شده پیش نمی‌آید)، کاهش درجه حرارت برحسب ارتفاع به طور کامل جبران تقلیل فشار موجود را می‌نماید به نحوی که تراکم هوا در تمام ضخامت طبقه یکسان می‌ماند، این نوع گرادیان حرارتی را اصطلاحاً "اتوکنوکتیف" (۲) می‌نامند. اگر از این مقدار نیز تجاوز نماید تراکم هوا نسبت به ارتفاع افزایش یافته بنحوی که لایه‌های فوقانی در طبقات تحتانی فرو می‌روند، در این حال شرایطی به منتهی درجه ناپایداری پیش می‌آید که به ناپایداری ساکن موسوم است .

ج - شرایط پایداری یک لایه هوای اشباع

با دلایلی شبیه به آنچه در فوق دیدیم می‌توان ثابت نمود که چنین لایه هوایی موقعی پایدار است که شیب حرارتی آن از شیب حرارتی شبه آدیاباتیک کمتر باشد .

د - ناپایداری مشروط یک لایه هوای غیر اشباع

اگر اندازه تغییرات، درجه حرارت بر حسب ارتفاع بین گرادیان حرارتی شبه آدیاباتیک و گرادیان آدیاباتیک خشک واقع باشد گویند که هوا به طور مشروط ناپایدار است . بنا براین در صورتیکه این هوا تا حد " سطح تقطیر" صعود نماید به صورت ناپایدار در خواهد آمد، زیرا هوا از بخار اشباع شده و در آن صورت پایداری آن منوط به شیب حرارتی کمتری خواهد بود (مثلاً در حدود $0/53$ به جای یک درجه درصد متر) .

IV - دیاگرامهای هواسنجی (۱)

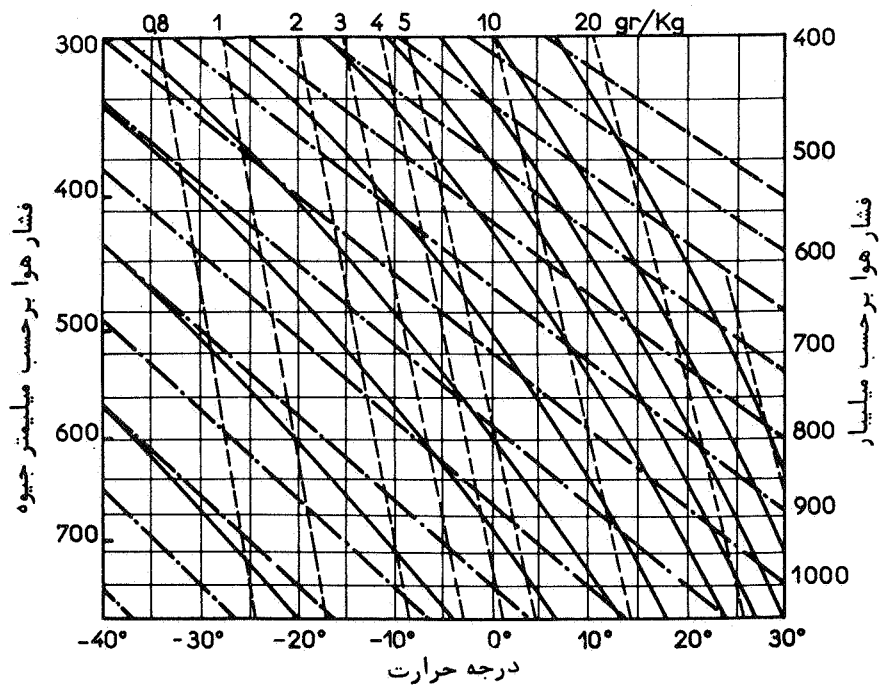
بالن‌های رادیوسونداژ در حین صعود، درجه حرارت، رطوبت و فشار هوای لایه‌های مسیر خود را اندازه‌گیری مینمایند. به منظور بررسی و استخراج این اندازه‌گیری‌ها نتایج حاصله را روی دیاگرامهای ترمودینامیکی مخصوص (دیاگرام Clapeyron) که به نام دیاگرامهای هواسنجی یا آئرولوژیک معروف است منتقل مینمایند. با وجود اینکه ممکن است نوع وسایل مورد استفاده در ایستگاههای مختلف هواشناسی متفاوت باشد معذالک ما در اینجا اصول عملیات را بررسی می‌کنیم:

در اغلب مواقع از دیاگرامهایی استفاده می‌شود که در آنها درجه حرارت روی محور طولها و لگاریتم فشار P روی محور عرض‌ها برده شده است. در خارج از خطوط ایزوترم (هم حرارت) و هم فشار که به ترتیب موازی محورهای عرض و طول هستند دیاگرام فوق‌الذکر شامل سه شبکه منحنی زیر نیز هست: آدیباتیک خشک، آدیباتیک مرطوب و منحنی‌های هم رطوبت اشباع کننده. روی این زمینه می‌توان درجه حرارت میزان الحرارة خشک T و درجه حرارت میزان الحرارة تر T' (۲) را که از رادیوسونداژ نتیجه می‌شود بر حسب فشار منتقل نمود.

شکل (۱۲-۱) به طور مثال خطوط اصلی این دیاگرام را که خیلی ساده شده نشان میدهد. دیاگرام M. N761 (به نام مورب ۴۵ درجه) که در سازمان هواشناسی فرانسه مورد استفاده است دارای خطوط موربی است که باعث کشش و طویل شدن بیشتر محور درجه حرارت شده است. بحث و تجزیه و تحلیل دیاگرامهای فوق‌الذکر که نقش بسیار حساسی را در مسائل مختلف هواشناسی به عهده دارند از موضوع این کتاب خارج است.

1- Diagramme aerologique

۲- میدانیم که میزان رطوبت نسبی به سهولت از اختلاف ۲ درجه حرارت خشک و تر ($t - t'$) پسیکرومتر نتیجه می‌شود.



. آتمسفر آدیباتیک خشک
 ————— آتمسفر آدیباتیک مرطوب
 - - - - - حداکثر مقدار بخار موجود (منحنیهای "هم نسبت اختلاط")

شکل ۱۲-۱ سه شبکه منحنیهای دیاگرام هوایی

D - رطوبت آتمسفر

رطوبت موجود در هوا یکی از عوامل مهم سیکل هیدرولوژی و سرچشمه تمام ریزش های جوی است ، بعلاوه نقش بسیار بزرگی را در تعدیل تبخیر از سطح خاک و پوشش گیاهی به عهده دارد .

I - یادآوری چند خاصیت بخار آب

الف - کشش بخار

در مخلوط دو یا چند گاز (یا بخار آب که می توان آنرا یک گاز کامل به حساب آورد) از طرف هر کدام یک فشار جزئی مستقل از فشار سایر گازها اعمال می شود ، فشار جزئی وارده از بخار آب به مخلوط را "کشش بخار آب" گویند . اگر فشار کلی هوای مرطوب موجود در یک حجم را P بنامیم و P' فشاری باشد که پس از خارج کردن کلیه بخار از مخلوط حاصل شود (فشار هوای خشک) ، اختلاف دو فشار فوق یعنی :

$$e = P - P'$$

را کشش بخار آب می نامند .

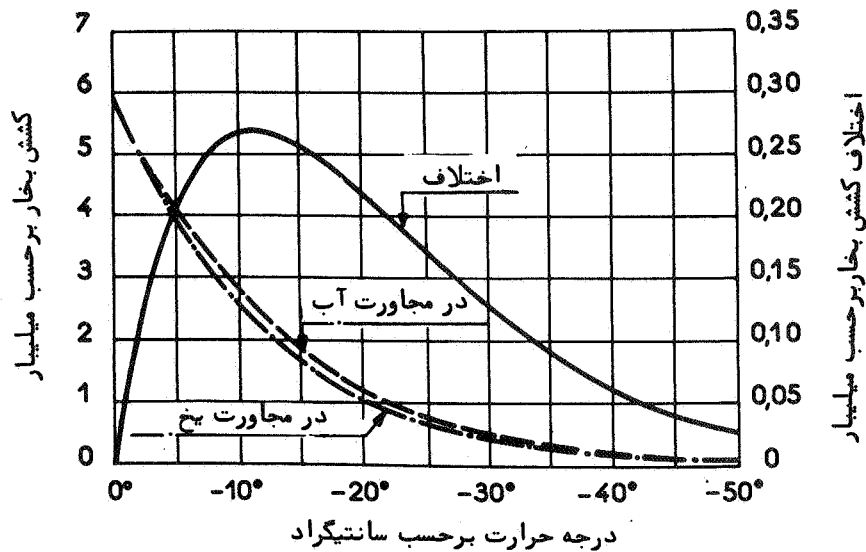
در عمل مقدار حداکثر بخار آبی که در یک حجم معین هوا قابل گنجایش است صرفاً " بستگی به درجه حرارت محیط داشته و کاملاً " مستقل از فشار و در نتیجه وجود سایر گازها است . موقعی که یک حجم معین هوا حداکثر بخار آب ممکن را در درجه حرارت معینی دارا باشد گویند این حجم اشباع (۱) شده

۱- در عمل بندرت اتفاق می افتد که هوا به حالت "فوق اشباع" درآید زیرا جز در لایه های فوقانی آتمسفر همیشه مقداری هسته های تقطیر (مانند بلورهای NaCl ، گرد و غبار ، خاکستر و غیره) وجود دارد که باعث تقطیر رطوبت اضافی موجود در هوا می شوند .

است، بنا براین کاربرد عبارت "هوای اشباع" که اغلب رایج است صحیح نیست.

کشش بخار آب اشباع (یا اشباع کننده) عبارتست از فشار وارده به وسیله بخار آب در یک حجم اشباع.

به طور کلی می‌توان گفت که هوا دارای ظرفیت جذب محدودی برای بخار آب می‌باشد، بدین ترتیب که برای هر درجه حرارت یک نقطه اشباع وجود دارد که از آن به بعد وجود هرگونه آب اضافی در مخلوط جز به صورت جامد یا مایع امکان پذیر نیست. در جدول ۱ برای درجه های حرارت بین ۲۵- تا ۳۵ درجه سانتیگراد مقادیر کشش بخار آب برحسب میلیمتر جیوه و وزن بخار آب ممکن موجود در هر متر مکعب هوای اشباع برحسب گرم ذکر شده است، ملاحظه میشود که با واحدهای انتخابی ارقام مربوط به دو کمیت فوق-الذکر تا حد زیادی بهم نزدیک هستند.



شکل ۱۳-۱- کشش ماکزیمم بخار مربوط به آب و یخ زیر صفر

از شکل ۱۳-۱ چنین استنباط میشود که برای یک درجه حرارت معین

در زیر صفر کشش ماکزیمم بخار برای یخ کمتر از آب زیر صفر است. این پدیده اساس نظریه Tor Bergeron را در مورد ایجاد بارندگی های مصنوعی تشکیل می دهد.

جدول ۱

کشش بخار آب و وزن بخار (برحسب گرم در متر مکعب) در هوای اشباع

وزن بخار به گرم در متر مکعب	کشش بخار آب به میلیمتر جیوه	درجه حرارت به سانتیگراد
۰/۵۶	۰/۴۸	-۲۵
۰/۸۹	۰/۷۸	-۲۰
۱/۴۰	۱/۲۵	-۱۵
۲/۱۶	۱/۹۶	-۱۰
۳/۲۶	۳/۰۲	-۵
۴/۸۵	۴/۵۸	۰
۶/۸۱	۶/۵۴	۵
۹/۴۲	۹/۲۱	۱۰
۱۲/۸۵	۱۲/۷۹	۱۵
۱۷/۳۲	۱۷/۵۴	۲۰
۲۳/۰۷	۲۳/۷۶	۲۵
۳۰/۴۰	۳۱/۸۳	۳۰
۳۹/۳	۴۱/۸۲	۳۵

یادآوری: اعداد فوق درمورد درجات زیر صفر برای هوای اشباع در مجاورت یخ و در مورد درجات بالای صفر برای هوای اشباع در مجاورت آب محاسبه شده اند.

ب - تقطیر (Condensation)

هنگامیکه در اثر سرد شدن در درجه های حرارت مثبت، ظرفیت جذب بخار آب یک حجم معین هوا کاهش یابد بخار آب اضافی به صورت قطره حبه

های بسیار ریز مایع که ایجاد مه یا ابر می نمایند، تقطیر می شود. در تقطیر هر یک گرم آب در حدود 600 کالری حرارت آزاد میشود که این حرارت قادر است درجه حرارت یک متر مکعب هوا را در فشار معمولی به اندازه $1/6$ درجه سانتیگراد افزایش دهد (۱).

ج- گرمای نهان انجماد (یا ذوب)

در صورتیکه درجه حرارت قطره چه های مایعی که طرز تشکیل آنها قبلاً بیان شد به کمتر از صفر برسد دو حالت اتفاق می افتد: یا اینکه این قطره چهها به صورت مایع و به حال فوق مذاب باقی میمانند و یا اینکه بذرات ریز یخ مبدل می شوند، در حالت اخیر هر گرم آب در تبدیل مایع به جامد با حفظ درجه حرارت قبلی حدود 80 کالری گرما ایجاد مینماید و این گرما قادر است که درجه حرارت 1 متر مکعب هوا را در فشار معمولی به اندازه $0/23$ درجه سانتیگراد بالا برد.

د- گرمای نهان تصعید (۲) یخ (تبدیل مستقیم از حالت انجماد به بخار)

عبارت از مقدار گرمائی است که جهت تبخیر یک لایه برف یا یخ بدون گذشتن از حالت مایع مصرف میشود و مقدار آن حدود 675 کالری برای هر گرم در صفر درجه سانتیگراد می باشد.

II - عبارات مختلف جهت بیان رطوبت هوا

هوای غیر اشباع را می توان به صورت اختلاطی با نسبت متغیر از دو گاز یعنی هوای خشک و بخار آب دانست که هر دو در درجات حرارت و کشش بخار آب کم مانند گازهای کامل در نظر گرفته می شوند.

ترکیب این مخلوط را به کمک عبارات مختلف زیر مشخص می نمایند:

- ۱- گرمای ویژه هوا در حدود $0/25$ کالری بر گرم و بر درجه، و گرمای ویژه بخار به واحد مذکور $0/38$ است، در هواشناسی عملی می توان گرمای ویژه مخلوط را با تقریب اولیه حدود $0/30$ کالری بر گرم بر درجه سانتیگراد به حساب آورد.

2- Sublimation

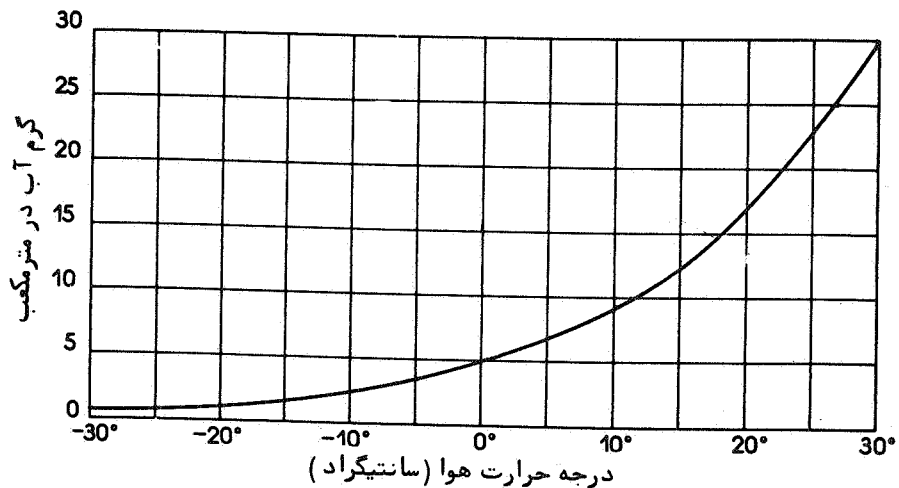
الف - رطوبت مطلق (Absolute humidity)

عبارتست از جرم بخار آب موجود در حجم معینی از مخلوط هوا و بخار که برحسب گرم در متر مکعب بیان میشود. رطوبت مطلق بوسیله فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$(1) \quad ha = 217 \frac{e}{T} \quad (\text{برحسب گرم در متر مکعب})$$

e عبارتست از کشش (یا فشار جزئی) بخار آب آتمسفر برحسب میلیبار (۱) درجه حرارت مطلق برحسب سانتیگراد

ملاحظه می‌شود که رطوبت مطلق در حقیقت همان وزن مخصوص بخار آب در شرایط فشار جزئی e و درجه حرارت T می‌باشد. نظر به اینکه تراکم بخار آب نسبت به هوا در درجه حرارت و فشار مساوی برابر با $0/662$ می‌باشد لذا فرمول (۱) را می‌توان با استفاده از معادله گازهای کامل با در نظر گرفتن $R = 2/87 \times 10^6 \text{ C.G.S}$ برای یک گرم هوا به دست آورد.



شکل ۱۴-۱. تغییرات رطوبت مطلق هوای اشباع برحسب درجه حرارت

۱- یک میلیبار برابر با 10^3 باری و مساوی 10^3 دین بر سانتیمتر مربع و حدود $\frac{3}{4}$ میلیمتر جیوه است.

برای یک درجه حرارت معین T رطوبت مطلق نمی‌تواند از یک مقدار ماکزیمم که مربوط به نقطه اشباع می‌شود تجاوز نماید. جدول ۱ مقادیر و شکل ۱۴-۱ نمودار تغییرات حداکثر رطوبت مطلق را نسبت بدرجه حرارت برحسب گرم در متر مکعب نشان می‌دهند.

ب- رطوبت نسبی: ϵ (Relative humidity)

رطوبت نسبی عبارتست از نسبت کشش بخار حقیقی (موجود در هوا) به کشش بخار اشباع e_s در همان درجه حرارت که برحسب درصد بیان می‌شود:

$$\epsilon = 100 \frac{e}{e_s} \quad (\text{برحسب درصد})$$

از فرمول $h_a = 217 \frac{e}{T}$ چنین برمی‌آید که رطوبت نسبی ϵ عبارتست از نسبت رطوبت مطلق موجود در هوا h_a به رطوبت مطلق هوای اشباع h_s . تاثیر فیزیولوژیکی رطوبت و بسیاری از پدیده‌های هواشناسی وابستگی بیشتری به رطوبت نسبی دارند تا رطوبت مطلق. به طور کلی میزان رطوبت نسبی از سطح زمین نسبت به ارتفاع مرتبا افزایش یافته تا اینکه در حد طبقات ابر در صورت وجود به ۱۰۰ درصد می‌رسد، سپس از وراء ۶ تا ۷ کیلومتر سیر نزولی پیموده و در استراتوسفر تحتانی از چند درصد تجاوز نمی‌کند.

ج- رطوبت ویژه: S (Specific humidity)

عبارتست از نسبت جرم بخار آب به جرم کلی مخلوط (یعنی هوای مرطوب).

$$S = \frac{\text{جرم بخار آب}}{\text{جرم کلی هوای مرطوب}}$$

رطوبت ویژه معمولا "برحسب گرم در کیلوگرم هوای مرطوب بیان شده و با تقریب کافی با فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$S = 622 \frac{e}{p_a} \quad (\text{برحسب گرم در کیلوگرم})$$

Pa عبارتست از فشار هوای مورد نظر برحسب میلیبار

د - نسبت اختلاط یا میزان رطوبت: r (Mixing ratio)
 نسبت اختلاط برای یک توده هوا عبارتست از نسبت جرم بخار آب
 به جرم هوای خشک:

$$r = \frac{\text{جرم بخار آب}}{\text{جرم هوای خشک}}$$

که معمولاً "برحسب گرم در کیلو گرم هوای خشک بیان شده و طبق فرمول زیر
 محاسبه می شود:

$$r = 622 \frac{e}{P_a - e} \quad (\text{برحسب گرم در کیلو گرم})$$

مشاهده می شود که نسبت اختلاط از لحاظ عددی چندان اختلافی با رطوبت
 ویژه نداشته و در بسیاری از مسائل S و r یکسان در نظر گرفته می شوند.
 در حال حاضر دو ضریب فوق در بررسی دیاگرام های هوایی که از
 طریق رادیوسونداز به دست می آیند بیشترین مورد استفاده را دارند زیرا
 برخلاف رطوبت مطلق (برحسب گرم در متر مکعب)، رطوبت ویژه و نسبت
 اختلاط (برحسب گرم در کیلوگرم) در طول عملیات تقریباً "تغییر ناپذیر
 مانده و آبی بدانها اضافه یا از آنها کم نمی شود.
 اندازه نسبت اختلاط در هوای گرم و مرطوب حدود ۲۵ گرم در کیلو
 گرم و در هوای قطب شمال به ۰/۵ گرم در کیلو گرم تنزل می کند.

ه - نقطه شبنم (Dew Point)

نقطه شبنم برای یک توده هوای مرطوب در درجه حرارت T و فشار P
 و دارای نسبت اختلاط r عبارت از درجه حرارتیست مانند T_r که توده هوای
 مزبور باید برای اشباع شدن بدان برسد ($T_r < T$) بدون اینکه تغییری در
 مقادیر فشار و نسبت اختلاط پدید آید.

T_r را نباید با درجه حرارت t' میزان الحرارة تر که در اندازه گیری
 رطوبت مورد استفاده قرار میگیرد اشتباه نمود، زیرا این یکی همیشه مقدارش
 از T_r بیشتر است مگر هنگامی که هوا کاملاً اشباع باشد، در این حالت مسلم

است که T_T و درجه حرارت میزان الحرارة تر با درجه حرارتی که روی میزان -
الحراره خشک مشاهده می شود یکسان خواهد بود .

III - ارتفاع آب قابل تقطیر (۱)

ارتفاع آب قابل تقطیر عبارت از ارتفاع قشر آبی است که از تقطیر بخار ستون هوای موجود در بالای سطح معینی از زمین که به طور یکنواخت روی آن توزیع شده به دست می آید .

مسلّم است که اگر با روش رادیوسونداژ بتوان توزیع رطوبت مطلق را در آتمسفر در راستای یک عمود حساب کرد ارتفاع آب قابل تقطیر جهت این عمود نیز قابل محاسبه خواهد بود . اگر فرض کنیم یک لایه از ستون هوا به سطح مقطع یک متر مربع و ارتفاع dz دارای رطوبت مطلق (ha) باشد جرم بخار آب موجود در این ورقه :

$$dm = ha \, dz$$

و چون داریم :

$$ha = 217 \frac{e}{T}$$

پس :

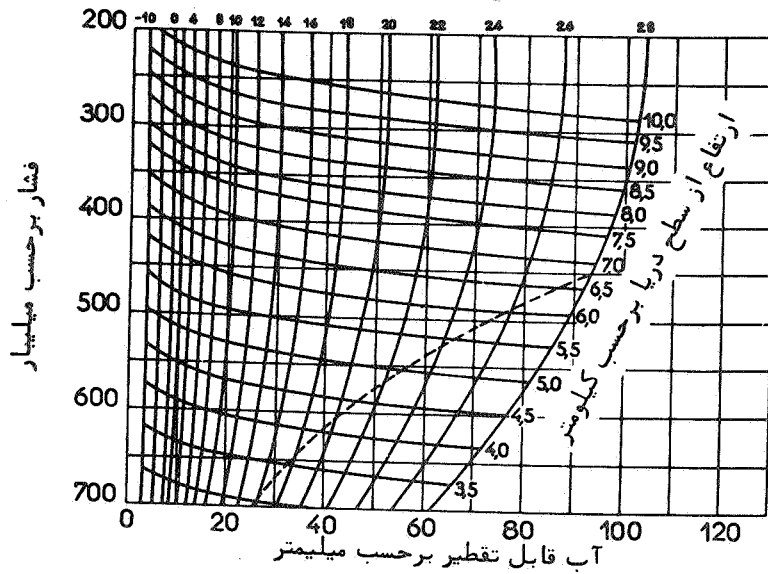
$$dm = 217 \frac{e}{T} dz$$

با انتگرال گیری از منحنی حاصله در راستای عمود سونداژ، جرم کلی آب موجود در ستون معین به مقطع یک متر مربع به سهولت قابل محاسبه است :

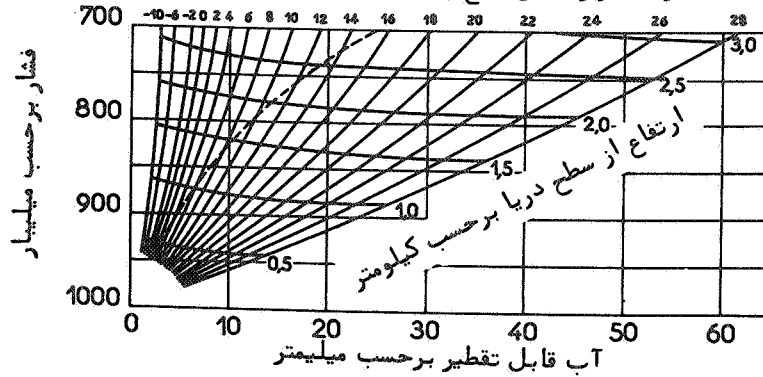
$$(۲) \quad m = 217 \int_0^{\infty} \frac{e}{T} dz$$

با در نظر گرفتن این نکته که هر یک کیلوگرم آب بر یک متر مربع معادل ارتفاع یک میلیمتر است به آسانی می توان ارتفاع آب قابل تقطیر را به دست

درجه حرارت در سطح زمین برحسب سانتیگراد



درجه حرارت در سطح زمین برحسب سانتیگراد



شکل ۱۵-۱- ارتفاع آب قابل تقطیر برحسب درجه حرارت هوای اشباع در سطح زمین (منحنی نقطه چین نمایشگر فشاری است که خط هم حرارت صفر درجه پس از صعود بدان رسیده است).

آورد. اگر قبلاً از قوانین تغییرات e و T برحسب Z (ارتفاع از سطح دریا) اطلاع داشته باشیم از فرمول (۲) می‌توان m را با استفاده از e_0 و T_0 که به ترتیب عبارت از کشش بخار آب و درجه حرارت موجود در سطح زمین (یعنی برای $Z=0$) هستند محاسبه نمود.

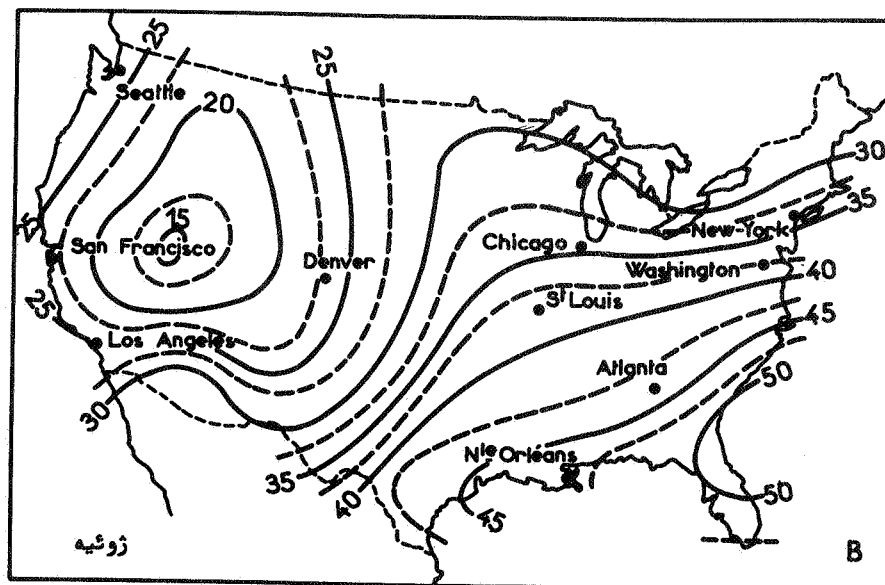
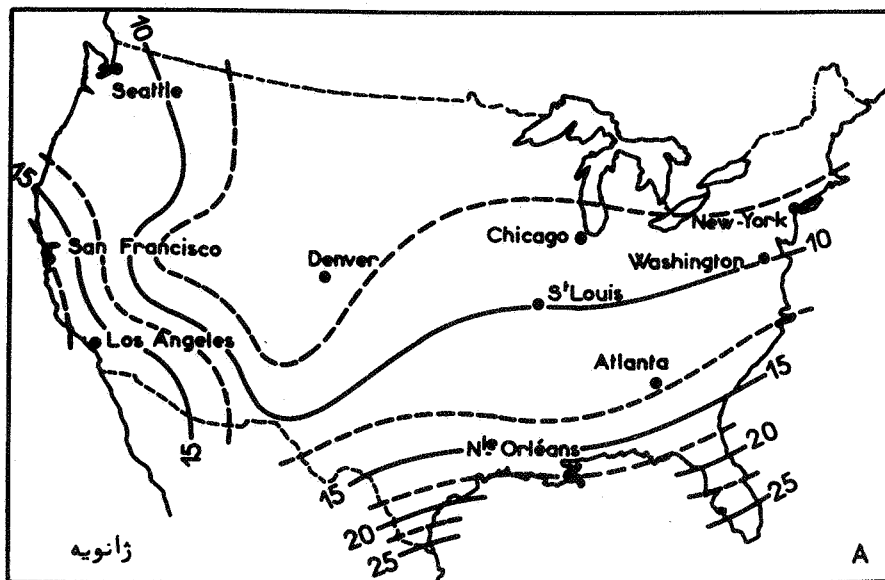
با فرض اشباع بودن هوا و فشار ۱۰۰۰ میلیبار و یک شیب حرارتی شبه آدیباتیک، دفتر هواشناسی ایالات متحده آمریکا دست به ایجاد یک سری منحنی تخمینی زده است که به وسیله آن می‌توان با اطلاع از درجه حرارت سطح زمین T_0 میزان آب قابل تقطیر را همانطور که در شکل ۱۵-۱ ملاحظه می‌شود استخراج نمود.

می‌توان از این دیاگرامها نیز برای حالتی که هوا در سطح زمین اشباع نیست استفاده کرد، در این صورت باید درجه حرارت زمین را، برابر با نقطه شبنم فرض کرد ولی بهر حال باید قبل از کاربرد درجه حرارت در روی دیاگرام آنرا با پیروی از تغییرات شبه آدیباتیک بدرجه حرارت در فشار ۱۰۰۰ میلیبار تبدیل نمود.

ملاحظه می‌شود که میزان آب قابل تقطیر در بالای ارتفاع ۸۰۰ متر ناچیز خواهد بود، با استفاده از این آباک‌ها و همچنین کاربرد نتایج رادیو-سونداز روزانه^(۱) دفتر هواشناسی برای مجموعه ایالات متحده دست به ایجاد نقشه‌هایی با خطوط "هم ارتفاع آب قابل تقطیر" متوسط ماهانه زده است، بعنوان مثال شکل ۱۶-۱ نقشه‌های مربوطه برای دو ماه ژانویه و ژوئیه را نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که حداکثر این ارتفاع معادل ۵۰ میلیمتر است که در ماه ژوئیه برای نواحی گرم ایالت فلوریدا محاسبه شده و حداقل آن در ماه ژانویه در مناطق شمال و مرکزی حدود ۸ میلیمتر می‌باشد.

ناگفته نباید گذاشت که این اعداد درحقیقت آن مقدار آبی را شامل می‌شوند که به حالت مایع تشکیل ابرها را می‌دهد ولی بعداً خواهیم دید که

۱- می‌توان همچنین از راه اندازه‌گیری آن مقدار از اشعه مادون قرمز که در طول عبور از آتمسفر جذب می‌گردد بطور تجربی "ارتفاع آب قابل تقطیر را" تعیین نمود.



شکل ۱۶-۱ A و B- ارتفاع آب قابل تقطیر (میانگین ماهیانه بر حسب میلیمتر) در ایالات متحده آمریکا برای ماههای ژانویه و ژوئیه.

ارتفاع آب قابل ریزش^(۱) که صرفاً از قطره چه های ابر ناشی می شود خیلی جزئی (حداکثر در حدود ۱۰ میلیمتر) خواهد بود .
براساس این محاسبات میزان متوسط سالیانه "ذخیره آبی" موجود در آتمسفر برای ایالات متحده تفاوت چندانی بامیزان ۲۵ میلیمتری که برای مجموعه کره زمین محاسبه شده ندارد ، این ارتفاع برای اروپای غربی در حدود ۱۵ میلیمتر برآورد شده است .

E - میدان فشار و بادهای

I - میدان عمودی فشار در یک محل معین

الف - تغییرات فشار برحسب ارتفاع از سطح دریا ، آتمسفر متعارفی^(۲) از مشاهدات معمولی و بررسی های رادیوسونداژ چنین بر می آید که میزان فشار با افزایش ارتفاع از سطح دریا تنزل میکند ، البته هرچه این ارتفاع بیشتر باشد از شدت تغییرات مزبور یا به عبارت دیگر از مقدار گرادیان فشار کاسته خواهد شد .
قانون دقیق تغییرات فشار برحسب ارتفاع توسط لاپلاس وضع شده ولی نظر به اینکه محاسبات این قانون مستلزم دقت زیاد میباشد جهت سهولت فرمول بابینه (Babinet) را که معمولاً دارای دقت کافی است جایگزین آن می نمایند . اصولاً در بسیاری از مسائل عملی "آتمسفر متعارفی" را که براساس فرمولهای فوق الذکر محاسبه شده و تحت شرایط متوسط به وسیله کمیته بین المللی هواپیمائی وضع گردیده ، مورد استفاده قرار می دهند .
جدول زیر تغییرات درجه حرارت و فشار را برحسب ارتفاع در آتمسفر استاندارد نشان می دهد .

1- Precipitable Water

2- atm. Standard

ارتفاع از سطح دریا	درجه حرارت به سانتیگراد	فشار برحسب میلیبار
۰	۱۵/۰	۱۰۱۳/۲*
۱۰۰۰	۸/۵	۸۹۸/۷
۲۰۰۰	۲/۰	۷۹۴/۸
۳۰۰۰	-۴/۵	۷۰۱/۰
۴۰۰۰	-۱۱/۰	۶۱۶/۲
۵۰۰۰	-۱۷/۵	۵۴۰/۰
۱۰۰۰۰	-۵۰/۰	۲۶۴/۳
(تزوپوپوز)	-۵۶/۵	۲۲۶/۵
۱۵۰۰۰	-۵۶/۵	۱۲۰/۴

* یعنی ۷۶۰ میلیمتر جیوه

ب - تغییرات فشار برحسب زمان

به طور کلی در این مورد دو نوع تغییرات قابل تشخیص است :

- ۱- تغییرات منظم روزانه وابسته به نوسانات درجه حرارت با دامنه‌ئی در حدود نیم میلیمتر جیوه در نواحی معتدله و چند میلیمتر در نواحی گرمسیر .
- ۲- تغییرات نامنظم (منطبق با تغییرات قبلی) ، که وسعت آنها اغلب حدود ۱۰ میلیمتر جیوه بوده و بر اثر عبور اغتشاشات جوی که بعداً از آنها بحث خواهیم نمود بوجود می‌آیند .

II - میدان افقی فشار در سطح زمین ، نقشه های خطوط هم فشار

در یک لحظه معین فشار هوای تبدیل شده به سطح دریا ممکن است حتی در ایستگاههای مختلفی که فاصله چندانی از یکدیگر ندارند متفاوت باشد ، این امر نشانه‌ئی از عدم تعادل هیدرودینامیکی هوا است که ممکن است علت یا معلول وجود بادهای باشد . بدین ترتیب وجود برجستگی های فشار

سنجی روی نقشه های خطوط هم فشار پایه و اساس هواشناسی عملی را تشکیل می دهد. خطوط هم فشار مکان هندسی نقاطی هستند که در یک لحظه معین دارای فشار مساوی باشند، مجموعه خطوط هم فشار یک برجستگی فشار سنجی را به وجود می آورند که نقاط اصلی مهم آن عبارتند از:

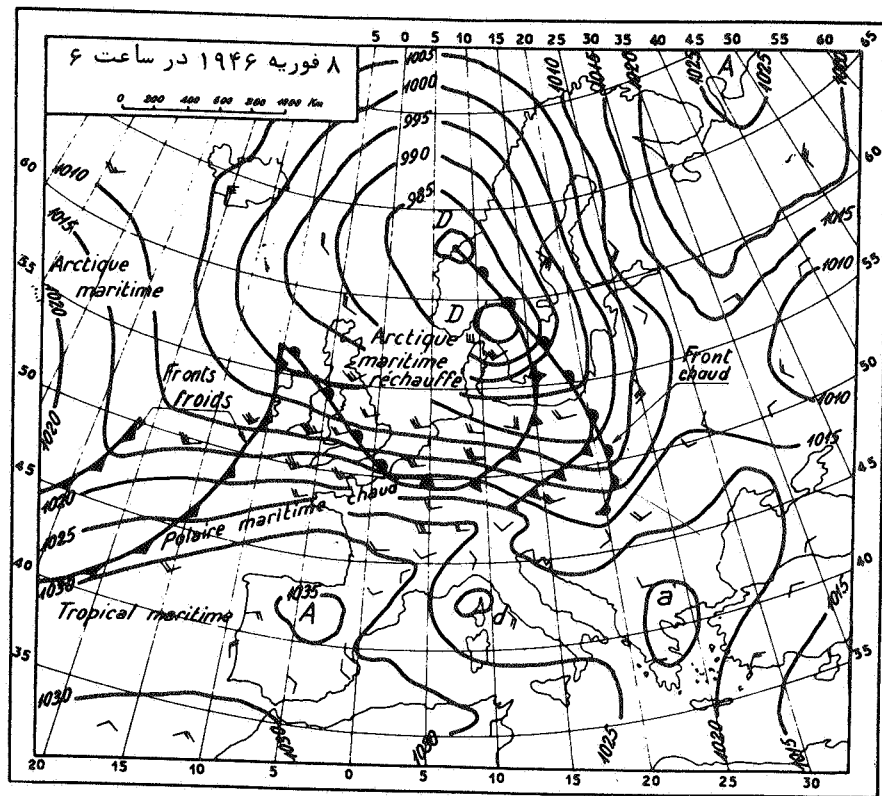
– مراکز پر فشار یا آنتی سیکلون

– مراکز کم فشار یا سیکلون

برای سایر عوارض برجستگی های فشارسنجی همان اصطلاحات معمول در نقشه های توپوگرافی مانند تالوگ، خط الراس و غیره به کار برده می شود. نظر به اینکه فشار هوا برحسب ارتفاع نقاط متغیر است لذا نقشه های خطوط هم فشار را پس از تبدیل اندازه های فشار نسبت به سطح دریا وضع مینمایند، ولی در بسیاری از مسائل هواشناسی شناخت فشار تنها در سطح کافی به نظر نمی رسد، روی این اصل دست به ایجاد یک سری نقشه مخصوص می زنند که ارتفاعات مختلفی را که مربوط به فشارهای ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ میلیبار و غیره می شوند نشان می دهد. نقشه های خطوط هم فشار زمینه نقشه های هواشناسی و بخصوص نقشه های سینوپتیک و وضع هوا را تشکیل می دهند. به عنوان مثال نقشه وضعیت هوا در شکل ۱۷-۱ ملاحظه میشود، روی این نقشه علاوه بر خطوط هم فشار علائم قراردادی که جهت معرفی پارامترهای مختلف از قبیل درجه حرارت، رطوبت، باد، میزان ابر و غیره رسم می شوند نیز برده شده اند. نقشه مزبور از روی بیه ایستگاههای شبکه هواشناسی جهانی برای یک لحظه زمان معین تهیه شده است.

در اروپا نهادهای فوق چندین بار در روز به وسیله سازمانهای ملی هواشناسی کشورهای مختلف چاپ و توزیع می شوند و وضع هوا را در ساعات ۶، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ G.M.T مشخص می سازند. برای تفسیر صحیح بولتن های هواشناسی و جهت کاربرد آنها در پیش بینی های وضع هوا، آشنائی عملی کافی به خواندن این نقشه ها و بخصوص شناخت نحوه اصلی جابجائی و تحولات عوامل اولیه برجستگی های فشار سنجی (سیکلون و آنتی سیکلون) ضروری به نظر می رسد.

جهت سهولت در عملی کردن این منظور در صفحات آینده به بحث درباره "وضع هوا" و تحولات آن خواهیم پرداخت.



شکل ۱۷-۱- نقشه خطوط هم فشار

III - بادها

مشخص نمودن جریانهای هوا از راه محاسبه با استفاده از میدان فشار و درجه حرارت جز در چند حالت بخصوص نمی تواند به نتایج رضایتبخش منتهی شود. در اینجا ما مختصراً به ذکر چند مورد از رژیم مداوم بادهائی

که در اثر شیب فشار نسبتاً "جزئی" به وجود می‌آیند خواهیم پرداخت. البته در تمام این موارد با صرف نظر نمودن از مولفه عمودی، صرفاً از مولفه افقی بادهای بحث خواهیم نمود.

الف - تعیین باد گرادیان از روی نقشه‌های خطوط هم فشار

طبق تعریف "شیب فشار" افقی $G = \frac{\Delta P}{\Delta L}$ عبارتست از تغییرات فشار ΔP در واحد طول خط افقی ΔL که بر منحنی‌های هم فشار عمود باشد. این شیب معمولاً برحسب میلیبار بر درجه نصف النهار جغرافیائی (یعنی ۱۱۱ کیلومتر) بیان می‌شود.

۱- باد ژئوستروفیک (۱)

بر اثر شیب فشار (G) هر واحد از توده هوای جوی تحت تاثیر یک نیروی گرادیان معادل G/ρ (که در آن ρ جرم مخصوص هوا است) قرار می‌گیرد. هوای مزبور بر اثر این نیرو در جهت خط بزرگترین شیب برجستگی فشار سنجی از نقاط پر فشار به نواحی دارای فشار کم هدایت می‌شود، ولی بر اثر مداخله چرخش زمین توده‌های هوا که بدین ترتیب نقل مکان پیدا میکنند تحت تاثیر نیروی کربولیس (۲) که عمود بر آنها است در نیمکره شمالی به سمت راست و در نیمکره جنوبی به سمت چپ انحراف پیدا میکنند. نیروی فوق (همیشه برای یک توده هوای معین) از عبارت زیر حاصل می‌شود:

$$F = 2\omega V \sin \phi$$

ω عبارتست از سرعت زاویه‌ای چرخش زمین

V سرعت باد

ϕ عرض جغرافیائی

بادی را که بدین ترتیب با رژیم مداوم از تعادل دو نیرو یعنی گرادیان فشار از یک طرف و نیروی Coriolis از طرف دیگر بوجود می‌آید باد ژئوستروفیک می‌نامند. سرعت این باد با ایجاد تساوی بین دو نیروی مولد آن محاسبه

می شود :

$$\frac{G}{\rho} = 2\omega V \sin \phi$$

و از آنجا :

$$V = \frac{G}{2\rho\omega \sin \phi}$$

نظر به اینکه نیروی کریولیس از طرفی عمود بر سرعت باد بوده و از طرف دیگر باید مساوی و مخالف نیروی گرادیان باشد چنین نتیجه می شود که باد ژئوستروفیک موازی با خطوط هم فشار خواهد بود ، زیرا در غیراینصورت ذرات هوا تحت تاثیر یک نیروی برآیند (و بنا براین تحت نفوذ یک شتاب) واقع می شوند که این امر مغایر با فرض اولیه یعنی تداوم رژیم می باشد . در عرض شمالی متوسط و در مناطقی که خطوط هم فشار تقریباً " مستقیم می باشند باد تئوری فوق الذکر به طور متوسط با اختلاف حدود ده درصد با بادی که بوسیله سونداژ در لایه های هوای آزاد " واقع در ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری شناخته شده و در نتیجه کمتر تحت تاثیر پستی و بلندیهای زمین است مطابقت میکند . توجه - در عمل باد ژئوستروفیک را میتوان با استفاده از عرض شمالی و فاصله منحنی های هم فشار در روی نقشه های سینوپتیک محاسبه کرد برای این کار احتیاج به یک اشل - آباک مخصوص است که معمولاً " ضمیمه ۲ نقشه های مزبور می باشد .

۲- باد گرادیان

در بحث قبل از نیروی جذب بمرکز (نیروی سیکلوتروفیک) صرف نظر شده است ، این نیرو در مواقعی که در مسیر هوا یک انحناء قابل توجه مشاهده شود و بنا براین خطوط هم فشار نه مستقیم و نه موازی باشند وارد عمل میشود ، البته در عرض های جغرافیائی متوسط این تقریب قابل قبول است . اگر شعاع انحناء خطوط هم فشار R زیاد کوچک نباشد در این صورت باد ژئوستروفیک ممکن است با باد گرادیان که عبارت از بادی است که از تعادل قوای گرادیان ، نیروی کریولیس و نیروی جذب به مرکز حاصل می شود اشتباه شود . البته این موضوع همیشه و بخصوص در مرکز سیکلونها و آنتی سیکلونها

که انحنا خطوط هم فشار خیلی زیاد است و نیز در عرض های جغرافیائی کم (مناطق حاره‌ئی و استوائی) که قوه کریولیس به سبب قلت $\sin \phi$ نسبتاً جزئی است صحت ندارد ، در حالت اخیر قسمت اعظم نیروی گرادیان باید با نیروی جذب بمرکز که معادل V^2/R است متعادل باشد . نیروی اخیر که با قوه کریولیس دارای جهت یکنواخت میباشد در شعاع عمل سیکلون (فرو رفتگی فشاری) بدان اضافه می شود در صورتی که مورد آنتی سیکلون از آن کسر می گردد ، این امر دو موضوع زیر را می رساند :

۱- صحت تجاربی که برحسب آنها در تمام نقاط و برای اندازه های یکسان گرادیان فشار (۱) ، با شرط تساوی سایر عوامل ، سرعت باد در یک آنتی سیکلون بیش از یک سیکلون می باشد .

۲- سرعت قابل توجه و ابعاد نسبتاً جزئی سیکلون های حاره‌ئی به علت لزوم ایجاد یک نیروی جذب به مرکز نسبتاً شدید متناسب با V^2/R جهت متعادل نمودن گرادیان فشار بدون دخالت نیروی کریولیس .
ب- باد در لایه متلاطم یا طبقه سایش :

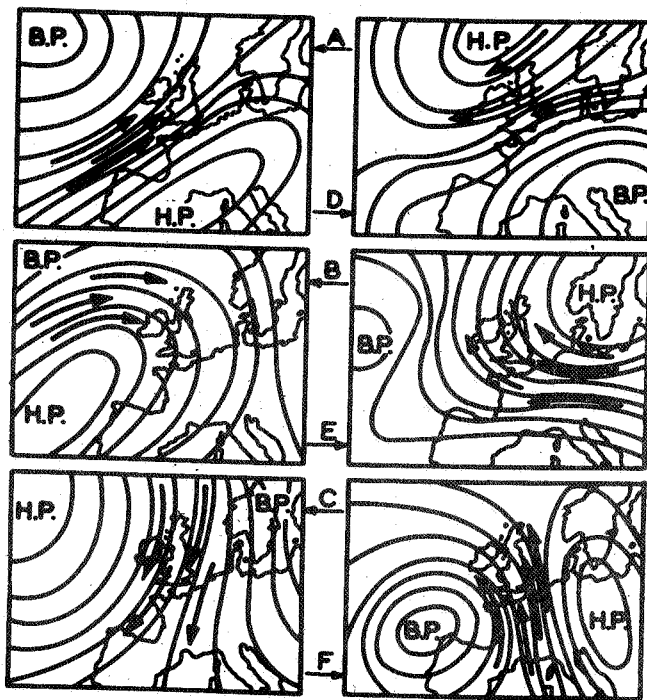
در این لایه که بین سطح زمین و ارتفاعی حدود یک هزار متر واقع شده ، به سه نیروی مهم فوق الذکر باید نیروی سایشی را که در جهت عکس جنبش هوا عمل می کند نیز افزود ، ملاحظه خواهد شد که در اینجا برخلاف آنچه که در مورد آتمسفر آزاد دیدیم خطوط هم فشار و جهت باد که با سطح زمین یک زاویه ۲۰ تا ۳۰ درجه تشکیل می دهند موازی نخواهند بود . این اختلاف زاویه‌ئی موجب انحراف باد به سمت لایه های کم فشار شده و مقدار آن با افزایش ارتفاع کاهش می یابد و در ارتفاعات ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری به صفر می رسد .

ج- جهت چرخش بادها در اطراف سیکلون و آنتی سیکلون ها
قبلاً دیدیم که بعلت وجود نیروی کریولیس ، جهت جابجائی توده

۱- به طور کلی گرادیان فشار در یک " فرو رفتگی " یا سیکلون خیلی بیشتر از آنتی- سیکلون می باشد .

های هوا در نیمکره شمالی به سمت راست ناظری که پشت به باد واقع شده و در نیمکره جنوبی بسمت چپ او خواهد بود، این امر به قانون Buys Ballot معروف است. جهت تفسیر نقشه های سینوپتیک بهتر است که این قاعده به نحو زیر مورد استفاده قرار گیرد:

در اثر نیروی کریولیس جهت وزش باد در نیمکره شمالی در اطراف آنتی سیکلونها هم جهت عقربه های ساعت و در اطراف سیکلونها (مناطق کم فشار) برخلاف آن خواهد بود، در نیمکره جنوبی جهات فوق درست برعکس می شود.



شکل ۱۸-۱- شش باد غالب اروپای غربی و سیستم فشار مربوطه آنها (B.P. : فشار کم - H.P. : فشار زیاد).

با مطالعه شکل (۱-۱۸) که سیستم های سیکلون (B. P.) و آنتی- سیکلون (H.P.) مربوط به ۶ باد غالب اروپای غربی را نشان میدهد میتوان

از یک طرف با نحوه کاربرد این قاعده آشنا شده و از طرف دیگر یک شناخت کلی از نمونه های مختلف هوا که در این مناطق وجود دارد پیدا نمود.

د- تغییرات سرعت باد برحسب ارتفاع

در عرض جغرافیائی متوسط که بادهای غرب غلبه دارند ملاحظه می شود که سرعت باد تا حد استراتوسفر برحسب ارتفاع افزایش می یابد (به طور متوسط در ۲۰۰۰ متر ۸ متر در ثانیه و در ۱۰۰۰۰ متر ۲۰ متر در ثانیه)، سپس تا ۱۷۰۰۰ متر شروع به کاهش نموده و باز مجدداً افزایش می یابد. در مناطقی که تحت تاثیر بادهای شرقی هستند (بین استوا و عرض ۳۰ درجه) برعکس سرعت باد تا تروپوپوز تنزل نموده و از آن به بعد زیاد می شود.

از سالها پیش که اندازه گیریهای عوامل مختلف در ارتفاعات عمومیت پیدا کرد، وجود جریانهای خیلی سریع باد (۹۰ تا ۳۰۰ کیلومتر در ساعت) در بالای تروپوپوز (۶ تا ۱۰ کیلومتر سطح در عرض شمالی متوسط) شناخته شده است، این جریانات دارای ضخامتی معادل ۱ تا ۲ کیلومتر و وسعتی اغلب معادل چند صد کیلومتر می باشند که به نظر می رسد کره زمین را از غرب به شرق در یک نوار حدود ۲۰^۰ درجه عرض دور می زنند (نیمکره شمالی). این بادهای مرموز که به انگلیسی "Jet-Streams" جت استریم نامیده میشوند نقش مهمی را در گردش عمومی هوا و بخصوص در جابجائی مراکز عمل واغتشاشات به عهده داشته و از هم اکنون در افزایش سرعت بسیاری از هواپیماها در جهت غرب به شرق مورد استفاده قرار می گیرند.

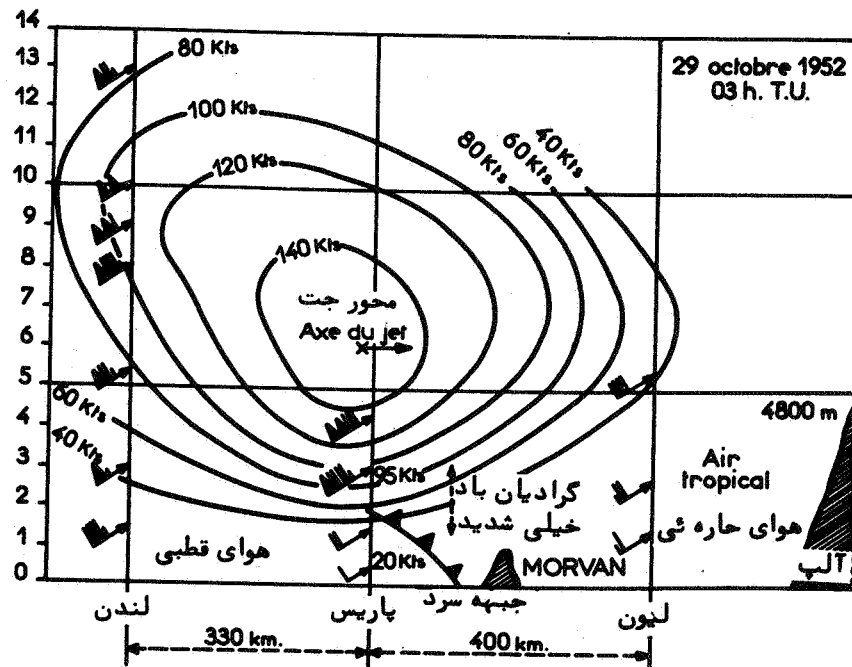
شکل ۱۹-۱ برش عمودی یک جت استریم جنوب غرب بین لندن و لیون را نشان می دهد. در محور جت یعنی حدود ۶۰۰۰ متر ارتفاع، سرعت باد در حدود ۷۵ متر در ثانیه یعنی بیش از ۲۵۰ کیلو متر در ساعت و بین ۳۰۰۰ و ۴۰۰۰ متر در برخوردش با سلسله جبال آلپ نزدیک ۲۰۰ کیلو متر در ساعت مشاهده شده که طوفانی بسیار شدید توام با رگبار و تگرگ همراه داشته باشد.

ه- باد در سطح زمین

فرمولهائی که بادهای ژئوستروفیک را معین می سازند جز به طور

استثنائی و در شرایطی که بندرت در آتمسفر بوجود میآید ارزش عملی ندارند. معذالک در عمل محاسبه سرعت بادهای سطحی در مناطق وسیع و همگن با تقریب کافی و با قبول موارد زیر امکان پذیر است:

سرعت این بادهای در روی زمین، ۴۰ درصد سرعت باد ژئوستروفیک و در روی دریاها، ۷۰ درصد آن است.

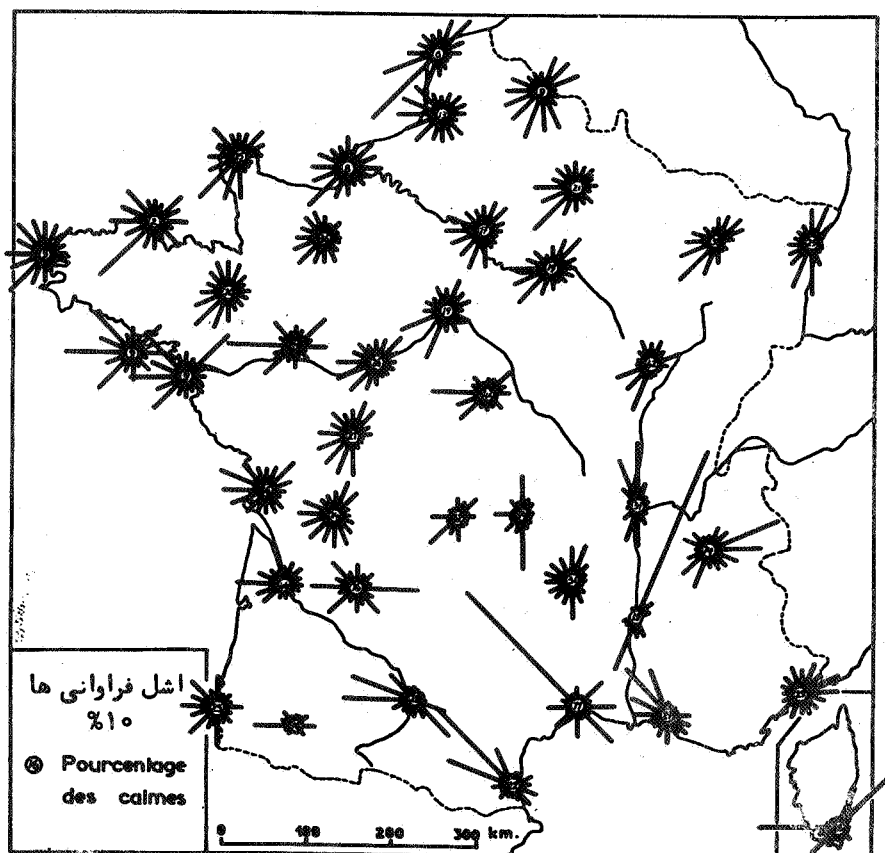


شکل ۱۹-۱- برش عمودی یک جت - استریم، نمایشگر منحنیهای هم سرعت

باد (بر حسب گره)

در عمل تاثیر عواملی چون برجستگیهای زمین (عمل دینامیک کوهستانها و درهها) زبری خاک (پوشش گیاهی)، اثرات حرارتی (نسیم زمین و دریا، بادهای موسمی و غیره) و همچنین موانعی که توسط ایجاد ساختمان

های شهری و غیره پیش می‌آید همه و همه تا حدی سرعت باد را چه در زمان و چه در مکان دستخوش تغییرات می‌سازند ولی بهر جهت این باد همیشه همبستگی خود را با جریان‌ات آتمسفر آزاد حفظ می‌کند (شکل ۱-۲۰).



شکل ۱-۲۰- فراوانی و جهت متوسط باد در سطح زمین در فرانسه (برحسب (SANSON).

در مورد استفاده تکنیکی باد از قبیل کاربردش در برخی تاسیسات بادی برای استفاده از انرژی آن بایستی سرعت آنرا به توسط یک باد سنج

اندازه‌گیری نمود، این دستگاه در ارتفاع H_0 (حدود ۱۰ تا ۱۵ متر) از سطح زمین و در یک محل باز و در نزدیکی تاسیسات مورد نظر بایستی نصب شود، اگر V_0 سرعت متوسط باد در ارتفاع H_0 باشد میتوان سرعت V در ارتفاع دلخواه H را از رابطه زیر حساب کرد:

$$V = V_0 \left(\frac{H}{H_0} \right)^n$$

توان n را می‌توان به طور متوسط برابر $\frac{1}{7}$ انتخاب کرد، البته این رقم نسبت به زبری زمین و پوشش گیاهی آن افزایش می‌یابد.

III - مهمترین عوامل تحولات وضعیت هوا

تاکنون هیچگونه تئوری کاملاً رضایتبخش و مورد قبول عموم در مورد تشریح مفصل تحولات لاینقطع شرایط آب و هوایی عرضه نشده است. ولی مدل‌های فراوانی بدین منظور و جهت شناخت پدیده‌های اصلی این تحولات پیشنهاد شده که حتی آنها را قابل محاسبه با فرمول‌های مختلف نیز نموده‌اند، با استفاده از سنتزی از کلیه این تجارب است که می‌توان امروزه وضعیت هوا را برای ۲۴ تا ۴۸ ساعت و حتی مدت‌های نسبتاً طولانی‌تر پیش‌بینی نمود. ما در اینجا به طور اختصار به ذکر نکات اصلی موضوعات مطالعاتی مورد قبول می‌پردازیم.

I - گردش عمومی هوا

الف - گردش حرارتی نصف النهاری

برای ایجاد حداکثر سهولت در تفسیر و درک جریان عمومی هوا (و بخصوص وضعیت بادهای منظم و مراکز فشار "نیمه مداوم") ابتدا به تاثیر چرخش زمین و توزیع نامساوی خشکیها و اقیانوسها در سطح آن اشاره میکنیم. بدین ترتیب می‌توان به طور تقریبی موقعیت بادهای مناطق آرام را بر روی

یک نصف النهار همانطور که در قسمت چپ شکل ۲۱-۱ ملاحظه میشود مشخص ساخت.

۱- کمر بند آرام و کم فشار استوائی

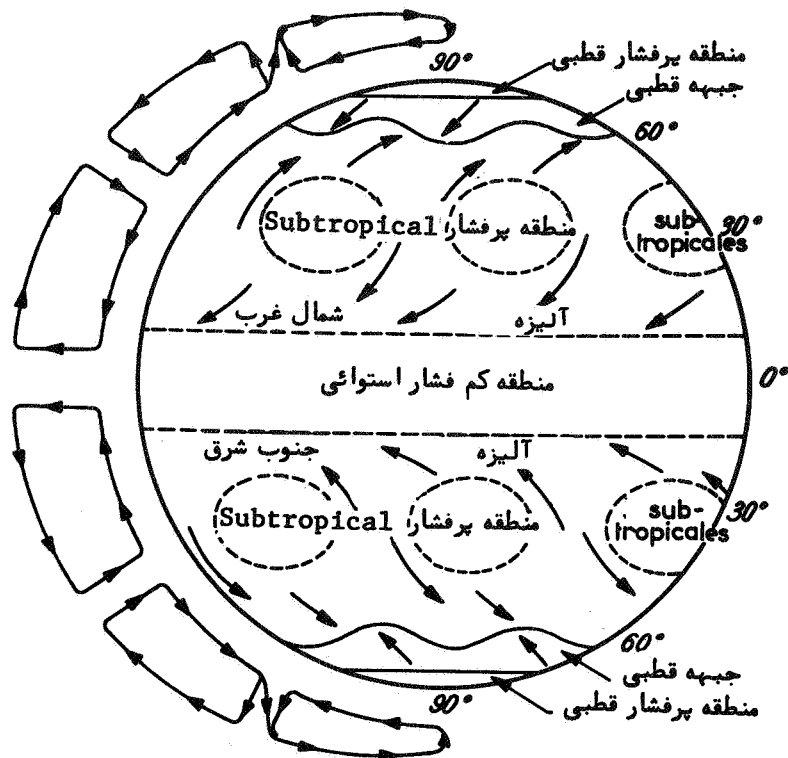
تشعشعات شدید خورشیدی در مناطق استوائی موجب صعود توده‌های هوای مرطوب میشوند، این رطوبت بوسیله بادهای سطحی موسوم به "آلیزه" که از طرف مناطق حاره در حال وزش هستند تامین می‌گردد. در نتیجه یک کمر بند کم فشار استوائی در بالای مناطق گرم، مرطوب و کم بادی تشکیل میشود که تقریباً "همه روزه بارندگی‌های شدیدی را دریافت می‌دارند. قسمت اعظم این بارندگیها بصورت رگبارهای طوفانی که نتیجه جریانهای شدید کنوکسیون حاصله از تابش آفتاب هستند نزول مینمایند (توسعه عمودی ابرها). منطقه آرام استوائی از نوسان ظاهری سالیانه خورشید بین دو انقلاب (نوسانات استوای حرارتی) تبعیت نموده و بالنتیجه باعث گرایش فصلی بادهای آلیزه به سمت شمال یا جنوب می‌گردد.

۲- مناطق آلیزه (alizes) و کنترالیزه (Contre-alizes) استوائی: بین دو مدار راس الجدی و راس السرطان در دو طرف کمر بند استوائی، منطقه آلیزه "alizes" (باد سطح) واقع شده و بادهای ضد آلیزه "Contre-alizes" یا بادهای جوبالا را که در جهت عکس میوزند می‌توان به صورت جریان برگشتی آلیزه در نظر گرفت.

۳- کمر بند پرفشار نیمه گرمسیری Subtropical

در حدود ۳۵ درجه عرض شمالی و جنوبی توده‌های هوایی که در معرض بادهای کنترا آلیزه قرار دارند حین عبور از مناطق فوقانی آتمسفر سرد شده و به سمت زمین فرود می‌آیند. سپس با فرو رفتن (Subsidence) در هوای حاره در جهت عکس روی سطح زمین پخش شده و روی نیمکره شمالی باعث تشکیل بادهای آلیزه در استوا، و یک قسمت از بادهای غرب (Westerlies) در شمال می‌گردند. این امر موجب پیدایش یک حلقه پرفشار نیمه گرمسیری می‌شود که در تشکیل اغتشاشات در عرضهای جغرافیائی متوسط نقش اساسی را به عهده دارد.

از طرف دیگر در مرکز همین حلقه پرفشار است که مناطق معروف کویری مانند صحرا، Gobi (صحرای مغولستان)، Kalahari (در آفریقای مرکزی) و غیره واقع شده‌اند .



شکل ۲۱-۱- نمایش نحوه توزیع فشار و بادها روی سطح کره زمین

دلیل وجود این مناطق بیابانی را میتوان بصورت زیر تشریح نمود :
 توده‌های هوایی که از طبقات بالای جو سرچشمه گرفته و بالطبع سرد و دارای رطوبت کم هستند در طول نزول خود به‌طریقه آدیاباتیک گرم شده و درحالی که رطوبت ویژه بسیار کمی را دارا هستند به‌سطح خاک برخورد مینمایند ، این

امر خود موجب شفافیت فوق العاده هوا و پدید آمدن آب و هوایی خشک با دامنه تغییرات حرارتی وسیع می‌گردد، زیرا میزان بخار آب که عامل اصلی جذب اشعه خورشید در روز و تشعشعات در شب است کم و بدین سبب اختلاف درجه حرارت در شبانه روز بسیار زیاد است.

۴- مناطق معتدله

در این منطقه که در دو طرف عرض جغرافیائی^۰ ۴۵ درجه واقع می‌باشد وضعیت جریان آتمسفری بسیار پیچیده است. همانطور که بعداً" به وضوح خواهیم دید این پیچیدگی دارای علل زیر است:

— تلاقی لاینقطع یک رژیم نیمه مداوم بادهای غربی (Westerlies)

با جریانات ناگهانی دوره‌ئی.

— برخورد توده‌های هوایی که از مرکز پرفشار نیمه گرمسیری به طرف قطب در حال وزش هستند با توده‌های هوای ناشی از جبهه قطبی که بطرف استوا می‌وزند، در نیمکره شمالی این برخوردهای مداوم ایجاد سیکلون و آنتی سیکلون نموده که مانند توده‌ئی پخ در یک جریان دریائی توسط باد های "Westerlies" همراه برده میشوند، در نتیجه در این مناطق تحولات هوا سریع و بوفور انجام میپذیرد، بادهای جو پائین اغلب در جهت نصف-النهار شمالی خواهند وزید.

۵- مناطق قطبی

در یک منطقه وسیع واقع در اطراف قطبین که تا حدود ۶۰^۰ درجه عرض جغرافیائی ادامه می‌یابد، هوا بتدریج از قسمت تحتانی سرد و در نتیجه سنگین تر شده و پس از فرود آمدن به سطح زمین در جهت استوا گسترش می‌یابد (۱).

نزول هوا به طرف سطح به وسیله بادهائی انجام می‌شود که در

۱- هوای مزبور خشک بوده و بهمین دلیل مناطق قطبی دارای بارندگی زیادی نیستند. یخ‌های دائمی نیز بعلت قلت ذوب سالیانه که مغلول کمی فعالیت تابش خورشید است در آنجا مجتمع می‌گردند.

ارتفاعات بالا از طرف مناطق حاره میوزند و از بالای مناطق دارای عرض جغرافیائی متوسط عبور مینمایند، این امر موجب پیدایش منطقه پرفشار قطبی شده که بخش جنوبی آن که به جبهه قطبی معروف است در مقابل اغتشاشات مناطق معتدله نقش قرینه منطقه پرفشار نیمه گرمسیری را بعهدده خواهد داشت.

ب - تاثیر چرخش زمین

مدلی که جهت توجیه گردش نصف النهاری در فوق عرضه شد بسیار ساده است، درحقیقت بادهای هیچوقت عموماً " درجهت نصف النهار نمیوزند، زیرا زمانی که از طرف مرکز پرفشار به سمت مراکز کم فشار هدایت می شوند بر اثر نیروی کریولیس، مسیر آنها طبق قاعده Buys Ballot به سمت شرق یا غرب گرایش می یابد. در نتیجه همانطور که روی قسمت مرکزی شکل ۲۱-۱ ملاحظه می شود نیمکره شمالی به سه منطقه که شامل بادهای منظم سطحی زیر است تقسیم می گردد:

— بادهائی که از جبهه شرق شمال شرقی بین استوا و ۳۰ درجه شمالی

میوزند (بادهای شرق).

— بادهائی که از جبهه غرب جنوب غربی بین ۳۰ و ۶۰ درجه شمالی

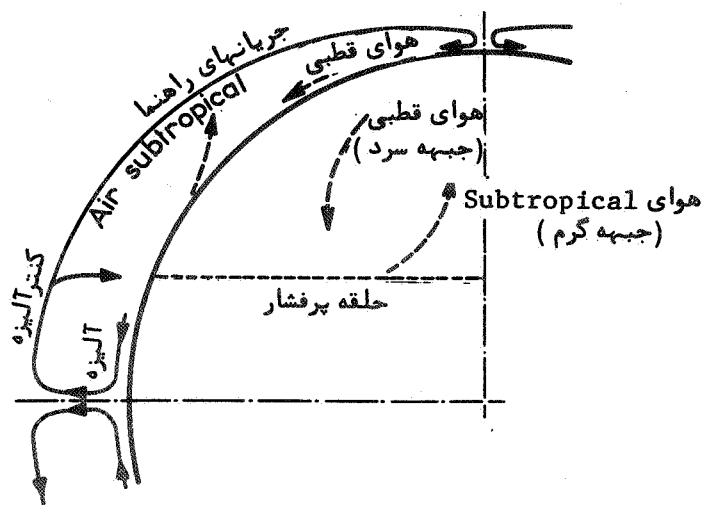
میوزند (بادهای غرب).

— بادهائی که از جبهه شرق شمال شرقی بین ۶۰ درجه شمالی و قطب

میوزند (بادهای شرق).

در ارتفاعات، بادهائی که "جریانهای برگشتی" را تشکیل می دهند باید در جهت عکس بوزند، در نتیجه در طبقات فوقانی واقع بین ۳۰ و ۶۰ درجه شمالی، هوائی که به سمت استوا مراجعت می کند بایستی ایجاد یک باد شرقی بنماید، و حال آنکه در عمل ملاحظه میشود که بخصوص در اثر اختلاط این جریانات با بادهای غربی مجاور، این بادهای نیز به سمت شرق جریان دارند. بنا براین در لایه های فوقانی هوا، در مناطق معتدله و در تمام ارتفاع آتمسفر باد به سمت شرق رهسپار بوده و بادهای Westerlies در اطراف کره ایجاد یک "شط هوائی" می نمایند که دو شعبه متلاطم آن یکی منطقه پرفشار

فشار نیمه گرمسیری در جنوب و دیگری جبهه قطبی در شمال خواهد بود .
 به‌طور خلاصه با ساده نمودن بیشتر مدل فوق‌الذکر ، میتوان همانطور
 که از شکل ۱-۲۲ بر می‌آید ، گردش عمومی هوا را در نیمکره شمالی به صورت
 زیر بیان کرد :



شکل ۱-۲۲- نمایش گردش عمومی هوا در نیمکره شمالی

- ۱- صعود لاینقطع توده های هوای گرم و مرطوب در مناطق استوایی و گرم که مداومت آن به وسیله بادهای سطحی معروف به بادهای آلیزه تضمین می‌شود .
- ۲- بازگشت توده های هوای مزبور پس از سیر در ارتفاعات بالا ، به وسیله بادهای کنترآلیزه (Contre-alizes) ، یک قسمت از این توده‌های هوا که کم و بیش سرد شده ، در صورتی که شرایط صعود حرارتی مناسب باشد ، در کمربند پرفشار نیمه گرمسیری فرود می‌آید . بخش دیگر با ایجاد باد های معروف به "باد راه‌نما" در ارتفاعات بالای مناطق معتدله ، موجب سیر نزولی هوا در مناطق قطبی می‌شود .

۳- منطقه معتدله (۴۰ تا ۶۰ درجه) که در تمام ارتفاع آتمسفر به وسیله یک شط هوایی عریض اشغال شده و در آن بادهای "Westerlies" به طور خستگی ناپذیری کره زمین را دور میزنند (تقریباً هر ۲۴ روز یکدور)، از هرکدام از شعب پر نوسان این شط (در شمال جبهه قطبی و در جنوب جبهه حاره‌ئی) انشعاباتی که به ترتیب از ظهور ناگهانی هوای سرد و گرم نتیجه می‌شوند به طور دوره‌ئی پدیدار میگردند. سطوح انقطاع بین این جریانات که دارای منشاء و خصوصیات متفاوت هستند موجب پیدایش "جبهه" ها و اغتشاشات متعددی میشوند که تحولات هوا را در عرضهای جغرافیائی متوسط مشروط می‌سازند (آنتی سیکلون و مراکز کم فشار با تحول سریع).

ج- تاثیر نحوه توزیع و موقعیت خشکی‌ها و دریاها

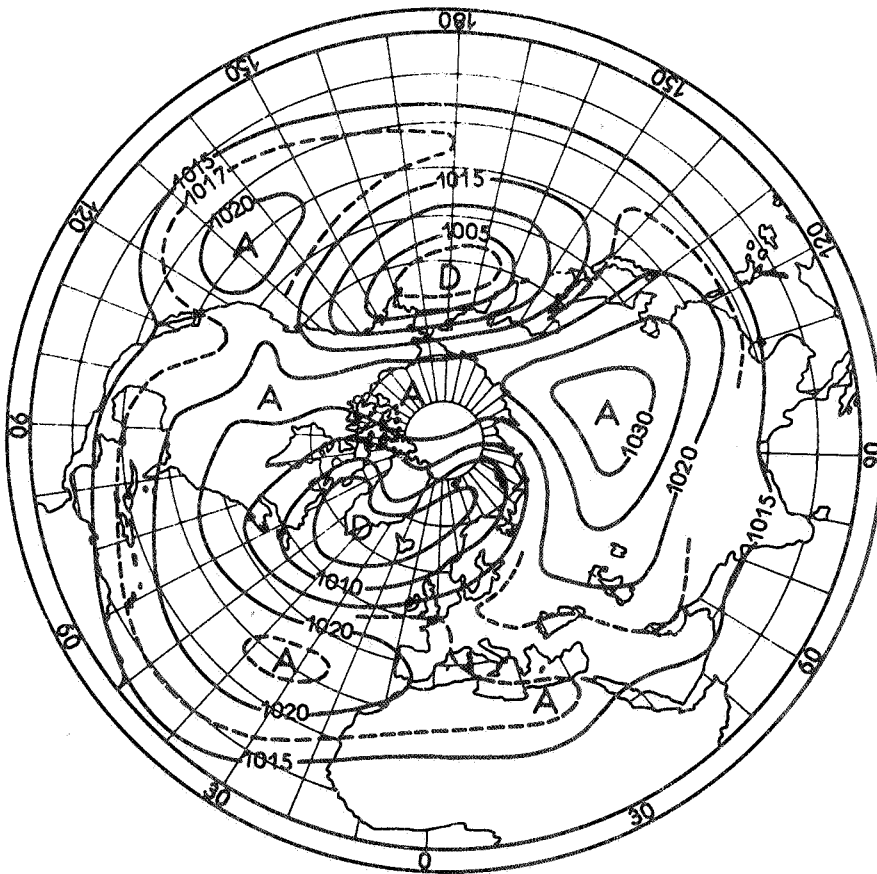
کمربند های مختلف پر فشار و کم فشار آنطور که در مدل فوق فرض شده است به صورت نوارهای ممتد بین عرضهای جغرافیائی کشیده نشده‌اند بلکه تحت تاثیر نحوه توزیع خشکیها و دریاها در سطح کره زمین (با برجستگی و خصوصیات حرارتی کاملاً متفاوت) کمربند های مزبور به مناطق پر فشار و کم فشاری که بنام "مراکز عمل" نامیده می‌شوند تقسیم می‌گردند. در زمستان خشکی‌ها به نسبت سردتر از اقیانوس‌ها بوده و همچنین مناطق پر فشار به تمرکز در روی خشکی‌ها تمایل پیدا می‌کنند، در صورتی که مناطق کم فشار در روی دریاها مستقر می‌گردند. در این صورت در روی جبهه قطبی حضور نیمه مداوم مراکز زیر مشاهده می‌شود: (شکل ۲۳-۱).

۱- مراکز وسیع کم فشار: در اقیانوس آرام نزدیک جزایر Aleoutiennes و در اقیانوس آتلانتیک نزدیک ایسلند.

۲- مراکز بزرگ پر فشار در قاره آمریکا شمالی و بخصوص در قلب سیبری. همزمان با آنها کمربند پرفشار نیمه گرمسیری به طرف جنوب کشیده شده و روی اقیانوس‌ها تضعیف می‌گردد (آنتی سیکلون Bermudes در Acores).

در زمستان این وضعیت وارونه میشود بدین نحو که مراکز کم فشار

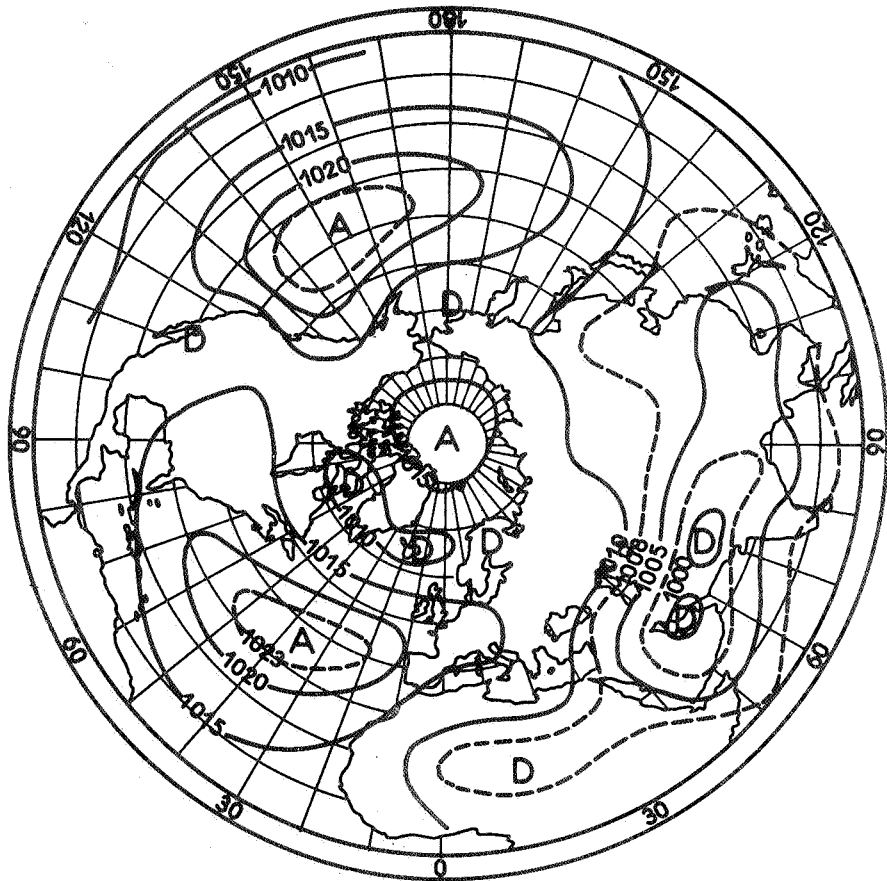
جبهه قطبی روی خشکی ها رانده شده و مراکز پر فشار جبهه حاره روی اقیانوس ها قرار می گیرد .



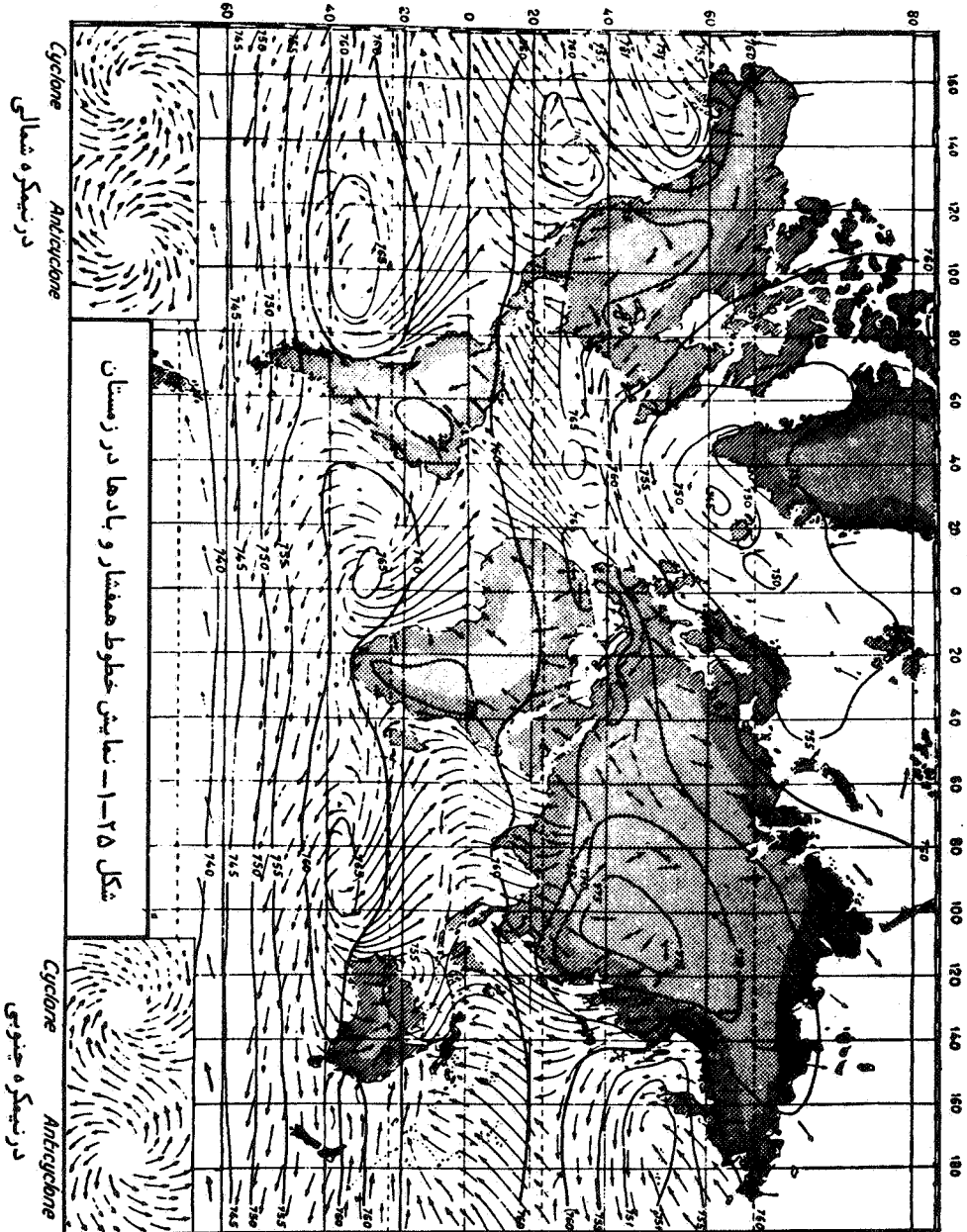
شکل ۲۳-۱- نحوه توزیع آنتی سیکلونها (A) و مراکز کم فشار (D) در زمستان (ماه فوریه)

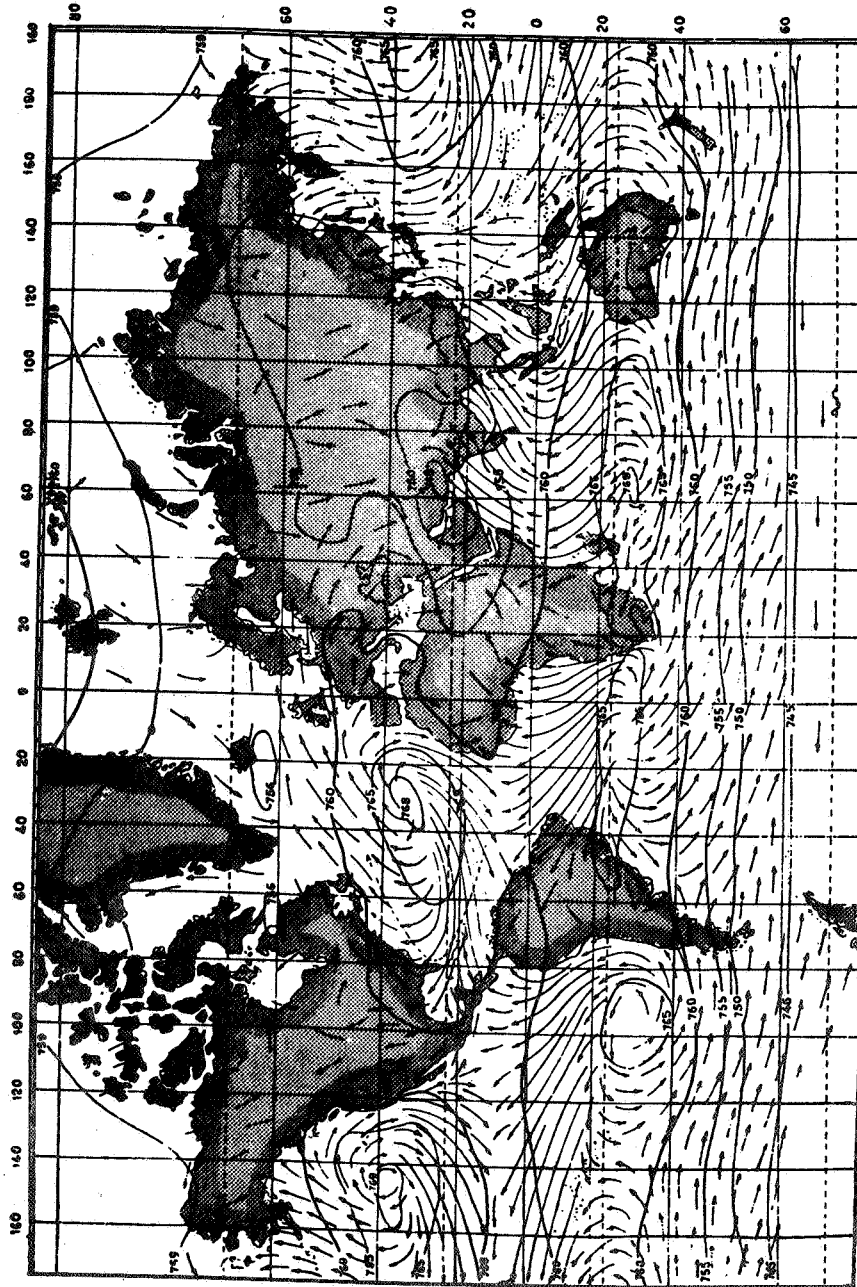
II - سیکلون و آنتی سیکلون

"مراکز عملی" که از نحوه تشکیل آنها قبلاً سخن رفت باعث پیدایش یک میدان فشار موسوم به "میدان پایدار" میگردند که همیشه در حال تحول بوده لیکن تحولات مربوطه در مقیاس فصول به کندی صورت میگیرد. (شکل ۱-۲۵ و ۱-۲۶).



شکل ۱-۲۴ - نحوه توزیع آنتی سیکلونها (A) و مراکز کم فشار (D) در تابستان (ماه اوت).





شکل ۲۶-۱- منحنی های هم فشار و بادها در تابستان

براین میدان مجموعه‌ئی از اغتشاشات با ابعاد کوچک ولی با تحولات سریع تر (در مقیاس هفته) منطبق می‌شود که خود موجب تشکیل "میدان منقلب" می‌گردد. براساس مطالعات هوا شناس نروژی Bjerknes منشاء بسیاری از اغتشاشات را سطوح منقطع یا جبهه‌ها تشکیل می‌دهند که در منطقه تماس توده های هوا که از منابع مختلف سرچشمه می‌گیرند وجود دارند.

سیکلونها و آنتی سیکلونها چه به صورت نیمه مداوم و چه به صورت انتقالی زائیده میدانهای فشار مزبور هستند و بررسی این نوع جریانات قبل از آنکه تجزیه و تحلیل "توده های هوا" مورد بحث قرار گیرد تنها مبنای پیش بینی وضع هوا محسوب می‌شد.

یک آنتی سیکلون عبارتست از یک منطقه نسبتاً "پر فشار که در آن هوایی سرد و خشک از ارتفاعات در اطراف برجستگی فشار سنجی حاصله فرود آمده و در سطح زمین در تمام جهات و به طرف خارج مرکز پر فشار پراکنده می‌شود. بادهای ناشی از این تحولات در نیمکره شمالی در جهت چرخش عقربه های ساعت و در نیمکره جنوبی در جهت عکس می‌وزند. در پناه چتر آنتی سیکلون هوا معمولاً خوب و خشک است.

یک سیکلون "extra-tropical" عبارتست از منطقه‌ئی نسبتاً کم فشار به شکل کم و بیش مدور که قطر آن ممکن است به ۲۰۰۰ کیلومتر برسد (شکل ۱-۱۸ و ۱-۲۴)، این منطقه تحت تاثیر بادهای است که به شدت به طرف مرکز وزیده و جهت آنها در نیمکره شمالی برخلاف جهت چرخش عقربه های ساعت می‌باشد.

تشکیل، توسعه و پراکنده شدن سیکلونها وابسته به یک "جبهه" است که دو "توده هوا" را که یکی گرم و مرطوب و دیگری سرد و خشک است از یکدیگر مجزا می‌سازد. به علاوه در منطقه تسلط این سیکلونها است که بارانهای فراوان و طویل‌المدت نازل می‌شوند.



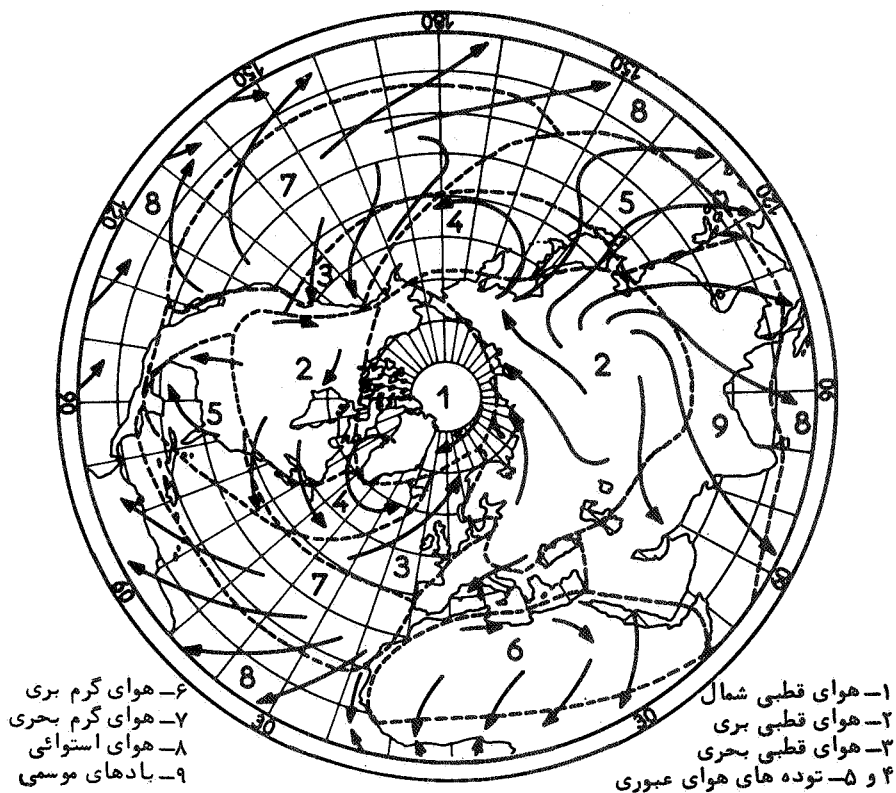
شکل ۲۷-۱- منحنيهای "همباد" (میانگین سالانه) و جهت بادهای غالب در اروپا

III - "توده‌های هوا"

بررسی تحولات سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌های "میدان نیمه مداوم" و همچنین تحولات سریع تر "میدان اغتشاشات" برای پی بردن به خصوصیات آتمسفر و بالاخص جهت توجه بعضی نکات استثنائی "نقشه سینوپتیک" از قبیل تغییرات ناگهانی درجه حرارت، فشار و رطوبت هوا در زمان و مکان و همچنین تغییرات جهت بادهای کافی به نظر نمی‌رسد. این سطوح انقطاع در روی نقشه های هواشناسی به وسیله خطوط کم و بیش منظمی که به اسم "جبهه" معروفند نمایش داده می‌شوند. خطوط مزبور تصویر سطوح تماس دو منطقه مختلف آتمسفر روی سطح زمین هستند که به علت اختلاف زیاد از لحاظ درجه حرارت، رطوبت و تغییرات این عوامل بر حسب ارتفاع از سطح دریا از یکدیگر

متمایز میباشند. ایده بسیار جالب "توده‌های هوا" (air mass) اولین بار در سال ۱۹۱۸ توسط متخصصین هواشناسی نروژی Bjerknes و Bergeron عنوان شده است. این امر موجب شده که:

- ۱- بتوان در آتمسفر توده‌های عظیم هوا را که مشخصات فیزیکی آنها (درجه حرارت و رطوبت) در یک سطح افقی نسبتاً "به طور یکنواخت" توزیع شده تشخیص داد.
- ۲- تسهیلاتی در مطالعه دقیق خصوصیات جنبه‌هایی که در اثر میدان فشار، دو توده هوا را از یکدیگر مجزا می‌سازند به وجود آید.



۶- هوای گرم بری
۷- هوای گرم بحری
۸- هوای استوائی
۹- بادهای موسمی

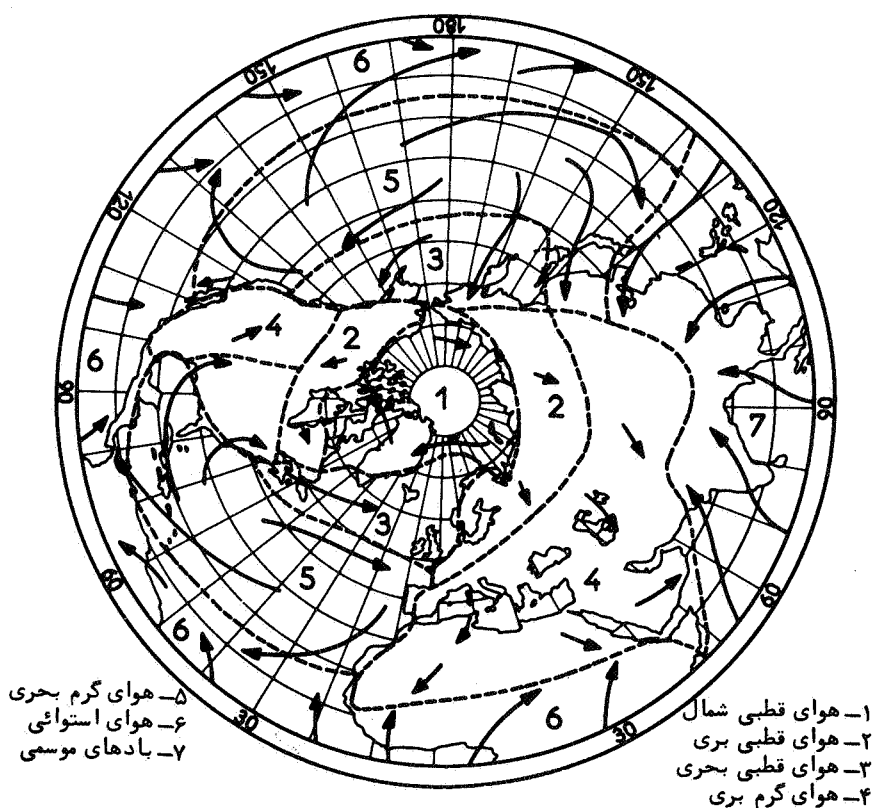
۱- هوای قطبی شمال
۲- هوای قطبی بری
۳- هوای قطبی بحری
۴ و ۵- توده‌های هوای عبوری

شکل ۲۸-۱- "مناطق منبع" اصلی هوای نیمکره شمالی در زمستان (برحسب

(PETERSEN).

تشکیل این گونه "توده های هوا" جز در مواقعی که قسمت بزرگی از آتمسفر در حال سکون بوده و یا اینکه به آرامی بر فراز یک منطقه از زمین با مشخصات حرارت و رطوبت تقریباً یکسان انتقال مییابد، امکان پذیر نیست. مناطقی را که بر بالای آنها توده های هوا منظره خاص خود را کسب می کنند "مناطق مبداء" می گویند.

شکلهای ۱-۲۸ و ۱-۲۹ مناطق مبداء اصلی را به ترتیب برای زمستان و تابستان نشان میدهند. این مناطق کم و بیش بر "مراکز عمل" که کلا "خواه روی خشکی ها و خواه روی اقیانوسها واقعند منطبق می باشند. بسته به نوع



شکل ۱-۲۹- "مناطق منبع" اصلی در نیمکره شمالی در تابستان (برحسب

. (PETTERSEN)

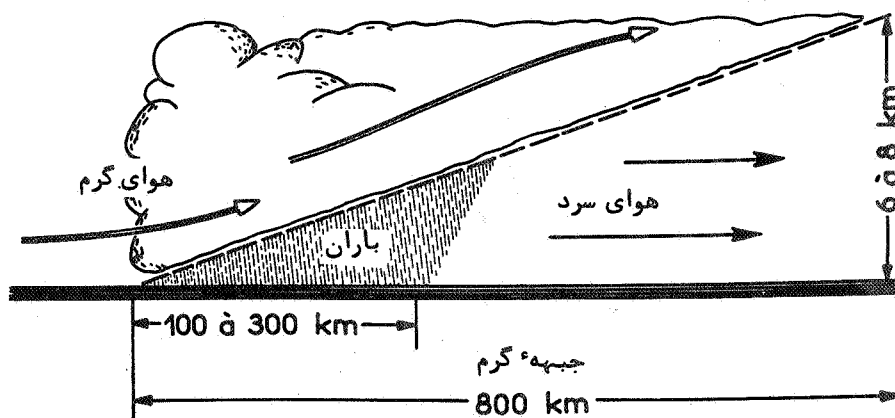
مبداء هوا میتوان آنرا به‌هوی شمالی ، هوای قطبی ، هوای حاره‌ئی و بالاخره هوای استوائی تقسیم بندی نمود . همچنین برحسب پیچیدگی و طبیعت مسیر ، هر کدام از انواع فوق را مستقیم یا " غیر مستقیم " " بری " یا " بحری " اسم گذاری می‌کنند .

IV - جبهه‌ها

" سطح جبهه‌ئی " یا سطح انقطاع عبارت از منقطه عبور نسبتاً باریکی است که از تقاطع دو " توده هوای " مختلف به‌وجود می‌آید ، خط تقاطع سطح جبهه‌ئی و سطح زمین را جبهه می‌نامند .

الف - جبهه گرم

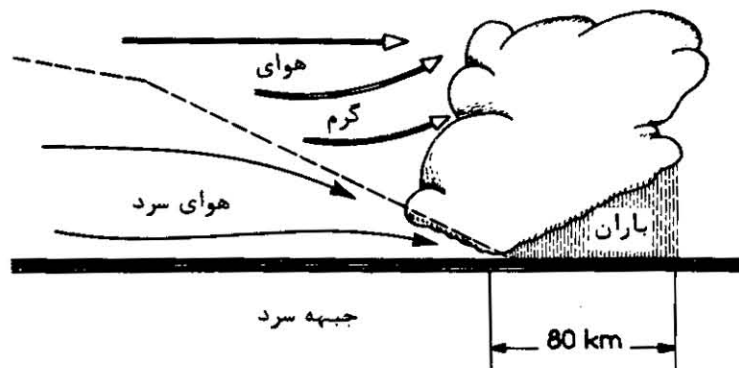
اگر انتقال توده هوای گرمتر بطرف توده هوای سردتر بنحوی انجام پذیرد که در یک نقطه معین هوای گرم جانشین هوای سرد شده و یا در روی آن قرار گیرد جبهه حاصله را جبهه گرم گویند . (شکل ۱-۳۰ الف) .
در مجاورت سطح زمین شیب سطح جبهه‌ئی بین $\frac{1}{100}$ تا $\frac{1}{1000}$ بوده و ضخامت لایه تحت تاثیر می‌تواند به چندین کیلومتر بالغ شود .



شکل الف ۱-۳۰ - برش عمودی یک جبهه "گرم"

ب - جبهه سرد

از رسیدن یک "گوشه" هوای نسبتاً سرد زیر یک توده هوای گرم و راندن آن به طرف جلو و بالا به وجود می‌آید (شکل ۱-۳۰ ب).



شکل ب ۱-۳۰- برش عمودی یک جبهه "سرد"

شیب سطح جبهه‌ئی با زمین حدود $\frac{1}{10}$ تا ۱۰۰ برابر بیشتر از شیب جبهه گرم) و ضخامت لایه تحت تاثیر بسیار متغیر و حتی به چند صد متر ممکن است تنزل کند.
 ج - جبهه تقریباً "ساکن":
 این جبهه خیلی به‌کندی در حدود وضعیت متوسط خود جا‌جا می‌شود و ممکن است تدریجاً با گرم شدن هوای سرد محو شود.

۷ - پیدایش اغتشاشات، جبهه‌ها و بارانهای که بدانها مربوط می‌شوند

هواشناسان نروژی پیرو مکتب Bjerknes مدل ارزنده‌ئی را تجسم نموده‌اند که در آن واحد خلقت بسیاری از اغتشاشات (سیکلون و آنتی‌سیکلون)

را در شط عظیم بادهای Westerlies و همچنین تشکیل سیستم های ابر و باران را ، بخصوص در مناطق تحت تاثیر سیکلون ، تشریح می نماید .
الف - پیدایش و تحول یک سیکلون در سطح تقاطع دو "توده هوا"

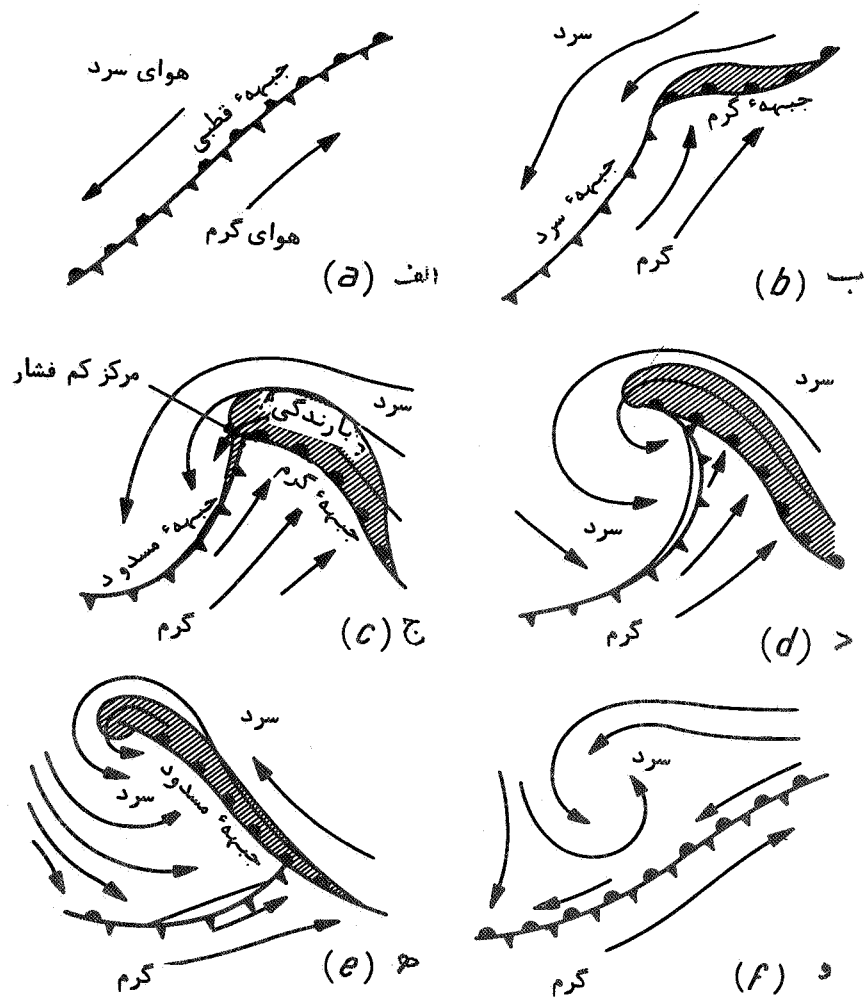
به نظر Bjerknæs ، تحولات وضعیت هوا نتیجه برخورد لاینقطعی است که در قلب بادهای عمومی Westerlies ، بین تهاجمات هوای سرد که از مناطق قطبی سرچشمه گرفته و به طرف جنوب رهسپار است ، و تاخت و تاز هوای گرم که از کمربند پرفشار نیمه گرمسیری به طرف شمال در حال وزش می باشد ، بوجود می آید . تاثیر متقابل این توده های هوای سرد و گرم موجب تشکیل حلقه های بسیار وسیع و مسطحی که همان "اغتشاشات" میباشد میگردد . Bjerknæs مخصوصاً " در یک شمای کلاسیک ، طرز پیدایش یک سیکلون سیار را از روی نوعی برآمدگی ، که در روی سطح جبهه ای مجزاکننده دو جریان به ترتیب گرم و سرد به وجود می آید ، نشان داده است . در زیر به طور خلاصه به شرح سیکلون extratropical می پردازیم .

به عنوان مثال ، "سطح جبهه ای" یا (سطح تماس) یک توده هوای قطبی را که به طرف جنوب غربی و یک توده هوای گرم را که به طرف شمال شرق می وزد در نظر می گیریم ، با استفاده از شکل ۳۱-۱ از روی کروکی های (الف) تا (و) می توان طرز تشکیل و تحول یک اغتشاش سیکلونی را دنبال نمود .

در وضعیت الف : دو جریان هوای گرم و سرد به طور موازی و در خلاف جهت یکدیگر به وسیله یک جبهه ساکن از یکدیگر مجزا می شوند . اگر نیروی کششی (تلاش مماسی) روی سطح جدا کننده این دو جریان به اندازه کافی زیاد باشد (یا اینکه عدم تعادل حرارتی موضعی پدید آید) یک قسمت از بی نظمی های متعدد این سطح تقویت شده و در طول چند ساعت موجی به طول قریب هزار کیلومتر را بین دو سطح به وجود می آورد که با سرعتی حدود ۶۰ کیلومتر در ساعت پیشروی می نماید .

در وضعیت ب : موج مزبور شروع به ظاهر شدن می نماید . همانطور که از تعریف جبهه برمی آید ملاحظه می شود که این موج از یک جبهه گرم (که

به طرف شمال شرق متمایل است) و یک جبهه سرد (که به سمت جنوب شرق جریان دارد) تشکیل شده و این دو جبهه در قله موج و در زاویه‌ئی که در منطقه گرم به وجود آمده به همدیگر می‌پیوندند.



شکل ۳۱-۱- تشکیل و تحول یک "سیکلون extratropical" (فرورفتگی) توجه - نمایش جبهه‌های گرم و سرد به صورت اشکال فوق عمومیت دارد

در وضعیت ج: تحولات ادامه یافته و منطقه گرم کاملاً مشخص می‌شود. انحنا رسته‌های هوا که از طرف شمال، شمال شرق از روی آن عبور می‌نمایند در راس موج باعث ایجاد یک منطقه کم فشار شده که با پیشروی تدریجی و همزمان جبهه های گرم و سرد کشیدگی حاصل می‌نماید، انتقال جبهه گرم موجب قرار گرفتن هوای گرم روی هوای سرد در شمال شرق شده در صورتی که همزمان جبهه سرد، هوای عقبی منطقه گرم را برداشته و به طور مورب به سطح زمین متمایل می‌گردد.

در وضعیت د: جبهه سرد عقبی متسع شده و سریع تر از جبهه گرم جلوی جابجا می‌گردد و هر دو در راس قسمت گرم که در حال فشردگی است به یکدیگر ملحق میشوند. در این حالت گویند که "انسداد" یا occlusion حاصل شده است، و به علت رسیدن کنار هوای سرد به سطح زمین، هوای گرم منطقه گرم به طرف ارتفاعات رانده می‌شود. در این وضعیت ملاحظه می‌گردد که گردش بادها در راس منطقه گرم در جهت عکس عقربه های ساعت انجام می‌گیرد، بنابراین سیکلون به حداکثر توسعه خویش رسیده و خطوط هم فشار تقریباً شبیه دوایری متحدالمرکز در اطراف این راس متشکل می‌شوند.

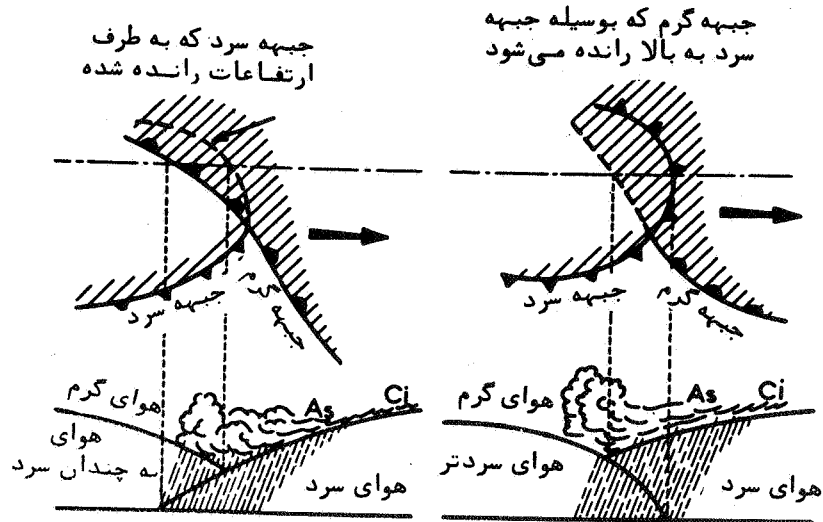
عمل انسداد به سرعت با تشکیل یک "جبهه بسته" (front occludes) یا شبه جبهه گسترش مییابد، شکل ۱-۳۲ پلان و برش دو نوع انسداد را نشان می‌دهد.

بالاخره در وضعیت ه: جبهه بسته مضمحل شده و در هوای سرد گردباد ضعیفی را که به زودی محو خواهد شد برجای می‌گذارد.

ب - پیدایش بارندگیهای جبهه‌ئی

با استفاده از شکل ۱-۳۳ که دو مقطع عمودی و پلان یک اغتشاش سیکلونی ایده آل را که تقریباً در وضعیت ج شکل ۱-۳۲ قرار دارد نشان میدهد میتوان بنحوه تشکیل سیستمهای مختلف ابر و بارندگیهایی که اصولاً زائیده این نوع تحولات هستند پی برد.

ملاحظه می‌شود که بخصوص در روی مقطع AB تشکیل ابر و بارندگیها نتیجه بالا رفتن هوای مرطوبی است که از منطقه گرم باطراف دو سطح جبهه‌ئی



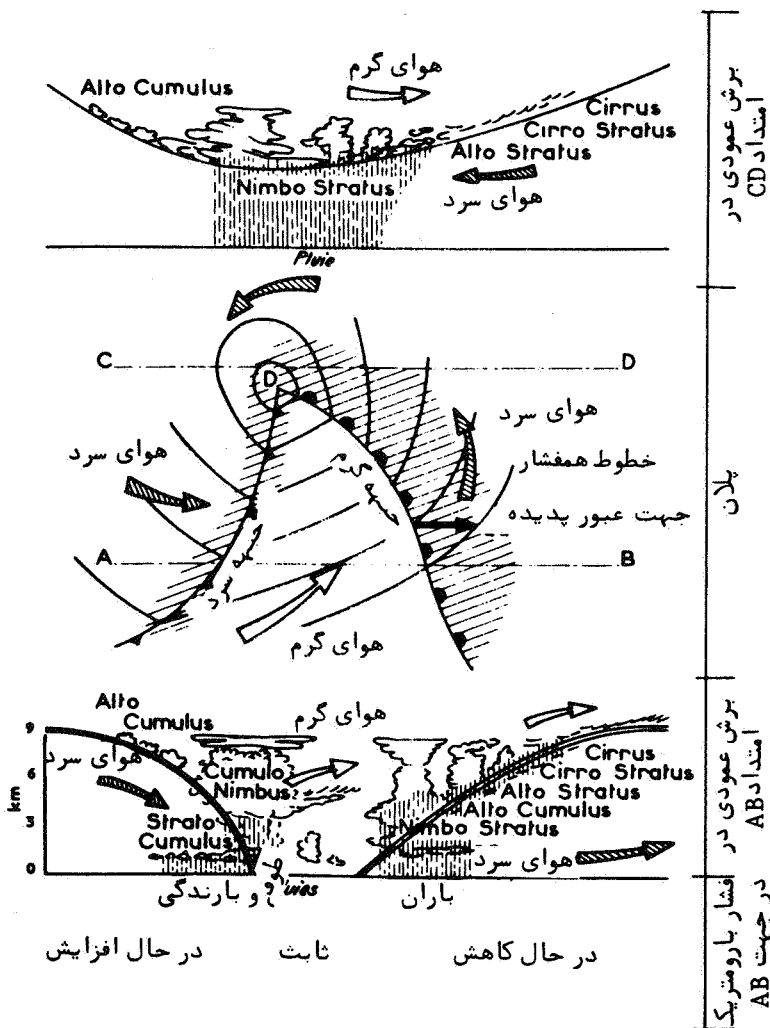
شکل ۳۲-۱- دو نوع انسداد

انجام می پذیرد، در ناحیه جبهه گرم هوای گرم و مرطوب طغیان کرده و بر روی توده هوای سرد قرار می گیرد. سپس تا رسیدن به نقطه اشباع به طریقه آدیاباتیک متسع و سرد می گردد، یک قسمت از بخار آب روی "هسته های تقطیر" موجود در هوا^(۱) متراکم شده و با تشکیل قطره چه هائی به ضخامت ۵ تا ۲۰ میکرون ابرها را به وجود می آورد.

اغلب این تحولات فعالانه انجام و منجر به تشکیل سیستم های وسیع ابری مشخص میگردند که بطور عمودی با سرعت توسعه می یابند (نمیوستراتوس و آلتواستراتوس)، این ابرها ایجاد باران های طولانی و یکنواختی می نمایند که بر مناطق وسیع که در جلو جبهه گرم واقع می شوند فرو می بارند (قسمت ها شور زده شکل ۳۳-۱).

۱- این "هسته های تقطیر" که قطرشان بین ۱/۱ تا ۱ میکرون می باشد اغلب از مواد جامد هیگروسکوپیک تشکیل شده اند که خواه از راه دریا (بلورهای NaCl)، و خواه به واسطه آلودگی موضعی هوا به طبقات فوقانی منتقل می شوند.

در ناحیه جبهه سرد، بالا رفتن هوای گرم که بر اثر نفوذ این جبهه حاصل می شود پدیده های مشابهی را به وجود می آورد که البته وسعت قبلی را ندارند، در این صورت نوارهای ابری باریکتری که تولید رگبارهای کوتاه مدت و شدید می نمایند مشاهده می شود.



شکل ۳۳-۱- مدل یک اغتشاش سیکلونیک و سیستم ابر حاصله

VI - رگبارهای همراه با رعد و برق

برخلاف بارندگیهای سیکلونیک که در بالا از آنها بحث شد، رگبارهای طوفانی اغتشاشات موضعی و نسبتاً ناگهانی هستند که کوتاه مدت بوده و فاقد سیستم "جبهه" میباشند، این رگبارها بوسیله پدیده الکتریکی (رعد و برق) و نزول شدید باران (یا تگرگ) که گاهی با وزش باد نیز همراه است مشخص می‌شوند.

شرط اصلی پیدایش این رگبارها وجود یک عدم تعادل جوی کافی است که قادر به ایجاد یک جریان بالا برنده قوی جهت رسانیدن هوای گرم و مرطوب به ارتفاعات فوقانی آتمسفر می‌باشد. علت متداول وجود این گونه جریان‌های بالا برنده، کنوکسیون حرارتی شدیدی است که در غیاب باد رخ می‌دهد. یک توده هوا در مجاورت سطح خاک در اثر تشعشعات خورشید گرم شده و درجه حرارت آن از هوای مجاور فزونی می‌گیرد، این حجم هوای گرم تدریجاً بالا رفته و در سطح بوسیله هوای سردتر و سنگین‌تری که به‌نوبه خود گرم می‌شود جایگزین می‌گردد، بدین ترتیب هوا در ستونی همانند یک تنوره صعود می‌کند. در طول این بالا روی توده‌های هوا در اثر اتساع سرد شده و احتمالاً به "حد تقطیر" میرسند، در این حد ابرهایی از نوع کومولوس شروع به تشکیل شدن مینمایند. اگر کنوکسیون به طول انجامد ابرها به صورت عمودی توسعه یافته و برآمدگیهای عظیمی را به بلندی ۵ تا ۶۰۰۰ متر در بالای قاعده ایجاد مینمایند، سپس قله این برآمدگیها اغلب به شکل سندان پهن و کشیده می‌شود. سرعت انتقال عمودی هوا به طرف مرکز توده‌های ابر طوفان‌زا ممکن است از ۱ متر در ثانیه تجاوز کند و تلاطم شدیدی را که پدیده‌های الکتریکی و تشکیل تگرگ را به همراه دارد موجب گردد.

یادآور می‌شویم که برخی از رگبارهای طوفانی به پدیده کنوکسیون حرارتی که از آن بحث شده وابسته نیستند، بلکه موقعی که در اثر رسیدن کناره هوای سرد، هوای گرم به‌طور ناگهانی به سمت بالا رانده می‌شود در طول یک جبهه سرد کاملاً توسعه یافته به وجود می‌آید. در این صورت یک خط ممتد

طوفانی در اطراف جبهه سرد می‌تواند پدیدار شود .
جبهه های گرم هم برحسب اتفاق می‌توانند پدیده های طوفانی را
موجب شوند ولی به علت شیب جزئی سطح انقطاع شدت رگبارهای حاصله
کمتر خواهد بود .

BIBLIOGRAPHIE

1. VIAUT (A.). *La Météorologie*. Paris, P.U.F., 1942 (Coll. Que sais-je).
2. ROULLEAU (J.) et TROCHON (R.). *Météorologie générale*. Paris, Gauthier-Villars, 1952-1958, 2 vol.
3. VIALAR (J.). *Cours élémentaire de mécanique de l'atmosphère*. Paris, Météorologie Nationale, 1954.
4. VIALAR (J.). *Cours d'exploitation aérologique*. Paris, Météorologie Nationale, 1954.
5. PETTERSEN (S.). *Weather analysis and forecasting*. New York, Mac Graw Hill, 1956, 2 vol.
6. MONNET (P.). *L'insolation : sa mesure et son dosage*. Gap, Ribaud, 1958.
7. SANS (J.). *Conférences de Météorologie appliquée à l'agriculture*. Paris, Imp. Nationale, 1952.
8. BRICARD (J.). *Physique des nuages*. Paris, P.U.F., 1953.
9. KIMBLE (C.). *Le temps d'hier, d'aujourd'hui, de demain*. Paris, Dunod, 1957.
10. SERRA (L.). Le vent en France et ses possibilités d'utilisation. *La Météorologie*. Octobre-décembre 1953.
11. GOLDING (E. W.). *The Generation of electricity by wind power*. London, Spon, 1955.
12. QUENEY (P.). Les grands mouvements de l'atmosphère. *La Météorologie*, juillet-septembre 54.
13. ROULLEAU (J.). L'évolution du temps (types de temps en France). *La Météorologie*, juillet-septembre 1954.
14. BOUCHET (R.). Contribution à l'étude de la lutte contre les gelées de printemps au moyen d'écrans nuageux. *La Météorologie*, octobre-décembre 1954.
15. RÉMÉNIERAS (G.). Introduction à l'étude de l'énergie solaire pour la production d'énergie électrique. *Revue générale de l'électricité*, décembre 1957.
16. PÉGUÉ (Ch. P.). *Précis de climatologie*. Masson et C^o, 1961, 347 p.
17. GRISOLLET (H.), GUILMET (B.) et ARLERY (R.). *Climatologie; méthodes et pratiques*. Gauthier-Villars, 1962, 401 p.
18. REITER (E.R.). *Jet stream meteorology*. Chicago, University Press, 1963, 515 p.
19. PERLAT (A.) et PETIT (M.). *Mesures en météorologie*. Paris, Gauthiers-Villars, 1961, 393 p.
20. PERRIN de BRICHAMBAUT (Ch.). *Rayonnement solaire et échanges radioactifs naturels; méthodes actinométriques*. Paris, Gauthier Villars, 1963, 300 p.

QUELQUES BULLETINS PERIODIQUES
DE LA MÉTÉOROLOGIE NATIONALE

(1, quai Branly, Paris)

- Bulletin quotidien de renseignements.
- Bulletin quotidien d'Etudes.
- Bulletin mensuel du temps en France.
- Bulletin de prévision mensuelle.

بخش دوم

ریزش های جوی

به طور کلی ریزش های جوی به کلیه آبهای اطلاق می شود که خواه بصورت مایع (باران) و خواه جامد (برف و تگرگ و غیره) به سطح زمین نازل می شوند. این ریزش ها بدون اینکه عملاً "وجه تمایزی برایشان قائل باشیم از راه تعیین میزان آب معادلشان با استفاده از باران سنج های معمولی اندازه گیری می شوند.

در بعضی شرایط، بخار آب موجود در طبقات تحتانی آتمسفر مستقیماً روی سطح سرد خاک و یا گیاهان تقطیر شده و تشکیل شبنم یا یخچه سفید را میدهد، ولی مقدار آن صرفاً "از یک قشر نازک که بلافاصله تبخیر یا تصعید می شود تجاوز نخواهد کرد که البته از نقطه نظر هیدرولوژی کمتر حائز اهمیت بوده ولی از لحاظ کشاورزی بخصوص در نقاط خشک این آب کمک نسبتاً "موثری میتواند باشد. این بارندگیهای به اصطلاح "موضعی" و یا مه "مرطوب کننده" به عقیده برخی از مولفین درصد مهمی (۱۰ تا ۱۰۰ درصد و گاهی بیشتر) از بارندگی را تشکیل می دهند، ولی اعداد فوق قطعیت چندانی ندارند.

A - پیدایش بارندگی

۱ - ساختمان و پایداری یک ابر

بطور کلی می‌توان گفت که یک ابر از قطرات ریز و متعدد آب که قطر آنها بین ۱ تا ۳ صدم میلیمتر (۱۰ تا ۳۰ میکرون) است و دارای سرعت سقوطی در حدود چند سانتیمتر بر ثانیه در هوای آرام می‌باشند تشکیل یافته است. فاصله این ذرات از یکدیگر در حدود یک میلیمتر برآورد میشود (قریب ۱۰۰۰ قطره چه در سانتیمتر مکعبه) ، جرم آبی که از تقطیر این قطرات (۱) ریز به دست می‌آید برحسب نوع ابر متغیر بوده ولی اغلب مقدار آن در حدود نیم تا یک گرم در هر متر مکعب ابر است.

قطرات باران که به‌زمین سقوط میکنند بطور قابل ملاحظه‌ئی از ذرات مذکور بزرگتر بوده و قطر متوسط شان اصولاً " بین ۵/۰ تا ۲ میلیمتر است (تراکم فضائی ۱/۰ تا ۲ قطره در دسیمتر مکعب) ، بنا براین حجم هر قطره باران تا یک میلیون برابر حجم اجزاء تشکیل دهنده توده‌های ابر است. نظر به اینکه اغتشاشات جوی ذرات سبک مذکور را به صورت معلق در هوا نگاه می‌دارند، ابرها اغلب دارای تعادل نسبتاً "خوبی هستند بنا براین برای ایجاد بارندگی باید حجم هر ذره یک میلیون برابر حجم اولیه آن افزایش پیدا کند تا وزن آن از فشار آثرو دینامیک حاصله از اغتشاشات جوی و جریانات هوای بالا رونده که روی آن عمل میکنند فزونی یابد. برای این افزایش فوق‌العاده حجم و وزن ذرات دو مکانیسم ممکن به نظر می‌رسد:

۱- تجمع تعدادی بی‌شمار از قطره چه‌ها یا همان ذرات که متدرجاً "

۱- در قلمرو ابر، هوا خیلی به حالت اشباع نزدیک است. بنابراین جرم آبی که به صورت بخار در یک حجم معین از ابر موجود است بیشتر از جرم قطره‌چه‌هائست که به حال مایع در همان حجم وجود دارند.

میشود بسیار ناچیز به نظر میرسد. معذالک میزان فعالیت این عوامل معمولاً با افزایش قطر رو به ازدیاد می‌رود به نحوی که دخالت آنها در مراحل نهائی ایجاد بارندگی دارای تاثیر بیشتری است. باید پذیرفت که هنگامیکه قطر قطره چه‌ها از $0/5$ میلیمتر تجاوز کند سایر قطره چه‌ها به وسیله آنها برده شده و در نتیجه عمل Coalescence از این راه نقش بسیار ارزنده‌ئی را بازی می‌کند.

ب- ازدیاد حجم از راه تقطیر بخار آب

جهت عملی شدن مکانیسم مزبور مسلماً "بایستی که یا بعضی از قطره چه‌های موجود در ابر دارای فشار بخاری کمتر از آنچه که در اطرافشان وجود دارد بوده و یا اینکه هوای مجاور آنها به صورت "فوق اشباع" درآمده باشد.

منظور فوق در سه حالت مهم زیر امکان پذیر است:

۱- زمانی که ابر در آن واحد هم دارای قطره چه‌های آب زیر صفر و هم واجد بلورچه‌های یخ باشد (ابره‌های سرد و زیر صفر). Tor Bergeron (۱۹۳۳) تئوری خود را بر مبنای این اصل قرار داده است که اگر یک حجم هوا برای یک قطره آب اشباع باشد برای یک بلور یخ در همان درجه حرارت حالت فوق اشباع خواهد داشت. برحسب این تئوری که همزیستی دوفاز مختلف آب را مورد نظر قرار می‌دهد می‌توان قسمت اعظم بارانهای مناطق معتدله و سرد را توجیه نمود.

۲- زمانی که بین قطره چه‌های متشکله ابر که در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند اختلاف درجه حرارت وجود داشته باشد، در این هنگام قطره چه‌های گرم به نفع ذرات سرد تبخیر شده و روی آنها تقطیر می‌شوند. پیدایش باران های حاره‌ئی و برخی از بارانهای مناطق واقع در عرض جغرافیائی متوسط را که در درجه حرارت های بالای صفر تشکیل می‌شوند می‌توان به این تئوری نسبت داد.

۳- هنگامیکه قطراتی از محلولهای شور مانند آنچه که از تقطیر بخار آب روی ذرات ریز به کمک NaCl بوجود می‌آیند به نسبتی معین در ابر موجود

میشود بسیار ناچیز به نظر میرسد. معذالک میزان فعالیت این عوامل معمولاً با افزایش قطر رو به ازدیاد می‌رود به نحوی که دخالت آنها در مراحل نهائی ایجاد بارندگی دارای تاثیر بیشتری است. باید پذیرفت که هنگامیکه قطر قطره چه‌ها از $5/0$ میلیمتر تجاوز کند سایر قطره چه‌ها به وسیله آنها برده شده و در نتیجه عمل Coalescence از این راه نقش بسیار ارزنده‌ئی را بازی می‌کند.

ب - ازدیاد حجم از راه تقطیر بخار آب

جهت عملی شدن مکانیسم مزبور مسلماً "بایستی که یا بعضی از قطره چه‌های موجود در ابر دارای فشار بخاری کمتر از آنچه که در اطرافشان وجود دارد بوده و یا اینکه هوای مجاور آنها به صورت "فوق اشباع" درآمده باشد.

منظور فوق در سه حالت مهم زیر امکان پذیر است:

۱- زمانی که ابر در آن واحد هم دارای قطره چه‌های آب زیر صفر هم واجد بلورچه‌های یخ باشد (ابره‌های سرد و زیر صفر). Tor Bergeron (۱۹۳۳) تئوری خود را بر مبنای این اصل قرار داده است که اگر یک حجم هوا برای یک قطره آب اشباع باشد برای یک بلور یخ در همان درجه حرارت حالت فوق اشباع خواهد داشت. برحسب این تئوری که همزیستی دوفاز مختلف آب را مورد نظر قرار می‌دهد می‌توان قسمت اعظم بارانهای مناطق معتدله و سرد را توجیه نمود.

۲- زمانی که بین قطره چه‌های متشکله ابر که در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند اختلاف درجه حرارت وجود داشته باشد، در این هنگام قطره چه‌های گرم به نفع ذرات سرد تبخیر شده و روی آنها تقطیر می‌شوند. پیدایش باران های حاره‌ئی و برخی از بارانهای مناطق واقع در عرض جغرافیائی متوسط را که در درجه حرارت های بالای صفر تشکیل می‌شوند می‌توان به این تئوری نسبت داد.

۳- هنگامیکه قطراتی از محلولهای شور مانند آنچه که از تقطیر بخار آب روی ذرات ریز به کمک NaCl بوجود می‌آیند به نسبتی معین در ابر موجود

باشد. طبق قانون Raoult این قطرات شور دارای فشار بخاری کمتر از قطرات آب شیرین بوده و در نتیجه می‌توانند در مبداء تشکیل قطرات باران قرار گیرند.

۱- تئوری Tor Bergeron-Findensen

می‌دانیم که در یک درجه حرارت معین یخ دارای فشار بخار کمتری از آب زیر صفر می‌باشد، اختلاف بین این دو فشار که در صفر درجه خیلی ناچیز است در ۲- درجه سانتیگراد به حدود ۲۰ درصد میرسد (شکل ۱۳-۱). بنا براین اگر ابر در آن واحد دارای بلورچه های یخ و آب زیر صفر باشد، این آب طبق اصل "جدار سرد" به نفع ذرات یخ که مراکز تقطیر را تشکیل می‌دهند بخار خواهد شد. اهمیت و سرعت ازدیاد حجم قطرات که بدین نحو صورت می‌گیرد اولین بار در سال ۱۹۳۳ توسط Tor Bergeron مطرح شد. طبق محاسبات این محقق در یک هوای آرام در ۱۰- درجه سانتی گراد اگر غلظت بلورهای یخ در ابر به میزان یک بلورچه در هر سانتیمتر مکعب باشد، تمام آب موجود در مدت بیست دقیقه روی آنها جمع خواهد شد. البته میتوان نشان داد که مکانیسم مزبور- که بر اثر آن بلورچه های یخ در طول نزول خود به طرف لایه های گرمتر تحتانی سنگین تر می‌شوند - فقط باعث پیدایش قطرات بارانی می‌شود که بسیار ریز هستند (حداکثر ۰/۱ میلیمتر)، ولی همین قطرات که سرعت سقوط قابل توجهی (۰/۲۵ سانتیمتر در ثانیه در هوای آرام) دارند، میتوانند از طریق تجمع مستقیم یعنی قاپیدن قطره چه های موجود در مسیر خود (به وسیله سه حالتی که قبلاً گفته شد) ازدیاد حجم و وزن پیدا کنند به طوریکه در انتهای یک مسیر ۲۰۰۰ متری قطرشان به ۰/۵ میلیمتر برسد. اگر تلاطم و جریانات صعودی هوانسبتاً زیاد باشد، مسیر موثر این قطرات در ابر می‌تواند چندین برابر مقدار مذکور بوده و در نتیجه ازدیاد قطر آنها نظیر آنچه در رگبارها مشاهده می‌شود حتی به چند میلیمتر خواهد رسید. طبق محاسبات Masson و Ludlam قطر یک قطره باران پس از طی یک مسیر ۴ کیلومتری در ابر، می‌تواند از راه تجمع قطره چه ها از ۱ به ۴ میلیمتر افزایش یابد. قطرات درشت باران فقط موقعی

میتوانند تشکیل شوند که در ابر یک سلسله جریانات صعودی شدید نظیر آنچه در ابرهای کومولوس دیده می‌شود حکمفرما باشد. ابرهای نمبوستراتوس و آلتوکومولوس که دارای جریانات صعودی کمی هستند قطرات باران نرمی ایجاد می‌نمایند.

۲- بارانهای حاره‌ئی

اصولا " تئوری Tor Bergeron جهت بیان نحوه پیدایش باران های مناطق معتدل و سردسیر قابل قبول است. به موجب این تئوری تشکیل بارندگی مستلزم وجود ابرهای " زیر صفر " می‌باشد. معذالک چنین به نظر میرسد که در مناطق گرم در تمام طول سال و در نواحی معتدله هنگام تابستان منشاء قسمت اعظم بارندگی‌ها ابرهایی هستند که دارای درجه حرارت مثبت بوده و فاقد هرگونه بلورچه یخ یا آب زیر صفر می‌باشند.

در چنین حالتی میتوان فرض نمود که در اثر یک تلاطم شدید قسمت های مختلف یک ابر که دارای درجات حرارت مختلفی هستند مخلوط شده و در نتیجه قطره‌های گرم در مجاورت تعداد معدودی قطره‌های سرد قرار گرفته و به نفع آنها تبخیر میشوند. بالاخره برخی از محققین را عقیده بر این است که در نواحی حاره‌ئی نظر به اینکه هسته‌های درشت کلرور سدیم که از راه دریا به ابر انتقال یافته اند دارای فشار بخار کمتری هستند نقش ذرات سرد را به عهده می‌گیرند (قانون Raoult).

III - مداومت بارندگی‌ها

تئوری های مورد بحث در بالا صرفاً " ایجاد و تشکیل بارندگی‌ها را در داخل ابر توجیه مینمایند. ولی متضمن نزول آنها به سطح زمین نیستند. در برخی از مواقع کلیه قطرات در حین عبور از لایه های گرم تحتانی تبخیر می‌شوند. از طرف دیگر این تئوری‌ها قادر به بیان علل فراوانی برخی از باران های طویل‌المدت نیز نمی‌باشند.

بر اساس تجارب فراوان ثابت شده است که یک ابر هیچگاه نمی‌تواند

بیش از ۲ تا ۳ گرم آب در هر متر مکعب به صورت مایع یا جامد دارا باشد (معمولاً ۵/۵ تا ۱ گرم در متر مکعب) ، بنابراین تقطیر کامل یک توده ابر به ضخامت ۴ کیلومتر - که بندرت پیش می آید بیش از ۱۲۰۰۰ گرم در متر مربع معادل ارتفاع ۱۲ میلیمتر باران تولید نخواهد کرد. بنابراین ناچاریم بپذیریم که در طول رگبارهای طویل‌المدت - که اغلب مدت ۵۰ تا ۶۰ ساعت بارانی به شدت ۱ تا ۲ میلیمتر در مناطق پهناور فرو می بارد تشکیل مجدد ابرها به مرور که آب تقطیر شده آنها ریزش میکند ادامه می یابد. این تجدید مداوم جز از راه انتقال بخار آب موجود در خارج از ابر امکان پذیر نیست. بخار آب مزبور توسط جریانهای صعودی هوای بطرف ارتفاعات بالا کشیده شده و پس از سرد شدن به صورت قطره چه های ریز که ابر را به وجود می آورند تقطیر می شود (۱).

از مطالب فوق چنین نتیجه می شود که برای ایجاد بارندگی بایستی

در آن واحد :

- ابرها دارای حالت فیزیکی مناسبی بوده و لاقط در مناطق معتدله به مقدار متناسبی هم دارای بلورچه های یخ و هم واجد قطرات آب زیر صفر باشند. در مناطق گرم پیدایش یک اغتشاش شدید جهت قرار دادن قطره چه ها در درجات مختلف و یا وجود قطرات شور کافی به نظر می رسد.
- یک جریان کلی هوای مرطوب در جهت صعودی نیز شرط اساسی مداومت بارندگی ها برای مدت های طولانی است زیرا باعث تشکیل مجدد توده های ابر می گردد.

۱- یک محاسبه ساده نشان میدهد که از این راه مقدار آب قابل توجهی بطرف ابرها هجوم آور می شود. یک جریان صعودی بسرعت ۲ متر در ثانیه هوای اشباع سطح دریا را در ۲ درجه حرارت به ارتفاع ۴۰۰۰ متر و صفر درجه حرارت انتقال میدهد (گرادیان ۵/۵ درجه درصد متر) آب حاصله از تقطیر این هوا قادر به ایجاد یک بارندگی سیل آسا به شدت ۷۲ میلیمتر در ساعت در منطقه مورد نظر خواهد بود.

IV - سرعت سقوط و دانه بندی قطرات باران

مشخصات قطرات باران از راه نگهداری آنها به حالت تعلیق در یک جریان هوای صعودی که توسط یک بادبزن ایجاد شده بود به وسیله Lenard اندازه گیری شده است. در جدول (۱) مقادیر سرعت برقراری به حالت

جدول (۱)

سرعت حد سقوط عناصر مختلف بارندگی

باران		برف (۳) تگرگ (۴)	
قطر قطرات به میلیمتر	(۱) سرعت برقراری در حال تعلیق	سرعت (۲) سقوط در هوای آرام	نوع
۰/۵	۲/۳	"	الف - برف
۱/۰	۴/۲	۴/۴	بلورچه های ستاره‌ئی
۲/۰	۶/۶	۵/۹	پلاک شش ضلعی
۳/۰	۸/۰	۷/۰	بلورهای مجتمع ستاره‌ئی
۴/۰	۸/۹	۷/۷	ب - تگرگ
۵/۰	۹/۲	۷/۹	تگرگ با قطر متوسط
۵/۵*	۹/۳	۸/۰	۱۰ میلیمتر
			۲۰ میلیمتر
			۷۶ میلیمتر

۱ - برحسب Law

۲ - برحسب Lenard

۳ - برحسب Humphrey

۴ - برحسب Schaefer

* قطرات بالاتر از این قطر تغییر شکل یافته و سپس بر اثر مقاومت هوا قبل از رسیدن به سرعت حد به قطرات ریزتر تبدیل می‌شوند.

جدول (۲)
مشخصات دانه های باران برای انواع مختلف رگبار

تعداد قطره در متر مربع در ثانیه								قطرات		
H	G	F	E	D	C	B	A		حجم به میلیمتر مکعب	قطریه سانتیمتر
۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱		
۷	۶۷۹	۵۱۴	۱۰۰	۰	۶۰	۱۲۹	۱۶۰۰	۱۰۰۰	۰/۰۶۵	۰/۵
۲۳۳	۵۲۴	۴۲۳	۱۳۰۰	۵۰	۲۸۰	۱۰۰	۱۲۰	۲۰۰	۰/۵۲۴	۱/۰
۱۱۳	۳۴۷	۳۵۹	۵۰۰	۵۰	۱۶۰	۷۳	۶۰	۱۴۰	۱/۷۷	۱/۵
۴۶	۲۹۵	۱۳۸	۲۰۰	۱۵۰	۲۰	۱۰۰	۲۰۰	۱۴۰	۴/۱۹	۲/۰
۷	۲۰۵	۱۵۶	۰	۰	۲۰	۲۶	۰	۰	۸/۱۸	۲/۵
۰	۸۱	۱۳۸	۰	۲۰۰	۰	۵۷	۰	۰	۱۴/۱	۳/۰
۳۲	۲۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲۲/۴	۳/۵
۳۹	۲۰	۰	۰	۵۰	۰	۰	۰	۰	۳۳/۵	۴/۰
۰	۰	۱۰۱	۲۰۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴۷/۷	۴/۵
۲۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۶۵/۴	۵/۰
۵۰۲	۲۱۷۶	۱۸۲۹	۲۳۰۰	۵۰۰	۵۴۰	۴۸۸	۱۹۸۰	۱۴۸۰	جمع	
<u>شدت باران:</u>										
۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۵۷	۰/۷۲	۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۶	بر حسب میلیمتر در دقیقه	
۱۵/۰۰	۲۲/۸	۳۴/۲	۴۳/۲	۸/۶	۲/۴۰	۶/۰۰	۴/۲	۳/۶	بر حسب میلیمتر در ساعت	

- A- بارانهای "خیلی معمولی"
- B- باران منقطع همراه با درخشش خورشید
- C- شروع یک رگبار کوتاه مدت
- D- باران ناگهانی حاصله از یک ابر کوچک
- E- باران شدید همراه با کمی تگرگ
- F- شدیدترین قسمت یک رگبار
- G- قسمت کم شدت رگبار
- H- قسمت انتهایی یک باران ممتد

تعلیق " که از تجارب بالا به دست آمده و همچنین مقایسه آنها با سرعت حد سقوط در هوای آرام که توسط Law محاسبه شده مشاهده می شود. جهت مقایسه، سرعت سقوط دانه های برف و تگرگ نیز ذکر شده است.

انرژی سینیتیک قطرات باران در مطالعات مربوط به "نشست" و فرسایش خاک در اثر رگبارهای شدید مداخله میکند. سرعت فوق العاده سقوط دانه های تگرگ تاثیر تخریبی زیاد روی محصولات زراعی و پوشش گیاهی دارد.

جدول (۲) دانه بندی چند نوع بارندگی را از روی مشاهدات Lenard نشان می دهد. با بررسی دقیق اعداد این جدول کمیت عوامل مشخصه ساختمان این بارانها در مناطق معتدله و همچنین شدت آنها روشن می شود. با استفاده از جدول زیر که طرح ساده همان جدول (۲) است می توان ارقام مربوط را بهتر به خاطر سپرد.

نوع بارندگی	شدت برحسب میلیمتر در ساعت	قطر متوسط قطرات به میلیمتر d	سرعت سقوط (m/S) برای قطر متوسط d
۱- باران خیلی ریز	۰/۲۵	۰/۲	-
۲- باران ریز	۵-۱	۰/۴۵	۲/۰
۳- باران شدید	۲۰-۱۵	۱/۵۰	۵/۵
۴- باران خیلی شدید	۱۰۰	۳/۰۰	۸/۰

۷ - برانگیختن مصنوعی بارندگی ها (باران مصنوعی)

الف - تاریخچه

شناسائی مکانیسم تشکیل بارندگیهای طبیعی در اوئل قرن و بخصوص مطالعات فیزیکدان نروژی Tor Bergeron در سال ۱۹۳۳ - که براساس آن وجود بلورچه های یخ موجود در ابرهای متشکله از قطره چه های آب زیر

صفر نقش اساسی را در ایجاد بارندگی ها به عهده دارند - پایه و اساس روش های تولید مصنوعی بارندگی را تشکیل می دهد . با وجودی که اولین کوششها در این جهت از سال ۱۹۳۱ در هلند به عمل آمده ولی شروع بهره برداری از این تکنیک درخشان در حدود سال ۱۹۴۶ در آزمایشگاههای شرکت ژنرال الکتریک توسط Langmuir و V. Schaeffer آغاز شده است .

طبق تجارب این دانشمندان در صورتیکه در یک "محوطه سرد" که از یک مه به قطرات کوچک آب زیر صفر پیر شده چند ذره برف کاربنیک بیاشیم بلافاصله ایجاد بارندگی شده و به سرعت بلورچه های یخ که نتیجه انجامد قطرات آب موجود در مه هستند ظاهر می گردند . با استفاده از همین پدیده بود که شرکت ژنرال الکتریک با پاشیدن ذرات یخ کاربنیک در داخل ابرهای واجد قطره چه های آب زیر صفر به وسیله هواپیما موفق به باراندن برف شد . به موازات این تجربیات در طبیعت ، Schaeffer با استفاده از یک مه شبیه ابر در "اطاق سرد" به تولید بارش بلورهای یخ دست زد بدین ترتیب که به جای یخ خشک از مواد دیگری که اصولاً به طور طبیعی در هوا وجود دارند (مانند شن ، گرد و غبار ، نمک ، اسپرو و غیره) و به علاوه به علت شباهت سیستم تبلورشان با یخ انتخاب شده بودند به عنوان ژرم محرک استفاده کرد .

نتایج حاصله از این تجربیات را می توان مختصراً" به شرح زیر خلاصه نمود :

در صورت عدم هرگونه "ژرمی" در یک "اطاق سرد" درجه حرارت بحرانی که در آن یک مه متشکله از آب زیر صفر ممکن است کلا" و در تمام حالات به بلورچه های یخ تبدیل شود $0/5 \pm 39$ - درجه سانتیگراد است . نمونه های مختلف شن ، گرد و غبار و غیره در درجات حرارت بین ۲۰- و ۳۰- درجه سانتیگراد در محیط مزبور تولید بلورچه های یخ می نمایند . بدور نقره که در یکی از حالات ، سیستم تبلوری شبیه یخ دارد خاصیت بالارزشی در ایجاد هسته مرکزی از ۴- درجه داشته ، در ۱۰- درجه سانتیگراد دارای حداکثر فعالیت در این مورد می باشد . این پدیده که توسط Vonnegut محرز شده

جهت استفاده در عمل به همان اندازه دارای اهمیت است که تصعید یدور نقره با روش های ساده ای که بعداً از آن بحث خواهیم کرد، زیرا به وسیله آن میتوان از هر گرم AgI، 10^{15} ذره که هر کدام در مبدأ تشکیل یک هسته یخ قرار می گیرند تولید نموده و در نتیجه با کمی از آن توده های عظیم ابر را بارور کرد.

ب- روش ایجاد بارندگی از راه باروری ابرها

۱- حالت ابرهای "زیر صفر"

اغلب اوقات اتفاق می افتد که در عین حال که ابر صرفاً از قطره چه های آب زیر صفر تشکیل یافته معذالک بارندگی ایجاد نمی شود، علت این امر فقدان بلورچه های یخی است که معمولاً در مبنای تشکیل قطرات باران هستند. بنابراین کافی است که مصنوعاً در داخل این گونه ابرها تعدادی بلورچه یخ بپاشیم تا براساس فرایند Bergeron بارندگی ایجاد گردد. برای تحقق بخشیدن به این هدف راههای مختلفی وجود دارد. یکی از این راهها عبارت از پاشیدن ذرات بسیار سرد به داخل ابر است که از راه انجماد قطره چه های آب مجاور موجب ایجاد هسته های تبلور می گردد. این ذرات بسیار سرد را در اغلب مواقع انیدرید کربنیک جامد که در فشار معمولی در -80 درجه تصعید می شود تشکیل می دهد. نظر به تهیه آسان آن در صنعت و سهولت کاربردش در باروری ابرها از هواپیما انیدرید کربنیک جامد فراوان ترین ماده ای است که بخصوص از آغاز تجربیات مربوط به بارندگی مصنوعی مورد استفاده قرار گرفته است.

راه دیگر عبارت از این است که بدرون ابر ماده ای را بپاشیم که دارای شبکه تبلوری شبیه به شبکه تبلور آب باشد. در این صورت ذرات این ماده هسته های تقطیر را به وجود آورده و بخار آب هوا به صورت یخ در سطح آنها جمع خواهد شد. مواد فراوانی قادر به ایفای نقش مزبور بوده ولی طبق مطالعات Langmuir و Schaeffer (۱۹۴۶)، در عمل یدور نقره بیش از همه مورد استفاده دارد.

۲- حالت ابرهای گرم (با درجه حرارت مثبت)

درنواحی حاره، کوششهای وسیعی درجهت باروری و تحریک ابرهای گرم بعمل آمده و می آید. بدین ترتیب که از طریق هواپیما یا با موشک از سطح زمین موادی چون کلرور سدیم را که با دقت خشک و آسیاب شده به درون ابرها می پاشند. ممکن است برای اینکار از آب شور و یا شیرین نیز که به ذرات خیلی کوچک تبدیل شده استفاده نمود.

ج- ایجاد باران از طریق باروری ابرها با یدور نقره

از یخ کربنیک که اصولاً "توسط هواپیما (یا بمب و موشک از سطح زمین) به داخل ابرها پاشیده می شود امروزه جز در موارد اتفاقی یا جهت آزمایشات مربوط به ایجاد بارش در ابرهای کومولوس استفاده نمیشود. زیرا نظر به گرانی قیمت عملیات استفاده صنعتی این ماده مقرون به صرفه نیست. جهت ایجاد بارندگی های طویل المدت در روی مناطق وسیع متد اولترین روش در حال حاضر بارور کردن ابرها توسط ژرم های یدور نقره و به وسیله مولدهائی است که در سطح زمین نصب می شوند.

۱- مولدهای ژرم یدور نقره

یدور نقره به صورت پودری است زرد رنگ یا دانسیته قریب ۱۴/۰۰ (وزن مولکولی ۳۰۴/۷). جهت تولید ذراتی با ابعاد مناسب برای تشکیل هسته مرکزی قطرات پودر مزبور بایستی که در درجات حرارت بالا (۱۳۰۰ درجه سانتیگراد) تبخیر شده و بخار حاصله به طور ناگهانی سرد شود. جهت این منظور روش های مختلفی متداول است:

- تزریق محلول ۲ درصد یدور نقره در استون در مجاورت شعله هیدروژن یا بوتان در حرارت حدود ۸۲۰ درجه سانتیگراد (Bollay)
 - سوخت کک متالورژیک آغشته به ۲/۳ تا ۵ درصد یدور نقره به صورت ورقه پهن نازک، بدین وسیله حرارت ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد به سهولت ایجاد می شود.

- سوختن ذغال آغشته به ۲ درصد یدور نقره در هوای آزاد و در یک

سبد توری فلزی (Dessens)

– ذوب یدور نقره و گرم کردن فوق العاده بخارهای حاصله در یک فر برقی مخصوص و عبور آنها از یک جریان هوای سرد (G.Remenieras) ۲– نحوه عملیات و شمای احتمالی عمل ژرمهای یدور نقره مولدهای "دود" یدور نقره در سطح زمین نصب شده و ژرم های بی شمار حاصله (10^{14} ژرم در هر گرم یدور نقره) توسط جریان های صعودی و طبیعی هوا به داخل ابرها حمل می شوند .

این مولدها با در نظر گرفتن عوامل مختلف آب و هوایی (سرعت باد ارتفاع خطوط هم حرارت ۵، ۵-، ۱۰- درجه سانتیگراد و غیره) بنحوی در سطح زمین قرار داده می شوند که بارندگی درست روی هدف مشخص یعنی بر سطح حوضه آبریز مورد نظر نازل شود .

وقتی که ژرم های AGI ارسالی از سطح زمین به هدفهای پیش بینی شده برخورد کردند می توان نحوه عمل آنها را روی یک توده ضخیم ابر در درجه حرارت متوسط تابستانی به شرح زیر مشخص نمود :

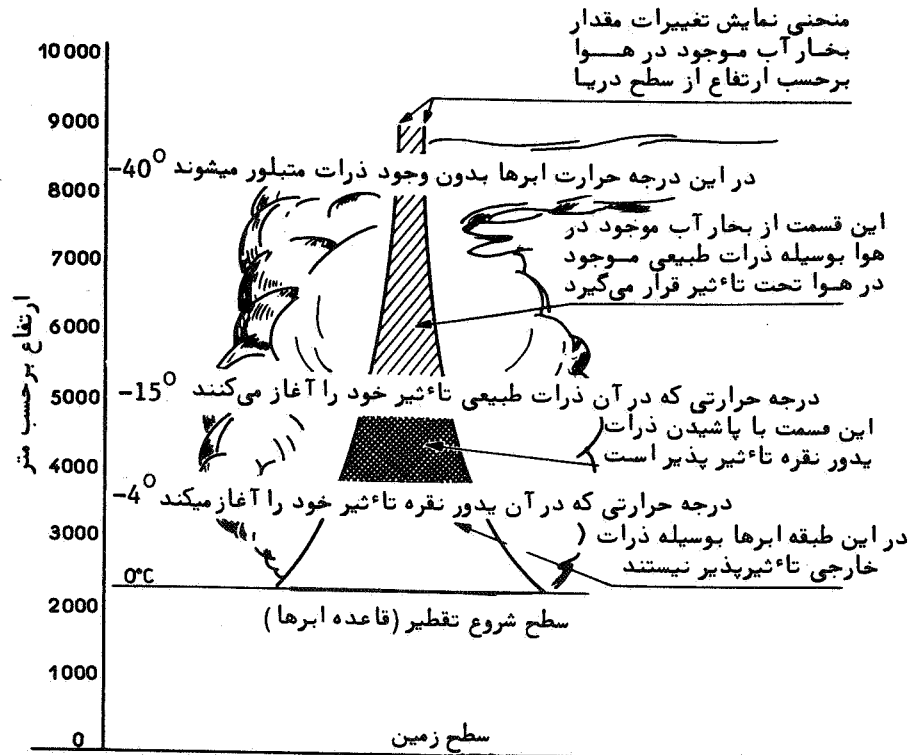
جهت اینکار ضخامت ابر را به سه منطقه تقسیم میکنیم (شکل ۱-۲):

الف – در طبقه تحتانی بین خطوط هم حرارت صفر و ۴- درجه سانتیگراد (تقریباً "بین ۳۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متر) ابر توسط AGI تاثیر پذیر نیست زیرا این ماده فقط از ۴- درجه سانتیگراد فعال می شود .

ب – در طبقه میانی بین خطوط هم حرارت ۴- و ۱۷- درجه (۳۵۰۰ تا ۵۰۰۰ متر) ژرمهای AGI تولید هسته نموده و یا به عبارت دیگر تعداد معتناهی بلورچه یخ ایجاد میکنند ، در این منطقه ، هسته های یخ زای طبیعی مانند گرد و غبار ، اسپر و غیره هنوز فعالیتی ندارند .

– در طبقه فوقانی بین خطوط هم حرارت ۱۷- و ۴۰- درجه (۵۰۰۰ تا ۸۰۰۰ متر) هسته های یخ زای طبیعی فعال شده و در عمل "هسته زائی" با ژرمهای AGI همکاری می کنند .

در وراء خط هم حرارت ۴۰- درجه ژرمهای AGI هیچگونه اثری ندارند ، زیرا در این درجه حرارت بلورچه های یخ خود به خود در هوای اشباع تشکیل می شوند .



شکل ۱-۲- نحوه تأثیر ژرمهای یدور نقره روی ابرها

د- کنترل نتایج حاصله از عملیات باران مصنوعی

اصول و قوانینی که مبنای اغلب روش های ایجاد بارش مصنوعی بر آنها نهاده شده به آسانی در آزمایشگاهها و حتی در طبیعت بوسیله آزمایشات کوتاه مدت که در شرایط دقیق آب و هوایی معین و مناطق خیلی محدود به عمل می آیند قابل بررسی میباشند، ولی کنترل حقیقی و دقیق مقدار بارندگی اضافی که بر اثر باروری ابرها، روی مناطق وسیع و مدتهای طولانی حاصل می شود به علت تغییر پذیری شدید بارندگیها در زمان و مکان بسیار پیچیده است.

روش های مختلف کنترل بر مبنای آزمون های آماری نسبتاً پیچیده تجربه و بررسی شده اند. در حال حاضر بسیاری از محققین را نظر بر این است

که هیچکدام از این روشها نیز هنوز این نظریه را که عملیات مربوط به بارندگی مصنوعی از لحاظ صنعتی موثر هستند به ثبوت نمی‌رساند. البته رویهم رفته نتایج نسبتاً مناسبی جهت دلگرمی مسئولین به ادامه تجربیاتشان به دست آمده است. این امر بخصوص برای مناطق نسبتاً "کوهستانی" که وجود جریانهای صعودی باعث حمل ژرمهای یدور نقره از سطح زمین به طرف ابرها می‌شود نتایج رضایت بخش، را دربر دارد.

این نتایج بدین جهت "دلگرم کننده ولی هنوز غیرمعنی دار" هستند که هرگونه برآورد کم و بیش دقیقی از میزان افزایش بارندگی از طریق کاربرد فن باران مصنوعی امکان پذیر نیست مگر پس از چندین سال تجربه مداوم و لاینقطع در روی حوضه‌ای که بدین منظور اختصاص داده شده تا حداکثر اطمینان از آزمونهای آماری مورد استفاده حاصل شود. به علاوه کنترل آماری باید با آنالیز دقیق عوامل آب و هوایی در طول عملیات همراه باشد.

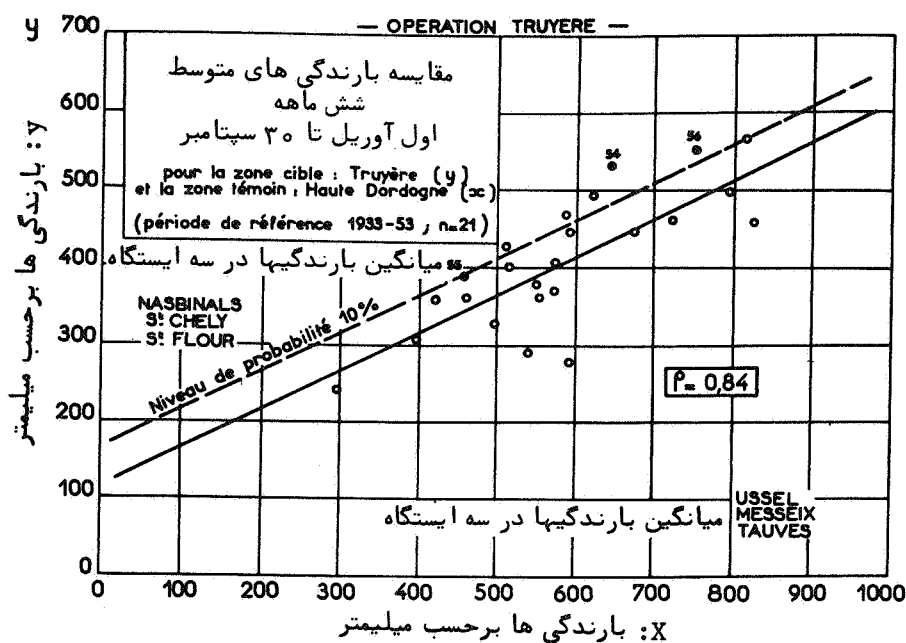
اساس کنترل با استفاده از روشهای همبستگی

ابتدا احتمال افزایش اتفاقی بارندگی مشاهده شده روی "حوضه آبریز هدف" را محاسبه می‌کنیم، اگر این احتمال ضعیف بود چنین نتیجه می‌شود که لاقلاً یک قسمت از افزایش بارندگی در نتیجه باروری مصنوعی ابرها است. روی این اصل برای یک دوره مقدماتی مانند ماه، سمستر یا سال، خط همبستگی بین مقدار بارندگی "حوضه هدف" و یک "حوضه شاهد" را وضع می‌کنیم، حوضه اخیر از لحاظ مشخصات باید تا حد امکان شبیه اولی بوده ولی موقعیت آن طوری باشد که در مواقع زیر تحت تاثیر بارندگی مصنوعی قرار نگیرد:

۱- از یک طرف در طول یک دوره حتی المقدور طولانی قبل از آغاز عملیات باران مصنوعی.

۲- از طرف دیگر در تمام طول دوره‌ای که در آن عملیات بارش مصنوعی ادامه خواهد داشت.

شکل (۲-۲) به عنوان نمونه همبستگی بین ارتفاع بارندگی شش ماهه

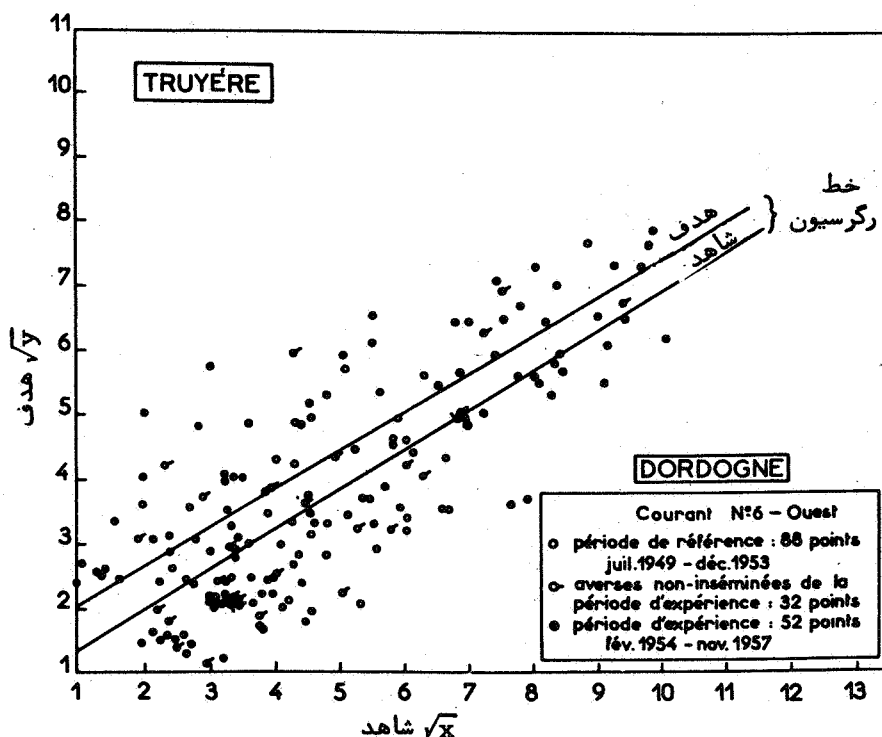


شکل ۲-۲- کنترل ارتفاع بارندگیهای شش ماهه دو حوضه شاهد و هدف با ایجاد همبستگی

(اول آوریل تا ۳۰ سپتامبر) دو حوضه یکی "حوضه هدف (۱)" انتخابی جهت ایجاد بارندگی مصنوعی روی آن، و دیگری "حوضه شاهد (۲)" را نشان میدهد. نقاطی که بادایره کوچک مشخص شده اند مربوط به دوره قبل از عملیات و نقاط سیاه مربوط به دوره عملیات باران مصنوعی هستند (سالهای ۱۹۵۴ تا ۱۹۵۶). زمانی که تعداد نقاط سیاه به اندازه کافی زیاد باشد می توان خط همبستگی را برای دوره عملیات رسم نموده و احتمالاً "تاثیر باران مصنوعی را نتیجه گیری کرد، مسلم است که هر چه تعداد نقاط چه در دوره قبل و چه در طول عملیات فراوانتر بوده و بالطبع ضریب همبستگی بالاتر باشد این آزمون

۱- حوضه Truyere

۲- Haute Dordogne در فرانسه، عملیات باران مصنوعی توسط سازمان آب و برق فرانسه صورت گرفته است.



شکل ۳-۲- کنترل ارتفاع بارندگیهای ناشی از یک رگبار معین روی دو حوضه شاهد و هدف (x بارندگی حوضه شاهد و y بارندگی حوضه هدف).

نتایج قانع کننده تری خواهد داشت .

یک روش دیگر کنترل که مزیت آن مداخله بیشتر تاثیر عوامل هواشناسی است ولی کم و بیش با اشکالات آماری روبرو است در شکل (۳-۲) نشان داده شده است . این متد عبارت است از ایجاد همبستگی بین دو ارتفاع بارندگی (y و x) حاصل از یک رگبار معین که به ترتیب روی حوضه های هدف و شاهد نازل شده باشد . با بردن مقادیر \sqrt{x} و \sqrt{y} روی محورهای مختصات منحنی های همبستگی به طور محسوسی نزدیک به خطوط مستقیم هستند . برای تسهیل در تفسیر نتایج ، رگبارهای مربوط به یک "تپ هوای" معین را در روی یک

گراف مجتمع می‌نمایند. در شکل (۳-۲) همانطور که ملاحظه می‌شود خط همبستگی مربوط به دوره باران مصنوعی در بالای خط مربوط به دورهء ماقبل آن قرار گرفته است که خود نشانه تأثیر مثبت عملیات باروری ابرها میباشد. جهت رفع عدم اطمینان حاصل از روشهای فوق میتوان بدین ترتیب عمل کرد که حوضه شاهد را حذف نموده و از روی قرعه توده های ابر موجود در حوضه هدف را هر زمان که موقعیت مناسب باشد یکبار در میان مصنوعاً باراند. با مقایسه سری های رگبار طبیعی و مصنوعی می‌توان انتظار داشت که نتیجه‌ئی مستقل از انحرافات پارازیت که ممکن است بین دو حوضه هدف و شاهد و یا بارندگیها و روشهای اندازه‌گیری قبل و هنگام باران مصنوعی وجود داشته باشد حاصل شود.

IV - طبقه بندی بارندگی ها

ریزش های جوی را برحسب پدیده های هواشناسی مولد می‌توان به سه طبقه تقسیم نمود:

- ۱- بارندگی های کنوکسیون (Convective)
- ۲- بارندگی های کوهستانی (Orographic)
- ۳- بارندگی های سیکلونیک یا جبهه‌ئی (جبهه گرم یا سرد، خط انسداد). (Frontal)

۱- بارندگی های کنوکسیون

در آتمسفر آرام هوای اشباع یا غیر اشباع مجاور سطح زمین بر اثر تشعشعات خورشید (مستقیماً و بخصوص غیرمستقیم توسط اشعه انعکاسی زمین) گرم و در نتیجه متسع شده و به‌طور عمودی به سمت مرکز "سلولهای کنوکسیون" متعدد که متدرجاً در حال تشکیل‌اند دمیده می‌شود. درحین صعود بسته به وضعیت رطوبتی طبق گرادیان "آدیاباتیک خشک" (یعنی یک درجه سانتیگراد در هر صد متر) و یا آدیاباتیک اشباع (۵/۰ درجه سانتیگراد در هر صد متر)

سرد شده و در یک ارتفاع که ارتفاع یا حد تقطیر^(۱) نامیده می‌شود به نقطه میعان می‌رسد. از این حد به بالا ابرها (Cumulus) شروع به تشکیل شدن میکنند، و اگر جریان قائم اولیه کنوکسیون شدت داشته باشد این عمل میتواند مدتها ادامه پیدا کند. مسلماً سیستم ابر حاصله پس از رسیدن به یک منطقه سرد و یا دارای تلاطم نسبتاً شدید ایجاد باران خواهد نمود بنابراین بارندگی‌های اخیر که به "کنوکسیون" شهرت دارند محصول هوای گرم بوده که اغلب با رعد و برق و طوفان همراه هستند. قسمت اعظم این بارندگی‌ها به صورت باران است و اتفاقاً ممکن است تگرگ نیز به همراه داشته باشد. این بارندگی‌ها مشخصه مناطق استوائی هستند چون در آنجا بر اثر ضعف عادی بادهای جریانات هوا اغلب عمودی است. در این نواحی در طول صبحگاه تحت تاثیر تابش آفتاب ابرها تشکیل شده و در بعد از ظهر یا شب ایجاد رگبارهای شدید همراه با رعد و برق میکنند، در اواخر شب ابرهای مذکور پراکنده می‌شوند و صبح در طلوع آفتاب هوا معمولاً صاف است. این نوع بارندگی‌ها قسمت اعظم ۲۵۰۰ میلیمتر بارانی را که در حال حاضر سالیانه به طور متوسط بر مناطق استوائی فرو می‌ریزد تشکیل می‌دهند.

بارندگی‌های کنوکسیون در مناطق معتدله نیز در فصول گرم و بصورت طوفانهای تابستانی و موضعی خیلی شدید ایجاد میشوند. البته باید دانست که تمام طوفانها از مکانیسم بارندگی کنوکسیون نتیجه نمی‌شوند.

۲- بارندگی‌های کوهستانی

زمانی که بادهای مرطوب در حال وزش از اقیانوس‌ها به طرف خشکی‌ها به یک مانع کوهستانی برخورد کرده و یا از یک منطقه تحت نفوذ دریای گرم به مناطق خشک و وسیع سردتر می‌رسند بالطبع بالا می‌روند و افزایش حجم

۱- تقطیر آب همراه با آزاد شدن حرارت بوده و این خود باعث میشود که کنوکسیون به ارتفاع ۸ تا ۱۰ کیلومتر ادامه یابد. حتی میتوان گفت که تشکیل ابرهای طوفانی نوعی احتراق عظیم ولی نسبتاً کند هوای مرطوب است که در آن بخار آب نقش یک ماده محترقه را بازی می‌کند.

آنها موجب سرد شدن و تشکیل توده های ابر و بالاخره ایجاد بارندگی میشود . این بارندگی ها معروف به ریزش های کوهستانی (orographic) بوده که به صورت باران یا برف روی دامنه هایی که در معرض باد هستند فرو می ریزند ، به علاوه چه از لحاظ مقدار و چه نحوه توزیع مکانی بسیار نامنظم و تحت نفوذ اغتشاشات سیکلونیک می باشند .

همانطور که جذب یک فلوی نورانی توسط یک جسم کدر ایجاد سایه می کند به همان طریق سد معبر توده های هوای مرطوب توسط یک رشته کوه تولید یک منطقه کم باران و خشک در دامنه یا ناحیه ای که در جهت مخالف باد قرار گرفته خواهد نمود . هوا بر اثر پائین آمدن در روی این دامنه گرمتر شده و رطوبت نسبی آن کاهش می یابد . (پدیده " foehn ") این امر موجب ایجاد یک رژیم باد خشک و پیدایش مناطق نیمه خشک میگردد . شکل (۲-۴) یک نمونه از تاثیر این پدیده را در حوضه های مرتفع Truyere و Lot که توسط جبال Cantal و Aubrac از دسترسی به اغتشاشات آتلانتیک دور مانده اند نشان می دهد .

۳- بارندگی های سیکلونیک یا جبهه‌ئی (گرم یا سرد)

همانطور که قبلاً اشاره شد این بارندگی ها در سطح تماس (جبهه) توده های هوایی که دارای حرارت و رطوبت مختلف هستند به وجود می آیند . بدون ذکر جزئیات تئوری "توده های هوا" که توسط محققین هواشناسی بسط داده شده ، سیکلونهای فوق حاره‌ئی را می توان به صورت گرد بادهای عظیمی در نظر گرفت که در قلب مناطقی که دو یا چند توده هوا به یکدیگر برخورد می کنند ، تشکیل میشوند . صرفنظر از منشاء این پدیده در این مناطق برخورد است که توده های هوای گرم و مرطوب که سبکتر هستند به شدت به طرف ارتفاعات رانده می شوند این امر موجب سرد شدن سریع و تراکم فوق العاده‌ئی می شود که ایجاد بارندگی را به دنبال خواهد داشت .

تجربه نشان می دهد که یک جریان شدید سیکلونیک باعث پیدایش

بارندگی های فراوان و طویل المدت می گردد .

البته مسلم است که نزولات حقیقی نتیجه اختلاط هر سه نوع بارندگی

که از آن یاد کردیم می‌باشند، بدین ترتیب که یک اغتشاش سیکلونیک در منشاء پیدایش یک بارندگی کوهستانی بوده که خود باعث دوام باران‌های کنوکسیون می‌گردد.



شکل ۴-۲- یک نمونه از تاثیر سایه بارندگی روی حوضه های Truyere و

ALLTER در فرانسه

B - اندازه گیری بارندگی ها

۱ - مشکلات موجود در اندازه گیری صحیح ارتفاع بارندگی

- ارتفاع بارندگی عبارت از ضخامت قشر آب حاصله ایست که در روی یک سطح افقی جمع آوری شده و به طور کامل " ساکن پخش شده باشد .
- اندازه گیری دقیق این ارتفاع آب چندان آسان به نظر نمی رسد زیرا :
- ۱- باران سنج از هر نوع که باشد در اطراف خود ایجاد اغتشاشات آئرو دینامیکی می نماید که کم و بیش "میدان بارندگی ها" را تغییر داده و در مجاورت دستگاه با ایجاد تشدید سرعت و یا گردباد ، میزان باران یا برف جمع آوری شده را دستخوش نوسانات می سازد (۱) .
 - ۲- کمتر ایستگاهی می توان یافت که در آن واحد به اندازه کافی دارای پناهگاهی جهت محافظت در مقابل اثر اغتشاشات آئرو دینامیکی فوق - الذکر بوده و هم در عین حال در محلی آزاد واقع باشد تا بتواند در کلیه شرایط از لحاظ جهت باد و اغتشاشات بارندگی ، معرف واقعی منطقه مربوطه نیز به حساب آید .
 - ۳- اندازه گیری یک باران هیچوقت قابل تکرار نیست بنابراین اگر خطائی در آن صورت گیرد قابل اصلاح نخواهد بود .
 - ۴- "نمونه‌ئی" که بدین ترتیب به وسیله باران سنج برداشت میشود نسبت به میزان کل بارندگی که روی یک منطقه وسیع نازل می شود فوق العاده ناچیز است . به علاوه هر چه نحوه توزیع بارندگی در روی منطقه مربوطه غیر یکنواخت باشد ارتفاع آب اندازه گیری شده کمتر معرف میزان بارندگی حقیقی خواهد بود .

۱- بنابراین لازم است که اندازه گیری باران با دستگاههای استاندارد شده و با روش های یکنواخت انجام شود تا نتایج حاصله در ایستگاههای مختلف بهتر قابل مقایسه باشد .

II - باران سنجهای غیر ثبات

الف - اصول کلی

معمولا " هرگونه ظرف رو بازی می تواند جهت اندازه گیری مورد استفاده قرار گیرد ، ولی در مورد مشاهدات دقیق وبخصوص امکان مقایسه ارقام حاصله اجبارا " باید باران سنج های "یکنواخت " را به کار برد .

معدالک هنگام تجزیه و تحلیل بعضی رگبارهای بزرگ نیاز به جبران کمبود ایستگاههای رسمی با استفاده از باران سنج هائی است که به سهولت در دسترس قرار می گیرند . هنگام کاربرد این دستگاهها باید نکات زیر را مورد توجه قرار داد :

۱- لبه فوقانی باران سنج باید کاملا " افقی باشد ، در عمل به ازاء هر درجه انحراف لبه از خط افقی تا موقعی که از ۱۰ درجه تجاوز نکند ۱ در صد اشتباه منظور می شود . اگر شیب لبه در جهت باد باشد این اشتباه مثبت و در حالت مخالف منفی خواهد بود .

۲- چنین به نظر می رسد (چون در این مورد اتفاق عقیده وجود ندارد) که با فرض تساوی سایر شرایط هر چه سطح پذیرش باران سنج بزرگتر باشد ارتفاع بارندگی اندازه گیری شده بیشتر خواهد بود (مراجعه به جدول ۳).

۳- در یک ایستگاه معین و برای یک ارتفاع بارندگی ، هر چه فاصله سطح پذیرش از زمین بیشتر باشد میزان آبی که به وسیله باران سنج جمع آوری می شود کاهش خواهد یافت ، اختلاف این مقدار بین دو باران سنج که یکی در سطح زمین و دیگری در ارتفاع ۱/۵ متری از آن قرار گرفته باشد حدود ۱ درصد است که ظاهرا " بر اثر افزایش سرعت باد نسبت به ارتفاع پیش می آید .

۴- علت اصلی اشتباهات در اندازه گیری باران تاثیر باد می باشد که بر حسب سرعت و همچنین موقعیت باران سنج در مقابل آن متغیر است . افزایش سرعت جریان موجب تشکیل گردباد در مجاورت باران سنج می شود و مسیر قطرات باران یا برف را منحرف می سازد ، این امر موجب اشتباه در ارتفاع بارندگی اندازه گیری شده می گردد .

جدول (۳)

تغییرات ضریب جمع آوری برحسب قطر سطح پذیرش باران سنج

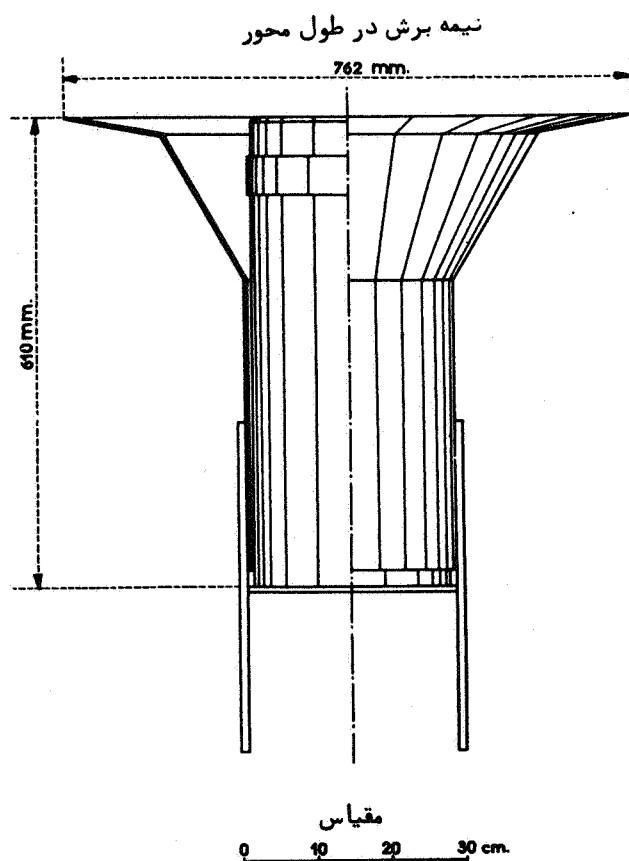
قطر باران سنج به اینچ (۲/۵۴ سانتیمتر)								ایستگاه
۲۴	۱۲	۸	۶	۵	۴	۲	۱	
ضریب جمع آوری برحسب درصد								
۱۰۰/۳	۱۰۰	۱۰۳/۶	۱۰۲/۶	۹۹/۶	۹۹/۷	۹۵/۶	۹۱/۴	کالن (CALNE) (طول دوره مشاهدات ۴ ۱/۳ سال)
۱۰۱/۳	۱۰۰	۹۹/۱	۱۰۰/۹	۹۷/۸	۱۰۰/۲	۹۷/۸	۹۱/۶	(دو سال)

هرچه سرعت سقوط قطرات یا دانه های برف کمتر و سرعت باد بیشتر باشد اشتباه حاصله زیادتر خواهد بود .

برای تخفیف اثرات باد روی "باران سنج" اغلب سطح پذیرش را به وسیله یک پرده محافظ که نمونه آن پرده مخروطی شکل Nipher می باشد محاصره می کنند (شکل ۵-۲) ، این پرده در سال ۱۸۷۸ اختراع شده و پس از آن نمونه های دیگری نیز آزمایش شده اند (Alter در سال ۱۹۳۷ در آمریکا ، Mercanton در ۱۹۳۹ در سویس ، Warnik در ۱۹۵۲) . این کوشش ها در جهت ایجاد یک باران سنج که از لحاظ آئرو دینامیکی بی اثر باشد به عمل آمده است .

معذالک کاربرد این پرده ها مگر در موارد باران سنج های ذخیره ای که در ارتفاعات کوهستانی نصب می شوند هنوز عمومیت نیافته است (مناطق تحت نفوذ باد که قسمت بزرگ بارندگی ها به صورت برف نازل می شود) . از طرف دیگر برخی را عقیده بر این است که وجود یک پرده در اطراف سطح پذیرش باران سنج میزان آب جمع آوری شده را افزایش میدهد . طبق مطالعات Bornstein هرگاه سرعت باد از ۵ تا ۳۵ کیلومتر در ساعت تغییر کند میزان افزایش بارندگی اندازه گیری شده برای بارانهای سنگین و شدید ۶ تا

۱۷ درصد و برای بارانهای نرم و برف ۲۵ تا ۵۰ درصد خواهد بود. البته در عمل امکان اینکه بعضی پرده ها باعث ازدیاد آب اندازه گیری شده توسط باران سنج نسبت به مقدار حقیقی باران شوند، زیاد است. از طرف دیگر هر چند در حین آزمایش ممکن است طرز کار آنها صحیح باشد ولی در عمل جمع شدن برف در فاصله زمانهایی که آنها را از باران سنج جدا می کنیم ممکن است ایجاد اشکال بکند.



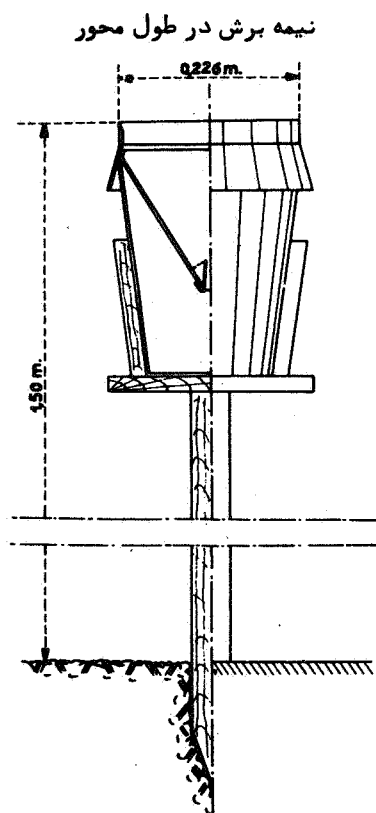
شکل ۵-۲- پرده نیفر که روی یک باران سنج دفتر هواشناسی ایالات متحده سوار شده

ب - باران سنج " Association "

این دستگاه که توسط جامعه علمی فرانسه پیشنهاد و در آن کشور کاربرد زیادی دارد در شکل (۲-۶) نشان داده شده است .

این باران سنج از سه قسمت زیر تشکیل شده :

- ۱- یک سطل از روی که در آن آب حاصله از باران جمع آوری میشود .
- ۲- یک قیف از همان جنس سطل که سطح پذیرش باران را تشکیل داده و ضمناً دارای سوراخ کوچکی است که حتی الامکان میزان تبخیر را کاهش می دهد ، این سوراخ ممکن است با یک تور فلزی نازک پوشیده شود .



شکل ۲-۶- باران سنج " Association "

۳- یک حلقه مدور به قطر تقریبی ۲۲۶ میلیمتر که سطح پذیرش را محاصره می‌کند، مساحت این سطح دقیقاً ۴۰۰ سانتیمتر مربع است. باران سنج باید در یک محل کاملاً "باز به طوری نصب شود که حلقه انتهایی کاملاً" افقی و با سطح زمین حدود ۱/۵ متر فاصله داشته باشد. معمولاً این باران سنج را همانطور که در شکل (۶-۲) ملاحظه می‌شود در انتهای یک پایه چوبی که در خاک نصب شده، قرار می‌دهند. اندازه‌گیری مقدار بارندگی ممکن است دوبار در روز در ساعات ۷ صبح و ۷ بعد از ظهر با تخلیه محتوای سطل در یک لوله مدرج که بتوان ارتفاع باران را مستقیماً بر حسب میلیمتر یا دهم میلیمتر قرائت نمود انجام شود (در صورت وجود برف باید آنرا با احتیاط بدورن یک محوطه گرم جهت ذوب منتقل نمود).

ج- باران سنج دفتر هواشناسی ایالات متحده

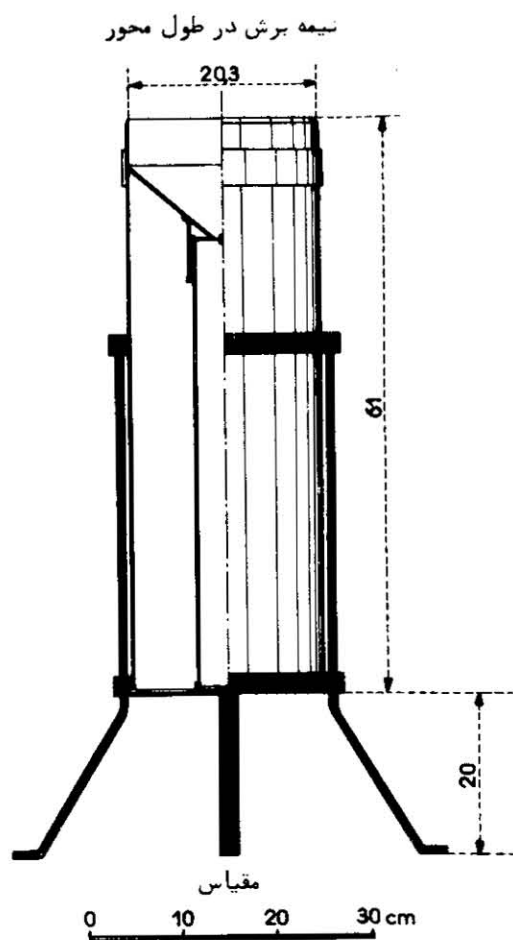
این باران سنج دارای سطح پذیرشی معادل ۸ اینچ (۰/۲۰۳ متر) است که یک استوانه اندازه‌گیر مرکزی را که سطح مقطعی معادل یک‌دهم آن دارد تغذیه می‌کند. با استفاده از یک خط کش مدرج که برحسب ۱/۵ اینچ مدرج شده می‌توان ارتفاع آب حاصله از بارندگی را با تقریب ۱/۵ اینچ قرائت نمود (شکل ۷-۲).

استوانه خارجی که درحقیقت بدنه دستگاه را تشکیل می‌دهد در صورت سرریز شدن باران سنج، آب اضافی را جمع‌آوری می‌نماید. در هنگام برفی بودن هوا قیف جمع‌آوری را بر میدارند تا برف در استوانه خارجی جمع شود. آب حاصل از ذوب برف یا به وسیله توزین و یا در صورت عدم امکان، با استفاده از استوانه داخلی اندازه‌گیری می‌شود.

III - دستگاههای باران نگار

دربسیاری از مطالعات هیدرولوژی (مثلاً "پیش‌بینی دبی‌های طغیانی رودخانه) تنها اطلاع از ارتفاع کل بارندگیها در یک زمان معین کافی نیست، بلکه باید شدت یا دبی این بارندگی‌ها را که معمولاً "برحسب میلیمتر در

ساعت یا در دقیقه بیان می شود در هر لحظه در طول رگبار مشخص نمود .
جهت این منظور از باران سنج ثبات یا باران نگار استفاده می شود .
این دستگاه دارای یک قلم ثبات است که منحنی بارندگی تجمعی برحسب
زمان را در روی یک کاغذ مدرج ثبت می نماید .

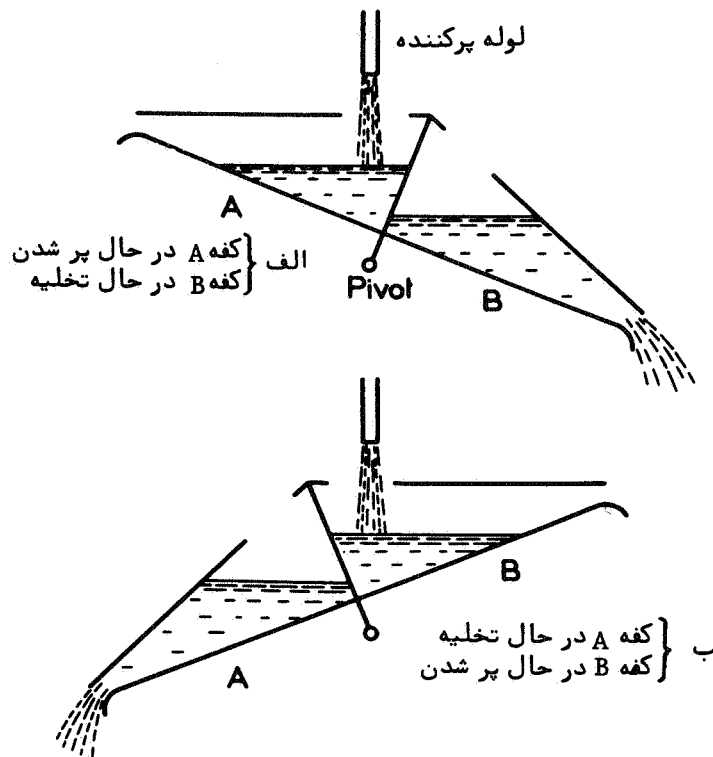


شکل ۷-۲- باران سنج دفتر هواشناسی آمریکا

الف - باران نگار نوع R-208 با سیستم ترازوئی

۱- اساس:

آبی که توسط سطح پذیرش جمع آوری می شود از راه قیف به داخل یک کفه ترازو هدایت میشود. سیستم ترازو به نحوی پیش بینی شده که تعادل کفه آن به محض ورود یک مقدار معینی آب (۲۰ گرم) بهم خورده، کفه مزبور خالی و کفه دیگر در معرض پر شدن قرار می گیرد. این یکی نیز پس از پر شدن یعنی پذیرش ۲۰ گرم آب به موقعیت اول برگشته و کفه دیگر جای آنرا میگیرد، براین اساس دو کفه متقارن که روی یک محور مشترک سوار شده اند مرتباً "در حین بارندگی پر و خالی می شوند شکل (۸-۲). هر بار خالی شدن کفه ها یک



شکل ۸-۲- کفه های باران نگار با سیستم ترازوئی

چرخ دنداندار را به اندازه یک دندان به جلو می‌راند. حرکت چرخ مزبور به وسیله یک سیستم ارتباط اهرمی به یک قلم ثبات که در روی کاغذ مدرجی که دور یک استوانه با محور قائم پیچیده شده منتقل میگردد، چرخش کامل استوانه مزبور ممکن است هر ۲۴ ساعت و یا هر هفته یکبار انجام شود.

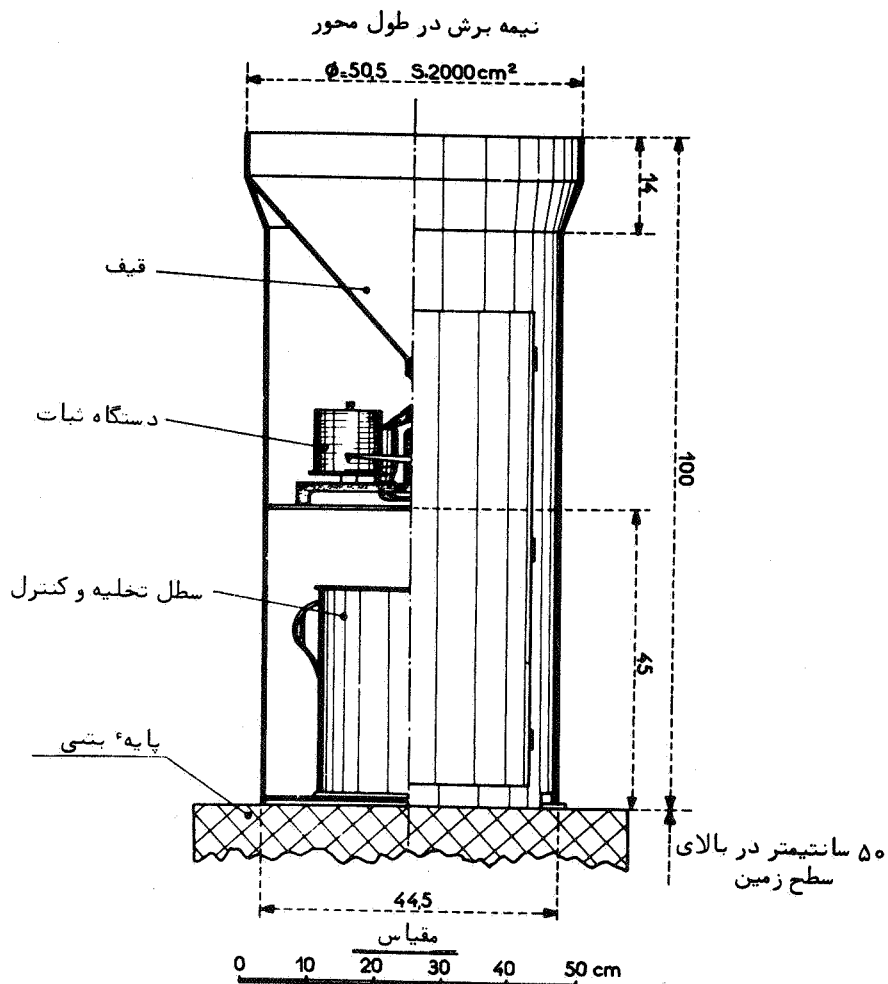
۲- تشریح مختصر دستگاه

باران نگار کلا" به صورت استوانه‌ای است (شکل ۹-۲) به ارتفاع یک و قطر ۵/۵ متر که از فلز رنگ شده ساخته شده و به صورت پناهگاهی دستگاه ثبات و سطل جمع‌آوری آب را که در حقیقت وسیله کنترل بارندگی کلی است در بر می‌گیرد^(۱). در سطح مقطع فوقانی استوانه محافظ سطح پذیرش باران نگار قرار گرفته که از قیفی محصور با یک طوقه لبه تیز به قطر دقیق ۵۰۴/۴ میلیمتر (مساحت ۲۰۰۰ سانتیمتر مربع) تشکیل شده است. در صورت کاربرد این دستگاه در مناطق خیلی پر باران میتوان به آسانی سطح پذیرش را با یک سطح کوچکتر به قطر ۲۲۵/۶۷ میلیمتر و مساحت ۴۰۰ سانتیمتر مربع جایگزین نمود.

آبی که بدین ترتیب توسط سطح پذیرش جمع‌آوری می‌شود به وسیله یک آژوتاز به قطر ۲/۵ میلیمتر که به وسیله یک کرپین توری ظریف (۳۶ روزنه در سانتیمتر مربع) محافظت می‌گردد بدون کفه‌ها هدایت می‌شود. برای ثبت دقیق رگبارهای شدید بهتراست که قطر آژوتاز به ۵ میلیمتر افزایش داده شود. شکل (۱۰-۲) شمای کلی دستگاه ثبات را نشان میدهد. استوانه دستگاه مزبور را به دلخواه می‌توان طوری تنظیم نمود که هر روز و یا هر هفته یکبار چرخش کامل داشته باشد.

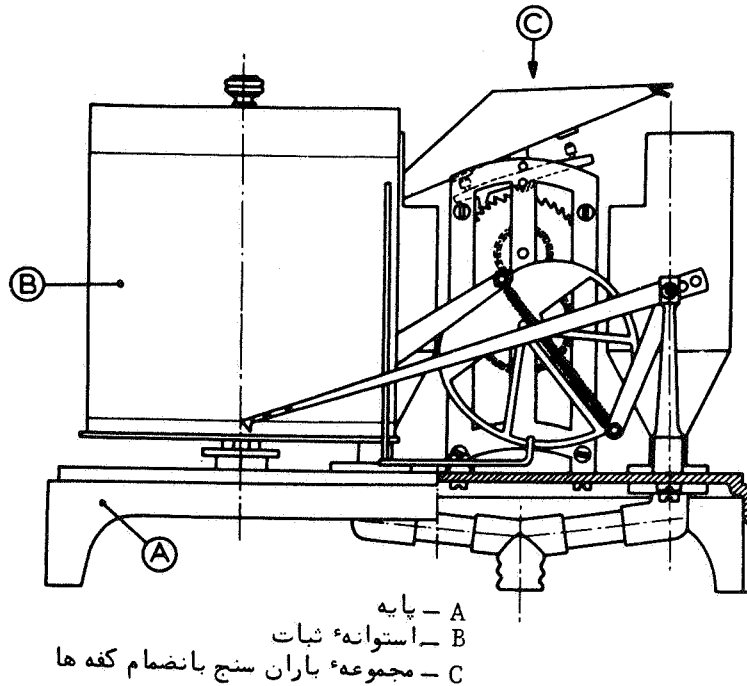
هر درجه از تقسیمات محور عرضها در روی کاغذ مدرج شکل (۱۱-۲)

۱- با استفاده از این سطل می‌توان کنترلی روی طرز کار سیستم ترازو داشت بدین ترتیب که با مقایسه ارقام، بخصوص در مواقع بارانهای سیل‌آسا میتوان در صورتیکه باران سر رفته باشد تشخیص داد برای اندازه‌گیری بهتراست سیستم ثبات را با تغذیه باران نگار با دبی‌های مشخص و ثابت درجه بندی نمود.



شکل ۹-۲- باران نگار R-208 با سیستم ترازویی

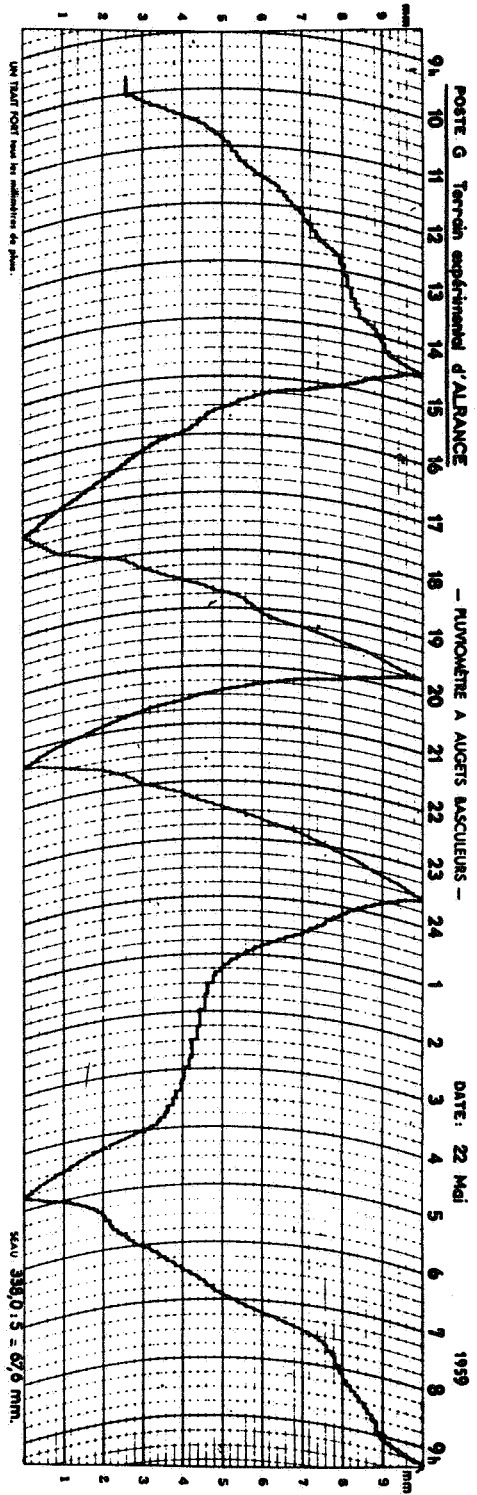
برای سطح پذیرش معمولی معادل 0.2 و برای سطح پذیرش کوچک تر معادل 1 میلیمتر باران است. روی محور طولها مقیاس زمان برده شده که برای چرخش 24 ساعته هر 15 میلیمتر معادل یک ساعت است، بنابراین جزئیات تغییرات شدت بارندگی برحسب زمان در طول رگبار کاملاً قابل بررسی خواهد بود.



شکل ۱۰-۲- باران سنج ثابت R-208 با سیستم ترازویی

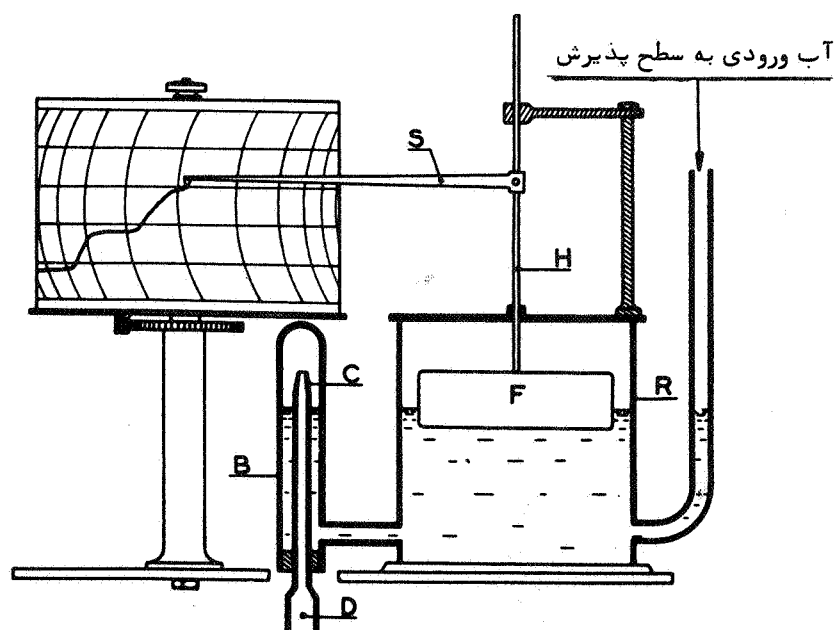
ب- باران نگار سیفونی J. Richard

سطح پذیرش این دستگاه به مساحت ۴۰۰ سانتیمتر مربع از یک قیف که توسط یک طوقه لبه نازک شبیه آنچه که در مورد باران سنج "Association" دیدیم تشکیل شده است. آب حاصل از بارندگی توسط یک لوله مسی بداخل یک مخزن استوانه‌ای هدایت می‌شود. در داخل سیلندر یک جسم شناور قرار گرفته که در قسمت فوقانی آن یک میله عمودی آنرا به قلم ثابت مربوط می‌سازد. هنگامی که آب در استوانه مزبور به سطح ماکزیمم رسید یک سیفون آنرا در طرف ۱۲ ثانیه تخلیه میکند. این عمل موجب حرکت دادن جسم شناور و بالتبع قلم ثابت شده و آنرا بحالت اولیه برگردانده، عملیات مجدداً شروع میشود.



شکل ۱۱-۲- یک نمونه از نحوه ثبت یک کار توسط باران نگار با سیستم ترازویی
(منطقه آرمایشی Alrance)

قسمت‌های مختلف دستگاه فوق به نحوی تنظیم شده‌اند که هر بار که مخزن استوانه‌ای به حداکثر ظرفیت خود می‌رسد نماینده ارتفاع ۱۰ میلیمتر بارندگی است (حجم ۴۰۰ سانتیمتر مکعب (شکل ۱۲-۲)).



شکل ۱۲-۲- اساس باران نگار سیفونی Richard

توجه:

- ۱- دستگاه‌های باران نگار اغلب مجهز به یک سیستم حرارتی نزدیک سطح پذیرش هستند که در مواقع برف و یخبندان مورد استفاده قرار می‌گیرد. (لامپ برقی ۶۰ تا ۱۰۰ وات).
- ۲- در بعضی از باران نگارهای مورد استفاده در آمریکا یک سیستم ترازو مانند وجود دارد که هر لحظه وزن کل آبی را که از ابتدای بارندگی تا آن لحظه توسط سطح پذیرش جمع‌آوری شده معین و در روی یک گراف "معادل

آب " بارندگی ها را برحسب زمان مستقیماً" ثبت می نماید .
 ۳- در مورد پیش بینی دبی رودخانه ها اخیراً" از باران نگارهائی که از راه دور خواه به وسیله رادیو و یا خط تلفنی کنترل می شوند استفاده میشود ، این دستگاهها در هر لحظه مقادیر اندازه گیری شده را به یک ایستگاه مرکزی مخابره می کنند .

IV - باران سنجهای ذخیره ای

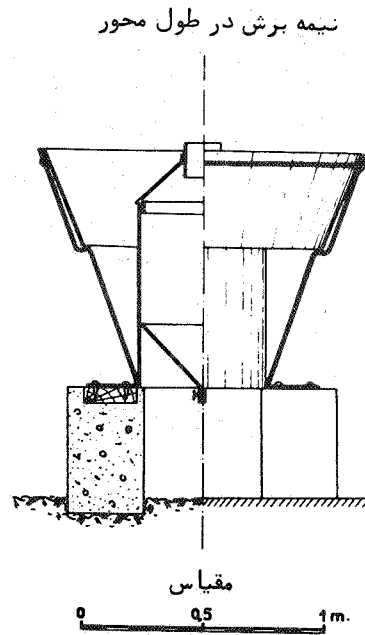
بارندگی های شدید اغلب بصورت برف در مناطق کوهستانی و مرتفع نازل می شوند . نظر به اشکالاتی که جهت دسترسی به این نواحی وجود دارد اندازه گیری بارندگی به طور یکجا در ظرف دو یا سه بار در سال انجام میگیرد ، برای این کار از باران سنج های ذخیره ای که نمونه آن در شکل (۱۳-۲) نمایش داده شده استفاده می کنند .

این دستگاهها که معمولاً " غیر ثبات هستند شبیه باران سنج های معمولی بوده با این تفاوت که دارای ظرفیت بیشتری می باشند تا قادر به جاگیری بارندگی شش ماه یا یکسال متوالی باشند . برای محافظت آب جمع آوری شده از تبخیر و یا یخ زدن ، سطح خارجی باران سنج را رنگ سیاه می زنند و قبلاً" در آن مقداری کلرور کلسیم با یک قشر ۵ تا ۱۰ میلیمتر روغن میریزند ، کلرور کلسیم عامل ذوب برف و ضد یخ بوده و قشر روغن از تبخیر جلوگیری به عمل می آورد .

این «حتوای اولیه باران سنج ذخیره ای معمولاً" از یک محلول رقیق ۲۹/۶ درصد کلرور کلسیم (۳۷/۵ درصد نمک تجارتنی با درجه خلوص ۷۸ درصد) که درجه حرارت انجماد آن نزدیک ۵۰- درجه سانتیگراد است تشکیل شده که چون با مقدار مساوی آب بارندگی رقیق شود درجه انجمادش به ۱۲- درجه سانتیگراد می رسد .

برخی از باران سنج های ذخیره ای در سطح پذیرش دارای وسیله گرم کننده ای مانند مقاومت الکتریکی یا گاز بوتان هستند . البته این دستگاهها از

طرفی گران تمام می شوند و از طرف دیگر به نگهداری دقیق احتیاج دارند. مثلاً در هوای ملایم اجباراً باید میزان گرما را تنظیم نمود تا از تبخیر بارندگی های جمع آوری شده جلوگیری به عمل آید. در نقاط خشک و کویری از نوعی باران سنج های ذخیره‌ئی استفاده می شود که مخزن آنها در داخل خاک نصب شده است تا از اثر تبخیر جلوگیری شود، برای محافظت این دستگاهها در مقابل خطرات ناشی از احشام ایلات اصولاً آنها را در انتهای برج های کوچک بتنی که مختص این کار ساخته می شود نصب می کنند.



شکل ۱۳-۲- برف سنج ذخیره‌ئی Mougine مجهز به پرده نیفر

۷ - برف سنج

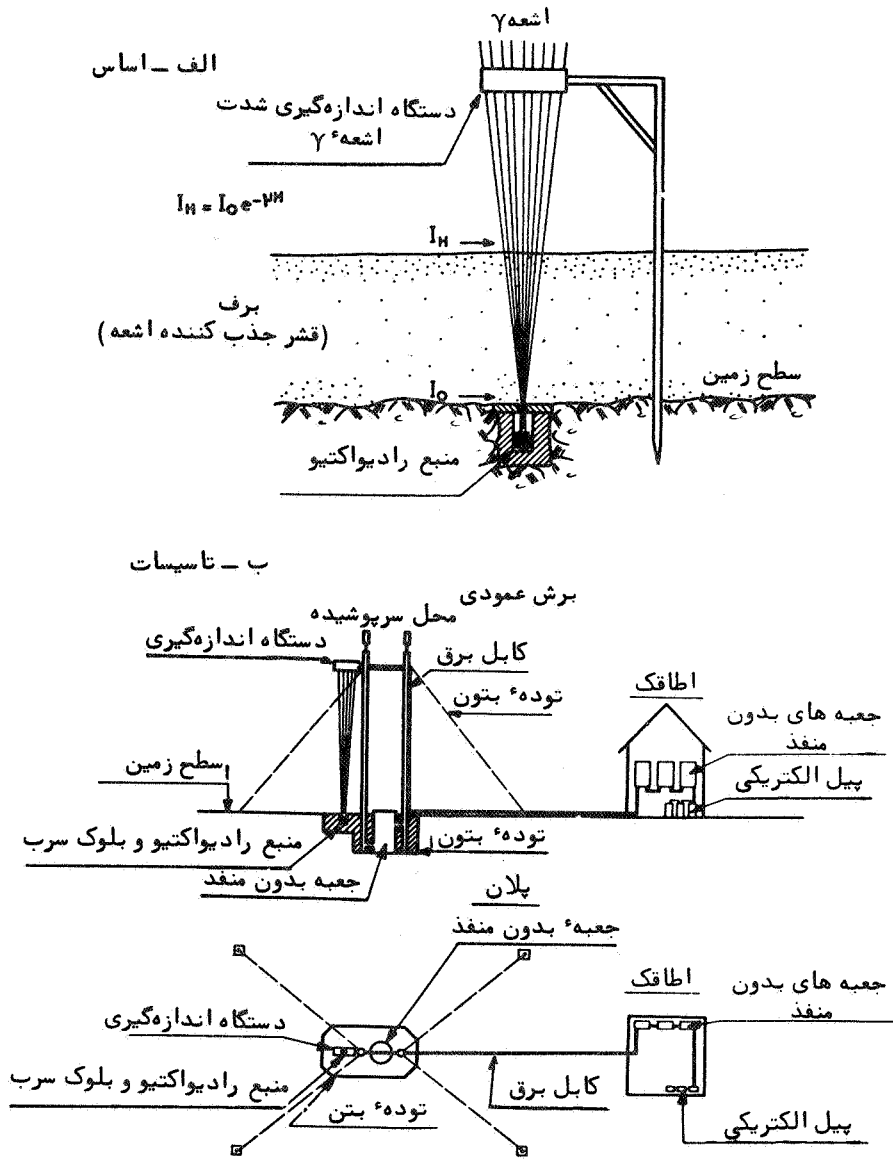
همانطور که ملاحظه شد "آب معادل" بارندگی‌هایی که به صورت برف نازل می‌شوند نیز توسط باران سنج‌ها اندازه‌گیری می‌شود، در صورتی که این دستگاهها جهت پذیرش ذرات سبک برف چندان آمادگی ندارند. در برخی از مطالعات مربوط به پیش‌بینی دبی‌های استثنائی یا اعلام سیل اغلب لازمست که "آب معادل" ریزش‌های برفی را با دقت بیشتری اندازه‌گیری کرده و یا ذخائر برف موجود در منطقه را تخمین زد. جهت این کار باید از میز مخصوصی که روی یک سیستم ترازو مانند سوار بوده و ممکن است ثابت نیز باشد استفاده نمود. اخیراً با استفاده از اشعه رادیو اکتیو و با عبور آن از یک لایه برف مورد مطالعه و اندازه‌گیری مقدار اشعه جذب شده می‌توان مستقیماً "معادل آب" لایه برف را اندازه‌گیری نمود.

سرویس کشاورزی ایالات متحده و سازمان آب و برق فرانسه جهت پیش‌بینی دبی تابستانی رودخانه‌های کوهستانی یک سلسله عملیات اکتشافی را در اواخر بهار روی حوضه‌های آبریز مربوطه به عمل می‌آورند. بدین ترتیب که با استفاده از لوله‌های آلومنیومی یک سری نمونه جهت تخمین ضخامت لایه‌های برف که بیش از ۶ متر عمق دارند برداشت می‌نمایند، استوانه برفی استخراج شده توسط نمونه بردار روی یک ترازو در محل وزن شده و با اطلاع از تراکم برف در نقاط مختلف میزان "آب معادل" برف منطقه را محاسبه می‌کنند.

۷۱ - تأسیس شبکه باران سنجی

الف - تراکم شبکه باران سنجی

تعداد باران سنج و به عبارت دیگر تراکم ایستگاههای باران سنجی در یک منطقه بستگی به هدف مطالعاتی و نحوه توزیع مکانی بارندگی و شرایط پستی و بلندی ناحیه دارد. اگر منظور محاسبه مدول بارندگی متوسط حوضه



شکل ۱۴-۲- اندازه گیری ارتفاع آب معادل یک لایه برف از راه جذب اشعه^{۶۰}Co رادیواکتیو. اساس و تجهیزات ایستگاه

های هموار و پهناور ولی یکنواخت باشد تعداد کمی باران سنج کافی به نظر می‌رسد، ولی مطالعات مهندسی جهت پیش بینی طغیانهای وابسته به رگبار های کوتاه مدت ولی شدید در مناطق کوهستانی مستلزم یک شبکه متراکم باران سنج و باران نگار خواهد بود. برای ایجاد نقشه های خطوط هم باران در طول یک رگبار و تعیین پر باران ترین منطقه نیز احتیاج به تعداد فراوانی باران نگار است. مثلاً "جهت مطالعه عملی یک حوضه آبریز به مساحت ۱۴ کیلومتر مربع در فرانسه تعداد ۶۰ باران سنج در آن نصب شده است. در یک حوضه آبریز دیگر به مساحت ۲۰۰۰ کیلومتر مربع واقع در دشت با استفاده از تعداد ۳۰ باران سنج که $\frac{1}{4}$ آن دستگاههای ثابت هستند ایجاد همبستگی بین باران و دبی امکان پذیر به نظر می‌رسد، در صورتیکه برای یک حوضه کوهستانی این تعداد کافی نخواهد بود.

ب - تعیین محل ایستگاههای باران سنجی

در مناطقی که دارای پستی و بلندی مشخص هستند بهتر است که یک سری باران سنج طوری نصب شوند تا بتوان با استفاده از ارقام اندازه گیری شده توسط آنها به ایجاد یک نیمرخ باران سنجی که تغییرات بارندگی را بر حسب ارتفاع از سطح دریا نشان می‌دهد مبادرت نمود. بدین ترتیب میتوان تسهیلات لازم را در کنترل قوانین بارندگی متوسط که بعداً "از آن بحث خواهیم کرد فراهم آورده و میزان مطابقت قوانین مذکور را با شرایط مورد مطالعه سنجید. در مورد تخمین دبی رودخانه ها از روی بارندگی نباید ایستگاهها را به طور یکنواخت در روی حوضه پخش نمود بلکه باید هر کدام طوری نصب شوند که یک منطقه دارای بارندگی یکنواخت را کنترل نمایند. بنابراین برای نقاط مرتفع و پرباران حوضه بهتر است تعداد بیشتر باران سنج در نظر گرفته شود. بهتر است که هر چند موقع یکبار باران نگارهای موجود در منطقه مطالعه را که معمولاً "هر کدام با یک باران سنج معمولی با قرائت مستقیم جایگزین می‌شوند، جابجا کرد تا بتوان رفته رفته اطلاعاتی در مورد رژیم بارندگی و فرم کلی هیتوگرام (منحنی تغییرات شدت بارندگی بر حسب زمان) در نقاط مختلف که تحت نفوذ اغتشاشات بارندگی گوناگون هستند

بدست آورد .

در عمل توزیع شبکه باران سنجی از یک طرف منوط به ملاحظات فوق الذکر و از طرف دیگر مشروط به نزدیکی نقاط مسکونی و شرایط اقتصادی است . برای جلوگیری از هرگونه دخالت موانع مجاور (از قبیل درخت ، ساختمان و غیره) باران سنجها باید اقلاً "به فاصله دو برابر ارتفاع این موانع از آنها نصب شوند ، باید سعی کرد که حتی المقدور از نصب باران سنج در نزدیکی خط الراس ارتفاعات که در معرض جریانهای هوا و باد هستند احتراز شود .

ج - دقت اندازه گیری بارندگی

وجود مشکلات فراوانی که در اندازه گیری بارندگی شمرده شد ممکن است در کاربرد نتایج حاصله از آن ایجاد شک و تردید کند ، خوشبختانه باید گفت که این فرض صحت ندارد زیرا زمانی که منظور اطلاع از مقادیر کلی یا میانگین بارندگی در یک مدت زمان نسبتاً طولانی است اگر اندازه گیری ها به خوبی انجام شده باشند اشتباهات اتفاقی تاثیر چندانی نخواهند داشت ، در مقایسه ارقام مربوط به دو حوضه مختلف نیز اشتباهات مشابه خود به خود حذف می شوند .

از طرف دیگر بسیاری از تئوری های هیدرولوژی بیشتر بر مبنای "همبستگی های آماری" بنا شده اند ، و معادلات موجود بین بارندگی و عوامل مختلف آن کمتر در این مورد ، مورد استفاده قرار می گیرد . البته تلفیق روش های تجربی دقیق و تجزیه و تحلیل آماری می تواند موجب پیدایش همبستگی بین اندازه گیری ها از یک طرف و رژیم حقیقی بارندگی از طرف دیگر شده تا به سهولت در محاسبات هیدرولوژی مورد استفاده واقع شود .

C - نمایش و تجزیه و تحلیل آمار بارندگی یک ایستگاه

I - یادآوری روش های مختلف بررسی آماری یک سری مشاهدات

مجموعه ارتفاع بارندگی های روزانه، ماهانه و سالیانه که در یک ایستگاه معین برداشت میشود تشکیل یک سری آمار و ارقام متعددی را میدهد که در عمل خیلی کم قابل استفاده است، ناگزیر باید این ارقام را با روشهای آماری تا حد ممکن طوری خلاصه نمود که نتایج به صورت چند عدد محدود و در عین حال مشخص کننده وضع کلی ایستگاه از نقطه نظر مورد مطالعه درآیند (شکل ۱۵-۲).

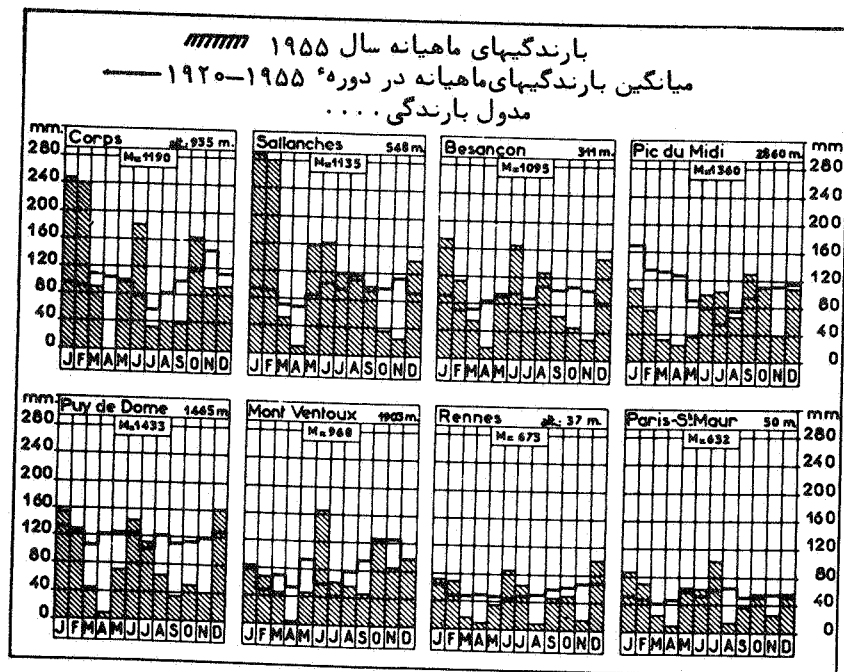
بدین منظور متخصصین هیدرولوژی از مدتها قبل درصدد تشکیل جداول ونمودارهایی برآمده اند که مستقیماً "ارتفاع بارندگی روزانه، ماهانه و یا سالیانه را که در یک ایستگاه و در طول مدت زمان معینی نازل شده است نمایش دهند. از این قبیل است منحنی نمایش تغییرات جمعی بارندگی بر حسب زمان که مستقیماً "از روی کاغذ مدرج باران نگار نتیجه میشود و همچنین منحنی مرتب شده بارندگی ها بر حسب سیر نزولی (شکل ۱۶-۲) که در اغلب مطالعات مورد استفاده قرار میگیرد.

اخیراً "گسترش روشهای آمار ریاضی باعث شده که نحوه نمایش داده ها گرچه قدری پیچیده تر به نظر میرسد ولی از نقطه نظر محاسبات هیدرولوژی سهولت بیشتری برای مهندسین ایجاد نماید.

به طور کلی میتوان گفت که در کاربرد روشهای آماری سعی بر اینست که در یک سری مشاهدات سه پارامتر مهم زیر مشخص شود:

۱- اندازه میانی یا غالب سری - هنگام بررسی یک سری ارقام مربوط به یک پدیده معین در مرحله اول سعی بر این است که این مجموعه تنها با یک رقم واحد که با تقریب کم نمایشگر اندازه واقعی آن باشد مشخص گردد، این

انتخاب معمولاً " باعث سهولت فراوان در مقایسه دو سری مختلف خواهد شد. بدین ترتیب مثلاً " اگر هدف خلاصه نمودن یک سری ارقام مربوط به آمار بارندگی سالیانه یک ایستگاه باشد ناگزیر باید "مدول بارندگی" متوسط سالیانه را که به عبارت دیگر میانگین ارتفاع بارندگی سالیانه آن ایستگاه در طول تعداد زیادی سال خواهد بود محاسبه نمود. در برخی از مواقع که تقارنی در طرز توزیع ارقام مشاهده شود بجای میانگین میتوان عدد "میانی" را انتخاب کرد.

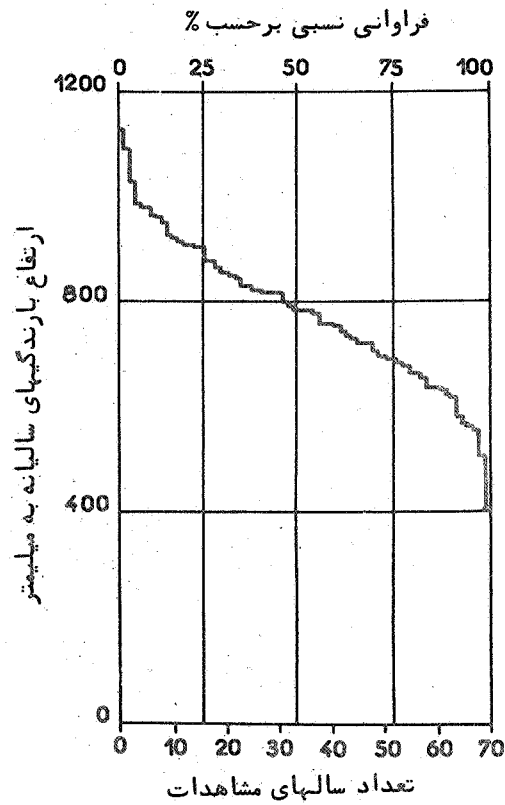


شکل ۱۵-۲- نمودار ارتفاع بارندگیهای ماهیانه ۸ ایستگاه نمونه در فرانسه

پس اگر n تعداد سالهای مشاهدات و X_i میزان بارندگی یک سال معین از سری مزبور باشد میانگین حسابی این سری عبارت است از:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad (1)$$

۲- پراکندگی یا نوسانات مقادیر مختلف سری در حدود میانگین - نظر به اینکه میانگین به تنهایی نمی تواند اطلاعات کافی را در مورد سری مشاهدات در اختیار مهندسین قرار بدهد، تعیین پراکندگی و انحراف هر یک از مقادیر از اندازه میانگین یک امر اساسی است. محاسبه مقدار این پارامتر با یکی از سه روش زیر که به ترتیب اهمیت پیچیدگی محاسبات ذکر شده اند امکان پذیر است:



شکل ۱۶-۲- منحنی بارندگی سالانه مرتب شده لیون برای دوره ۱۹۵۰-۱۸۸۱

- تعیین "دامنه تغییرات" که در مورد مسئله مورد نظر ما عبارت خواهد بود از تفاضل مدول های بارندگی مرطوب ترین و خشک ترین سال در

طول دوره مشاهدات. به عبارت دیگر اگر ارتفاع بارندگی پر باران ترین سال x_{Max} و ارتفاع بارندگی خشک ترین سال x_{Min} باشد خواهیم داشت:

$$\omega = x_{Max} - x_{min} \quad \text{دامنه تغییرات}$$

– تشکیل منحنی "توزیع فراوانی"، (که می تواند همان منحنی بارندگی مرتب شده برحسب مقادیر نزولی باشد که آنهم جز همان "منحنی تجمعی توزیع" چیز دیگری نیست). بدین ترتیب که آمار بارندگی ایستگاه مورد نظر را در طول دوره معینی برحسب سیر نزولی مرتب کرده و منحنی مربوطه را رسم می نمایم.

از روی این منحنی میتوان حساب کرد که مثلاً "K درصد بارندگیهای سری مقدارش از h میلیمتر کمتر یا بیشتر بوده است.

– محاسبه انحراف مطلق از میانگین (متوسط اندازه های مطلق انحراف نسبت به میانگین \bar{x}). طبق تعریف داریم:

$$e_a = \frac{1}{n} \sum |x_i - \bar{x}| \quad (۲)$$

بهتر است به جای انحراف مطلق، انحراف معیار (δ) که عبارت از ریشه دوم میانگین مجذور انحرافات مدول سالیانه x_i از مدول متوسط سالیانه \bar{x} میباشد به کار برده شود.

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

مجذور انحراف معیار در اصطلاح آماری "واریانس" سری مورد مطالعه گفته می شود و مقدارش:

$$\delta^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (۴)$$

می باشد (۱).

پراکندگی مشاهدات را می توان با "ضریب تغییرات" که عبارت از خارج قسمت انحراف معیار δ به میانگین \bar{x} می باشد نشان داد:

$$V = \frac{\delta}{\bar{x}} \quad \text{ضریب تغییرات}$$

– بالاخره میتوان سری مشاهدات را در قالب یک قانون تئوری گسترش فراوانی درآورد. بعداً خواهیم دید که در مورد رژیمهای اقیانوسی نحوه توزیع مدولهای بارندگی سالیانه در مدت زمان طولانی بر قانون لاپلاس – گوس قابل انطباق است.

این قانون که فقط به وسیله دو پارامتر مشخص گشته و دارای خواص کاملاً شناخته شده است تجزیه و تحلیل مشخصات سری مشاهدات را تسهیل و تسریع می نماید.

۳– مشخصات ظاهری منحنی مشاهدات (تقارن یا کشیدگی) مطالعه مشخصات توزیع بارندگی که در آمار به ضرایب Pearson و Kelley معروف است هنوز چندان رواجی نداشته و به علاوه برآورد نسبتاً دقیق آن منوط به وجود مقدار قابل توجهی مشاهدات دراز مدت خواهد بود.

II – مدول بارندگی سالانه

میانگین و اندازه های حد برحسب طول دوره مشاهدات:

الف – میانگین

بارندگی های یک ایستگاه معین را می توان با تقریب اولیه به صورت ارتفاع بارندگی متوسط سالیانه یا "مدول متوسط" بارندگی در طول یک سری

۱– در مخرج فرمول (۳) معمولاً n را باید با $n-1$ جایگزین نمود ولی بمحض اینکه مقدار n از ۳۰ تجاوز کند تصحیح فوق الزامی نخواهد داشت.

سال نشان داد . از نقطه نظر آماری این امر عبارت است از انتخاب میانگین حسابی یا عدد میانی سری مشاهدات . مسلماً " با فرض تساوی سایر شرایط این پارامتر برحسب طول دوره مشاهدات متغیر است . جدول زیر نتایج حاصله از مطالعاتی را که در زمینه بررسی تاثیر عامل فوق روی ۵۳ ایستگاه مختلف دنیا توسط Binnie به عمل آمده نشان می دهد :

انحراف مشاهده شده بین مدولهای متوسط بارندگی که در طول دوره های مشاهدات مختلف محاسبه شده اند

انحراف برحسب درصد بین متوسط حساب شده و میانگین مربوط بیک دوره طولانی (میانگین واقعی)		تعداد سالهایی که برای محاسبه مدول متوسط در نظر گرفته شده
منفی	مثبت	
۴۰/۰۰	۵۱/۰۰	۱
۳۱/۰۰	۲۵/۰۰	۲
۲۵/۰۰	۲۷/۰۰	۳
۱۵/۰۰	۲۵/۰۰	۵
۸/۲۲	۸/۲۲	۱۰
۳/۲۴	۳/۲۴	۲۰
۲/۲۶	۲/۲۶	۳۰

جدول فوق نشان می دهد که به جز در موارد استثنائی (بخصوص اقلیم خشک و نیمه خشک) اگر بارندگی متوسط سالیانه روی مدت زمان بیش از ۲۰ یا ۳۰ سال محاسبه شود ، اندازه آن خیلی کم متغیر خواهد بود (۱) . بدین مناسبت سازمان جهانی هواشناسی طول دوره مشاهدات را برای محاسبه میانگین ۳۰ سال پیشنهاد کرده است .

۱- برعکس پراکندگی اندازه های حد در اطراف عدد میانی با افزایش طول دوره مشاهدات بیشتر خواهد شد .

ب - اندازه های حد

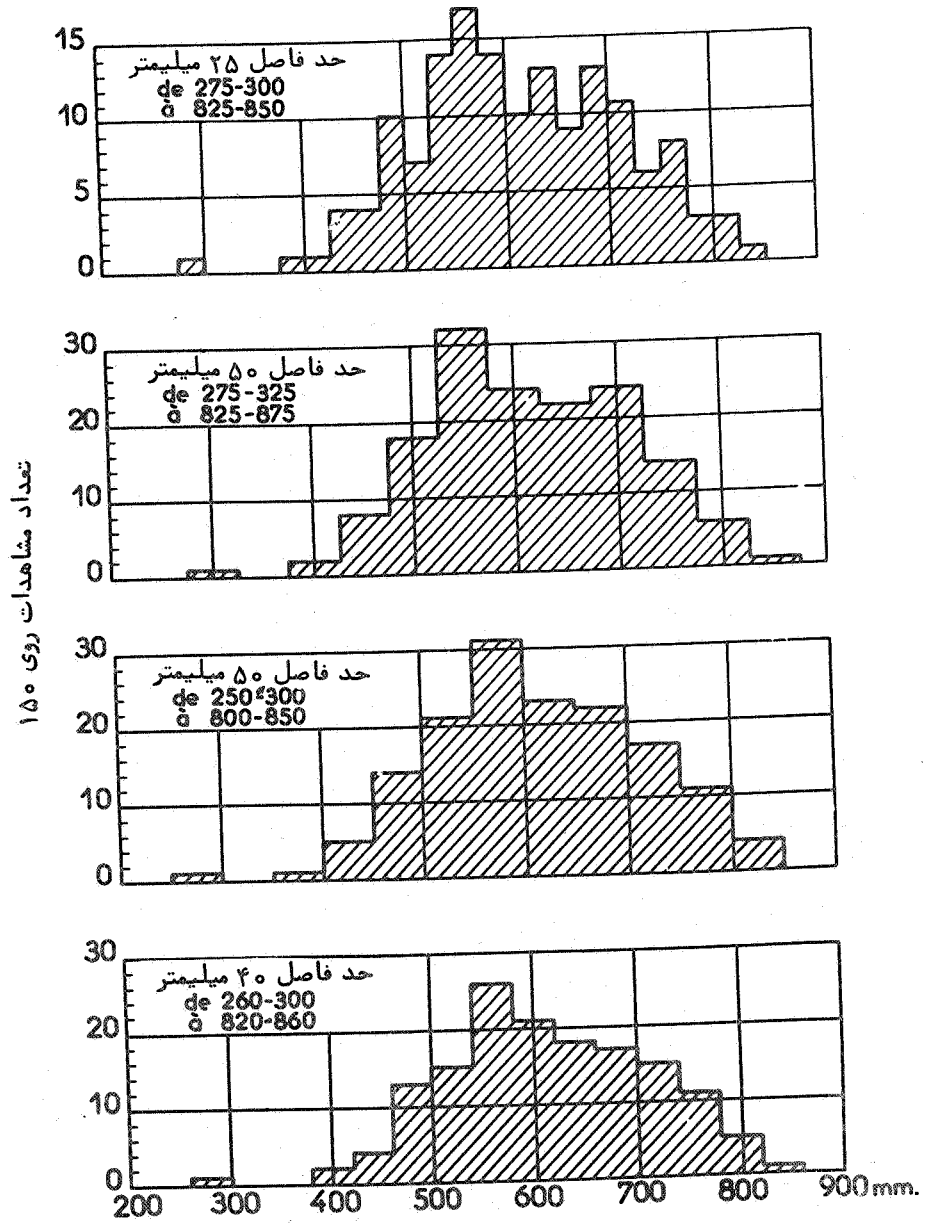
اصولا" در اغلب کارهای مهندسی ارزش عملی اندازه های حد و یا استثنائی بارندگی بیش از اهمیت میانگین است، زیرا اغلب این اندازه ها هستند که ایجاد سیل و طغیان نموده، در محاسبات مربوط به تاسیسات استحفاظی مورد استفاده قرار می گیرند. از روی جدول زیر می توان یک دید کلی راجع به دامنه تغییرات مدول بارندگی چند ایستگاه انتخابی در کشور انگلستان پیدا کرد.

مقادیر بارندگی سالیانه برحسب درصد متوسط بارندگی روی یک دوره طولانی		دوره مورد نظر
خشک ترین	مرطوب ترین	
۶۶	۱۴۵	فقط یک سال
۷۳	۱۳۰	متوسط دو سال متوالی
۷۸	۱۲۳	متوسط سه سال متوالی

برای دوره ۱۸۸۱ تا ۱۹۵۰ در ایستگاههای پاریس، لیون و نانت اندازه های حد زیر مشاهده شده است:

نسبت حداکثر حداقل	حداقل	حداکثر	ایستگاه
۳/۰	۲۷۰ میلیمتر	۸۲۸ میلیمتر	پاریس
۲/۵	۳۹۵ میلیمتر	۱۰۱۳ میلیمتر	لیون
۲/۵	۴۰۹ میلیمتر	۱۰۴۵ میلیمتر	نانت

این نتایج به خوبی با قاعده کلی، که برحسب آن در مناطق معتدله



شکل ۱۷-۲- هیستوگرام فراوانی مشاهده شده در ۱۵۰ مدول بارندگی سالیانه پاریس برای دوره ۱۹۴۹-۱۸۰۰ برای سه حد فاصل ۴۰، ۵۰، ۲۵ میلیمتر

نسبت میانگین اندازه های حد مشاهده شده در نیم قرن (۱) از ۳ کمتر است، مطابقت میکند. نسبت مزبور برای مناطق دارای آب و هوای خشک یا مدیترانه‌ای بین ۴ و ۵ بوده و برای نواحی کوبیری از این مقدار هم تجاوز خواهد کرد. اغلب برای اینکه بتوان کم و بیش از نظر مقایسه "بارانی بودن" یک سال معین را مشخص نمود یک "اندیس رطوبتی" را که عبارت از خارج قسمت بارندگی سال مورد نظر به مدول متوسط بارندگی در طول مدت نسبتاً طولانی است محاسبه می‌نمایند. برای ایالات متحده آمریکا این اندیس از ۰/۶ تا ۱/۶ در مورد یک ایستگاه مرطوب و از ۰/۴ تا ۲ برای یک ایستگاه که تحت تاثیر هوای نیمه خشک می‌باشد متغیر است.

ج - نمایش سریهای مدول بارندگی سالیانه بوسیله یک قانون گسترش فراوانی در صورت طولانی بودن سری مشاهدات می‌توان با ریختن آن در قالب یک قانون تئوری گسترش فراوانی، شناخت دقیق‌تر، منطقی‌تر و شکل یافته تری از آن پیدا نمود، این قانون مسلماً "بهتر بر منحنی یکنواختی که از روی نقاط تجربی به دست می‌آید قابل انطباق خواهد بود. در مورد رژیمهای اقیانوسی معمولاً "قانون گوس و یا قانون گالتن بیش از همه قابل کاربرد است، در صورتیکه برای سایر رژیمهای بارندگی باید قوانین تئوری مختلف دیگری را انتخاب نمود.

به عنوان مثال در اینجا به ذکر خلاصه مطالعاتی که در این زمینه توسط Arlery انجام گرفته می‌پردازیم:

طبق تجربیات این محقق، برای ایستگاه پاریس، منحنی "توزیع فراوانی" سری بارندگی‌های سالیانه در طول ۱۵۰ سال (۱۹۴۹-۱۸۰۰) به خوبی بر قانون لاپلاس گوس قابل انطباق است.

شکل (۱۷-۲) "هیستوگرام‌های فراوانی" را که با بردن مدولهای مشاهده شده روی محور طولها - به ترتیب با انتخاب حد فاصل‌های ۲۵، ۵۰،

۱- اگر نسبت مزبور برای یک دوره مشاهدات طولانی‌تر محاسبه شود مسلماً رقم بزرگتری به دست خواهد آمد.

۴۰ میلیمتر - و نقل تعداد مشاهدات که در هریک از حد فاصل های فوق قرار دارند روی محور عرض ها به دست آمده ، نشان می دهد .
 برای بهتر مشخص ساختن مشاهدات ، Arlery قانون لاپلاس -
 گوس را بر هیستوگرام های فوق منطبق ساخته است ، می دانیم که این قانون
 صرفاً " در مورد پدیده های کاملاً " اتفاقی صدق نموده و بوسیله دو پارامتر زیر
 مشخص می شود :

- میانگین مشاهدات (m) در اینجا

$$m = \bar{x} = \frac{\sum x_i}{150}$$

- انحراف معیار δ

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{149}}$$

برای سهولت در عمل به جای انحراف از میانگین $(x_i - \bar{x})$ ، از انحراف
 نسبی (t) که عبارت از خارج قسمت انحراف مطلق به انحراف معیار است
 استفاده می شود .

$$t = \frac{x_i - \bar{x}}{\delta}$$

نظر به اینکه قانون مورد نظر طرز توزیع پدیده را برحسب قانون احتمالات
 توجیه می کند جداولی در دست است که با استفاده از رابطه :

$$P(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-t}^{+t} e^{-\frac{t^2}{2}} dt = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-t}^{+t} \exp \left[-\frac{t^2}{2} \right] dt$$

مستقیماً " میزان احتمالی را که برحسب آن انحراف نسبی ممکن است بین -t و
 +t واقع باشد به دست می دهد (به عبارت دیگر میتوان نصف طول حد فاصل
 (-t, +t) را که ممکن است P درصد مشاهدات در داخل آن واقع باشد به
 دست آورد) .

بدین ترتیب ۱۵۰ مدول بارندگی سالیانه ایستگاه پاریس تقریباً " طبق

قانون فوق توزیع شده و پارامترهای مربوطه عبارتند از:

– میانگین: میلیمتر $m = 611$

– انحراف معیار: میلیمتر $\delta = 100$

میدانیم که اگر مشاهدات کاملاً مطابق قانون گوس توزیع شده باشند

خواهیم داشت:

– ۵۰ درصد مشاهدات بین $m + \frac{2}{3}\delta$ و $m - \frac{2}{3}\delta$ (برای $P = \frac{2}{3}$)

یعنی: میلیمتر 544 و $678 = 611 \pm \frac{2}{3}\delta$

– ۶۸ درصد مشاهدات بین: $m - \delta$ و $m + \delta$ (یعنی $t = 1$)

۵۱۱ میلیمتر)،

– ۹۵ درصد بین: $m - 2\delta$ و $m + 2\delta$ یعنی ۴۱۱ و ۸۱۱ میلیمتر،

– و بالاخره ۹۹/۷ درصد بین: $m - 3\delta$ و $m + 3\delta$ یعنی ۳۱۱ و ۹۱۱

میلیمتر واقع خواهند بود. در عمل حد فاصلهای فوق به ترتیب:

$\frac{99}{3}\%$ $\frac{97}{3}\%$ $\frac{65}{3}\%$ $\frac{45}{3}\%$

مشاهدات را تشکیل می دهند.

تفاوت بین فراوانی های مشاهده شده و آنچه که طبق قانون گوس محاسبه می شود نسبتاً کم است به طوریکه در مسائل عملی این تفاوت قابل صرف نظر بوده و بالنتیجه میتوان این قانون را جایگزین آمار سنگین و طولانی مشاهدات نمود.

با قبول قانون گسترش فراوانی برای مشاهدات ۱۵۰ ساله، می توان در مورد پیش بینی بارندگی های آینده نیز قضاوت نمود، بدین ترتیب که به موجب فرض "تکرار تاریخ": با استفاده از جدول $P(t)$ و با در نظر گرفتن میزان معینی شانس اشتباه، احتمال این را که بارندگی مابین دو اندازه مورد نظر واقع باشد محاسبه کرد.

بدین ترتیب با استفاده از محاسبات مثال فوق می توانیم ادعا کنیم که با شانس ۹۹/۷ درصد مدول بارندگی سالیانه پاریس (متوسط چند ایستگاه مختلف) بین ۳۱۱ و ۹۱۱ میلیمتر خواهد بود. احتمال اشتباه ما در این ادعا

$0/3 = 99/7 - 100$ یا ۳ در هزار است.

نظر به تقارن منحنی گوس می توان گفت که $0/15 = \frac{0/3}{4}$ شانس روی صد امکان دارد که بارندگی از ۹۱۱ میلیمتر بیشتر و به همان اندازه احتمال هست که از ۳۱۱ میلیمتر کمتر باشد.

د - تغییرات دوره های مدول بارندگی سالیانه

مطالعات فراوانی در جهت محرز ساختن وجود تغییرات دوره های بارندگی سالیانه انجام شده است، در این پژوهشها حتی المقدور سعی به عمل آمده تا وجود یک سیکل منظم شامل یک دوره خشک و یک دوره مرطوب که اصولاً ممکن است بر اثر نوسانات فعالیت خورشید باشد ثابت شود. البته اگر چنین موضوعی صحت داشت بایستی که در قسمت بزرگی از سطح زمین یک نوع همزمانی در دوره های فوق وجود می داشت، در حالی که عملاً چنین چیزی مشاهده نشده و حتی نقاطی که با یکدیگر فاصله چندانی ندارند دارای بارندگیهای کاملاً متفاوت بوده و شروع یا اتمام بعضی بارندگی ها نیز در آنها همزمان نیست.

به علاوه مطالعات آماری دقیقی که در جهت مطالعه دامنه این دوره ها و همچنین سیکل های مختلف به عمل شده نشان می دهد که پدیده فوق بیشتر اتفاقی است و کمتر تحت تاثیر عوامل دوره های دیگر می باشد. بنابراین در مورد پیش بینی میزان بارندگی نقاط از روی مشاهدات دوره های مختلف باید خیلی محتاط بود.

III - بارندگی های متوسط ماهانه

دز یک سری مشاهدات هر چه فواصل زمانی (مانند روز، هفته، ماه و غیره) که براساس آنها ارتفاع بارندگی محاسبه می شود کوتاهتر باشد پراکندگی مشاهدات در اطراف میانگین بیشتر شده و به علاوه منحنی توزیع فراوانی مربوطه نامتقارن تر می گردد، بدین ترتیب "دامنه تغییرات" ارتفاع بارندگی در ماه فوریه (۲۸ روز) به نسبت بیشتر از دامنه تغییرات بارندگی

سالیانه است (جدول IV) .

الف - توزیع باران روی ماههای مختلف سال

برای مشخص کردن رژیم بارندگی در یک ایستگاه که در طی سالهای متمادی مورد بهره برداری بوده معمولاً " برای هر ماه از سال نمودار ارتفاع بارندگی ماهیانه و همچنین منحنی نمایش حداکثر و حداقل بارندگی آن ماه را باید رسم نموده و بدان منحنی مرتب شده نزولی بارندگی برای سالهای مختلف را ضمیمه کرد (شکل ۱۸-۲) .

بمنظور نمایش بهتر طرز گسترش بارندگیها ، صرفنظر از مقادیر مطلق آنها می توان " ضریب بارندگی ماهیانه " را برحسب درصد بارندگی متوسط ماهیانه فرضی برابر با $\frac{1}{12}$ مدول بارندگی سالیانه محاسبه نمود :
به عبارت دیگر :

$$\text{ضریب بارندگی} = \frac{\text{ارتفاع بارندگی حقیقی ماه}}{\text{ارتفاع بارندگی فرضی ماه}}$$

$$n \times \frac{\text{ارتفاع کل بارندگی سالیانه}}{۳۶۵} = \text{ارتفاع بارندگی فرضی ماه}$$

n عبارت از تعداد روزهای هر ماه

مسلم است که مجموع ضرایب ماهیانه برابر با ۱۲ خواهد بود .

در برخی از مواقع میتوان همچنین به ایجاد منحنی ضریب بارندگی تجمعی دست زده و از روی آن برای هر ماه درصد مدول بارندگی ماهیانه را که معرف بارندگی های نازل از ابتدای سال می باشد تعیین نمود .

مسلم است که با ایجاد جداول و نمودارهایی که در آنها مقادیر مطلق یا اندازه های نسبی بارندگی دوره مورد نظر ذکر شده میتوان یک تصویر کامل و از نظر آماری صحیح تری از طرز توزیع بارندگی روی ماههای مختلف سال بدست آورد . در این جداول و نمودارها باید پارامترهای زیر ذکر گردد .

– دامنه تغییرات (اختلاف حداقل و حداکثر)

– مقادیر انحراف معیار (جدول IV و VI)

– ضرایب تغییرات $\frac{\delta}{m}$ (جدول IV)

جدول IV تجزیه و تحلیل بارندگی های پاریس، لیون، نانت در طول یک دوره ۷۰ ساله بین ۱۹۵۰ - ۱۸۸۱ (۱)

سال	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	
۶۰۴	۵۴/۶	۵۳/۳	۵۷/۰	۴۸/۴	۵۳/۳	۵۷/۴	۵۱/۹	۵۵/۱	۴۶/۳	۴۱/۷	۳۹/۱	۴۶/۴	۱- میانگین بارندگیها m بر حسب میلیتر
۹۳/۸	۲۶/۹	۲۷/۰	۳۴/۹	۲۸/۷	۲۹/۰	۲۹/۵	۲۷/۵	۲۶/۱	۲۱/۷	۲۱/۰	۲۴/۸	۲۴/۹	۲- انحراف معیار S بر حسب میلیتر
۰/۱۶	۰/۲۹	۰/۵۱	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۲۷	۰/۵۰	۰/۶۳	۰/۵۴	۳- ضریب تغییرات $\frac{S}{m}$
۸۲۸	۱۴۱	۱۳۳	۱۶۸	۱۴۹	۱۶۱	۱۵۷	۱۱۶	۱۳۴	۱۰۹	۸۸	۱۰۰	۱۲۰	۴- بارندگیهای حداکثر بر حسب میلیتر
۳۷۰	۸	۹	۵	۰	۳	۶	۱	۶	۰	۰	۲	۶	۵- بارندگیهای حداقل بر حسب میلیتر
۷۲۸	۴۷/۵	۶۵/۲	۷۹/۵	۷۹/۴	۷۳/۸	۶۹/۶	۷۲/۵	۷۱/۰	۵۳/۶	۴۲/۸	۳۵/۶	۳۶/۱	۱- میانگین بارندگیها m بر حسب میلیتر
۱۲۶	۲۵/۲	۴۱/۳	۵۰/۷	۴۶/۸	۴۴/۱	۴۰/۹	۳۶/۸	۳۵/۵	۲۸/۸	۲۷/۵	۲۶/۳	۲۲/۷	۲- انحراف معیار S بر حسب میلیتر
۰/۱۷	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۵۹	۰/۶۰	۰/۵۹	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۷۴	۰/۶۳	۳- ضریب تغییرات $\frac{S}{m}$
۱۰۱۳	۱۲۶	۱۷۱	۲۵۷	۲۰۳	۲۲۷	۱۶۱	۱۸۲	۱۷۷	۱۴۵	۱۳۵	۱۳۶	۱۴۹	۴- بارندگیهای حداکثر بر حسب میلیتر
۳۹۵	۹	۷	۲	۶	۸	۵	۱	۱۰	۱	۲	۱	۹	۵- بارندگیهای حداقل بر حسب میلیتر
۷۶۶	۸۷/۳	۸۷/۹	۸۹/۰	۵۵/۹	۴۹/۰	۵۱/۸	۵۱/۳	۵۸/۳	۵۱/۲	۵۹/۶	۵۷/۶	۶۷/۱	۱- میانگین بارندگیها m بر حسب میلیتر
۱۳۳	۴۴/۷	۴۷/۹	۵۴/۰	۳۲/۷	۳۲/۴	۳۰/۴	۲۸/۲	۲۹/۲	۲۸/۲	۲۶/۵	۳۹/۸	۴۱/۲	۲- انحراف معیار S بر حسب میلیتر
۰/۱۷	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۶۶	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۵	۰/۶۱	۰/۶۹	۰/۶۱	۳- ضریب تغییرات $\frac{S}{m}$
۴۰۹	۷	۱۶	۱۱	۵	۲	۲	۰	۱۲	۱	۱	۱	۸	۴- بارندگیهای حداقل بر حسب میلیتر

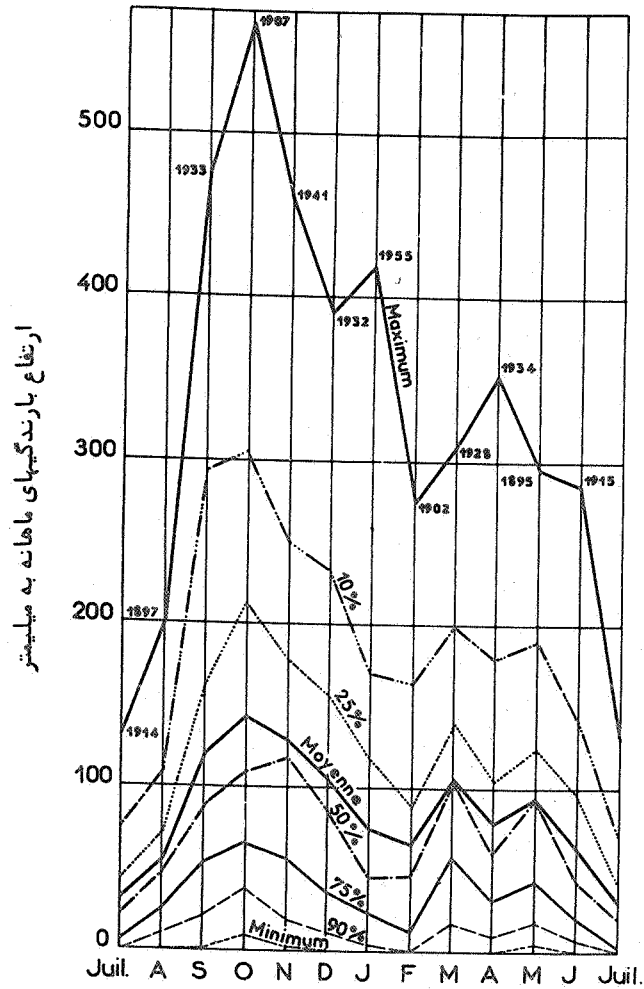
(۱) بر حسب مطالعات A. SANSON-CARETTE : تجزیه و تحلیل آماری های مساهدات بارندگی : رساله دکترا در استنباط استاتستیک دانشگاه پاریس

جدول ۷
ایستگاه HOPITAL - Dakav
بارندگی های متوسط ماهیانه برای دوره ۱۹۴۰-۱۹۰۱

سال	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	
۵۵۲/۵	۴/۲	۲/۱	۴۲/۴	۱۴۰/۲	۲۶۰/۵	۸۰/۸	۲۰/۱	۰/۷	۰/۰	۰/۲	۰/۷	۰/۶	۱- میانگین : III ۱۹۰۱-۱۹۴۰ برحسب III ۲- ضریب بارندگی برحسب در هزار مدول سالانه P ۳- انحراف باران سنجی نسبت به P/12 برحسب هزارم (۱) ۴- ضریب نسبی بارندگی
۱۰۰۰۰/۰	۷/۶	۲/۸	۷۶/۸	۲۵۳/۸	۴۷۱/۴	۱۴۶/۲	۳۶/۴	۱/۳	۰/۰	۰/۴	۱/۳	۱/۱	
±۱۰۳/۲	-۷۷/۴	-۷۸/۲	-۸/۳	۱۷۱/۸	۲۸۶/۴	۶۱/۲	-۴۵/۶	-۸۷/۷	-۸۲	-۸۴/۶	-۷۵/۷	-۸۳/۹	
۱۲/۰	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۹۰	۳/۱۰	۵/۵۵	۱/۷۲	۰/۴۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	

توجه: جداول ۷ با VIII از مطالعات du Chaxel که منبع آن در آخر فصل ذکر شد، استخراج شده اند.
(۱)- در حقیقت اعداد فوق با در نظر گرفتن تعداد روزهای موجود در هر ماه محاسبه شده اند. مثلا "یک ماه برحسب اینکه ۳۰، ۳۱ یا ۲۸ روز باشد به ترتیب ۸۵، ۸۲ یا ۷۷ هزارم سال خواهد بود.

— هیستوگرام فراوانی که می توان بر آن یک قانون تئوری گسترش
منطبق ساخت . شکل (۱۷-۲)



شکل ۱۸-۲- نمودار ارتفاع بارندگیهای ماهیانه ایستگاه St-Hippolyte-du-Fort برحسب فراوانی نسبی (دوره مشاهدات ۱۹۵۸-۱۸۹۲).
توجه - مقادیر بارندگی ماهیانه که توسط منحنیهای ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۷۵ و ۹۰٪ مشخص شده اند به ترتیب دارای احتمال وقوع ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۷۵ و ۹۰ درصد می باشند .

جداول عددی IV و VII و شکل (۱۹-۲)، کاربرد روشهای مختلف فوق الذکر را جهت تجزیه و تحلیل بارندگی های پاریس، لیون و نانت در مدت ۷۰ سال بین سالهای ۱۸۸۱ تا ۱۹۵۰ و در داکار برای دوره ۱۹۴۰-۱۹۰۱ به مدت ۴۰ سال نشان می دهند. در جدول XI خلاصه‌ئی از رژیم بارندگی الجزیره با استفاده از روشهای فوق ذکر شده است.

جدول VI

ایستگاه Dakar - Hopital (۱۹۴۰-۱۹۰۱)
تجزیه و تحلیل بارندگی های متوسط ماهیانه

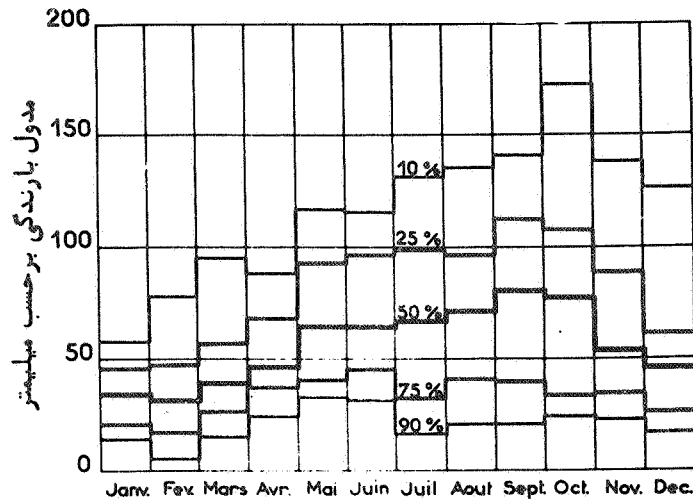
مقادیر انحراف متوسط، انحراف معیار و انحراف میانی و تعداد انحرافات
بیش از مضاربی از انحراف میانی

	انحراف متوسط M به mm	انحراف معیار σ به mm	انحراف میانی e به mm	تعداد انحرافات بیش از: (۱)				
				e/2 (29)	e (20)	2e (7, 1)	3e (1, 8)	4e (0, 28)
Janvier ..	0,9	1,72	1,2	5	4	3	1	1
Février ..	1,2	2,40	1,6	4	4	2	2	2
Mars ...	0,4	1,02	0,7	2	2	2	2	1
Avril ...	0,0	0,00	0,0	0	0	0	0	0
Mai	1,3	3,55	2,4	2	2	1	1	1
Juin	16,3	21,80	14,7	29	20	5	2	1
Juillet ..	43,0	61,34	41,4	27	15	3	2	2
Août	97,3	118,03	79,6	29	21	7	1	0
Septembre	43,2	56,52	38,1	30	16	6	2	1
Octobre ..	38,3	48,56	32,8	31	21	6	3	0
Novembre	3,2	5,40	3,6	35	6	2	2	1
Décembre	7,1	16,65	11,2	4	3	1	1	1
Année ...	141,2	171,16	115,4	34	23	7	2	0

(۱) - اعداد داخل پرانتز نمایشگر "تعداد انحرافات" هستند که در صورت مطابقت کامل نحوه توزیع سری بارندگی های هر ماه بر قانون "گوس" مشاهده میشود. این موضوع برای مجموعه بارندگیهای فصل بارندگی (ژوئن تا اکتبر) صادق است ولی برای فصل خشک چندان اعتباری ندارد.

جدول VII
 ایستگاه Dakar Hospital
 فراوانی ارضاعات آب روزانه که در حد فاصل های زیر واقعند (برحسب در هزار)
 (دوره ۱۹۴۰-۱۹۰۱)

۱۰۰-۱۱۰	۹۰-۱۰۰	۸۰-۹۰	۷۰-۸۰	۶۰-۷۰	۵۰-۶۰	۴۰-۵۰	۳۰-۴۰	۲۰-۳۰	۱۰-۲۰	۰-۱۰	حد فاصل (میلیمتر)
۲	۴	۵	۶	۹	۱۴	۲۸	۴۸	۸۹	۱۷۴	۶۱۵	فراوانی
۳۱۰-۳۲۰	۳۰۰-۳۱۰	۱۹۰-۲۰۰	۱۸۰-۱۹۰	۱۷۰-۱۸۰	۱۶۰-۱۷۰	۱۵۰-۱۶۰	۱۴۰-۱۵۰	۱۳۰-۱۴۰	۱۲۰-۱۳۰	۱۱۰-۱۲۰	حد فاصل (میلیمتر)
۱	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۰	۱	۲	فراوانی



شکل ۱۹-۲- هیستوگرام‌های تجربی باریع باران‌های ماهیانه در لیون دوره

مشاهدات ۱۸۸۱-۱۹۵۰

توجه - شانس رویداد مقادیر بارندگی که به محصیهای ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۷۵ و ۹۰٪ مربوط میشوند بترتیب ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۷۵ و ۹۰ درصد می‌باشد.

IV - بارندگی‌های روزانه - تعداد روز بارندگی

تجزیه و تحلیل بارندگی‌های روزانه و حتی آن مقدار بارندگی‌هایی که در طول زمانهای کوتاه مانند ساعت و غیره نزول می‌کنند برای مهندسی که مسئولیت محاسبات ابعاد تاسیساتی چون فاضل آب، شبکه‌های زهکشی و آبیاری را به عهده دارند دارای اهمیت خاصی است.

ما در این موارد به طور مفصل هنگام بررسی رگیارها بحث خواهیم نمود. باید یادآور شد که از نقطه نظر اقلیم‌شناسی و کشاورزی نیز تعداد متوسط روزهای بارندگی در یکسال و نحوه گسترش آنها در فصول و ماههای مختلف اهمیت به سزائی دارد.

برای بررسی بارندگی‌های روزانه از همان روشهایی که قبلاً در مورد آنها بحث شد استفاده می‌شود. متدهای آماری در اینجا نیز کمک شایانی به نحوه نمایش ارقام و بررسی آنها می‌نمایند، به عنوان مثال به ذکر جدول

جدول VIII

ایستگاه Dakar Hopital

تجزیه و تحلیل تعداد روزهای بارندگی (دوره ۱۹۴۰-۱۹۰۱)

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
متوسط ۱۹۰۱-۱۹۴۰	0,5	0,2	0,1	0,0	0,1	2,6	7,6	14,7	11,0	3,2	0,7	0,5	41,2
	الف : متوسط تعداد روز بارندگی												
	ب : متوسط تعداد روزهای بارندگی مربوط به یک ارتفاع بارندگی معین												
≥ 10 mm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	2,5	7,2	4,5	1,0	0,0	0,1	16,0
≥ 25 mm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,7	3,5	1,6	0,4	0,0	0,1	6,4
≥ 50 mm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	1,1	0,3	0,2	0,0	0,0	1,9
≥ 100 mm	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,4
	ج : احتمال وقوع یک روز بارندگی بر حسب درهزار												
≥ 0,1 mm	15	7	5	0	4	88	245	476	365	103	22	16	113
≥ 10 mm	0	0	0	0	0	22	79	231	151	34	0	4	44
≥ 25 mm	0	0	0	0	0	3	27	112	55	12	0	2	18
≥ 50 mm	0	0	0	0	0	2	7	37	9	7	0	0	5
≥ 100 mm	0	0	0	0	0	0	2	6	2	0	0	0	1

توجه : نحوه گسترش روزهای بارندگی برای فصل بارندگی بر قانون گوس منطبق و برای فصل خشک با آن اختلاف دارد.

جدول IX

بررسی آماری بارندگیهای ۱۰ ساله بندر الخزیره (۱۹۴۲-۱۸۴۳)

P (mm)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Néant	0	0	0	0	0	8	47	38	2	1	0	0
0 < P < 20	9	14	6	22	33	68	52	56	47	15	5	5
20 < P < 40	10	15	19	27	29	14	1	3	30	18	11	8
40 < P < 60	15	16	21	22	12	9	0	0	7	12	17	9
60 < P < 80	12	14	21	17	12	1	0	2	7	12	14	12
80 < P < 100	12	15	12	5	6	0	0	0	3	4	11	12
100 < P < 120	12	15	8	5	1	0	0	1	1	6	12	14
120 < P < 140	17	12	5	5	1	0	0	0	0	5	9	9
140 < P < 160	7	2	5	2	1	0	0	0	1	1	6	10
160 < P < 180	6	5	4	2	0	0	0	0	2	2	2	6
180 < P < 200	3 ^a	3	4	0	0	0	0	0	0	0	7	5
200 < P < 220	2	1	0	0	0	0	0	0	0	2	3	4
220 < P < 240	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4
240 < P < 260	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4
260 < P < 280	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
280 < P < 280	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
عدد میانی (میلیمتر)	87	65	65	41	27	8.2	0.1	0.7	16	59	85	107
حد اکثر بار کمتر از ۹۸	240	210	165	120	105	58	15	65	150	200	230	240
حد اکثر بار بیش از ۹۰	20	17	25	9.5	5.1	0.2	0.0	0.0	3.0	12	33	30
حد اقل بار کمتر از سال	5.2 (1925)	1.6 (1871)	9.9 (1940)	0.3 (1871)	0.5 (1965)	0.0 (8 fois)	0.0 (47 fois)	0.0 (38 fois)	0.0 (2 f.) (1869)	0.0 (1933)	6.0 (1930)	10.1 (1891)
حد اکثر بار کمتر از سال	296.7 (1848)	289.9 (1845)	176.7 (1916)	159.0 (1844)	159.0 (1905)	64.7 (1851)	21.9 (1852)	163.4 (1874)	173.0 (1928)	232.6 (1873)	264.7 (1916)	302.0 (1930)
نسبت ماگزیمم میانی	3.4	4.5	2.7	4.0	5.9	7.9	220	148	10.8	3.9	3.1	2.8

الف: تعداد دفعاتی که کل بارندگی ماهیانه بین مقداری واقع بوده است
 ب: عدد میانی: در طول ۱۰ سال بارندگی ۵۰ بار بیش و ۵۰ بار کمتر از:
 ج: بررسی آماری بارندگیهای استثنایی

(۱) - بر حسب مطالعات Mayencon

VIII که بررسی بارندگی روزانه یک ایستگاه^(۱) را نشان می‌دهد می‌پردازیم.

۷- نقشه‌های بارندگی ، روشهای مختلف نشان دادن خطوط هم باران

از روی نقشه‌های بارندگی میتوان یک دید کلی از طرز گسترش نزولات روی نقاط مختلف یک منطقه در فاصله زمانی معینی به دست آورد. این نقشه ها عموماً دارای یک سری برجستگی های باران سنجی بوده که از مجموعه خطوط هم باران به وجود می‌آیند.

ما در اینجا از بحث در مورد اصولی که در رسم خطوط هم باران مورد استفاده بوده و امروز کاملاً "شناخته شده است خودداری میکنیم ، مضافاً" به اینکه خطوط فوق مکان هندسی نقاطی هستند که در یک فاصله زمان معینی دارای ارتفاع بارندگی مساوی می‌باشند. البته به علت کمی تراکم شبکه باران سنجی رسم خطوط فوق به ناچار همراه با دخالت دادن یک سری عوامل دیگر مانند قوانین باران سنجی و کلیه اندیس‌های هواشناسی ، پوشش گیاهی و غیره خواهد بود و مهندس مسئول باید همه پارامترهای فوق را برای شناسائی دقیق حوضه در نظر داشته باشد.

نقشه‌های هم باران بیشتر توسط موسسات جغرافیائی و اقلیم شناسی بر مبنای بارندگی‌های متوسط سالیانه ، ماهیانه و فصلی تهیه می‌شوند. برای مطالعات مهندسی دقیق‌تر (از قبیل تجزیه و تحلیل هیدروگرامهای طغیان) اغلب نیاز به رسم خطوط هم باران برای یک رگبار و حتی قسمتی از آن که بین دو لحظه معین قرار گرفته است می‌باشد.

اغلب خطوط هم باران را برحسب میلیمتر بیان می‌کنند ولی برای ارزیابی بارندگیها بهتر است که این خطوط برحسب پارامترهای زیر نیز نشان

۱- ایستگاه Dakar Hospital برای سالهای ۱۹۴۰-۱۹۵۱ برحسب مطالعات
M. du Chaxel

داده شوند :

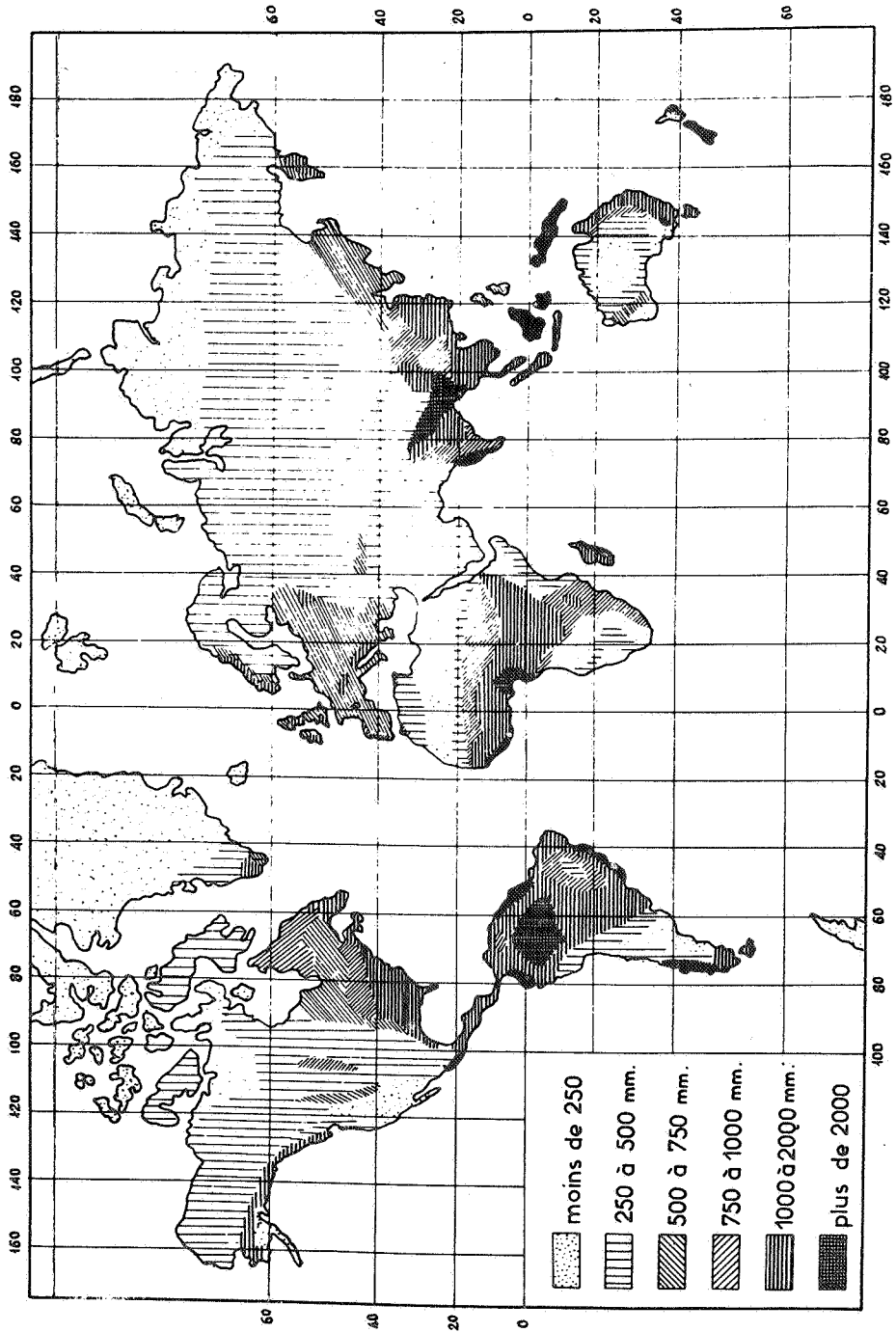
- برحسب درصد میانگین بارندگی روی یک مدت زمان طولانی
 - برحسب انحراف از میانگین مزبور (اندازه مطلق یا درصد)
 - برحسب فراوانی که از روی بارندگیهای مشاهده شده روی یک زمان طولانی محاسبه می شود.
- برای آشنائی بیشتر به بارندگی یک منطقه خطوط هم باران را ممکن است براساس مقادیر حداقل و حداکثر و یا درصد های مختلف منحنی توزیع فراوانی ترسیم نمود.

D - رژیم های بارندگی

رژیم های بارندگی "عبارتست از نحوه" توزیع ارتفاع نزولات سالیانه روی دوره ها و بخصوص ماههای مختلف سال .

در برخی از مناطق جهان مانند نواحی تحت تاثیر بادهای موسمی تعیین این رژیم با استفاده از ضریب بارندگی متوسط سالیانه چندان اشکالی دربر ندارد ، لکن در مورد نواحی معتدل و بخصوص مناطق خشک نحوه توزیع بارندگی روی ماههای مختلف ممکن است از یکسال به سال دیگر متغیر باشد . ولی نظر به اینکه هدف ما تشخیص تغییرات سیستماتیک بارندگی است استفاده از عواملی چون ارتفاع و ضریب بارندگی ماهیانه برای سال متوسط روی یک دوره طولانی غیرمنطقی نخواهد بود . البته باید توجه داشت که این عوامل اندازه میانی یا نرمال سری را در اختیار ما قرار می دهند و امکان این هست که پراکندگی مشاهدات در اطراف این میانگین قابل ملاحظه باشد .

رژیم های مختلف بارندگی جهان توسط جغرافی دانان و اقلیم شناسان ضمن مطالعه اقلیم های مختلف مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته اند . ما در اینجا به ذکر خلاصه این پژوهشها با اشاره به تحقیقات E. de Martonne و J. Sanson اکتفا می کنیم :



شکل ۲۰-۲- نحوه توزیع ارتفاع متوسط بارندگیهای سالانه در سطح خشکیها بر حسب SUPAN (با اصلاح جزئی)

۱- مدول متوسط بارندگی سالیانه در نقاط مختلف جهان

شکل ۲-۲۰ مناطق پر باران کره زمین را که منطبق بر ارتفاعات کوهستانی و سطوح کم فشار که قبلاً "از آنها بحث شده هستند نشان میدهد. همانطور که ملاحظه می شود بارندگی های زیاد اغلب دارای منشاء سیکلونیک بوده ولی به شدت تحت تاثیر ارتفاعات زمین قرار می گیرند. کوشش هایی در جهت تعیین تغییرات ارتفاع بارندگی برحسب عرض جغرافیائی از استوا به طرف قطبین به عمل آمده که نتایج آن در جدول زیر مشاهده می شود:

عرض جغرافیائی	۰°	۱۰°	۲۰°	۳۰°	۴۰°	۵۰°	۶۰°	۷۰°	۸۰°
مدول بارندگی برحسب میلیمتر	۳۰۰۰	۲۸۵۰	۲۴۱۰	۱۳۲۰	۹۰۰	۷۱۰	۵۴۰	۴۱۰	۲۲۰

البته تغییرات فوق تقریبی بوده و استثناهای زیادی در آن ممکن است وجود داشته باشد. منطقه استوائی به طور متوسط بیش از ۲۰۰۰ میلیمتر باران در سال دریافت میدارد ولی نوسانات قابل توجهی نیز در اطراف این مقدار به چشم می خورد:

آمازونی	۲۰۰۰ تا ۲۲۰۰	میلیمتر
آمریکای مرکزی . . . کلن	۳۱۰۸	میلیمتر
گابن	۲۲۷۱	میلیمتر
آفریقا	۴۱۹۵	میلیمتر
سیرالئون	۴۳۰۰	میلیمتر
اندونزی	۱۸۳۶	میلیمتر
پادانگ (سوماترا)	۴۵۷۶	میلیمتر
بمبئی	۱۸۸۰	میلیمتر
آسیای مرکزی	۱۲۰۴۰	میلیمتر
چراپونچی	۲۵۹۲	میلیمتر
هوئه		

ماداسکار	تاماتاو	۳۰۹۰ میلیمتر
استرالیا	بریسبان	۱۳۶۶ میلیمتر

در خارج از نوار استوایی و مناطق تحت تاثیر بادهای موسمی، مناطق سیتا" وسیعی هستند که بیش از یک متر باران در سال دریافت می‌دارند، از این قبیل اند نواحی ساحلی اقیانوسها و سلسله جبالهایی که در معرض بادهای غربی واقع هستند.

مناطق دارای حداقل بارندگی عبارتند از:

– مناطق شمالی (آمریکای شمالی، گروئنلند، سبیری)، در گروئنلند مدول متوسط بارندگی با افزایش عرض جغرافیائی تنزل می‌کند، میزان این مدول که در Iviktut (عرض ۶۱ درجه) حدود ۱۲۲۰ میلیمتر می‌باشد در Upernivik (عرض ۷۳ درجه) به ۲۲۷ میلیمتر می‌رسد.

– نواحی کویری و شبه حاره ((صحرا، کالاهاری (آفریقای مرکزی)، استرالیای مرکزی)).

ایستگاه	مدول متوسط بارندگی
بیرت نولت (آفریقا)	۵۸ میلیمتر
قاهره	۳۴ میلیمتر
سوئز	۲۵ میلیمتر

– فلات هایی که به وسیله رشته کوههای مرتفع محصور شده و در قلب خشکیها واقعند (آسیای مرکزی، حوضه وسیع ایالات متحده). باید خاطرنشان شد که ارقام فوق الذکر میانگین محاسبه شده روی یک دوره طولانی مشاهدات هستند. اندازه‌های حدی که تاکنون مشاهده شده‌اند بین صفر، برای سالهای خشک در مناطق کویری و حدود ۲۰ متر برای مرطوب ترین سال در چراپونچی واقع در دامنه آسام متغیر بوده است.

II - تغییرات سیستماتیک بارندگی در طول ماههای مختلف ، رژیم های

مختلف بارندگی در جهان

براساس طبقه بندی E. de Martonne و J. Sanson رژیم های

بارندگی اقلیم های مختلف در زیر ذکر می شود :

الف - اقلیم گرم مناطق حاره

۱- رژیم استوائی (equatorial)

۲- رژیم (Subequatorial)

۳- رژیم حاره‌ئی (tropical)

ب - آب و هوای موسمی

ج - آب و هوای معتدله

۱- رژیم آب و هوای دارای " زمستان سخت "

۲- رژیم مدیترانه‌ای

الف - رژیم منطقه بین حاره‌ئی (منطقه واقع بین دو مدار راس الجدی

و راس السرطان) در این منطقه که تقریباً " نصف مساحت کره زمین و یک سوم

سطح خشکی ها را شامل می شود سال به دو دوره کم و بیش مشخص یکی فصل

باران و دیگری فصل خشک تقسیم می گردد ، در این قسمت می توان سه رژیم

اصلی زیر را مشاهده نمود :

۱- رژیم استوائی : (equatorial)

بارندگی ها در تمام طول سال پخش شده و بسته به موقعیت خورشید

و دربار عبور سالیانه آن از سمت الراس دو نقطه حداکثر در میزان بارندگی

سالیانه مشاهده می شود (مراجعه به جدول الف) ، ولی معمولاً " فصل خشک

کاملاً " مشخصی در این رژیم وجود ندارد ، معذالک تاثیر بادهای موسمی ممکن

است یکی از دوره های کم باران رژیم مذکور را به یک فصل خشک واقعی تبدیل

نماید . مدول متوسط بارندگی سالیانه غالباً " از سه متر تجاوز می کند .

مناطق تحت تاثیر رژیم استوائی عبارتند از :

- در آفریقا : حوضه کنگو ، ساحل شمالی خلیج گینه و کامرون

جدول A - اقلیم حاره ئی کینه

ایستگاه	عرض جغرافیائی	ارتفاع Hm به	درجه حرارت متوسط به سانتیگراد										
			سال	گرمترین ماه	سردترین ماه								
AKASSA (Nigeria)	4°20 N		25°5	26°6 (Avril)	24°4 (Août)								
MENGO (Ouganda)	0°8 N	11	21°9	22°9 (Octobre)	20°6 (Juillet)								
Pluie (en mm)													
ایستگاه	کل سالیانه	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
AKASSA (Nigeria)	3655	66	166	255	219	432	472	256	235	490	628	270	166
MENGO (Ouganda)	1498	77	88	162	254	175	132	76	70	79	92	150	143

جدول B - اقلیم Subequatorial سودان

ایستگاه	Latitude	ارتفاع Hm به	درجه حرارت متوسط به سانتیگراد										
			سال	گرمترین ماه	سردترین ماه								
PORTO-NOVO (Dahomey) .	6°5 N	0	26°3	28°1 (Mars)	24°0 (Juillet)								
BISMARCKBURG (Togo) ...	8°12 N	7	23°8	26°3 (Février)	24°4 (Août)								
Pluies (en mm)													
ایستگاه	کل سالیانه	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
PORTO-NOVO (Dahomey) ..	1268	10	39	69	112	212	266	190	28	89	184	45	24
BISMARCKBURG (Togo) ...	1389	35	48	84	137	171	177	155	113	272	146	20	31

جدول C - اقلیم حاره ئی سنگال

ایستگاه	Latitude	ارتفاع Hm به	درجه حرارت متوسط به سانتیگراد										
			سال	گرمترین ماه	سردترین ماه								
SAINT-LOUIS (Sénégal) ..	16°2 N	0	24°0	28°5 (Septembre)	20°7 (Mars)								
DUEIM (Soudan oriental) .	13°59 N	4	27°7	31°5 (Mai)	26°3 (Août)								
Pluies (en mm)													
ایستگاه	کل سالیانه	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
SAINT-LOUIS (Sénégal) ..	395	4	1	1	0	2	18	64	172	103	19	7	4
DUEIM (Soudan oriental) .	261	0	0	5	0	17	14	82	87	44	12	0	0

جدول D - اقلیم موسمی بنگال

ایستگاه	Latitude	ارتفاع Hm به	درجه حرارت متوسط به سانتیگراد										
			سال	گرمترین ماه	سردترین ماه								
BOMBAY (Inde occident.) .	18°55 N	-	26°3	29°2 (Mai)	15°6 (Janvier)								
CALCUTTA (Bengale)	22°32 N	-	25°5	29°8 (Mai)	18°4 (Janvier)								
Pluies (en mm)													
ایستگاه	کل سالیانه	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
BOMBAY (Inde occident) ..	1880	3	1	0	1	14	522	624	379	278	45	12	1
CALCUTTA (Bengale)	1544	7	26	29	39	142	280	313	322	264	98	16	8

جدول الف - آب و هوای استوایی گینه‌ئی

درجه حرارت متوسط		ارتفاع از سطح دریا به مکتومتر	عرض جغرافیائی	ایستگاه
سردترین ماه	گرم‌ترین ماه			
۲۴ ^o ۴ ^o اوت ۲۰ ^o ۶ ^o ژوئیه	۲۶ ^o ۶ ^o آوریل ۲۲ ^o ۹ ^o اکتبر	۲۵۵ ۲۱۹	۲۰ ^o شمالی ۸ ^o شمالی	AKASSA در نیجریه MECONG در اوگانده

بارندگی به میلیمتر

جمع سال	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	ایستگاه
۲۶۵۵	۱۶۶	۲۷۰	۶۲۸	۴۹۰	۲۲۵	۲۵۶	۴۷۲	۴۳۲	۲۱۹	۲۵۵	۱۶۶	۶۶	AKASSA
۱۴۹۸	۱۴۳	۱۵۰	۹۲	۷۹	۷۰	۷۶	۱۳۳	۱۷۵	۲۵۴	۱۶۲	۸۸	۷۷	MECONG

— در آمریکا: حوضه آمازون و Guyane

— در اقیانوسیه: مجمع الجزایر سوند

۲- رژیم (Subequatorial)

این رژیم شامل دو دوره خشک است که یکی از نوامبر (آبان) تا آوریل (فروردین) و دیگری کوتاهتر از ژوئیه (خرداد) تا اوت (تیر) به طول می انجامد (در نیمکره شمالی). مصب کنگو، توگو و داهومه تحت تاثیر این رژیم هستند (مراجعه به جدول ب).

۳- رژیم حاره‌تی (tropical)

در این رژیم صرفاً یک دوره بارندگی وجود دارد که در نیمکره شمالی از ماه مه (اردیبهشت) تا سپتامبر (شهریور) و در نیمکره جنوبی از نوامبر (مهر) تا مارس (اسفند) به طول می انجامد. جدول ج- یک دید کلی از خلاصه مشاهدات ایستگاه سنت لوئی در سنگال و یک ایستگاه در سودان شرقی را به دست می دهد. برجستگی های زمین و جهت سواحل کم و بیش رژیم های اصلی فوق را تحت تاثیر قرار داده و ایجاد تغییراتی در آنها می نمایند که منجر به ایجاد اقلیم های گوناگون می گردد. در اینجا ما از بحث طولانی تر در این مورد خودداری می کنیم.

ب- رژیم آب و هوای تحت تاثیر بادهای موسمی

در این نوع آب و هوا که تقریباً بر کلیه منطقه اقیانوس هند حاکم است، تاثیر جغرافیائی و بخصوص گرم شدن نامساوی خشکیها و دریا، بر نفوذ جریان عمومی هوا غلبه پیدا می کند. تاثیر نحوه توزیع دشت ها و رشته کوهها و بخصوص وضعیت دامنه ها و جهت آنها نسبت به جریان باد، روی نوسانات رژیم بارندگی در درجه اول اهمیت قرار دارد.

تاثیر عرض جغرافیائی به علت غلبه نفوذ بادهای خیلی مرطوب بحری در تابستان و بادهای خشک در زمستان تقریباً حذف می شود. اگر منطقه کوهستانی باشد، بادهای موسمی تابستانه بارندگی های فراوانی را ایجاد میکنند (بمبئی). ولی در صورتیکه ناحیه مسطح و گرم باشد این بادهای تقریباً بدون تاثیر باقی می مانند. بنابراین دگرگونی های فراوانی در رژیم بارندگی

مناطق تحت تاثیر بادهای موسمی ممکن است مشاهده شود .
 جداول د و ه مشخصات دو تیپ اصلی اقلیم موسمی را نشان میدهند .
 در نیمکره جنوبی ، ماداگاسکار و بخصوص ساحل شرقی آن به شدت تحت تاثیر
 رژیم موسمی است . فصل خشک از آوریل تا اکتبر (فروردین تا مهر) و فصل
 بارندگی از نوامبر تا مارس (آبان تا اسفند) طول می کشد . چنانچه از جدول
 زیر استنباط میشود این جزیره که مدار راسالجدی از قسمت جنوبی آن میگذرد
 به حد وفور در معرض بارندگی ها است .

بارندگی ماداگاسکار (برحسب P. Rolley)

ارتفاع بارندگی سالانه به میلیمتر	فصل خشک			فصل مرطوب			ایستگاه
	درجه حرارت به سانتیگراد	ارتفاع بارندگی به میلیمتر	تعداد روز بارندگی	درجه حرارت به سانتیگراد	ارتفاع بارندگی به میلیمتر	تعداد روز بارندگی	
۲۶۷۸	۲۵ ۱	۹۸۲	۷۴	۲۵ ۴	۱۹۶۹	۸۶	Tamatave
۱۳۸۵	۱۴ ۶	۱۲۸	۲۰	۲۰ ۷	۲۵۷	۸۰	Tananarive
۵۸۵	۲۹ ۹	۶۴	۹	۳۲ ۵	۵۲۱	۲۹	Tulear
۶۶۶	۲۳ ۷	۱۲	۲	۲۶ ۴	۶۵۴	۳۱	Moronadave
۷۹۴	۲۲ ۹	۳۳	۵	۲۶ ۲	۷۶۱	۴۵	Maintirando
۲۴۳۰	۲۴ ۹	۴۳۷	۳۴	۲۹ ۸	۱۹۹۳	۸۴	Nossy-Be'

ج - رژیم مناطق معتدل

در نیمکره شمالی ، منطقه معتدله در تمام طول سال در معرض جریانات
 وسیع " Westerlies " است که به وسیله مراکز پرفشار و نیمه مداوم " جبهه
 قطبی " و " جبهه حاره‌ئی " هدایت شده و به طرف غرب اغتشاشاتی که اغلب
 سیکلونیک بوده و نسبتاً " به سرعت در حال تحول هستند ، می‌وزند در اینجا
 ما به تقسیم بندی این رژیم که دارای نوسانات بی نهایت متعددی است ، به
 دو گروه اصلی اکتفا می‌کنیم :

۱- "رژیم آب و هوای معتدله با زمستانهای خیلی سرد"

دو نمونه اصلی آب و هوایی زمستان سرد در این منطقه عبارتند از تیپ بحری و تیپ بری. بارندگیها نسبتاً فراوان و در تمام طول سال بطور کم و بیش مساوی، برحسب اهمیت فاصله از دریا، پخش شدهاند. در زیر به ذکر چند مدول متوسط بارندگی برای این منطقه می پردازیم:

ورشو	۵۵۴	میلیمتر	برست	۸۰۳	میلیمتر
بوداپست	۵۶۵	میلیمتر	پاریس	۶۱۱	میلیمتر
Kiew	۵۳۵	میلیمتر	برلن	۵۸۰	میلیمتر

۲- "رژیم مدیترانه‌ئی"

آب و هوای مدیترانه‌ئی به وسیله یک فصل سرمای نسبتاً معتدل که در طول آن اغتشاشات سیکلونیک، بارندگیهای فراوانی بخصوص در ارتفاعات ایجاد نموده و یک دوره گرم، خشک و آرام نیز به دنبال دارد، مشخص میشود. مدول متوسط بارندگی در منطقه تحت تاثیر این رژیم به شرح زیر است:

آتن	۳۹۰	میلیمتر	مادر	۶۸۴	میلیمتر
اورشلیم	۶۶۱	میلیمتر	لیسن	۷۲۶	میلیمتر
سان فرانسیسکو	۵۹۴	میلیمتر	الجزیره	۶۶۵	میلیمتر

وجود ارتفاعات کوهستانی و جهت آنها باعث پیدایش انواع مختلف رژیم های مدیترانه‌ئی محلی می گردد. برای مثال به بررسی خطوط اصلی بارندگی در منطقه آفریقای شمالی می پردازیم (P. Rolley).

این مناطق اصولاً به طور محسوسی تحت نفوذ رژیم پیچیده‌ئی هستند، در حالیکه نواحی بحری از رژیم مدیترانه‌ئی برخوردار هستند و وجود ارتفاعات در امتداد منطقه ساحلی باعث تشدید آن نیز می گردد، فلات مرتفع داخلی و صحرا تحت نفوذ رژیم خشک و کویری قرار دارد، از طرف دیگر تمام منطقه ساحلی و ارتفاعات موجود در آن در تابستان دارای آب و هوای خشک و در زمستان واجد یک فصل بارانی هستند، در صورتیکه هرچه از شمال به طرف جنوب نزدیکتر شویم از میزان بارندگیها کاسته شده و اختلاف بین

زمستان و تابستان به تدریج کم می شود .

البته جادارد که از رژیم بادهای مرطوبی که ضمن وزش از طرف شمال و شمال شرق از یک دریای گرم عبور نموده و برسواحل شمالی آفریقا بارانهای فراوانی ایجاد می نمایند نیز یاد شود . در اینمورد یک حالت استثنائی برای آن قسمت از ساحل که در مقابل شبه جزیره اسپانیا قرار گرفته وجود دارد ، زیرا بادهای مرطوب که بخار آب خود را بر روی این شبه جزیره از دست داده اند با حالتی خشک و نامساعد برای بارندگی به ساحل Oranie و شرق مراکش برخورد می کنند . به همین علت است که ارتفاع بارندگی که در Kroumirie و Kabylie به یک متر در سال می رسد در oranie به ۴۰۰ میلیمتر تنزل می کند (۴۰۹ میلیمتر در Nemours و ۳۷۵ میلیمتر در Oujda) . منطقه اخیر از نظر بارندگی و در نتیجه شرایط زراعی شبیه ساحل شرقی اسپانیا بوده ، در صورتی که بقیه سال همانند ناحیه غرب این شبه جزیره است .

بدون ذکر جزئیات می توان چهار منطقه بارندگی را در شمال آفریقا مشخص ساخت .

۱- یک منطقه خیلی پر باران که سالیانه بیش از ۶۰۰ و گاهی بیش از ۱۰۰۰ میلیمتر باران دریافت می دارد . این منطقه شامل تمام طول ساحلی به جز Oranie و یک قسمت مرکزی مراکش میگردد . تعداد روزهای بارندگی در سال غالباً از ۱۰۰ متجاوز است .

۲- یک منطقه پر باران که سالیانه دارای ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلی متر بارندگی است و کشت گندم دیم در آن امکان پذیر است . این منطقه شامل نواحی کوهستانی و دشت های مرتفع است ، تعداد روزهای بارندگی بین ۶۰ تا ۱۰۰ روز متغیر است .

۳- منطقه کم باران با ۲۰۰ تا ۴۰۰ میلی متر بارندگی سالیانه که کوههای تونس ، ساحل ، فلات الجزایر و تمام قسمت جنوبی ساحل مراکش و آتلانتیک را شامل میشود ، تعداد روز بارندگی در سال بین ۴۰ تا ۷۰ میلیمتر است .

۴- بالاخره یک منطقه خیلی کم باران بامتوسط بارندگی کمتر از ۲۰۰ میلیمتر که به طور خیلی نامنظم پخش شده است، به طوری که بعضی از سالها ممکن است کاملاً خشک و بی باران باشند. تعداد روز بارندگی حدود ۳۰ روز در سال است. این منطقه شامل نواحی جنوبی تونس و الجزایر و مراکش و احه ها و بیابانها می شود.

درخاتمه به ذکر دونکته مهم در مورد بارندگی شمال آفریقا میپردازیم یکی تغییر پذیری فراوان ارتفاع بارندگی سالیانه (ضریب تغییر پذیری ۳ تا ۵ و به بالا) و دیگر وجود رگبارهای طوفان زا که منجر به نزول قریب ۲۰۰ میلی متر بارندگی در ظرف چند ساعت می شوند.

در جداول زیر ارتفاع متوسط بارندگی ماهیانه ایستگاههای اصلی شمال آفریقا ملاحظه می شوند. سالهای مشاهدات برای سه منطقه الجزایر، تونس و مراکش منطبق نبوده و بالطبع نتایج مشاهدات در سه کشور مذکور قابل مقایسه نخواهند بود.

بارندگیهای متوسط ماهیانه بر حسب میلیمتر

الجزایر (۱۹۳۸-۱۹۱۳)

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total annuel
NEMOURS	58	44	45	39	31	10	1	1	19	42	59	61	410
ORAN	60	51	38	31	25	8	1	2	17	31	68	73	405
MOSTAGANEM	47	29	35	21	31	7	1	6	22	31	79	69	377
ALGER	91	68	63	35	37	14	2	5	39	69	109	115	647
BOUGIE	159	112	96	68	50	28	3	11	54	99	130	162	972
DJIDJELLI	193	143	107	82	57	27	3	7	56	125	192	212	1204
BLIDA	132	96	111	84	84	39	3	5	48	77	133	142	954
ORLEANSVILLE	55	45	39	32	37	9	1	1	20	35	60	66	400
GUELMA	111	93	72	54	57	23	7	9	33	55	71	92	677
SIDI BEL ABBES	48	51	39	39	38	15	1	4	11	27	62	80	395
CONSTANTINE	101	80	59	53	52	25	6	7	24	45	57	85	594
TEBESSA	33	26	39	30	39	29	10	10	33	29	31	29	338
LAGHOUAT	12	12	16	12	19	12	5	7	23	17	18	14	167
BISKRA	17	10	19	10	15	8	2	3	17	15	22	18	156

تونس (۱۹۵۰-۱۹۰۱)

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ensemble de l'année
TABARKA	167	131	87	70	42	17	4	9	53	115	145	189	1029
BIZERTE	106	77	52	40	20	12	6	6	31	68	87	120	625
TUNIS	64	52	41	35	19	9	3	7	32	50	47	61	420
LE KEF	65	56	51	48	39	27	9	15	38	44	52	65	509
SOUSSE	43	34	30	22	18	6	1	5	50	43	37	38	327
SFAX	25	18	26	13	10	5	1	2	22	28	31	18	197
KAIROUAN	27	26	35	26	24	12	5	8	37	31	30	25	286
METLAOUI	15	11	16	14	11	5	1	7	14	13	17	13	137
MATMATA	34	28	42	16	15	4	0	4	11	22	38	25	239

مراکش (۱۹۴۹-۱۹۲۵)

	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total annuel
TANGER	118	102	112	85	39	15	1	2	25	108	136	144	887
KHENIFRA	61	81	81	68	44	19	4	6	23	58	88	94	627
RABAT	62	62	65	44	30	9	0	1	9	54	94	93	523
CASABLANCA	52	46	49	39	21	5	0	0	6	42	69	77	406
SAFI	44	35	40	24	14	4	0	0	6	40	56	64	327
EL KELAA DES SRARHNA	22	32	37	37	15	8	1	1	14	17	34	31	249
MARRAKECH	24	30	37	33	15	7	2	3	10	20	34	27	242
AGADIR	37	28	26	20	4	1	0	0	6	21	40	43	226
MEKNES	67	70	68	62	40	10	3	1	11	64	88	90	574
FEZ	59	64	68	69	37	14	2	1	13	51	84	83	545
SEFROU	73	81	83	76	51	16	1	4	15	65	90	91	646
TAZA	81	93	86	70	42	8	3	5	15	62	92	113	670
GUERCIF	13	19	20	34	23	12	2	3	15	19	17	15	192
OUJDA	38	37	36	40	37	13	2	5	21	33	33	47	342
BOU DENIB	8	4	19	7	4	6	1	3	9	13	13	15	102

د - رژیم عرض های جغرافیائی زیاد (آب و هوای سرد و قطبی)
 حداقل فشار در این مناطق اصولاً " در تابستان بیشتر از زمستان بوده
 و در نتیجه بارندگی در فصل تابستان فراوان تر است. البته اغلب وجود
 ارتفاعات کوهستانی موجب بهم خوردن این وضع میشود. بدین ترتیب قاره
 " اروپا - آسیا " در مجاورت مدار ۶۰ درجه شامل مناطق وسیع و دشت هائی
 است که از دریای بالتیک تا اقیانوس آرام گسترده شده و در معرض تاثیر اقلیم
 اقیانوسی قرار گرفته اند. ولی عملاً وجود رشته کوههای آلپ اسکاندیناوی
 عمل بادهای مرطوب را به یک قسمت کوچک ساحلی محدود نموده و بادهای
 اغلب از پهنه نروژ به سمت کاپ شمالی میوزند. در این منطقه مدول های
 متوسط بارندگی سالیانه زیر مشاهده می شود:

آب و هوای سرد اقیانوسی (میلیمتر ۹۰۶): (۲۶° و ۶۳°C Norvege)

Trondhjem

آب و هوای بیری (میلیمتر ۲۵۷): (۲۰° و ۵۲° Siberie)

Barnava

آب و هوای قطبی (میلیمتر ۱۴۶): (۴۶° و ۷۶° Groenland)

Banmarks

ه - رژیم مناطق کویری

منطقه تحت تاثیر آب و هوای کویری از خطوط انقلابین تا ۴۰ درجه

عرض جغرافیائی ادامه داشته ولی بسیاری از نواحی دیگر نیز دارای کم آبی بخصوص بوده که آنها را به این نوع آب و هوا نزدیک می سازد. به طوری که می توان گفت آب و هوای کویری در تمام عرض های جغرافیائی وجود دارد. در اینجا به ذکر بارندگی متوسط سالیانه سه منطقه کویری میپردازیم:

(آب و هوای کویری خیلی گرم) : میلیمتر ۱۰۸ (۲۸' و ۳۲° Sahara)

Ayata

(آب و هوای گرم اقیانوسی) : میلیمتر ۱۵۸ (۴' و ۱۲° Perou)

Lima

(آب و هوای کویری سرد) : میلیمتر ۱۱۲ (۵' و ۴۱° Petro)

Alexand rowsk

نمونه بارز آب و هوای کویری گرم ، صحرای آفریقا است. ایستگاههایی چون Elgolea و Quargla و Tamanrasset کمتر از ۵۰ میلی متر در سال بارندگی دارند ، ندرتا " رگبارهایی نیز در فصول سرد در شمال و در فصول گرم در جنوب مشاهده می شوند .

E - قوانین بارندگی

هرگونه تلاشی جهت ایجاد روابط ریاضی بین ارتفاع متوسط بارندگی یک حوضه از یک طرف و عوامل دیگر آن مانند ارتفاع از سطح دریا ، جهت دامنه ها و یا دوری از دریا از طرف دیگر نا درست و بی فایده است ، زیرا این بارندگی ها خود به لحاظ هواشناسی محصول پدیده های بسیار مختلفی هستند (بارندگی های اقیانوسی ، طوفانی و غیره) که از یک قانون فیزیکی معینی تبعیت نمی کنند . بنابراین انجام محاسبات مزبور زمانی منطقی تر خواهد بود که مطالعات روی یک مجموعه بارندگی مشخص که از نقطه نظر جهت و نوع اغتشاشات مولد ، کاملا " یکسان باشند به عمل آمده باشد .

معذالک براساس برخی از تجربیات ، جهت جبران نقائص مشاهدات ،

کاربرد چند "قانون تجربی" که از تجزیه و تحلیل داده های متعدد باران سنجی پدید آمده اند، آسان و قابل قبول به نظر می رسد.

در عمل جهت احتیاط لازمست که هر بار و در هر حالت بخصوص اعتبار کاربرد این قوانین، با استفاده از مشاهدات محلی آزمایش شود. مخصوصاً "باید در کاربرد عبارات مختلف جبری (که مثلاً "بارانی بودن منطقه را برحسب ارتفاع از سطح دریا بیان می کنند) خیلی محتاط بود، زیرا این معادلات در حقیقت عبارات ریاضی منحنی هائی هستند که به طور تجربی مثلاً" برای یک دامنه واقع در حوضه معینی وضع شده اند و هیچگاه با اطمینان نمیتوان ادعا نمود که قابل کاربرد بویای مناطق دیگری که مسلماً "از لحاظ پستی و بلندی، آب و هوا و غیره با آن فرق دارند نیز خواهند بود.

I - تغییرات بارندگی برحسب ارتفاع از سطح دریا

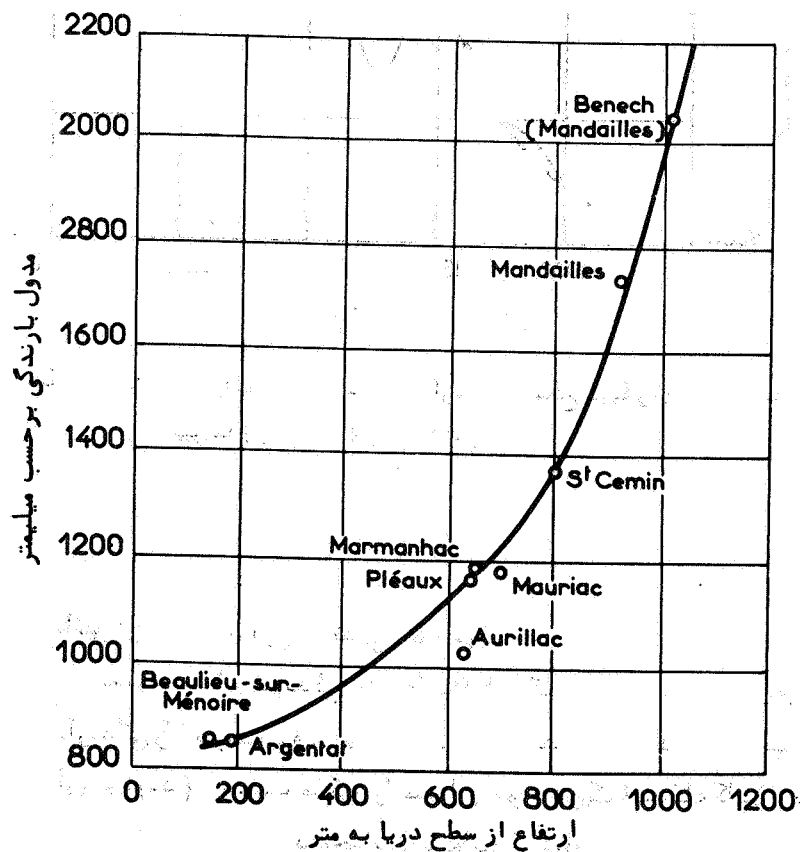
الف - تغییرات مدول متوسط بارندگی سالیانه

تجربه نشان میدهد که طبق یک قاعده کلی میزان بارندگی با ارتفاع حوضه از سطح دریا تا حد معینی افزایش پیدا می کند و از این حد ایتیم به بعد مجدداً کاهش می یابد، ارتفاع مزبور مرتباً "از خارج به داخل مناطق کوهستانی زیاد می شود.

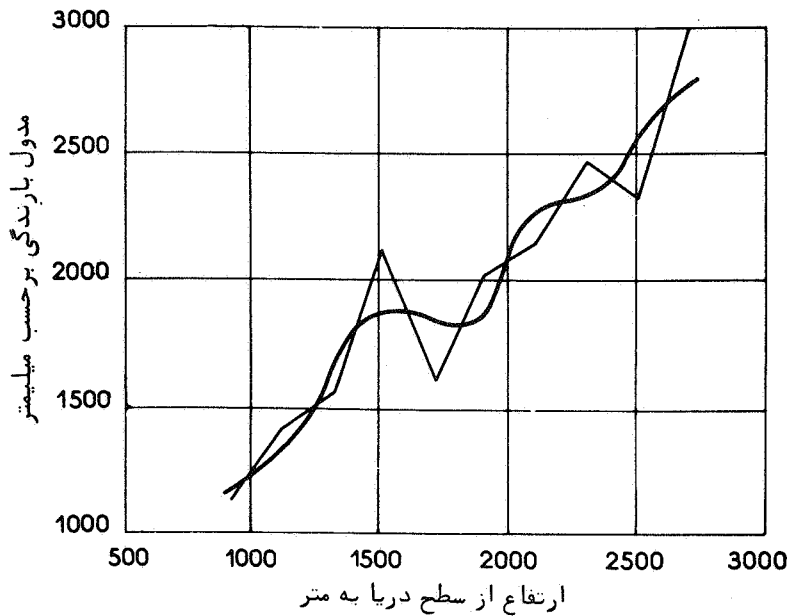
فرمول های متعددی جهت محاسبه میزان افزایش مدول بارندگی سالیانه برحسب ارتفاع و یا شیب عمودی باران و همچنین ارتفاع حد ایتیم بارندگی پیشنهاد شده اند. تجربه نشان میدهد که فرمول های فوق نمی توانند عمومیت داشته باشند، زیرا تاثیر عواملی چون موقعیت دامنه، جهت دره ها و دوری از دریا دارای نقش پراهمیتی در تعیین میزان بارندگی بوده و مشکل می توان نفوذ این عوامل را از تاثیر ارتفاع منفک ساخت.

جهت اطلاع از مقادیر عددی "شیب عمودی باران" متذکر می شویم که برای سلسله جبال آلپ افزایش بارندگی برحسب ارتفاع بین ۵۰ تا ۱۶۰ میلیمتر به ازای هر صد متر مشاهده شده است.

برای محاسبه ارتفاع متوسط قشر آب نزولی روی یک حوضه چندین "پروفیل باران سنجی" یا استفاده از ارقام حاصله از ایستگاههای موجود رسم میکنند. شکل های ۲-۲۱ و ۲-۲۲ نمونه هایی از این پروفیل را نشان میدهند. شکل ۲-۲۱ تغییرات بارندگی سالیانه برحسب ارتفاع را در یک حوضه که کاملاً در جهت بادهای باران زا قرار گرفته نشان می دهد و پروفیل شکل ۲-۲۲ مربوط به تمام دامنه شمالی کوههای پیرینه می باشد.



شکل ۲-۲۱- تغییرات ارتفاع متوسط بارندگی سالیانه حوضه Maronne برحسب ارتفاع از سطح دریا (دوره مشاهدات ۱۹۰۰-۱۸۵۱)



شکل ۲۲-۲- تغییرات بارندگی بر حسب ارتفاع از سطح دریا روی حوضه شمالی پیرینه (بر حسب GAUSSEN).

ب - تاثیر ارتفاع روی نوع بارندگی ها ، برف

نسبت ارتفاع بارندگی متوسط سالانه که به صورت برف نازل می شود به کل بارندگی را "ضریب برف" مینامند ، (دو ارتفاع فوق الذکر بر حسب میلی متر بیان میشوند) . ضریب مذکور را میتوان خواه در یک ایستگاه کاملاً مجهز از راه اندازه گیری تعیین کرد و خواه با استفاده از موقعیت خط هم حرارت صفر درجه در مواقعی که بارندگی های مورد نظر نازل میشوند از راه محاسبه برآورد نمود .

در زیر جهت اطلاع مقادیر "ضریب برف" را بر حسب ارتفاع برای سلسله جبال آلپ که توسط M. Coutagne پیشنهاد شده ذکر می کنیم :

ضریب برف	ارتفاع از سطح دریا به متر
%۱۰	۵۰۰
%۲۰	۱۰۰۰
%۳۴	۱۵۰۰
%۵۱	۲۰۰۰
%۶۸	۲۵۰۰
%۸۵	۳۰۰۰

ملاحظه می شود که در کوهستانهای مرتفع قسمت اعظم بارندگیها به صورت برف نازل می شود ، این برف در دامنه ها جمع آوری شده و یا در قلب یخچالها یخ بسته و ایجاد مخازن بزرگی می نماید که در فصل گرما بر اثر ذوب باعث ازدیاد شدید دبی رودخانه ها می گردد .

ج - قانون قله منفرد و پرت

برخلاف یک سد کوهستانی طویل که مانع عبور توده های هوای مرطوب شده و ایجاد بارندگی های زیاد می نماید ، یک قله منفرد دارای نفوذ بسیار جزئی است ، بدین معنی که یک قله پرت و منفرد که دارای یک ارتفاع معینی است همیشه دارای مقدار بارندگی کمتری از کوهستانهای هم ارتفاع خود خواهد بود .

د - قانون پناهگاه کوهستانی

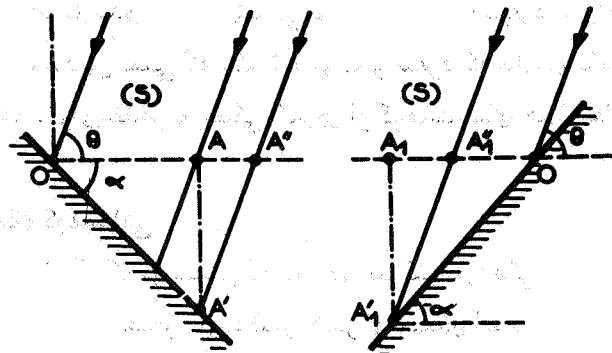
در " زیر باد " یک کوهستان که دارای حداکثر بارندگی است عموماً " منطقه ای وجود دارد که مقدار بارندگیش کمتر از حدی است که قاعدتاً به ارتفاع آن مربوط می شود . چنانکه قبلاً " نیز گفتیم این امر مربوط به پدیده فون می باشد که توضیح کافی در مورد آن داده شده است . (مراجعه به شکل

II - تأثیر شیب و جهت دامنه‌های کوهستانی

تحت نفوذ یک باران یکنواخت، مقدار آبی که بر یک صفحه مورب می‌بارد با آنچه که توسط تصویر افقی آن دریافت می‌شود مساوی نیست، در صورتی که صفحه مورب در مقابل بادهای باران زا واقع شود باران دریافتی بیشتر و برعکس اگر در جهت مخالف قرار گیرد کمتر خواهد بود.

نظر به اهمیتی که این پدیده در تفسیر نتایج حاصل از باران سنج‌هایی که در دامنه‌های مختلف کوهستانی نصب می‌شوند دارد در مورد آن مطالعاتی به شرح زیر به عمل آمده است:

همانطور که در شکل ۲-۲۳ ملاحظه می‌شود فرض کنیم که α شیب یک سطح مورب نسبت به افق بوده و این سطح در معرض یک باران یکنواخت و همگن که قطرات آن دارای مسیر مستقیم و موازی هستند واقع باشد، همچنین جهت سقوط قطرات با سطح افقی نیز یک زاویه θ تشکیل دهد به شرطی که تمام قطرات در یک صفحه عمود بر سطح مورب قرار گیرند.



شکل ۲-۲۳- تأثیر شیب دامنه جهت برآورد بارندگی مناطق کوهستانی

حال یک دسته از این خط سیرها را که با تشکیل نوعی لوله جریان، مقداری بارندگی به شدت h میلی‌متر را روی مساحت یک قطعه زمین واقع بین دو خط تراز وارد می‌سازند، در نظر می‌گیریم، در روی شکل ۲-۲۳ این

مساحت به قطعه خط OA' نمایش داده شده است. تصویر افقی OA'' عبارتست از OA که شامل بخشی از سطح S به مساحت A میشود که با استفاده از پلانیمتر در روی یک نقشه توپوگرافی قابل اندازه گیری است. مسلم است که برای تعیین مقدار حقیقی شدت بارندگی h برحسب میلیمتر در دقیقه باید شدت اندازه گیری شده h' توسط باران سنج را که دارای سطح پذیرشی افقی است به جای OA در مساحت OA'' ضرب نمود. یک محاسبه هندسی ساده نشان می دهد که نسبت $R = \frac{OA''}{OA}$ از عبارت زیر به دست می آید.

$$R = 1 \pm \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \theta}$$

علامت مثبت برای مواقعی است که قطرات در جهت مسیر و علامت منفی برای زمانی است که در جهت مخالف قرار گرفته اند. مثلاً اگر زاویه دامنه نسبت به افق 22° درجه بوده و مسیر قطرات نیز با افق یک زاویه 30° درجه تشکیل دهد به ترتیب خواهیم داشت:

$$\operatorname{tg} \alpha = 0.4 \quad \operatorname{tg} \theta = 1.7 \quad \operatorname{tg} \alpha / \operatorname{tg} \theta = 0.7, R = 1 \pm 0.7 = 0.3$$

تا اینجا فرض براین بود که صفحه عمودی که مسیر قطرات باران در آن واقعند با پلان عمودی که خط بزرگترین شیب دامنه در آن واقع است مطابقت داشته باشد. در غیر این صورت یعنی اگر دو صفحه مزبور با یکدیگر یک زاویه μ تشکیل دهند ضریب R' را به صورت زیر باید به دست آورد:

$$R' = 1 \pm \frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \theta} \cos \mu$$

در یک حوضه نسبتاً وسیع که دارای دامنه هائی است که کم و بیش در جهت مخالف بادهای باران واقعند و همچنین برای یک سری اندازه گیری که روی مدت زمان طولانی انجام شده است، از لحاظ آماری توزیع بارندگی ها طوری جبران می شوند که به نظر می رسد بهتر باشد جهت محاسبه حجم کل آب، ارتفاع آب به دست آمده توسط باران سنج ها در تصویر دامنه ها ضرب شود. با وجود این برای مطالعات دقیق تر در مورد دامنه های وسیع حوضه های

کوهستانی به حساب آوردن ضرایب R و R' اغلب مرجح و حتی ضروری است. از آنچه گفتیم می‌توان نتیجه گرفت که کاربرد باران سنج‌هائی با سطح پذیرش مورب شبیه شیب دامنه‌ها دقت اندازه‌گیری ارتفاع بارندگی مناطق پر شیب را نسبتاً "افزایش می‌دهد. البته جهت محاسبه بارندگی روی یک سطح مورب، استفاده از باران سنج‌های معمولی و تصحیح مقادیر اندازه‌گیری شده با در نظر گرفتن ضرایب R و R' آسانتر بنظر میرسد، ولی مشکلاتی که در برآورد زاویه برخورد قطرات باران با سطح افقی وجود دارد همیشه این نوع محاسبات را دستخوش اشتباهات زیاد می‌نماید.

III - قانون دوری از دریا

بتدریج که توده‌های ابر به داخل خشکی‌ها پیشروی می‌کنند مستهلک می‌شوند و در نتیجه با تساوی سایر شرایط (ارتفاع، جهت و غیره) هر چه در جهت مسیر بادهای باران‌زا از دریا دورتر شویم میزان بارندگی رو به کاهش می‌رود.

البته در صورتیکه اغتشاشات در یک منطقه دارای یک جهت معین باشند صحت این قانون به آسانی قابل بررسی است. از مجموعه قوانینی که در بالا ذکر شد می‌توان چنین نتیجه گرفت که در مناطق کوهستانی یک بارندگی ایتیمم اصلی که گاهی اوقات یک ایتیمم ثانوی بدنبال دارد وجود خواهد داشت کما اینکه حالات مغایری نیز از قبیل کاهش بارندگی بر حسب ارتفاع ممکن است اتفاق بیافتد.

F - تجزیه و تحلیل رگبارها در یک ایستگاه معین

با وجود اینکه هنوز تعریف جامعی در این مورد پیشنهاد نشده معذالک کلمه "رگبار" اصولاً به مجموعه بارانهای متوالی اطلاق می‌شود که

زائیده اغتشاشات هواشناسی کاملاً مشخصی باشند. طول یک رگبار ممکن است از چند دقیقه تا چندین ساعت متغیر بوده و بر مساحتی بین چند تا هزاران کیلومتر مربع بیارد (مانند بارانهای سیکلونی که موجب پیدایش طغیان های استثنائی رودها میشوند). برای روشن بودن مطلب ما از این به بعد به مواقع نزول این بارندگی ها "دوره بارانی" اطلاق خواهیم کرد. در مسائل مربوط به فاضلاب شهرها، زهکشی و غیره اصطلاح "رگبار" به یک سری بارانهای تند و ممتد گفته میشود که طول آنها بندرت از چند ساعت تجاوز می کند. بعلاوه در عمل اصولاً آن مدت زمانی مورد توجه است که در آن شدت بارندگی حداکثر بوده و بالطبع طول زمانی آن ۲۰ دقیقه تا یکساعت بیش نیست.

I - اهمیت فنی و بررسی رگبار

اصولاً در طراحی تاسیسات آبی، کانال های آبیاری و زهکشی و فاضلاب، از نظر اقتصادی هیچوقت مقرون به صرفه نیست که تاسیسات مزبور برای مقابله با شدیدترین بارانها که ممکن است در ناحیه مورد مطالعه پدید آیند ساخته شوند، بلکه با توازن دو عامل قیمت تمام شده این تاسیسات از یک طرف و برآورد خساراتی که ممکن است احتمالاً از تخریب آن در اثر باران های استثنائی وارد شود از طرف دیگر سعی می شود که یک دبی ایتیم بدین منظور پیش بینی و یا محاسبه شود تا براساس آن تاسیسات مزبور بنا گردد. بنابراین هیچگاه هدف، انجام عملیات استحفاظی مطلق نیست، بلکه باید کوشش در جهت مقابله با یک رگبار نمونه با احتمال وقوع معینی به عمل آید. در نتیجه برای حل منطقی مسئله فاضلاب شهرها و زهکشی اراضی مزروعی لازمست که حداکثر شدت باران را که دارای فراوانی معینی است تعیین کنیم. مثلاً "ببینیم حداکثر شدتی که هر پنج سال یا هر ده یا بیست سال ممکن است حادث شود چه اندازه است. ولی بررسی رگبارهای استثنائی و طویل المدت نیز در بسیاری مواقع ضروری است، مثلاً جهت محاسبه آبدهی حداکثر و اقتصادی سرریزهای یک

سد یا محاسبه دهانه، یک پل باید از آمار آبدهی رودخانه که در طی سالیان دراز جمع آوری شده، استفاده نمود. در صورتیکه متاسفانه در بسیاری از مواقع آمار مزبور یا وجود ندارد و یا طول مدت اندازه‌گیری آن قدر نیست که فراوانی یک طغیان با شدت معین را بتوان براساس آن محاسبه نمود. اغلب اتفاق می‌افتد که در کشورهای در حال پیشرفت اندازه‌گیری باران بیش از تعیین دبی رودخانه‌ها رواج دارد و بنابراین آمار باران نیز کامل‌تر از آمار آبدهی است. در این صورت می‌توان نقص فوق را با بررسی دقیق رگبارها و شدت ماکزیمم آنها جهت بیش‌بینی طرز تغییرات آبدهی رودخانه در مواقع طغیان برطرف نمود، بخصوص که محاسبه میزان احتمال وقوع دبی‌های استثنائی که باعث پیدایش سیل و خسارات فوق‌العاده می‌گردند از این راه امکان پذیر خواهد بود. از روی مشاهدات معمولی می‌توان استنباط نمود که مقدار شدت ماکزیمم $i_M = \Delta h / \Delta t$ که به یک قسمت از رگبار مربوط می‌شود و در طول زمان Δt ارتفاع بارندگی معادل Δh ایجاد میکند، به نسبت عکس Δt تغییر مینماید، یعنی هر چه زمان Δt کوتاه‌تر باشد i_M بزرگتر خواهد بود. ولی در مطالعات مربوط به زهکشی مساحات کوچک لازمست که این نکته با تشکیل منحنی‌های نمایش شدت ماکزیمم برحسب مقادیر مختلف Δt از روی آمار موجود به دقت بررسی گردد. از روی مقادیر مختلف شدت ماکزیمم که بدین ترتیب به دست می‌آید و با ردیف کردن آنها می‌توان منحنی فراوانی مربوطه را رسم نمود و از روی آن مقادیر شدت ماکزیمم را که به یک "زمان برگشت" معین مثلاً "۱، ۲، ۳ یا T سال مربوط میشود به دست آورد. بدین ترتیب میتوان برای هر ایستگاه چنین نمودارهایی را رسم کرد. ولی باید دانست که این نمودارها فقط برای بارانهای "موضعی" یعنی بارانهای که فقط روی منطقه محدودی در اطراف ایستگاه می‌بارند قابل قبول هستند. در مورد حوضه‌هایی که مساحتشان از چندین کیلومتر مربع متجاوز است دبی مربوطه بستگی به مشاهدات باران-سنجی در چندین نقطه مختلف حوضه خواهد داشت و بالطبع مسئله دخالت مساحت در تغییرات میانگین بارندگی ماکزیمم روی مجموعه حوضه پیش خواهد آمد. طبق یک قاعده کلی هر چه حوضه آبریز وسیع‌تر باشد میانگین شدت

ماکزیم بارندگی کمتر خواهد بود. زیرا هر چه از مرکز رگبار و یا به عبارت دیگر محور انتقال آن دور شویم شدت موضعی آن کاهش می یابد.

II - هیئوگرام^(۱) یا منحنی تغییرات لحظه ای شدت باران بر حسب زمان و

نمودار تجمعی بارندگی در طول یک رگبار

شدت بارندگی حتی در طول یک رگبار معین لحظه به لحظه بر حسب شرایط هواشناسی آن متغیر است. معمولاً این تغییرات را به وسیله دو منحنی که مستقیماً از روی کاغذ مدرج باران نگار نتیجه می شود نمایش می دهند:

۱- هیئوگرام که در روی یک گراف مدرج ارتفاع باران (یا شدت متوسط بر حسب میلیمتر در ساعت) را که در واحد زمان نازل شده نشان می دهد (شکل ۲۴-۲). واحد زمانی مورد نظر بر حسب طول کلی رگبار ممکن است بین ۵ دقیقه تا یک ساعت متغیر باشد. شدت بارندگی از فرمول $i = \frac{\Delta h}{\Delta t}$ بدست می آید که در آن i بر حسب میلیمتر در ساعت بیان می شود.

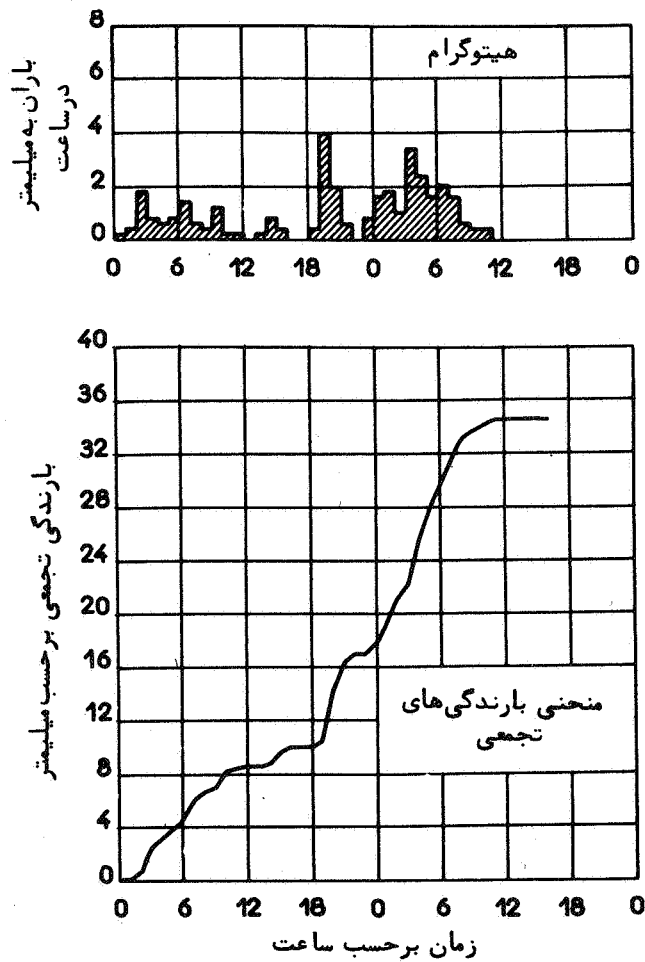
۲- نمودار بارندگی تجمعی^(۲) که در هر لحظه ارتفاع کل بارندگی را از ابتدای شروع رگبار مشخص می کند و به عبارت دیگر این نمودار، منحنی نمایش رابطه:

$$P = \int_0^t i dt$$

خواهد بود. در هر نقطه شیب خط مماس بر منحنی نمایشگر شدت لحظه ای باران در لحظه مورد نظر است.

محور عرض ها را در این نمودار نمیتوان نه تنها بر حسب میلیمتر بلکه بر حسب درصد کل بارندگی نزولی در حین رگبار نیز مدرج نمود. با استفاده از این روش ملاحظه شده است که برای ایستگاههایی که نسبتاً از یکدیگر دور بوده ولی تحت نفوذ رگبارهای معینی هستند، طرز توزیع بارندگی در طول

رگبار برحسب درصد بارندگی کل تقریباً "یکسان است، بنابراین می‌توان منحنی بارندگی تجمعی یک ایستگاه را که مجهز به باران‌نگار است جهت برآورد نحوه توزیع بارندگی‌های یک ایستگاه دیگر که فاقد باران‌نگار بوده و صرفاً در آن یک باران‌سنج معمولی وجود دارد، درمورد رگبار معینی، مورد استفاده قرار داد.



شکل ۲۴-۲- هیتوگرام و منحنی بارندگی تجمعی مربوطه

اگر منحنی بارندگی تجمعی را در روی مختصات لگاریتمی ((یعنی نمودار رابطه $\log P = f(\log t)$) رسم نمایم ملاحظه خواهیم نمود که منحنی مربوطه که در ابتدا به طور محسوسی به یک خط مستقیم نزدیک است در انتهای رگبار دارای تقعر نسبت به محور t میباشد. پدیده فوق ممکن است معلول کم شدن مقدار آب قابل بارش آتمسفر در انتهای رگبار بوده و در صورتی که جایگزینی سیستم ابر مربوطه به سرعت و به اندازه کافی انجام شود این تقعر از میان خواهد رفت.

برای بررسی فرضیه فوق، دفتر هواشناسی ایالات متحده در روی مختصات لگاریتمی دست به ایجاد نمودار ارتفاع بارندگی های استثنائی تمام نقاط دنیا بر حسب طول آنها در مورد شدیدترین رگبارها به طول بین ۱ دقیقه تا یک ماه زده است. همانطور که در شکل ۲-۲۵ ملاحظه می شود روی این نمودار که به علاوه مقادیر کل بارندگی ماکزیمم نیز ذکر شده است نقاط تجربی به طور محسوسی روی یک خط مستقیم واقع شده اند.

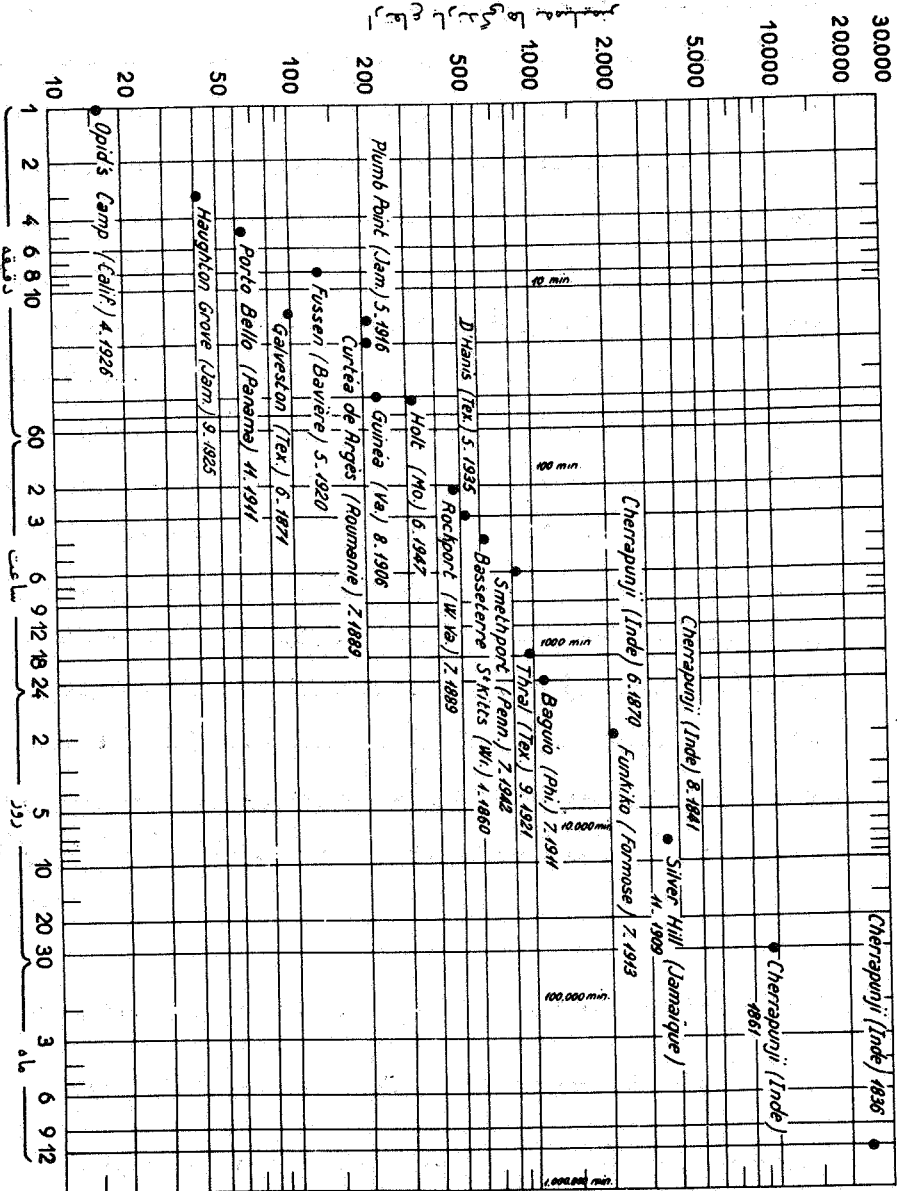
فایده عملی این گرافیک در اینست که در حقیقت نمایشگر کلیه بارندگی های استثنائی است که در قسمت اعظم نقاط دنیا نازل شده و طول آنها از چند دقیقه تا یک سال متغیر است. مقدار رکورد باران همانطور که مشاهده می شود متعلق به چراپونچی واقع در شمال شرقی هندوستان است که متوسط بارندگی سالیانه آن ۱۱ متر است و در سال مرطوب این ارتفاع به دو برابر نیز می رسد.

$$\text{III - اندازه شدت متوسط ماکزیمم } i_M = \frac{\Delta h}{\Delta t} \text{ بر حسب حد فاصل زمانی } t$$

در طول یک رگبار، منحنیهای "مدت، شدت، فراوانی"

بررسی شدت متوسط ماکزیمم بارندگی در یک ایستگاه (باران موضعی)، موضوع مطالعات و پژوهش های فراوانی در مورد رگبارهای طوفانی شدید و استثنائی است که ابعاد تاسیساتی چون فاضلاب، سیستم های زهکشی میدان فرودگاهها و ایستگاههای پمپاژ و غیره را مشروط می سازند.

شکل ۲۵-۲- ارتفاع بارندگیهای رکورد تازه در نقاط جهان برای طولهای زمانی مختلف (بر حسب مجله ماهانه هوا ۳۵۶، ۶۹، ۱۹۴۱)



برای یک مدت زمان Δt که در طول یک رگبار در نظر گرفته می شود نسبت $i_M = \frac{\Delta h}{\Delta t}$ یعنی خارج قسمت ارتفاع باران به این فاصله زمانی بستگی به اندازه Δt دارد، بدین معنی که هرچه Δt بزرگتر در نظر گرفته شود اندازه i_M کمتر خواهد بود. بعداً در قسمت بررسی آبهای سطحی خواهیم دید که فایده کاربرد اصطلاح شدت متوسط ماکزیمم در یک حد فاصل زمانی Δt در اینست که:

در شرایط تساوی شدت، بارانهائی میتوانند موجب پیدایش حداکثر آبدهی در یک نقطه از شبکه آبهای سطحی بشوند که طول آنها لااقل برابر با مدتی باشد که برای آب لازم است تا از دورترین نقطه هیدرولوژیکی حوضه آبریز مربوطه در بالا دست، به نقطه مورد نظر برسد. این طول زمانی که به نام "زمان تمرکز" حوضه معروف است ممکن است برحسب شرایط پستی و بلندی و وسعت شبکه بین چند دقیقه تا ۲ ساعت متغیر باشد. اگر مدت بارندگی از زمان تمرکز بی نهایت طولانی تر باشد دبی رودخانه در محل خروجی حوضه پس از رسیدن بیک حداکثر ثابت باقی خواهد ماند. بنابراین مهندس مسئول پروژه تاسیسات مختلف از قبیل فاضلاب، شبکه آبیاری و غیره ناچار است که شدت متوسط ماکزیمم مربوط به یک حد فاصل زمانی را که مساوی با زمان تمرکز نقاط مختلف شبکه است و احتمال دارد که یک بار در هر ۱۰، ۲۰ یا ۵۰ سال حادث شود، برآورد نماید. براین اساس در اغلب شهرهای بزرگ دنیا، شدت متوسط ماکزیمم بارندگیهائی که در گذشته در حد فاصلهای زمانی بین ۵ دقیقه تا چند ساعت در طول رگبارهای مختلف نازل گردیده، محاسبه شده است.

الف - طرز بررسی یک سری رگبار

آمار بارندگی ثبت شده ۵۰ ساله شهر پاریس (۱۹۴۶-۱۹۹۷) در پارک جنوبی مونتسوری توسط Grisolet مورد بررسی و تعداد ۹۰۰ رگبار از بین آنها انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته است. با استفاده از دیاگرامهای باران نگار مربوط به هر کدام از رگبارها، شدت متوسط ماکزیمم بارندگی روی حد فاصلهای زمانی Δt ، ابتدا برای یک دقیقه و سپس برای مقادیر مختلف Δt به شرح زیر محاسبه شده است:

– هر ۵ دقیقه به ۵ دقیقه تا نیم ساعت

– هر ۱۰ دقیقه به ۱۰ دقیقه تا یکساعت

– هر ۱۵ دقیقه به ۱۵ دقیقه تا دو ساعت

جدول X به عنوان نمونه بررسی رگیار طوفانی ۲۳ ژوئن ۱۹۳۶ را که در طی آن در طول ۳ ساعت، $47/8$ میلیمتر بارندگی ایجاد شده است نشان میدهد. ملاحظه میشود که شدت متوسط ماکزیمم i_M (۱) برحسب اندازه‌های مختلف Δt دارای مقادیر زیر بوده است:

– ۱۵۶ میلیمتر در ساعت برای حد فاصل زمانی Δt برابر با یک دقیقه

پر باران‌ترین.

– ۷۶ میلیمتر در ساعت برای حد فاصل زمانی برابر با ۳۰ دقیقه

پر باران‌ترین.

– ۴۴ میلیمتر در ساعت برای حد فاصل زمانی برابر با یک ساعت

پر باران‌ترین.

سپس برای هر کدام از حد فاصل‌های زمانی Δt مورد نظر، کلیه مقادیر شدت متوسط ماکزیمم مربوط به ۹۰۰ رگیار برحسب مقادیر نزولی مرتب شده‌اند (این نوع مرتب کردن را که بدون در نظر گرفتن ترتیب تاریخ وقوع رگیارها انجام می‌شود مرتب کردن یکنواخت گویند).

در جدول XI – برای دو حد فاصل زمانی ۳۰ و ۴۰ دقیقه مقادیر i_M که با روش فوق مرتب گردیده‌اند ذکر شده‌اند. از این جدول چنین استنباط می‌شود که:

۱- همانطور که قبلاً" نیز اشاره شد هرچه حد فاصل زمانی Δt بزرگتر باشد i_M دارای مقادیر کوچکتری خواهد بود (مراجعه به ستونهای مربوط به

۱- برای این نوع محاسبات بهتر است که به جای تشکیل منحنی بارندگی تجمعی از راه جمع نمودن مقادیر پشت سرهم بدین ترتیب عمل نمائیم که مقادیر بارندگی در واحد زمان را برحسب مقدار نزولی مرتب کرده و سپس منحنی تجمعی را با جمع کردن تدریجی مقادیر از بزرگتر به کوچکتر به دست آوریم.

$$\Delta t = 30 \text{ و دقیقه } \Delta t = 40 .$$

۲- برای یک اندازه معین Δt ، مقادیر i_M تشکیل یک سری آماری را می دهند که براساس آن می توان هیستوگرام فراوانی مربوطه را رسم نمود . در عمل جهت نشان دادن نحوه توزیع ، به محاسبه مقادیر i_M که ممکن است هر ۵۰ ، ۲۰ ، ۱۰ و یا یکسال یک بار حادث شوند اکتفا می شود .

جدول X

محاسبه شدت متوسط ماکزیمم بر حسب حد فاصل زمانی

Δt برای رگبار طوفانی ۲۳ ژوئن ۱۹۳۶ در پاریس

شروع ساعت ۱۶/۴۵ خاتمه ساعت ۱۹/۴۵ زمان کلی ۳ ساعت
ارتفاع کل بارندگی ۴۷/۸ میلیمتر

ارتفاع ماکزیمم Δh که روی حد فاصلهای Δt زیر اندازه گیری شده	نقطه شروع و خاتمه حد فاصل زمانی Δt	شدت متوسط ماکزیمم $i_M = \Delta h / \Delta t$
۱ دقیقه ۲/۶ میلیمتر	۱۶۵۷ تا ۱۶۵۸	۱۵۶ میلیمتر در ساعت
۵ دقیقه ۱۰/۹ میلیمتر	۱۶۵۵ تا ۱۷۰۰	۱۳۱ میلیمتر در ساعت
۱۰ دقیقه ۱۹/۷ میلیمتر	۱۶۵۱ تا ۱۷۰۱	۱۱۸ میلیمتر در ساعت
۱۵ دقیقه ۲۶/۳ میلیمتر	۱۶۵۰ تا ۱۷۰۵	۱۰۵ میلیمتر در ساعت
۲۰ دقیقه ۳۰/۲ میلیمتر	۱۶۴۶ تا ۱۷۰۶	۹۱ میلیمتر در ساعت
۲۵ دقیقه ۳۵/۰ میلیمتر	۱۶۴۶ تا ۱۷۱۱	۸۴ میلیمتر در ساعت
۳۰ دقیقه ۳۸/۲ میلیمتر	۱۶۴۶ تا ۱۷۱۶	۷۶ میلیمتر در ساعت
۴۰ دقیقه ۴۲/۰ میلیمتر	۱۶۴۶ تا ۱۷۲۶	۶۳ میلیمتر در ساعت
۵۰ دقیقه ۴۳/۰ میلیمتر	۱۶۴۶ تا ۱۷۳۶	۵۲ میلیمتر در ساعت
۶۰ دقیقه ۴۴/۱ میلیمتر	۱۶۴۵ تا ۱۷۴۵	۴۴ میلیمتر در ساعت
۹۰ دقیقه ۴۵/۳ میلیمتر	۱۶۴۵ تا ۱۸۱۵	۳۰ میلیمتر در ساعت
۱۲۰ دقیقه ۴۶/۸ میلیمتر	۱۶۴۵ تا ۱۸۴۵	۲۳ میلیمتر در ساعت
۱۸۰ دقیقه ۴۷/۸ میلیمتر	۱۶۴۵ تا ۱۹۴۵	۱۶ میلیمتر در ساعت

جدول XI به خوبی منظور فوق را تأمین می‌نماید، بدین ترتیب که مثلاً "برای" دقیقه $\Delta t = 30$ " اگر طول دوره مشاهدات 50 سال باشد و بخواهیم مقدار شدت متوسط حداکثر را که 5 بار در طول این 50 سال حادث شده بدانیم کافی است که مقدار شدت مربوط به سطر پنجم را (که طبق جدول XI مقدارش 69 میلیمتر در ساعت است) پیدا کنیم، البته می‌توان پذیرفت که چنین شدتی معرف یک "رگبار نمونه" تقریباً 30 دقیقه‌ای است که هر ده سال یکبار ممکن است حادث شود، به عبارت دیگر رگباری با این مشخصات، دارای احتمال وقوع $\frac{1}{10}$ یا 10 درصد است.

جدول XI

مقادیر مرتب شده شدت متوسط ماکزیمم برای حد فاصلهای زمانی Δt ، 30 و 40 دقیقه

حد فاصل زمانی دقیقه $\Delta t = 40$			حد فاصل زمانی دقیقه $\Delta t = 30$			ردیف سماره
تاریخ	شدت میلیمتر در ساعت $\Delta h / \Delta t$	ارتفاع خالص h میلیمتر	تاریخ	شدت میلیمتر در ساعت $\Delta h / \Delta t$	ارتفاع خالص h میلیمتر	
۱۹۰۱/۵/۲۹	۶۶	۴۴/۰	۱۹۳۶/۶/۲۳	۷۶	۳۸/۲	۱
۱۹۳۶/۶/۲۳	۶۳	۴۲/۰	۱۹۳۶/۷/۶	۷۲	۳۵/۹	۲
۱۹۴۴/۸/۶	۵۹	۳۹/۲	۱۹۰۱/۵/۲۵	۷۰	۳۵/۰	۳
۱۹۴۲/۹/۱۴	۵۴	۳۵/۷	۱۹۴۲/۹/۱۴	۷۰	۳۴/۸	۴
۱۹۳۵/۶/۱۴	۵۳	۳۵/۱	۱۹۴۴/۸/۶	۶۹	۳۴/۴	۵
۱۹۲۸/۸/۴۳	۴۴	۲۹/۶	۱۹۳۵/۶/۱۴	۶۲	۳۱/۰	۶
۱۸۹۹/۶/۲۰	۴۲	۲۸/۰	۱۹۲۸/۸/۳۴	۵۸	۲۹/۲	۷
۱۹۴۲/۷/۶۵	۳۹	۲۵/۸	۱۹۳۶/۶/۲۰	۵۶	۲۸/۰	۸
۱۹۰۳/۸/۲۳	۳۷	۲۵/۰	۱۹۴۱/۶/۲۵	۴۷	۲۳/۶	۹
۱۹۴۱/۶/۲۵	۳۷	۲۴/۶	۱۹۲۷/۷/۶	۴۴	۲۲/۱	۱۰
۱۹۴۳/۸/۳	۳۵	۲۳/۵	۱۹۰۳/۸/۲۳	۴۴	۲۲/۰	۱۱
۱۹۳۱/۵/۱۷	۱/۲	۷/۸	۱۹۳۳/۱۰/۱۱	۱/۶	۷/۸	۱۰۰

جدول XII
 شدت متوسط ماکریم خالص i_M (بر حسب میلیتر در ساعت)
 برای حد فاصلهای مختلف Δt بر حسب "زمان برگشت آنها" T

زمان برگشت T سال	جد فاصل زمانی Δt بر حسب دقیقه و ساعت															
	5'	10'	15'	20'	25'	30'	40'	50'	ساعت	1 h 15'	1 h 30'	1 h 45'	2 h	2 h 30'	3 h	
50 ans	-	-	-	-	-	76	66	63	44	36	30	26	23	19	16	
20 -	228	173	136	111	103	84	71	61	40	28	24	21	19	16	12	
10 -	210	166	120	105	92	84	69	53	31	24	21	18	16	13,5	9,5	
5 -	180	151	115	98	82	73	44	37	31	23	19	15	13	10	9	
2 -	156	118	89	69	58	49	30	24	20	17	14	10	10	7,5	6	
1 -	126	70	55	48	35	30	22	18	14	12	10	7,5	7	6,5	5	
0,5	90	54	36	30	23	19	16	12	9	9	7	5,5	5	4,3	4	
(Suite)	18 h	19 h	20 h	21 h	22 h	23 h	24 h	25 h	26 h	27 h	28 h	29 h	30 h			
50 ans	4,0	3,8	3,7	3,5	3,3	3,2	3,1	3,0	2,8	2,8	2,8	1,5	-	-	-	-
20 -	1,9	1,8	1,7	1,4	1,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10 -	1,2	1,1	1,0	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5 -	0,9	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2 -	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

یادآوری: ستون سمت چپ "دوره برگشت" $T = \frac{1}{F}$ را بدست میدهد و سایر ستون های جدول مشخص کننده شدت های متوسط ماکریم i_M که در طول T سال برای حد فاصل های مختلف مرجع ، بوجود پیوسته اند می باشند.

جدول XII قسمتی از نتایج حاصله از مطالعات Grisollet را در این مورد نشان می‌دهد.

در این جدول شدت متوسط ماکزیمم برحسب میلیمتر در ساعت که به حد فاصل های زمانی بین یک دقیقه تا ۳ ساعت مربوط می‌شود و هر ۵۰، ۲۰، ۱۰ و ۵ سال یکبار به وقوع می‌پیوندد ذکر شده است.

ب- انطباق ریاضی نتایج حاصله از یک دسته منحنی "مدت، شدت، فراوانی" بررسی یک سری رگبار به وسیله روشی شبیه به آنچه در بالا مختصراً بدان اشاره شد در ایالات متحده آمریکا و انگلستان توسط محققین مختلف انجام شده که نتایج حاصله به صورت های زیر عرضه می‌گردد:

۱- خواه به صورت یک دسته منحنی که برای یک "زمان برگشت T" معین، شدت متوسط ماکزیمم i_M را برحسب حد فاصل زمانی مرجع Δt بیان می‌کند (شکل های ۲۶-۲ و ۲۷-۲).

۲- خواه به وسیله فرمول هائی که در حقیقت عبارات جبری منحنی های فوق الذکر هستند و اغلب به دو صورت زیر منتهی می‌شوند:

$$i_M = \frac{a}{(b+t)} \quad (1)$$

$$i_M = a(t-b)^{-n} \quad (2)$$

t عبارتست از همان حد فاصل زمانی Δt که برای سهولت آنرا "طول رگبار" و یا "رگبار نمونه" می‌گویند ولی البته بهتر است که "حد فاصل زمانی مرجع" نامیده شود. پارامترهای a، b و n نتیجه انطباق ریاضی منحنی های تجربی هستند که برحسب نوع ایستگاه متغیر بوده و در یک ایستگاه معین نیز برحسب زمان برگشت انتخابی T دارای مقادیر مختلفی خواهند بود.

ج- فرمول های نوع (۱)

ساده ترین فرمول این نوع عبارتست از فرمول Talbot که در سال

۱۹۰۴ پیشنهاد شده است:

$$i_M = \frac{a}{t+b} \quad (1)$$

برای منطقه پاریس، فرمول زیر از روی دسته منحنی های مربوط به شدیدترین رگبارهای مشاهده شده در طول ۸۰ سال، توسط Besson در سال ۱۹۳۱ وضع شده است:

$$I_M = \frac{7620}{34+t} \quad (2)$$

که در آن i_M برحسب میلیمتر در ساعت و t برحسب دقیقه بیان می شود. همچنین Belgrand جهت محاسبه شبکه فاضلاب پاریس برای t مساوی ۶۰ دقیقه، شدت ماکزیمم را برابر با ۴۵ میلیمتر در ساعت برآورد نموده بود که از نظر وی برابر با شدتی است که هر ده سال یکبار احتمال وقوع دارد. Koch با استفاده از این اعداد فرمول Talbot را در این مورد مطابقت داده و عبارت زیر را به دست آورده است:

$$I_M = \frac{3420}{15+t} \quad (3)$$

بررسی رگبارهای پاریس توسط Grisollet نیز منتهی به یک دسته منحنی می شود که در شکل ۲۶-۲ نمایش داده شده اند، مقادیر ضرایب a و b ی فرمول Talbot نیز برای فراوانیهای ۲ و $\frac{1}{50}$ در جدول ضمیمه درج شده اند. برای رگبار دهساله، Grisollet فرمول زیر را پیشنهاد نموده است:

$$I_M = \frac{2590}{t+10} \quad (4)$$

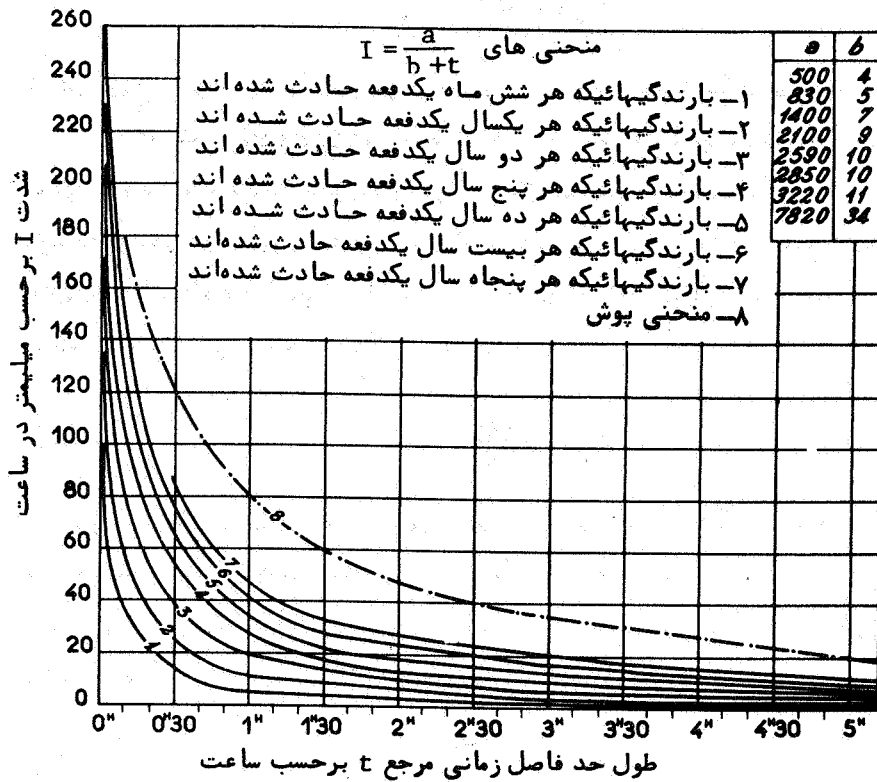
اندازه های شدت ماکزیمم محاسبه شده به وسیله این فرمول همیشه کوچکتر از مقادیر حاصله از فرمول Koch می باشند.

د - فرمول نوع (۲)

علاوه بر فرمولهای فوق، Grisollet برای منطقه پاریس فرمول شدت ماکزیمم باران دهساله را به صورت فرمول زیر نیز نشان داده است:

$$I_M = 11 t^{-0,7} \quad (5)$$

این فرمول قابل قبول بوده ولی بخوبی فرمولهای هیپربولیک فوق که نتیجه انطباق ریاضی منحنی‌های تجربی، در یک حد فاصل زمانی طولانی (از ۱ دقیقه تا ۶ ساعت) هستند، نمی‌باشد. در فرمول (۵) I_M برحسب میلیمتر در دقیقه و t نیز برحسب دقیقه بیان می‌شوند.

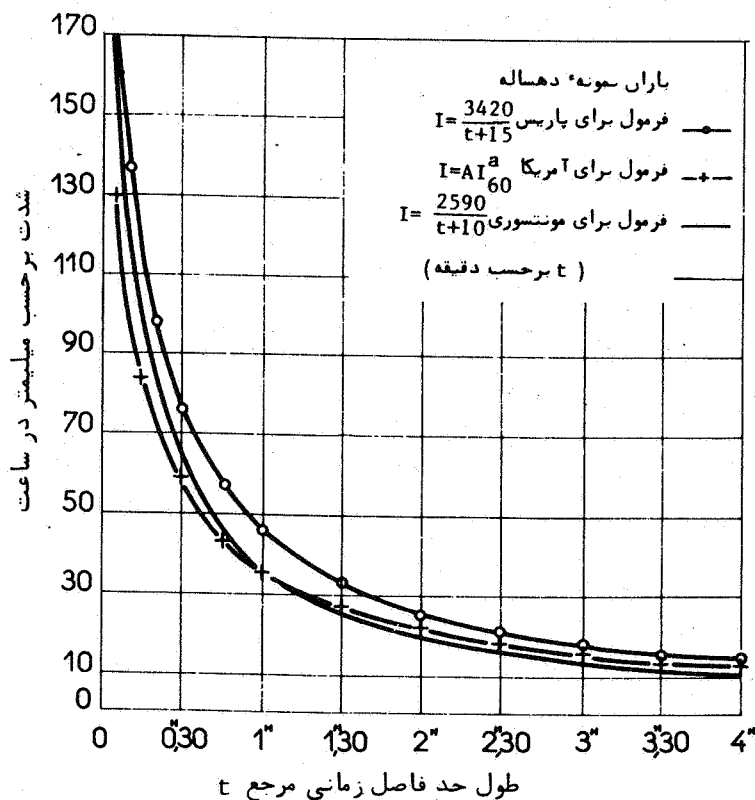


شکل ۲۶-۲- منحنی‌های پوش "شدت- مدت- فراوانی" رگبارهای منطقه پاریس

هـ- فرمولهائیکه در آنها می توان شدت ماکزیمم i_M را برحسب "حد فاصل زمانی مرجع" t و فراوانی "F" به دست آورد.

می دانیم که اگر طول دوره مشاهدات n سال و تعداد دفعات وقوع "رگبار نمونه" با شدت ماکزیمم i_M در فاصله زمان مرجع t برابر m باشد طبق تعریف فراوانی F رگبار نمونه از رابطه زیر به دست می آید.

$$F = \frac{m}{n}$$



شکل ۲۷-۲- مقایسه فرموله های مختلف "شدت ، مدت" برای رگبارهای نمونه دهساله پاریس

زمان برگشت T از عکس رابطه فوق حاصل می شود:

$$T = \frac{1}{F} = \frac{n}{m}$$

همانطور که در کلیه مسائل مربوط به این قبیل پیش بینی ها مقدار فراوانی که از راه تجربی فوق به دست می آید الزاما " برابر با اندازه محاسبه شده آن از طریق احتمالات پذیرفته می شود لذا ملاحظه خواهد شد که حد فاصل زمانی مرجع که گاهی " زمان برگشت " نیز گفته می شود عبارت است از یک فاصله زمانی که در طول آن رگبار نمونه مورد نظر فقط یکبار حادث می شود. فرمول زیر از بررسی رگبارهای منطقه پاریس توسط Grisollet حاصل شده و برای حد فاصلهای زمانی بین ۱۵ دقیقه تا ۶ ساعت صادق است:

$$i_M = \frac{2590}{(t + 10)} \cdot \frac{0.5}{(F + 0.4)} \quad (۶)$$

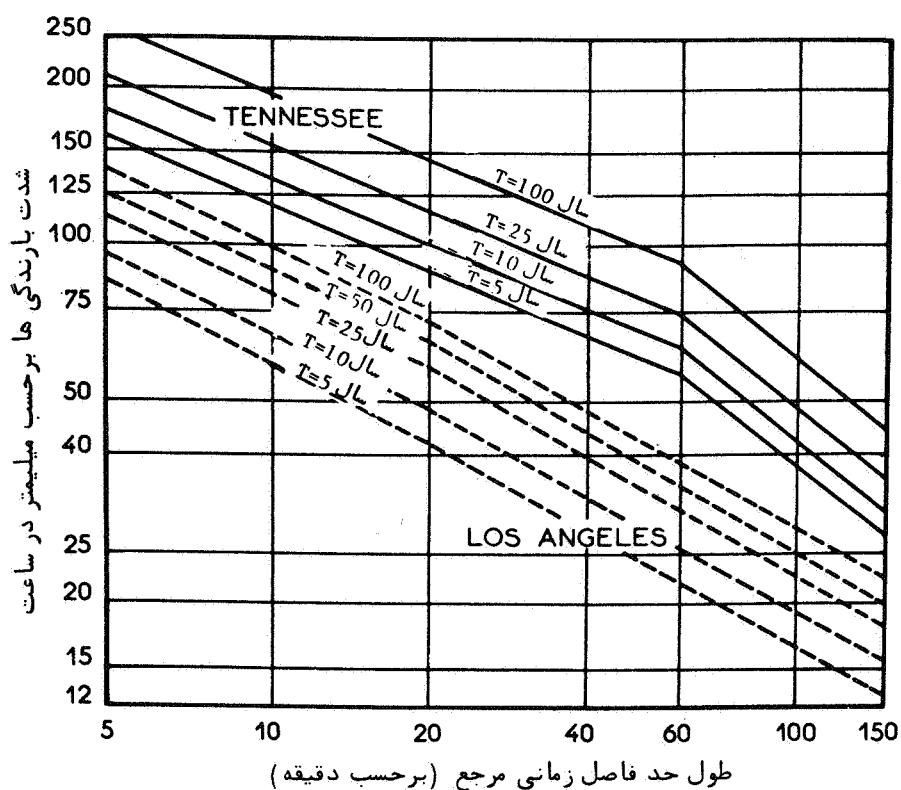
اگر در این فرمول F را برابر $\frac{1}{10}$ بگیریم ملاحظه می شود که فرمول (۴) که در مورد رگبارهای دهساله به کار برده می شود به دست می آید. در ایالات متحده آمریکا فرمول زیر توسط متخصصین هیدرولوژی پیشنهاد شده است:

$$i_M = K T^a t^{-b}$$

که در آن T عبارتست از زمان برگشت بر حسب سال، k، a و b اعداد ثابت فرمول با استفاده از داده های تجربی به دست می آیند.

اگر منحنی های فوق را روی مختصات لگاریتمی ترسیم نماییم $[\log i_M = f(\log t)]$ آسانی مشاهده می شود که یک دسته خط مستقیم به شیب b حاصل می شود.

شکل ۲۸-۲ بعنوان مثال دو دسته خط مستقیم را که به ترتیب برای لوس آنجلس و برای منطقه تنسی رسم شده اند نشان می دهد. ملاحظه می شود که هر منحنی " شدت، مدت " به وسیله دو قطعه خط مستقیم که به طور مناسبی



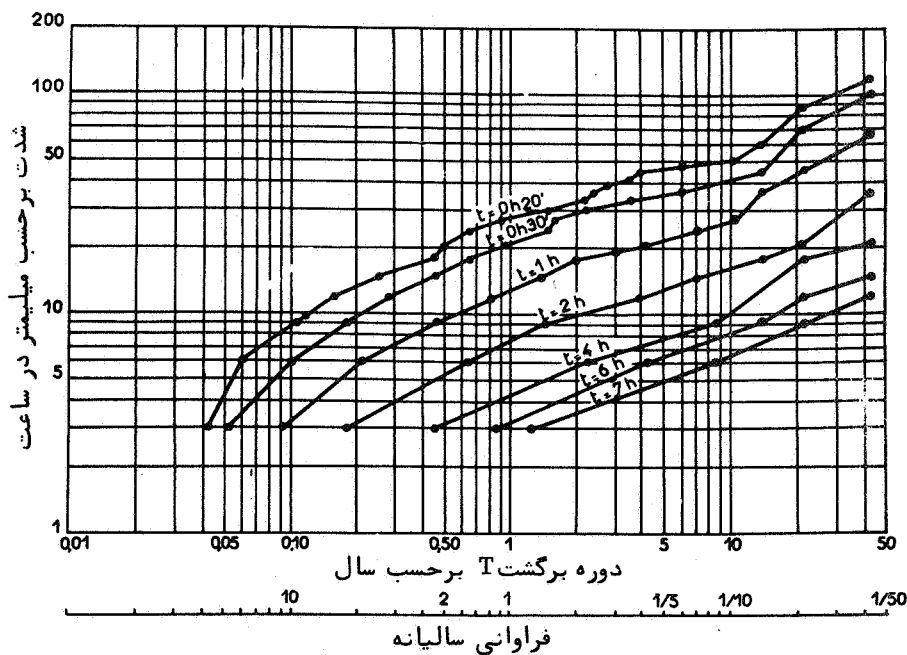
شکل ۲۸-۲- منحنیهای "شدت- مدت" رگبارهای مربوط به زمانهای مختلف برگشت (بر حسب سال) در کالیفرنیا (لوس آنجلس) و تنسی

شدت های ماکزیمم بین ۵ و ۱۵۰ دقیقه را مشخص می سازند نشان داده شده است .

و- توجه در مورد کاربرد فرمولهای فوق

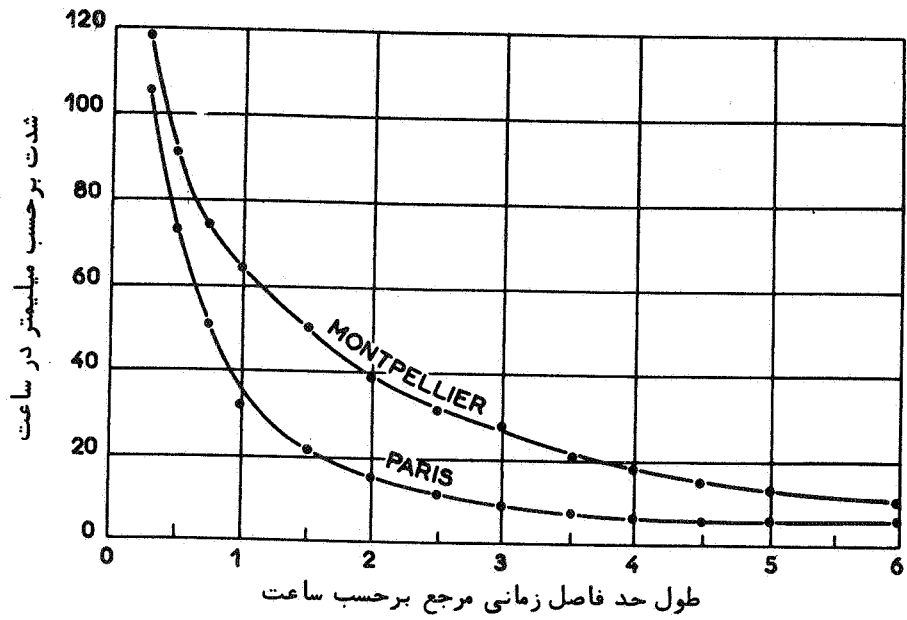
اندازه ضرایب موجود در فرمولهای مذکور صرفاً " برای ایستگاهی که در آن محاسبه شده اند ارزش داشته و کاربرد آنها برای ایستگاههای دیگر مجاز نیست .

فقط در بعضی حالات به علت نقائص و کمبود داده ها شاید بتوان فرمولهای مربوط به یک ایستگاه را برای نقاط مشابه و نزدیک آن یا رعایت احتیاط عمومیت داد. چنانکه مثلاً "فرمولهای وضع شده برای شهر پاریس را میتوان برای سایر شهرهای فرانسه که تحت نفوذ آب و هوای اقیانوسی هستند

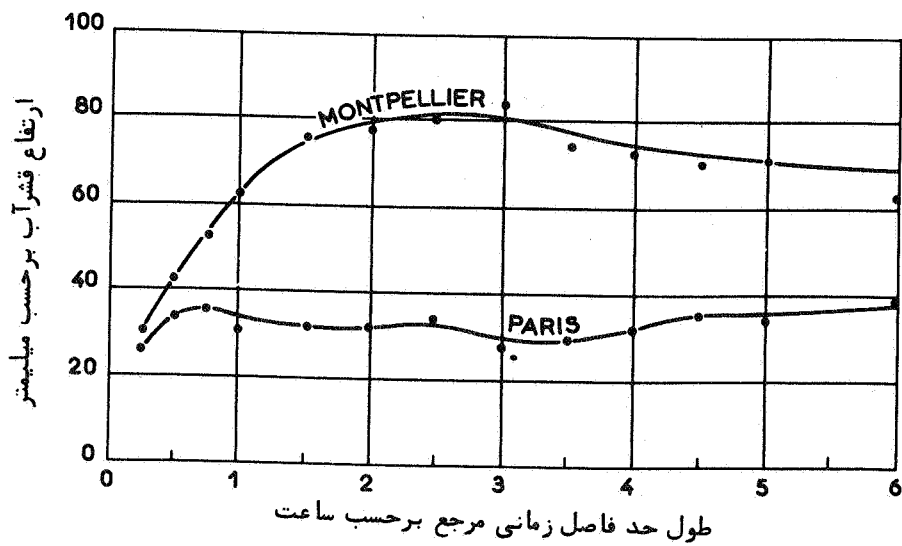


شکل ۲۹-۲. منحنیهای فراوانی شدت ماکزیمم رگبارهای تونس برای حدفاصلهای مختلف زمانی مرجع t بر حسب مطالعات De Montmarin (طول دورهء مشاهدات ۴۲ سال از ۱۹۰۹ تا ۱۹۲۳ و از ۱۹۲۶ تا ۱۹۵۳).

به کار برد، ولی استعمال همین فرمولها برای حوضه مدیترانه دارای نتایج اتفاقی خواهد بود (مراجعه به شکل ۳۰-۲، الف و ب که در آن نتایج بررسی رگبارهای شهر مونپلیه توسط L. Godard به کار برده شده است).
برای روشن شدن مطلب در شکل ۲۹-۲ روی مختصات لگاریتمی منحنی فراوانی شدت های متوسط ماکزیمم i_M برای رگبارهای شهر تونس در طول یک



۲-۳۰ - الف



شکل ۲-۳۰ - الف و ب - مقایسه " رگبارهای دهساله " در مونپلیه و پاریس
(برحسب GODARD) .

دوره ۴۲ ساله که بوسیله A. de Montmarin محاسبه شده ترسیم گردیده، و اندازه حد فاصل زمانی مرجع t بین ۲۰ دقیقه تا ۷ ساعت در نظر گرفته شده است. ملاحظه می شود که برای بارانهای کوتاه مدت ولی فراوان اندازه های شدت برای پاریس بزرگتر از مقادیر مربوط به تونس می باشند، برعکس برای بارانهایی که طول آنها از ۲ ساعت بیشتر بوده ولی احتمال وقوع کمتری دارند ارقام مربوط به ایستگاه تونس بزرگترند.

مطالعات De Montmarin بحصول فرمولهای زیر منتهی شده است:

— برای رگبار ماکزیمم ۴۲ ساله (دسته منحنی):

$$i_M = \frac{5200}{22+t}$$

— برای رگبار سالیانه:

$$i_M = \frac{2750}{35+t}$$

— برای رگبار دهساله:

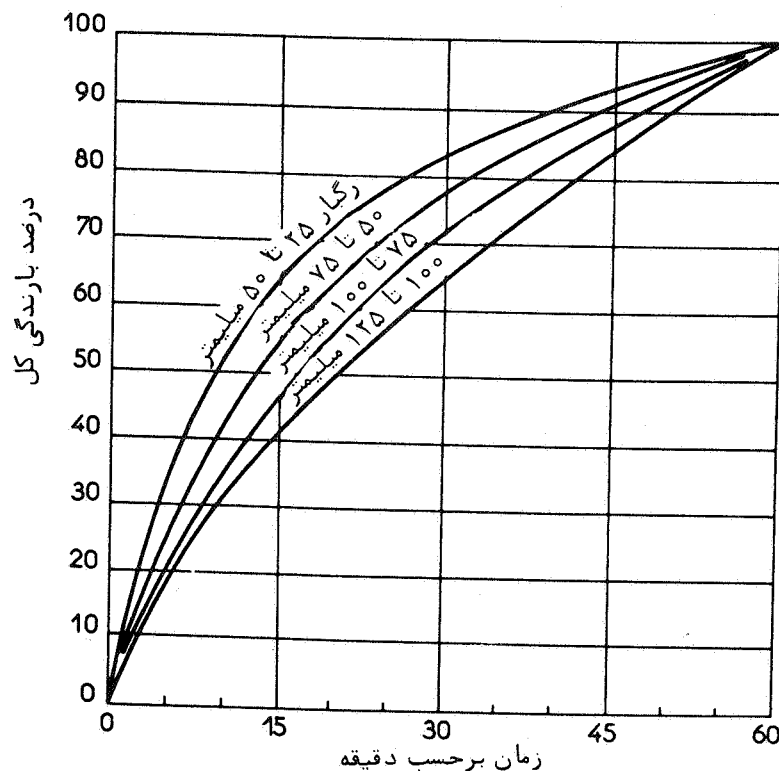
$$i_M = \frac{1200}{27+t}$$

در تمام فرمولهای فوق i_M برحسب میلیمتر در ساعت و t برحسب دقیقه بیان می شود.

IV - موقعیت زمان وقوع شدت ماکزیمم نسبت به نقطه شروع رگبار

این نکته از آن نظر حائز اهمیت است که نقش عمده‌ئی را در محاسبه ابعاد شبکه کانال تخلیه یک رگبار استثنائی به مدت t و شدت متوسط ماکزیمم معین به عهده دارد. در نتیجه اگر رگبار در ابتدای شروع خود دارای حداکثر شدت بوده و کانالها نیز خالی و یا دارای یک دبی جزئی باشند، حجم اولیه آبی که تا تکمیل گنجایش کلی به داخل آنها کشیده می شود نقش یک مخزن تنظیم کننده را بازی خواهد نمود، بدین معنی که از شدت طغیان کاسته و دبی

ماکزیمم جریان را کاهش میدهد . در این حالت می توان ابعاد کانالها را کمتر از حالتی در نظر گرفت که در آن حداکثر شدت در اواسط و یا اواخر رگبار واقع می شود .



شکل ۳۱-۲. منحنی نمایش نحوه توزیع بارندگیهای تجمعی در زمان برای "رگبار نمونه" مربوط به یک حد فاصل زمانی مرجع یک ساعته (ایالات متحده)

البته Grisolle حین بررسی رگبارهای شدید و طوفانی شهر پاریس متوجه این نکته شده که اغلب حداکثر شدت در ابتدای شروع رگبار واقع است ، بنابراین در پروژه های مربوطه می توان ظرفیت ذخیره کانالها را مورد نظر قرار داد ، ولی از طرفی این نتیجه گیری نمی تواند عمومیت داشته باشد زیرا از مطالعاتی که در ایالات متحده آمریکا بعمل آمده چنین استنباط

میشود که حداکثر شدت باران در طول مدت رگبار بین $\frac{1}{3}$ و نصف مدت مذکور واقع می شود .

با مطالعاتی در همین زمینه بعضی از متخصصین هیدرولوژی آمریکا به این نتیجه رسیده اند که برای یک مدت زمان مرجع معین t هر چه ارتفاع بارندگی کل بیشتر باشد به همان نسبت شدت متوسط نسبی بارندگی روی حد فاصل های زمانی کوچکتر از t به مقدار شدت محاسبه شده روی خود t نزدیکتر خواهد بود .

شکل ۳۱-۲ این نکته مهم را در محاسبه هیدروگرام طغیان برای نمونه رگباری که در آن t برابر یک ساعت است نشان می دهد .

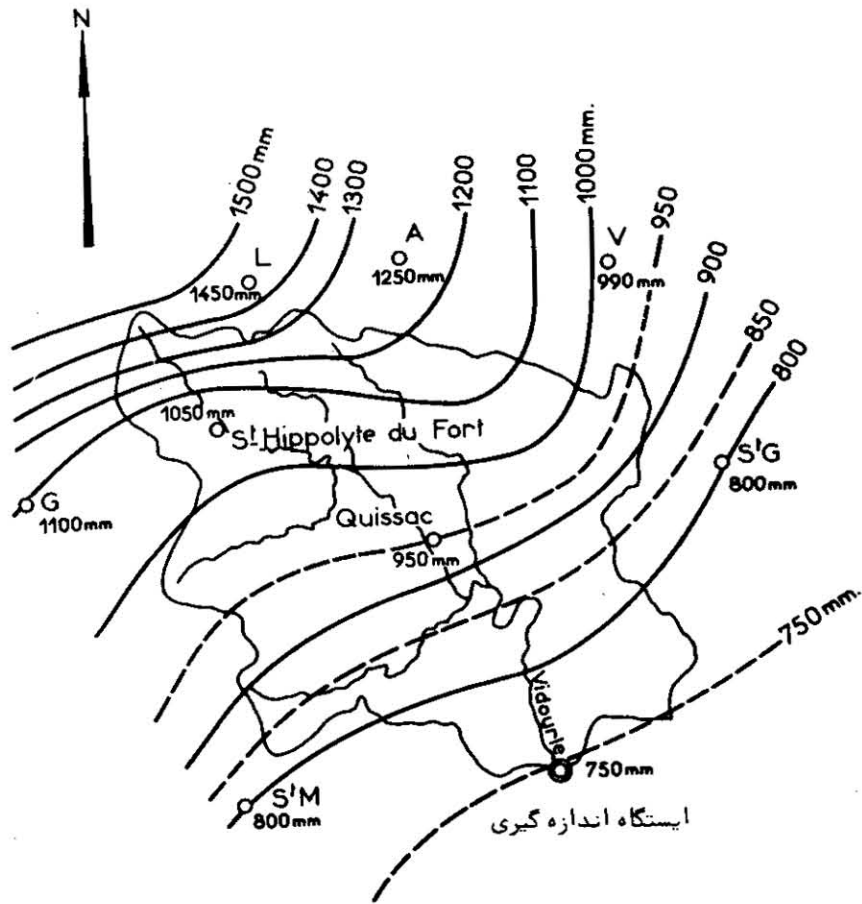
G - بررسی رگبارها روی مجموعه یک حوضه

بررسی بارندگی ها در سطح یک منطقه وسیع که مساحت آن ممکن است از چند کیلومتر مربع (مانند آنچه که در مورد فاضلاب شهرها ملاحظه شد) تا چندین هزار کیلومتر مربع (نظیر مطالعه سرریز یک سد) متغیر باشد اجباراً "بایستی بر مبنای داده های قرار گیرد که از چند ایستگاه معدود واقع در منطقه مورد نظر در دسترس قرار می گیرند .

البته در این مورد این فرض مطرح است که مقدار بارانی که به طور موضعی در یک نقطه اندازه گیری میشود کم و بیش معرف بارندگی منطقه اطراف آن نیز می باشد . صحت این فرض از یک طرف بسته به مشخصات هواشناسی رگبار و از طرف دیگر به شرایط پستی و بلندی منطقه است و بهتر است در هر حالت جهت برآورد دقت نتایج حاصله، به طور جداگانه بررسی های لازم به عمل آید .

۱ - محاسبه ارتفاع متوسط قشر آب وارده بر یک منطقه معین

ساده ترین راه محاسبه ارتفاع متوسط بارندگی در سطح یک حوضه که در عین حال تقریبی ترین روش نیز می باشد عبارتست از محاسبه میانگین



شکل ۲-۲۲- ترسیم شبکه خطوط همباران متوسط روی حوضه Vidourle در Sommieres (مساحت ۶۳۰ کیلومتر مربع).

حسابی ارتفاعات بارندگی که همزمان در ایستگاههای مختلف موجود در آن حوضه و یا در مجاورت نزدیک آن اندازه گیری شده است .
اگر تغییرات بارندگی از یک ایستگاه به ایستگاه دیگر نسبتاً زیاد و همچنین نحوه توزیع ایستگاهها نیز یکنواخت نباشد در این صورت اجباراً باید به محاسبه میانگین موزون تری دست زد .

الف - میانگین وزنی با استفاده از منحنی هیپسومتریک^(۱) و تغییرات بارندگی بر حسب ارتفاع

در صورتیکه هدف محاسبه ارتفاع متوسط قشر آب وارده بر سطح یک حوضه کوهستانی در طول یک دوره نسبتاً طولانی مانند سال یا ماه باشد ، معمولترین روش عبارت از کاربرد قانون تغییرات بارندگی بر حسب ارتفاع بر روی مجموعه حوضه و یا قسمتی از آنست که قبلاً به علت یکنواختی برای این منظور انتخاب شده است . با رسم منحنی توزیع مساحت بر حسب ارتفاع (منحنی هیپسومتریک) ، حوضه مربوطه به قطعات مختلف هم ارتفاع تقسیم شده و از روی ارتفاع بارندگی که بر حسب قانون بارندگی - ارتفاع به هر کدام از قطعات فوق مربوط میشود محاسبه ارتفاع متوسط قشر آب روی آنها امکان پذیر میگردد . به عنوان مثال جدول زیر کاربرد روش فوق را در محاسبه ارتفاع متوسط قشر آب وارده بر روی حوضه Maronne به مساحت ۵۳۲ کیلومتر مربع نشان می دهد . (پروفیل بارندگی مربوطه در شکل ۲۱-۲ نمایش داده شده است) .

ب - کاربرد خطوط همباران

دقیقترین و منطقیترین روش محاسبه ارتفاع متوسط بارندگی یک حوضه استفاده از خطوط همباران است که در روی نقشه دقیق آن رسم شده باشند (شکل ۳۲-۲) .

در اینصورت میتوان حجم کلی آب وارده را بسهولت محاسبه نمود . برای این کار کافیست که مساحت قسمت های مختلف حوضه را که مابین خطوط

۱- منحنی Hypsometrique یا تغییرات مساحت بر حسب ارتفاع .

ارتفاع به متر	حوضه آبریز فرعی کیلومتر مربع	ارتفاع بارندگی سالیانه برحسب میلیمتر	حجم کلی آب سالیانه به ۱۰۰۰ متر مکعب
کمتر از ۴۰۰	۲/۳۲۸	۹۸۰	۲۲۸۱/۴۴
۴۰۰ - ۵۰۰	۲۸/۸۹۶	۱۰۲۰	۲۹۴۷۳/۹۲
۵۰۰ - ۶۰۰	۱۱۳/۱۰۴	۱۱۰۰	۱۲۴۴۱۴/۴۰
۶۰۰ - ۷۰۰	۱۵۴/۵۰۴	۱۲۰۰	۱۸۵۴۰۴/۸۰
۷۰۰ - ۸۰۰	۸۲/۱۵۸	۱۳۱۰	۱۰۷۶۲۶/۹۸
۸۰۰ - ۹۰۰	۴۷/۳۳۸	۱۴۹۰	۷۰۵۳۳/۶۲
۹۰۰ - ۱۰۰۰	۳۱/۲۷۲	۱۸۰۰	۵۶۲۸۹/۶۰
۱۰۰۰ - ۱۱۰۰	۲۴/۰۸۰	۲۲۰۰	۵۲۹۷۶/۰۰
بالتر از ۱۱۰۰	۴۸/۹۷۷	۲۶۰۰	۱۲۷۳۴۰/۲۰
جمع	۵۳۲/۶۵۷		۷۵۶۳۴۰/۹۶

ارتفاع متوسط بارندگی :

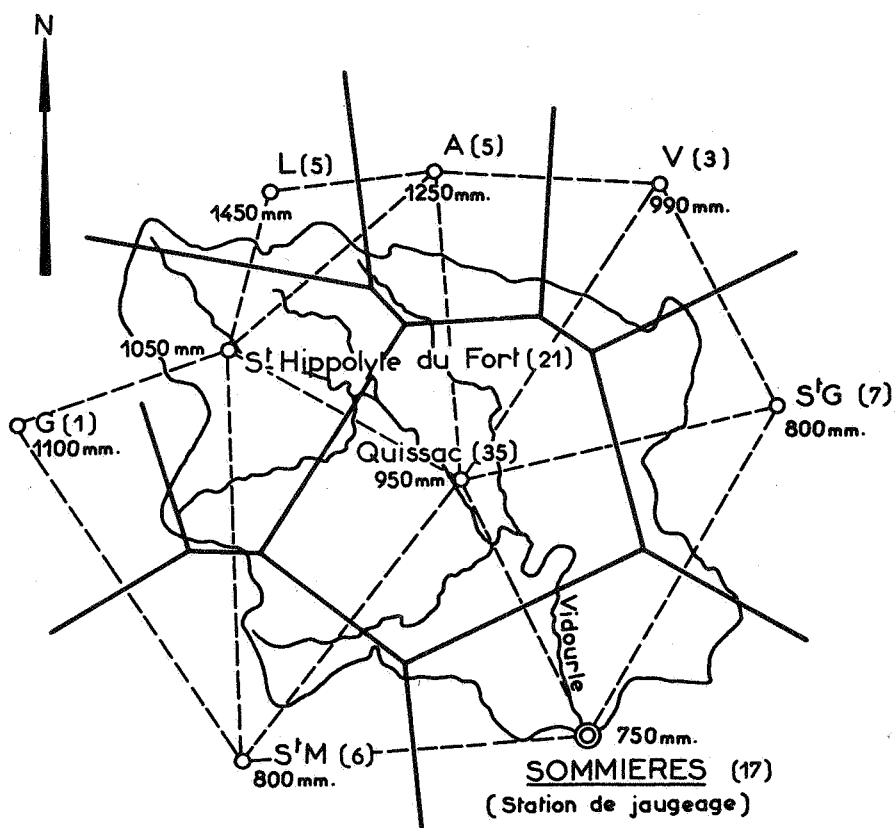
$$\frac{۷۵۶۳۴۰}{۵۳۲/۶} = ۱۴۲۰ \text{ میلیمتر}$$

همباران متوالی قرار گرفته‌اند تعیین نموده و ارتفاع بارندگی هر یک از این مساحت جزئی را برابر با میانگین اندازه های خطوط همباران محدود کننده آن فرض نمائیم . در عمل جهت احتراز از تکرار اشتباهات سطح حوضه را برای هر خط همباران به طور تجمعی با پلانیمتر تعیین نموده و مساحت نوار مورد نظر را با کم کردن مساحت قبلی از مساحت کل فعلی به دست می‌آورند .

ج - روش سریع Thiessen :

عیب روش قبلی اینست که کاربرد آن احتیاج به دقت و مهارت زیاد دارد . در حال حاضر بسیاری از متخصصین هیدرولوژی یک روش هندسی اختیاری ولی سریع را که به نام روش Thiessen معروفست به کار می‌برند . اساس این شیوه عبارتست از وزن دادن به مقادیر اندازه گیری شده در هر

ایستگاه، بدین ترتیب که هر کدام از این اندازه‌ها میانگین بارندگی یک قسمت از حوضه که به شرح زیر تعیین می‌شود در نظر گرفته می‌شوند:



شکل ۳۳-۲- کاربرد روش THIESSEN در مورد حوضه Vidourle در Sommiere

(ارقام داخل پارانتز معرف ضریب وزنی ارتفاع بارندگیهای هستند که در هر ایستگاه اندازه گیری شده و برای محاسبه قشر آب وارده بر سطح حوضه مورد استفاده قرار میگیرند).

ابتدا نقشه مناسبی از حوضه را تهیه نموده و در روی آن محل کلیه ایستگاههای موجود را مشخص میسازند، سپس نقاط حاصله را با خطوط مستقیمی

بیکدیگر وصل می نمایند، از هر کدام از خطوط مستقیم یک عمود منصف گذرانده تا از تقاطع آنها یک سری کثیرالاضلاع حاصل شود. بارندگی متوسط هر کدام از این کثیرالاضلاع ها برابر با ارتفاع بارندگی ایستگاهی خواهد بود که به وسیله آن احاطه شده است. در صورت لزوم قسمتی از کثیرالاضلاع را محدوده^۲ حوضه مورد نظر تشکیل خواهد داد.

اصولا^۳ مساحت هر کدام از کثیرالاضلاع ها را برحسب درصد مساحت کلی حوضه تعیین می کنند. این درصد ضریب ایستگاه مربوطه را جهت وزنی نمودن مجموعه^۴ ایستگاههای حوضه تشکیل خواهد داد. از راه مقایسه ارتفاع بارندگی محاسبه شده با دوروش Thiessen و خطوط همباران برای چند رگبار مشابه می توان با دستکاری ضرایب فوق آنها را جهت کاربرد در مورد رگبارهای مختلف آماده ساخت. با انجام این عملیات محاسبه ارتفاع بارندگی متوسط یک سری رگبار بدون توسل به رسم خطوط همباران برای هر کدام بطور جداگانه، امکان پذیر خواهد بود.

II - بررسی نحوه توزیع زمانی و مکانی بارندگی هایی که در طول یک رگبار نازل می شوند

اغلب در مطالعات مربوط به پیش بینی فرم هیدروگرام طغیان تنها اطلاع از نحوه^۵ توزیع بارندگی روی سطح حوضه کافی نیست بلکه باید طرز گسترش زمانی آنرا در طول رگبار نیز دانست.

جهت این کار کافیست که در ایستگاههاییکه مجهز به دستگاه باران نگار هستند از روی دیاگرامهای آن مستقیما^۶ هیتوگرام مربوطه را استخراج نموده و برای ایستگاههاییکه فاقد این دستگاهها هستند بطور تقریبی تغییرات شدت بارندگی را برحسب زمان از روی ایستگاههای نوع اول تخمین زد.

با ترکیب هیتوگرامهای فوق الذکر یا منحنیهای بارندگی تجمعی و به کمک دادههای هواشناسی موجود میتوان نمودار تغییرات بارندگی هر قسمت از حوضه را برحسب زمان مشخص نمود. برای تعیین ارتفاع بارندگی این اجزاء

از روشهای مختلفی که قبلاً" از آنها بحث شد می توان استفاده کرد ، البته اغلب روش سریع Thiessen به کار برده می شود .

اولین مرحله مطالعه عبارت است از تهیه یک فیش برای کلیه رگبار ها و یا اقلان" برای آن دسته که دارای شدت زیادی بوده اند . این فیش یا پرونده شناسائی دارای قسمتهای زیر است :

– نقشه یا نقشه های خطوط همباران برای تمام یا یک قسمت از رگبار .

– هیتوگرامهای برداشت شده برای کلیه ایستگاهها

– هیتوگرام برآیند

الف – نقشه خطوط همباران رگبار

روی هر نقشه می توان مراکز رگبار را که به نوک برجستگی های باران سنجی مربوط میشوند مشخص ساخت . با استفاده از این مراکز متخصص میتواند نوع رگبار را (جبهه ای ، کنوکسیون و غیره) تشخیص داده و مناطقی را که در آن باران حداکثر شدت را داشته است تعیین نماید . این حداکثر جز در موارد استثنائی اغلب در راستای یک ایستگاه واقع می شود .

ب – هیتوگرام های برداشتی در ایستگاههای مختلف

در پرونده شناسائی هر رگبار ، هیتوگرام (یا ارتفاع بارندگی تجمعی) حاصله از باران نگار (یا محاسبه شده از روی داده های باران سنج) برای کلیه ایستگاههای باران سنجی واقع در حوضه یا منطقه تحت سلطه رگبار^(۱) نمایش داده شده است . با بررسی فاصله زمانی بین نقاط حساس هیتوگرامهای مختلف و پی در پی و همچنین تعیین مسیر جبهه های هوا روی یک نقشه می توان مشخصات مراحل مختلف رگبار را به دقت تعیین نمود .

ج – هیتوگرام برآیند

اغلب از روی هیتوگرامهای مختلف که قبلاً" از آنها بحث شد یک هیتوگرام برآیند برای کل رگبار و یا هر یک از قسمت های مختلف آن (مثلاً"

۱- اغلب بهتر است که مطالعات در مورد تمام منطقه تحت نفوذ رگبار انجام پذیرد نه فقط برای یک حوضه آبریز .

مساحت بین دو خط همباران متوالی و یا برای مجموعهٔ حوضه مورد مطالعه) استخراج میکنند. روشهای گوناگونی جهت ایجاد این هیئتوگرام پیشنهاد شده که آسانترین آنها یک روش انطباقی است بدین ترتیب که در روی محور مختصات عرض مربوط به لحظه‌ای t هیئتوگرام برآیند را برابر با میانگین عرض های هیئتوگرامهای مولفه در نظر می‌گیرند. البته بهتر است که به همان نحو که در مورد روش Thiessen گفته شد با ضرب نمودن عرض هر کدام از هیئتوگرامهای مزبور در یک ضریب وابسته به ایستگاه باران سنجی مورد نظر میانگین وزنی آن را به دست آورد. طول هیئتوگرامهای مختلفه عبارت خواهد بود از فاصله زمانی از یک نقطه مبداء مشترک به نحوی که اختلاف زمانی موجود در بین آنها کاملاً حفظ شود.

با استفاده از تعدادی هیئتوگرام برآیند میتوان به محاسبه منحنی‌های "شدت، مدت" برای فراوانی‌های مختلف (یا زمان برگشت T) در مورد تمام یا قسمتی از حوضه مبادرت ورزید.

III - تشکیل منحنی‌های "ارتفاع بارندگی - مساحت - مدت"

بررسی رگبارهای حوضه‌های وسیع و پراهمیت با استفاده از روشهای فوق‌الذکر مستلزم وجود مجموعه‌ئی از ارقام آماری است که بعلت قلت ایستگاه های باران سنجی از یک طرف و احتیاج به تجزیه و تحلیل دقیق و طولانی داده‌ها از طرف دیگر بندرت می‌توان بدان دسترسی داشت. تا کنون این عملیات فقط در چند حالت بخصوص در ایالات متحده آمریکا جهت پیاده کردن پروژه‌های عظیم هیدرولیکی از قبیل سیل بندها و سدهای بزرگ و غیره انجام شده است. هدف از این نوع بررسی‌ها ایجاد یک دسته منحنی به نام نمودارهای "ارتفاع بارندگی مساحت، مدت" است که ارتفاع کلی بارندگی را در طول رگبار برای حد فاصلهای زمانی معین برحسب مساحت حوضه آبریز به دست می‌دهد (شکل ۳۴-۲). مراحل مختلف این تجزیه و تحلیل را میتوان به صورت زیر خلاصه نمود:

الف - منحنی نمایش ارتفاع بارندگی برحسب مساحت حوضه مورد نظر در منطقه نفوذ یک رگبار

منحنیهای "ارتفاع بارندگی - مساحت" در بررسی رگبارهای طویل - المدت که منطقه پهنای را تحت تاثیر قرار می دهند به کار برده می شوند. این منحنیها را می توان با استفاده از یک نقشه با اشل مناسب که روی آن خطوط همباران مربوط به کل بارندگی وارده در طول رگبار برده شده اند به دست آورد. بدین ترتیب که با پلانیمتر مساحت نوارهای متوالی موجود بین خطوط همباران را تعیین نموده و ارتفاع متوسط قشر آب وارده بر سطح مورد نظر را محاسبه کرد. برای بررسی دقیق تر که شاخص حداکثر ارتفاع بارندگی روی یک ناحیه باشد بهتر است که منطقه تحت نفوذ رگبار را به چندین قسمت که هر کدام خود تحت تاثیر یک "مرکز" یا عبارت دیگر یک برجستگی باران سنجی جداگانه هستند تقسیم نمود.

ارتفاعات متوسط قشر آب برای خطوط همباران که در اطراف هر مرکز قرار گرفته اند باید بطور جداگانه محاسبه شوند تا به تدریج نوبت به خطوطی که در اطراف چند مرکز واقعند برسد.

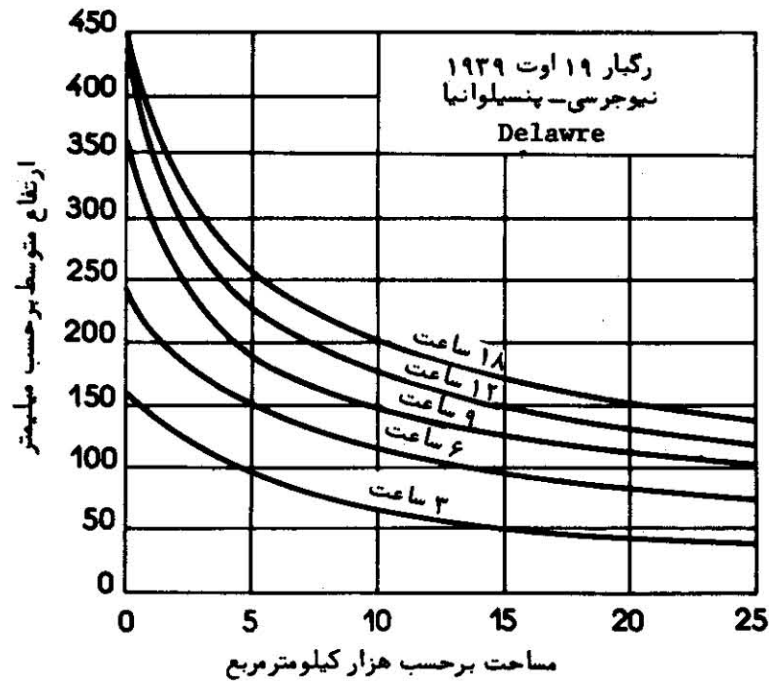
بدین ترتیب می توان با استفاده از ارقام حاصله برای هر رگبار، یک نمودار "ارتفاع بارندگی - مساحت" که ارتفاع متوسط قشر آب را برحسب مساحت سطوح واقع در بین خطوط همباران نشان می دهد وضع نمود. برای اینکه نمودار مزبور به یک خط مستقیم نزدیک باشد ارتفاع بارندگی روی محور طولها و لگاریتم مساحت را روی محور عرضها می برند. البته میتوان روی هر دو محور هم لگاریتم و هم ارقام طبیعی دو عامل فوق را منتقل نمود.

آزمایشات معمولی نشان میدهد که با دور شدن از مراکز رگبار ارتفاع بارندگی در تمام جهات کاهش می یابد. روند این تنزل را میتوان بدین ترتیب تعیین کرد که در روی نمودار "ارتفاع بارندگی - مساحت" منحنی هائی را رسم کنیم که در منطقه نفوذ رگبار اندازه نسبت:

ارتفاع متوسط قشر آب
حداکثر ارتفاع قشر آب

را برحسب مساحت مورد نظر مشخص سازند .

ب - منحنی های نمایش ارتفاع " بارندگی ماکزیمم - مساحت - مدت " این منحنی ها را با جستجوی مقادیر متوسط حداکثر شدت و از روی هیتوگرامهای تجمعی و منحنی های " ارتفاع بارندگی - مساحت " برای یک منطقه معین میتوان وضع نمود . حد فاصل زمانی برحسب مسئله مورد مطالعه بین ۶ ساعت تا چند روز ممکن است انتخاب شود . در مسائل مربوط به زهکشی بهتر است که این حد فاصل برابر با زمان تمرکز حوضه های مورد مطالعه در نظر گرفته شود .



شکل ۳۴-۲- الف - منحنیهای " ارتفاع بارندگی - مساحت - مدت " برای رگبار ۱۹ اوت ۱۹۳۹ روی ناحیه نیوجرسی در پنسیلوانیا (برحسب Delaware) .

همانطور که در مورد بارندگی‌های موضعی گفته شد در صورتیکه بتوان برای یک سری سال طولانی به تعدادی کافی منحنی "ارتفاع بارندگی ماکزیمم - مساحت - مدت" دست یافت، دخالت دادن پارامتر فراوانی یا زمان برگشت یک رگبار نیز امکان پذیر خواهد بود. در عمل مطالعات ارزنده‌ئی نظیر آنچه که توسط Mayer (۱۹۱۷) و Bernard (۱۹۳۲) و Yarnell (۱۹۳۵) بعمل آمده موجب پیدایش نمودارهای "شدت، مدت فراوانی" شده است که که مانند آنچه که در مورد بارندگیهای موضعی دیدیم میتوان آنها را بصورت عبارت زیر نشان داد:

$$i_M = \frac{K T^a}{t^b}$$

که در آن i_M عبارتست از شدت متوسط ماکزیمم برای یک حد فاصل زمانی مرجع t (از ۵ دقیقه تا یک سال).

T زمان برگشت (از یک تا صد سال).

و a ، b و k ضرایب فرمول که از انطباق فرمول فوق و منحنی‌هایی که از روی مشاهدات تجربی به دست آمده‌اند حاصل می‌شود.

این ضرایب برای نقاط مختلف آمریکا توسط Mayer محاسبه شده‌اند. انجام محاسبات جهت وضع منحنی‌های فوق الذکر مستلزم مراقبت زیاد و شناخت دقیق روشهای معمول است. ما در اینجا از ذکر نحوه برنامه محاسبات و جداول کنترل اشتباهات خود داری می‌کنیم. جهت هر گونه اطلاع بیشتر بهتر است به فهرست منابعی که در آخر این فصل درج شده است مراجعه شود. مطالعات زیادی در جهت بررسی رگبارهای ایستگاههای موجود در مناطق جغرافیائی مختلف انجام و نتایج آن منتشر شده است، البته بندرت اتفاق می‌افتد که حد فاصل زمانی مرجع و یا فراوانی در این پژوهشها به حساب آمده باشد، اغلب منحنی‌های "ارتفاع بارندگی - مساحت" را برای چند رگبار کاملاً مشخص رسم می‌نمایند.

ج - فرمولهای "ارتفاع بارندگی - مساحت"

Horton با بررسی منحنی‌های متعدد تجربی "ارتفاع بارندگی -

مساحت " فرمول زیر را پیشنهاد نموده است :

$$P = P_0 e^{-KA^n}$$

که در روی یک حوضه به مساحت A و برای یک مدت معین ، ارتفاع متوسط بارندگی P را برحسب شدیدترین بارندگی اندازه گیری شده که همزمان در مرکز رگبار نازل شده است P_0 به دست می دهد ، K و n برای یک رگبار معین مقادیر ثابتی هستند .

فرمول بالا را می توان به صورت زیر نوشت :

$$\frac{P}{P_0} = e^{-KA^n}$$

این فرمول نشان میدهد که تنزل نسبت $\frac{\text{ارتفاع متوسط قشر آب}}{\text{ارتفاع ماکزیمم قشر آب}}$ برحسب افزایش مساحت حوضه از یک رابطه نمائی تبعیت می کند .

فایده این فرمول اینست که اگر مقادیر ثابت K و n را از راه انطباق منحنی های تجربی " ارتفاع بارندگی - مساحت " یک رگبار معین با فرمول ریاضی آن در دست داشته باشیم ، محاسبه سریع اندازه های P برای مقادیر مختلف A امکان پذیر خواهد بود .

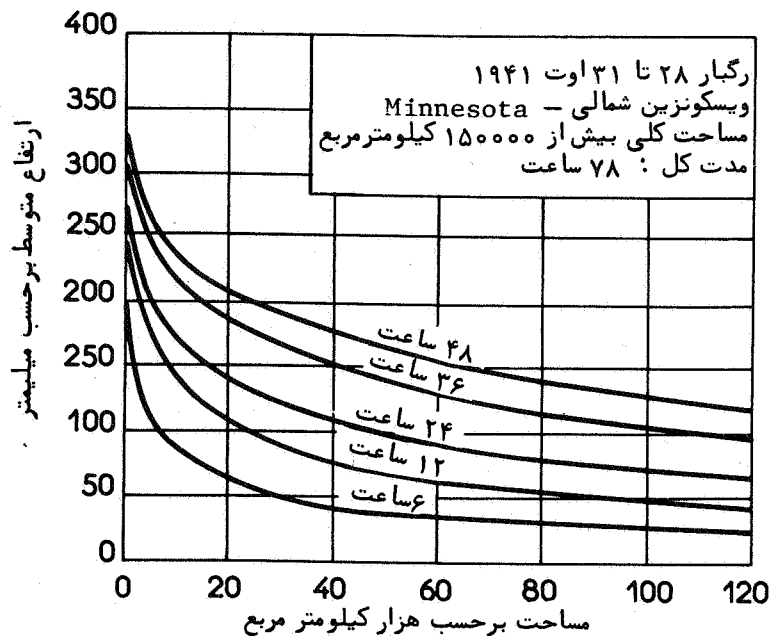
IV - وضعیت اختصاصی باران های طوفانی کم وسعت

این نوع بارانها در بررسی مسائل فاضلاب و زهکشی حائز اهمیت فراوانی هستند . ولی از طرفی نظر به اینکه وقوع حداکثر شدت این بارانها ، حتی در نقاط مختلف سطح یک حوضه کوچک ، که مساحت آن ممکن است به چند کیلومتر مربع برسد ، همزمان نیست ، باران های مذکور دارای یک نوع غیر یکنواختی هستند که کسب اطلاعات در مورد آنها مستلزم یک شبکه باران سنجی متراکم و دقیق بوده و از این روی اطلاعات موجود در مورد آنها بسیار جزئی است .

طبق مطالعات و مشاهداتی که توسط Fruhling در آلمان انجام شده است شدت بارندگی‌های طوفانی برحسب فاصله محل از مرکز طوفان طبق یک قانون به معادله زیر کاهش می‌یابد:

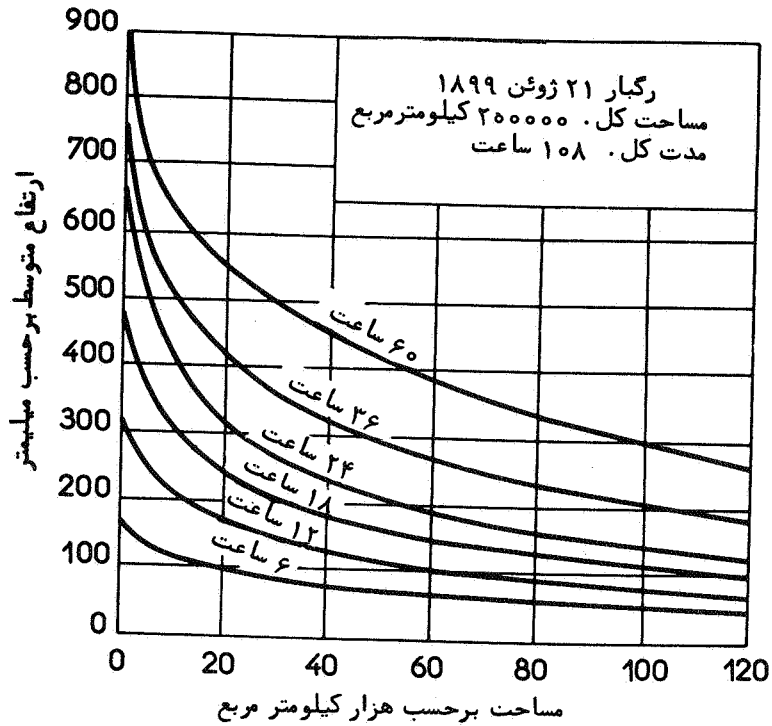
$$\frac{i}{i_0} = K = 1 - 0,009\sqrt{D}$$

K عبارتست از نسبت $\frac{i}{i_0}$ یعنی شدت بارندگی مشاهده شده i در یک فاصله D از مرکز طوفان (به متر) به شدت i_0 که در همین مرکز اندازه‌گیری میشود.



شکل ۳۴-۲-ب - منحنیهای "ارتفاع بارندگی - مساحت - مدت" برای رگبار ۲۸ تا ۳۱ اوت ۱۹۴۱ در ویسکونزین شمالی و Minnesota

برطبق این فرمول شدت بارندگی در فاصله ۳ کیلومتری از مرکز نصف و در فاصله ۱۲ کیلومتری صفر می‌شود. کاربرد آن مشروط به اینست که مرکز طوفان بر مرکز هوای مولد بارندگی منطبق باشد. در صورتیکه از روی معادله فوق الذکر میزان کل آب جمع آوری شده



شکل ۳۴-۲-ج- منحنی "ارتفاع بارندگی - مساحت - مدت" برای رگبار ۲۱ ژوئن ۱۸۹۸ روی تکراس شرقی

روی یک سطح را محاسبه کنیم میتوان از روی آن به آسانی اندازه متوسط شدت بارندگی را به دست آورد .
 برای سهولت فرض میکنیم که سطح مورد نظر (S) مدور باشد ، در این صورت i_M یعنی شدت متوسط بارندگی از رابطه زیر حاصل خواهد شد :

$$i_M = i_0 (1 - 0,0054 S^{\frac{1}{4}})$$

که در آن i_0 عبارت است از میزان حداکثر بارندگی در مرکز طوفان . بررسی ۲۴۰ نقشه بارندگی طوفانی در منطقه پاریس بین سالهای ۱۹۱۹ و ۱۹۴۵ که

توسط Grisollet انجام شده است دارای نتایجی بوده که با آنچه از فرمولهای فوق عاید می‌شود چندان مطابقت نداشته است، زیرا اولاً "بندرت می‌توان یک تقارن مرکزی یا محوری در مورد خطوط عمماران مشاهده نمود (حتی اگر رگبار از یک ابر واحد نتیجه شده باشد)، ثانیاً "طبق قانون Fruhling اندازه ارتفاع بارندگی بعد از یک مسافت معین D به طول ۳ کیلو متر نسبت به مقدار حداکثر مرکزی خیلی به سرعت کاهش می‌یابد. روی این اصل و براساس پراکندگی نسبتاً زیاد نتایج به نظر Grisollet فرمول:

$$K = \frac{60 + 3D}{60 + 14D}$$

بهتر می‌تواند پاسخگوی این مشاهدات باشد. ناگفته نماند که این قانون صرفاً در مورد کاهش بارندگی در امتداد خط بزرگترین شیب برجستگی باران سنجی صدق می‌کند.

در اینجا ما به ذکر عبارتی از یاد داشت A. Caquot در بارهٔ جریان آبهای ناشی از بارندگی در مورد مطالعات شبکه فاضلاب شهری می‌پردازیم:

"می‌دانیم که حجم آبی که روی یک منطقه بین دو لحظه معین نازل می‌شود تنها متناسب با مساحت آن نیست، اگر ما این مساحت را برحسب هکتار نشان دهیم می‌توانیم بنویسیم که "حجم آب برحسب متر مکعب در دقیقه برابر است با $10H A$ ، ارتفاع بارندگی در یک "نقطه معین و α ضریبی کمتر از واحد است که با افزایش مساحت تنزل می‌کند."

بعدها Caquot، از راه محاسبه مقدار a را برابر با $A - 0/178$ به دست آورده است.

ما در این مورد در موقع محاسبه هیدروگرامهای طغیان بحث خواهیم

کرد.

BIBLIOGRAPHIE

1. ROULLEAU (J.). La formation de la pluie. *La Météorologie*, juillet-septembre 1954.
2. MASON (B.J.). *Physics of clouds*. Oxford, Clarendon Press, 1957, 481 p.
3. DESSENS (H.). Quelques théories de l'ensemencement des nuages soumises au contrôle expérimental. *Colloque International de Météorologie Expérimentale*, Zurich, 4-6 octobre 1954, p. 147-158 (voir également diverses études publiées dans le Bulletin de l'Observatoire du Puy-de-Dôme).
4. Symposium on artificial inducement of precipitation. *World Meteorological Organization*, T.N. n° 1, 1954, 24 p.
5. SERRA (L.). La précision des mesures pluviométriques. *Assemblée Générale de l'U.G.G.I., Section d'Hydrologie Scientifique*, Rome, 1954, t. II, pages 312-321.
6. CAPPUS (P.). Répartition des précipitations sur un bassin versant de faible étendue. *La Houille blanche*, A, 1957, p. 332-342.
7. LANGBEIN. Precipitation data error in the computation of mean areal precipitation. *U.S. Geological Survey, Water Resources Branch*, 1946, 5 p.
8. VIALAR (J.). *Calcul des probabilités et statistique* (Cours professé aux élèves ingénieurs de la Météorologie Nationale).
9. ARLERY. Sur la signification des moyennes de la pluie annuelle à Paris. *Journal Scientifique de la Météor.*, 1950, vol. 2, n° 7, p. 82-99.
10. DU CHAXEL. La pluie à Dakar. *La Météorologie*, 1950, 4, n° 19, p. 53-70.
11. PEGUY (P. Ch.). *Introduction à l'étude des méthodes statistiques en géographie physique*. Grenoble, impr. Allier, 1948, 101 p.
12. DE MARTONNE (E.). *Traité de géographie Physique*. T. 1. *Le Climat*, Paris, A. Colin, 9^e éd., 1957, 496 p.
13. SANSON (J.). *Climatologie appliquée*. Paris, Blondel La Rougery, 1949, 2 vol.
14. COUTAGNE (A.). Des régimes pluviométriques en France et de leur classification. *La Météorologie*, décembre 1935, 6 p.
15. MAYENÇON (R.). Contribution à l'étude des précipitations mensuelles à Alger. *La Météorologie*, mai-juin 1958, p. 89-101.
16. BÉNÉVENT (E.). Le climat des Alpes Françaises. Paris, *Mémorial de la Météorologie Nationale*, 1926, 435 p.
17. PEDELABORDE (P.). *Le climat du Bassin Parisien*. Paris, Génin, 1957, 2 vol.
- 17 bis. GRISOLLET (H.), GUILNET (B.) et ARLÉRY (B.). — *Climatologie; méthodes et pratiques*. Gauthier-Villars, Paris, 1962, 401 pages (dont 181 consacrées au « Traitement statistique des données d'observations »).
18. ESTIENNE (P.). Recherches sur la climatologie du Massif Central. Paris, *Mémorial de la Météorologie Nationale*, n° 43, Paris, 1956, 242 p.
19. BERTHAUD (E.). Maxima et minima pluviométriques saisonniers en France. *Etudes Rhodaniennes*, 1949, 24, n° 1, p. 7-36.
20. SELTZER (P.). *Le climat de l'Algérie*. Alger, 1946, 298 p.
21. GAUSSEN (H.). La pluviométrie et les régimes pluviométriques en France. *Revue Géographique des Pyrénées*, XIII, 1942, p. 277-312.
22. SANSON (J.). Données statistiques relatives à la climatologie de la France. *Météorologie Nationale*, 1945, 148 p.
23. SERRA (L.). Interprétation des mesures pluviométriques. Lois de pluviosité. *La Houille Blanche*, B, 1952, p. 491-505.

24. DE MONTMARIN (A.). Intensité et durée des averses enregistrées à Tunis. *Société Hydrotechnique de France*, troisièmes journées de l'Hydraulique, Alger, 1954, p. 187-190.
25. GRISOLLET (H.). Étude des averses orageuses de la Région parisienne. *La Météorologie*, 1948, n° 11, p. 175-195.
26. GODARD (L.). Recherches statistiques sur la pluviosité dans le Bas-Languedoc (intensités maxima). *Rapport annuel de l'Institut National de la Recherche Agronomique*, 1952, p. 64-69.
27. PARANT (J.). Essai sur la pluviométrie du littoral méditerranéen. *Travaux*, octobre 1949, p. 597-602.
28. KOCH (P.). La violence des orages dans ses relations avec le débit des égouts urbains. *La Houille Blanche*, n° B, 1950, p. 679-682.
29. FLETCHER. Computation of thunderstorm rainfall. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, fév., 1948, p. 41-50.
30. FLETCHER. A relation between maximum observed point and areal rainfall value. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, juin 1950, p. 344-348.
31. U.S. WEATHER BUREAU. Manual for depth area. Duration analysis of storm precipitation. *Coop. studies, Techn. paper 1*, 1949, 109 p.
32. U.S. WEATHER BUREAU. Thunderstorm rainfall. *Hydrometeor. Report*, 5, 1947, 331 p.
33. STOUT (G.E.). Natural variability of storm, seasonal and annual precipitation. *Proceedings of A.S.C.E.*, mars 1960, pp. 127-138.
34. JACQUET (J.). Répartition des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques. *Ass. int. d'hydrologie scientifique, Comm. au Congrès d'Helsinki*, juillet 1960.
35. BENTON (J.S.). Quantitative relationships between atmosphere vapor flux and precipitation. *Ass. int. d'hydrologie scientifique. Comm. au Congrès d'Helsinki*, juillet 1960, 10 p.
36. KOCH (P.). *Les réseaux d'égouts. Données d'établissement et de calcul*. Paris, Dunod, 1954, 348 p.
37. WILSON (J.W.). Evaluation of precipitation measurements with the WSR-57 weather radar. *Journal of Applied Meteorology*, avril 1964, p. 163-174.
38. ARLERY (R.). Quelques données sur les valeurs maximales de l'intensité moyenne des précipitations à Nantes et à Lyon. *La Météorologie*, oct.-déc. 1962, p. 327-340.

بخش سوم

مشخصات پستی و بلندی و یخچالی يك حوضه آبریز

در مسائل عملی هیدرولوژی، اغلب از یک محدوده که حوضه آبریز یک رودخانه را در یک نقطه معین از آن تشکیل می‌دهد، بحث می‌شود. مشخصات پستی و بلندی، زمین شناسی و خاک شناسی این حوضه نقش مهمی را در شناسایی شرایط هیدرولوژیکی آن به عهده دارد و بررسی دقیق این عوامل بدواً و قبل از انجام هر گونه مطالعه‌ای ضروری است. در این بخش ما ضمن یادآوری اصطلاحات مورد استفاده به ذکر و معرفی روشهای مختلف اندازه گیری، محاسبه و نمایش مشخصات مهم فیزیکی حوضه های آبریز خواهیم پرداخت.

I - تعیین حدود و مساحت يك حوضه آبریز

حوضه آبریز یک رودخانه در یک نقطه و یا به طور دقیق تر در یک مقطع قائم آن عبارت از کل مساحتی است که به وسیله آن رودخانه و شعب آن که در بالا دست مقطع مزبور واقعند زهکشی میشود، کلیه آبهای ناشی از بارندگی روی حوضه، الزاماً باید در جهت این رودخانه جریان یافته، و در مسیر خود به طرف پائین دست از مقطع مورد نظر عبور نمایند.

الف - حوضه آبریز توپوگرافی و حوضه آبریز حقیقی

هر حوضه آبریز به وسیله خط تقسیم آب از حوضه های مجاور خود مجزا میشود. این حدود را باید در روی نقشه های توپوگرافی یا مقیاس مناسب و با استفاده از خطوط تراز معین ساخت، بدین ترتیب که خط الراس ارتفاعات

را که در اطراف حوضه قرار گرفته‌اند رسم نمود تا دو سر خط همدیگر را در راستای ایستگاه مورد نظر قطع کنند. حوضه‌ئی را که بدین ترتیب به دست می‌آید حوضه آبریز توپوگرافی می‌نامند که ممکن است با حوضه حقیقی تفاوت داشته باشد.

بنابراین، بندرت و استثنائاً " ممکن است که یک حوضه آبریز شامل حوضه های فرعی بسته‌ئی باشد که در آنها آبهای سطحی به غار و یا دریاچه هائی که به شبکه هیدروگرافی اصلی ارتباط ندارند منتهی شود (گرچه ممکن است گاهی سفره‌های آبی زیر زمینی یا یکدیگر مرتبط باشند). برعکس اغلب اتفاق می‌افتد که حوضه آبریز توپوگرافی که روی نقشه محدود شده است از حوضه آبریز حقیقی خیلی کوچکتر باشد زیرا این امکان هست که آبهای زیر-زمینی حوضه‌های مجاور، جریان آب سطحی این حوضه را تغذیه نمایند (نظیر آنچه در مناطق آهکی یا Karst مشاهده میشود و یا زمانی که زیر یک منطقه وسیع و پوشیده از یک طبقه ضخیم رسوبی و نفوذپذیر طبقه نفوذ ناپذیری واقع باشد که شرایط پستی و بلندی آن با سطح اختلاف داشته باشد). به جز در حالات فوق که مستلزم بررسی دقیق مرفولوژی و زمین شناسی است، مساحت حوضه های آبریز اصلی و یا در صورت لزوم حوضه های فرعی را می‌توان با پلانیمتری نقشه های مربوطه که با مقیاس مناسبی تهیه شده‌اند تعیین نمود.

به‌عنوان مثال جدول زیر مساحت حوضه‌های فرعی رود Maronne را در نقطه تقاطع آن با رود Dordogne در Argentat نشان میدهد:

ب - شاخص فرم حوضه

برای دو یا چند حوضه آبریز که تحت رژیم یکسان بارندگی بوده و دارای مساحت مساوی نیز باشند رژیم آبدهی یا منحنی تغییرات دبی برحسب زمان (هیدروگرام) ممکن است به کلی متفاوت باشد، بدین معنی که برحسب اینکه حوضه دارای فرم کشیده و یا مدوری باشد خروج آبهای جاری کند تر و یا سریع تر انجام خواهد پذیرفت. روی این اصل برای هر حوضه یک شاخص فرم که به شاخص گراولیوس (Gravelius) معروف است محاسبه می‌نمایند. این شاخص عبارتست از:

جدول I - طرز توزیع مساحت حوضه آبریز رود Maronne برحسب حوضه های فرعی آن
(مساحت کلی حوضه ۸۲۰/۶ کیلومتر مربع)

جمع کل مساحت تجمعی (کیلومتر مربع)	حوضه های جانبی بدون اسم	حوضه های اصلی (کیلومتر مربع)	حوضه های فرعی
۷۶/۱۷	-	۴۰/۸۰	حوضه ^۶ Haute Maronne
		۳۵/۳۷	حوضه ^۶ Aspres
	۲۹/۵۰		سمت راست
۱۴۱/۴۰	۳۵/۷۳		سمت چپ
۴۲۷/۶۰		۲۸۶/۲۰	حوضه ^۶ Bertrande
	۱۲/۱۳		سمت راست
۴۵۱/۲۶	۱۱/۵۳		سمت چپ
۵۱۶/۲۶		۶۵	حوضه ^۶ Encon
۵۳۰/۶۱		۱۴/۳۵	جویبار St, Rauffy
	۵/۰۹		سمت راست
۵۳۹/۴۶	۳/۷۶		سمت چپ
۵۹۱/۸۳		۵۲/۳۷	حوضه ^۶ Biou - Tort
	۴/۶۱		سمت راست
۶۲۷/۷۰	۳۱/۲۶		سمت چپ
۶۷۰/۴۵		۴۲/۷۵	جویبار Carbonnieres
۶۷۹/۹۵	۱/۷۲		سمت راست
۶۹۳/۴۲	۷/۷۸		سمت چپ
		۱۳/۴۷	جویبار St-Cirgues
	۳/۰۰		سمت راست
۷۰۲/۰۴	۵/۶۲		سمت چپ
۷۳۹/۱۴		۳۷/۱۰	حوضه ^۶ Glane
	۲۲/۰۶		سمت راست
۸۲۰/۶۰	۵۹/۴۰		سمت چپ
	۲۳۳/۱۹	۵۸۷/۴۱	جمع

$$K = \frac{P : \text{محیط حوضه}}{P' : \text{محیط دایره هم سطح حوضه}}$$

اگر A مساحت حوضه باشد داریم :

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

در مسائل مربوط به فاضلاب شهرها یک شاخص دیگر بنام "درازی متوسط" حوضه توسط Caquot عنوان شده که عبارتست از E/\sqrt{A} یعنی نسبت طویل ترین مسیر آب در داخل حوضه E به ضلع مربعی که مساحتش معادل مساحت حوضه باشد.

II - نمودارهای مشخصه پستی و بلندی حوضه

الف - توزیع مساحت کلی حوضه برحسب ارتفاع از سطح دریا

نظریاتی که بسیاری از عوامل هواشناسی و هیدرولوژی از قبیل بارندگی، درجه حرارت، دبی ویژه و غیره برحسب ارتفاع از سطح دریا متغیرند لازمست که با استفاده از نقشه حوضه، مساحت بین خطوط تراز متوالی را با پلانیمتر تعیین نموده، بدین گونه طرز توزیع مساحت حوضه را (برحسب درصد مساحت کل) برای فواصل مختلف ارتفاع مشخص کرد. جدول II نتایج حاصله از عملیات مزبور را برای ایستگاههای مختلف اندازه گیری موجود در روی رود Maronne و شعب آن نشان می دهد.

بر اساس ارقام جدول II می توان منحنی هیپسومتریک یک حوضه را وضع نمود، عرض منحنی مزبور مساحتی را که در بالای ارتفاع مربوط روی محور طولها واقعست نشان می دهد (شکل ۱-۳).

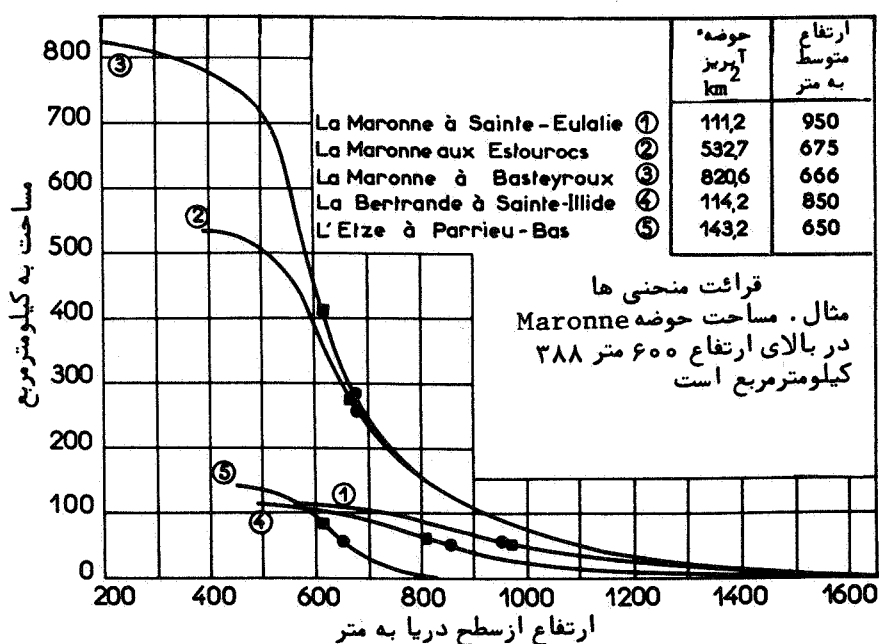
این منحنی را می توان نوعی نیمرخ حوضه در نظر گرفت که شیب آن برحسب متر در کیلومتر یک عامل ساختگی مقایسه پستی و بلندی حوضه های مختلف به شمار می رود.

به جای منحنی هیپسومتریک می توان از نمودارهای فراوانی ارتفاع

جدول II- توزیع مساحت حوضه آبریز Maronne بر حسب ارتفاع از سطح دریا در ایستگاههای مختلف

در L'etze Parrieu Bas	در Bertrande Ste. Illide	در Maronne			ارتفاع از سطح دریا
		Basteyroux	Stource	St-Eulaire	
		۱۴	۲/۳۳		از ۳۰۰ تا ۲۰۰ متر
۵/۵۲	۰/۹۷	۳۵	۲۸/۹۰		از ۴۰۰ تا ۳۰۰ متر
۳۸/۶۲	۷/۹۰	۵۷	۱۱۳/۱۰	۰/۳۶	از ۵۰۰ تا ۴۰۰ متر
۷۲/۹۱	۱۸/۸۲	۲۷۵	۱۵۴/۵۰	۵/۲۰	از ۶۰۰ تا ۵۰۰ متر
۱۸/۴۸	۲۵/۹۸	۲۰۴	۸۲/۱۶	۲۱/۴۶	از ۷۰۰ تا ۶۰۰ متر
۷/۷۱	۲۰/۹۰	۸۲	۴۷/۳۴	۱۹/۳۶	از ۸۰۰ تا ۷۰۰ متر
	۱۴/۵۶	۴۹	۳۱/۲۷	۱۶/۵۷	از ۹۰۰ تا ۸۰۰ متر
	۹/۱۱	۳۶	۲۴/۰۸	۱۴/۹۷	از ۱۰۰۰ تا ۹۰۰ متر
	۱۶/۰۲	۵۰	۴۸/۹۸	۳۳/۲۴	از ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ متر
۱۴۳/۲۲	۱۱۴/۲۶	۸۲۱	۵۳۲/۶۶	۱۱۱/۱۶	جمع

سنجی استفاده نمود. براساس این نمودار می‌توان روی یک دیاگرام مدرج، مساحت اجزاء مختلف یک حوضه را (برحسب کیلومتر یا درصد) که بین ارتفاعات متوالی (مثلاً "صد متر به صد متر) قرار گرفته‌اند به دست آورد.

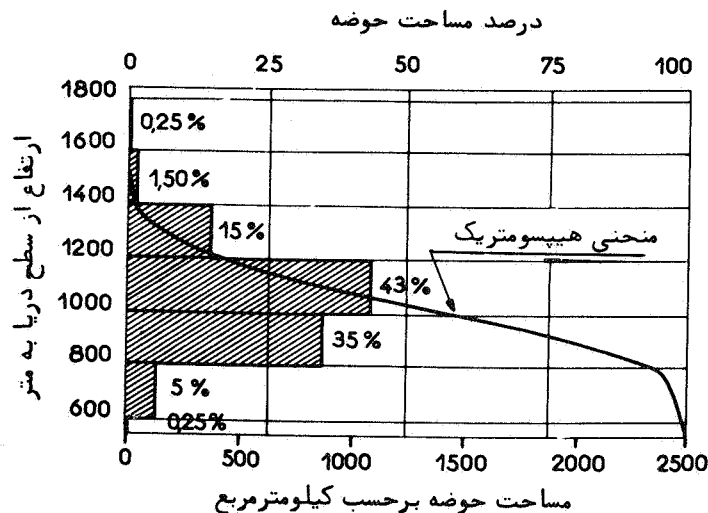


شکل ۱-۳- منحنیهای هیپسومتریک حوضه Maronne و شعب آن در ایستگاههای اندازه‌گیری

ب- ارتفاعات مشخصه

- از روی دو نمودار فوق‌الذکر می‌توان ارتفاعات مشخصه حوضه‌های آبریز را تعیین نمود:
- ۱- ارتفاع متوسط که عبارت است از عرض متوسط منحنی هیپسومتریک روی محور مختصات.
 - ۲- ارتفاع با فراوانی ماکزیمم که همان حداکثر منحنی فراوانی ارتفاع سنجی است.

۳- ارتفاع با فراوانی $\frac{1}{3}$ که عبارتست از ارتفاع مربوط به نقطه‌ای از منحنی فراوانی ارتفاع سنجی به طول $\frac{1}{3}$



شکل ۲-۳- منحنی هیپسومتریک و نمودار فراوانی ارتفاع سنجی حوضه آبریز Sarrans در Truyere (مساحت حوضه ۲۴۶۲۰ کیلومتر مربع) .

ج - نیمرخ طولی رودخانه

نیمرخ طولی رودخانه با بردن طول گسترده آن روی محور طولها و ارتفاع نقاط مختلف روی محور عرض ها به دست می آید. در صورت عدم دسترسی به نقشه های دقیق، نیمرخ طولی را می توان با استفاده از نقشه های خطوط میزان و یا نقشه برداری مستقیم تهیه کرد.

د - سایر منحنی های مشخصه

در مطالعات مربوط به فرسایش خاک و یا سرعت جریان های سطحی با عملیات دقیق روی نقشه می توان منحنی های توزیع شیب را برای دامنه های مختلف کوهستانی تعیین نمود. در روی گراف های مربوط به این منحنی ها مساحت بر حسب کیلومتر (یا درصد) روی محور طولها و انداره های شیب روی

محور عرضها برده شده است. در بعضی مطالعات در مورد باران سنجی و یا اندازه گیری ارتفاع برف در حوضه های کوچک کوهستانی روشهای مشابهی را جهت تعیین موقعیت دامنه ها به کار می برند.

در مطالعه سیلاب ها و مسائل مربوط به طغیان رودخانه ها می توان "تراکم زهکشی" یک حوضه را که عبارت از نسبت طول شبکه هیدروگرافی به مساحت کل حوضه است محاسبه نمود:

$$D = \frac{\sum L}{A}$$

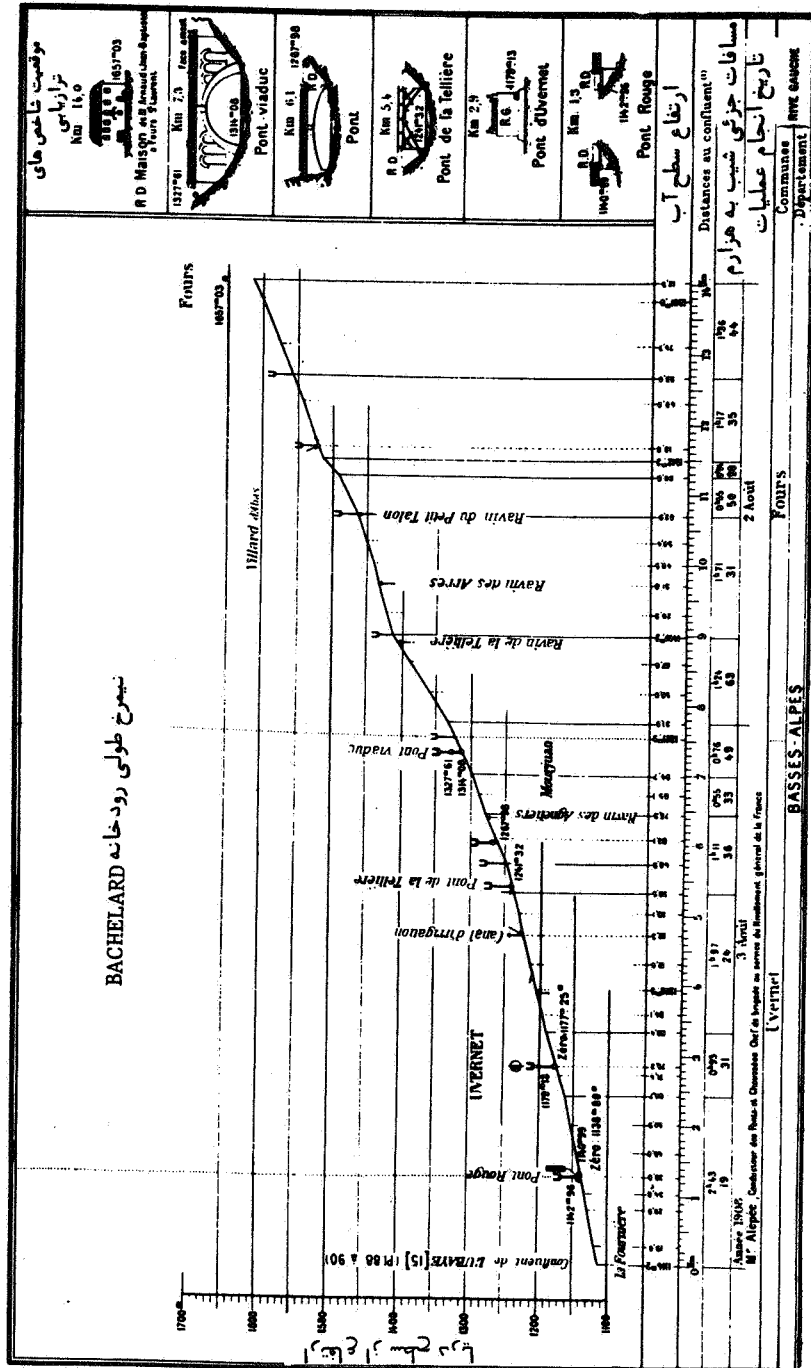
III - مشخصات یخچالی

ذخائر برفی و یخچالها در حوضه های مرتفع کوهستانی تاثیر زیادی بر روی دبی جریانهای سطحی دارند. در این موارد - با یک روش سهل ولی ناقص میتوان با محاسبه مساحت پوشیده از این ذخائر (برحسب کیلومتر مربع یا برحسب درصد کل حوضه)، منحنی هیپسومتریک منطقه یخچالی حوضه را وضع نمود. به عنوان مثال مشخصات یخچالی حوضه Arve در Chamonix در جدول III خلاصه شده است.

از ۱۸۷ کیلومتر مربع مساحت کل حوضه مزبور حدود ۷۴/۸ کیلومتر مربع (یعنی ۴۰ درصد) پوشیده از تشکیلات یخچالی است.

IV - سایر مشخصات یک حوضه

مطالعات زمین شناسی، شناسایی خاک و لایه های مختلف آن در یک حوضه مستلزم طبقه بندی این عوامل برحسب نفوذ پذیری کم و بیش آنها است. اهمیت نفوذپذیری بخصوص در مطالعات مربوط به سرعت افزایش دبی و ایجاد طغیانها از یک طرف و تغذیه آبدهی رودخانه ها توسط سفره های زیر زمینی در فصول خشک از طرف دیگر، مشخص می گردد. به طور مثال حوضه



شکل ۳-۲- نیبرخ طولی رودخانه BacheIard (شاخه Ubave)

جدول III - مشخصات یخچالی حوضه Arve در Chamonix (بر حسب Coutagne)

ارتفاع	دریای یخ	یخچال - Argentiere	یخچال Tour	Reudant	Nantri - lous	جمع کیلومتر مربع	جمع بر حسب درصد
۱۵۰۰ - ۱۸۰۰	۰/۷۵۶	۰/۳۹۰	-	-	-	۱/۱۴۶	۱/۵
۱۸۰۰ - ۲۱۰۰	۰/۲۴	۰/۵۰۰	-	-	-	۲/۶۲۴	۲/۵
۲۱۰۰ - ۲۴۰۰	۴/۸۶۰	۰/۶۵۰	۰/۴۳۲	-	-	۵/۹۴۲	۷/۹
۲۴۰۰ - ۲۷۰۰	۴/۴۲۸	۳/۱۰۰	۰/۹۷۲	۰/۱۰۰	-	۸/۶۰۰	۱۱/۵
۲۷۰۰ - ۳۰۰۰	۱۲/۰۹۶	۷/۷۰۸	۲/۹۱۶	۰/۷۲۸	۰/۴۶۸	۲۳/۹۱۶	۲۲/۰
۳۰۰۰ - ۳۳۰۰	۱۳/۹۶۸	۵/۰۱۶	۳/۳۱۲	۰/۰۵	۰/۲۵۰	۲۲/۵۹۶	۲۰/۲
۳۳۰۰ - ۳۶۰۰	۸/۰۶۴	۱/۵۰۰	۰/۴۳۲	-	-	۹/۹۹۶	۱۳/۴
جمع	۴۶/۲۶۴	۱۸/۸۶۴	۸/۰۶۴	۰/۸۷۸	۰/۷۱۸	۷۴/۸۲۰	۱۰۰/۰
متر ۳۰۰۰	۲۴/۲۶۴	۱۲/۳۴۸	۴/۳۲۰	۰/۸۲۸	۰/۴۶۸	۴۲/۲۲۸	۵۶/۴
متر ۲۰۰۰	۲۲/۰۳۲	۶/۵۱۶	۲/۷۴۴	۰/۰۵۰	۰/۲۵۰	۲۲/۵۹۲	۴۳/۶

آبریز Dordogne در Bort از لحاظ زمین شناسی تقریباً "دارای تشکیلات زیر است :

میکاشیست	۶۰ درصد
گرانیت	۲۰ درصد
تراکیت	۱۰ درصد
بازالت	۱۰ درصد

ملاحظه می شود که در حدود $\frac{4}{5}$ حوضه عملاً " غیر قابل نفوذ بوده و بالطبع باید انتظار یک رژیم آبدهی بسیار طفیانی را در آن داشت ، این رژیم بندرت ممکن است توسط جریان آب در شکافهای کارست موجود در تراکیت و بخصوص بازالت قدری متعادل شود .

در برخی از مناطق (نواحی کارستیک یا آتش فشانی ، مناطق خشک با حوضه های بسته و رودخانه های موقت) مطالعات زمین شناسی باید با دقت بیشتری انجام شوند و مرفولوژی ، تکتونیک و لایه بندی طبقات کاملاً مشخص گردد . همچنین باید بخصوص موقعیت و موضع سفره های آب زیرزمینی و حریم تغذیه آنها مورد بررسی قرار گیرد .

برای مطالعات عمیق تر در مورد تبخیر و تعرق (آبیاری) و پیش دید سیلابها با استفاده از تغییرات شدت بارندگی در رگبارهای مولد ، وجود نقشه های تفصیلی خاک شناسی که معرف تیپ های مختلف خاک موجود در حوضه آبریز هستند ضروری به نظر می رسد . میزان نفوذ ، ظرفیت نگهداری ، تلفات اولیه بارندگی ، ضریب جریان و غیره عواملی هستند که به شدت وابسته به نوع خاک بوده و در بسیاری از حالات تعیین مقدار متوسط عوامل فوق برای مجموعه یک حوضه منتهی به نتایجی می شود که کمتر قابل استفاده خواهد بود . پوشش گیاهی و بخصوص جنگلها و مزارع زیرکشت نیز مانند جنس طبقات زمین ، سرعت جریان سطحی ، میزان تبخیر و تعرق و ظرفیت نگهداری حوضه را تحت تاثیر قرار میدهند . روی این اصل بهتر است که درصد مساحت حوضه که پوشیده از جنگل و پوشش گیاهی است محاسبه شود .

اثر پوشش گیاهی روی جریانهای سطحی نتایج ضد و نقیضی را در بر دارد، در وهله اول چنین به نظر میرسد که وجود جنگل بدون اینکه دخالتی در ازدیاد میزان متوسط آبدهی جریان آب داشته باشد باعث تنظیم آن می شود، ولی در مناطق خشک حتی به علت افزایش تبخیر و جذب ذخائر رطوبتی موجود در خاک و سفره های آب، مقدار جریان سطحی را کاهش میدهد. به علاوه وجود جنگل که ممکن است باعث استهلاک سیلابهای متوسط و کم وسعت گردد عملاً "در مقابل طغیانهای شدید و خانمان برانداز بی تاثیر است، ولی در هر صورت نقش ارزنده آنرا در جلوگیری از فرسایش خاک نمی توان نادیده گرفت.

BIBLIOGRAPHIE

1. COUTAGNE (A.). Hydrométéorologie des bassins de Haute-montagne. Paris, S.H.F., 1942, 2 tomes.
2. AUBERSON (A.). Etude « a priori » du régime des débits du torrent de l'Arvan — *La Houille Blanche*, n° 1, Janvier-février 1952, p. 8-20.
3. RÉMÉNIÉRAS (G.) et BOYER (J.). Monographie hydrologique du bassin de la Maronne — *La Houille Blanche*, n° 2, 4, 6, 1950.
4. COUTAGNE (A.). Monographie hydrologique du bassin du Bès — Paris, S.H.F., juin 1932, 24 p.
5. MAZLOUM (S.). L'Afrine. Etude hydrologique — *Revue de Géographie Physique et de Géomorphologie dynamique*, 1939, n° 1 et 2.
6. SLIVITSKY (S.). Monographie hydrologique du Bassin Supérieur de la Rivière du Da-Nhim (Vietnam) — Paris, S.H.F., 1952, 53 p.
7. DUCHAUFOUR (P.). *Précis de pédologie*. Paris, Masson, 1960, 438 p.
8. TRICART (J.). *L'épiderme de la Terre; esquisse d'une géomorphologie appliquée*. Paris, Masson, 1962, 160 p.
9. BURDON (D.J.) et SAFADI (C.) — Ras-el-Ain; The great karst spring of Mesopotamia; an hydrogeological study. *Journal of Hydrology*, vol. I, mars 1963, p. 58-95.
10. LEOPOLD (L.B.), WOLMAN (M.G.), MILLER (J.P.). *Fluvial processes in geomorphology*. London, Freeman, 1964, 522 p.

بخش چهارم

مشخصات حرارتی یک حوضه آبریز

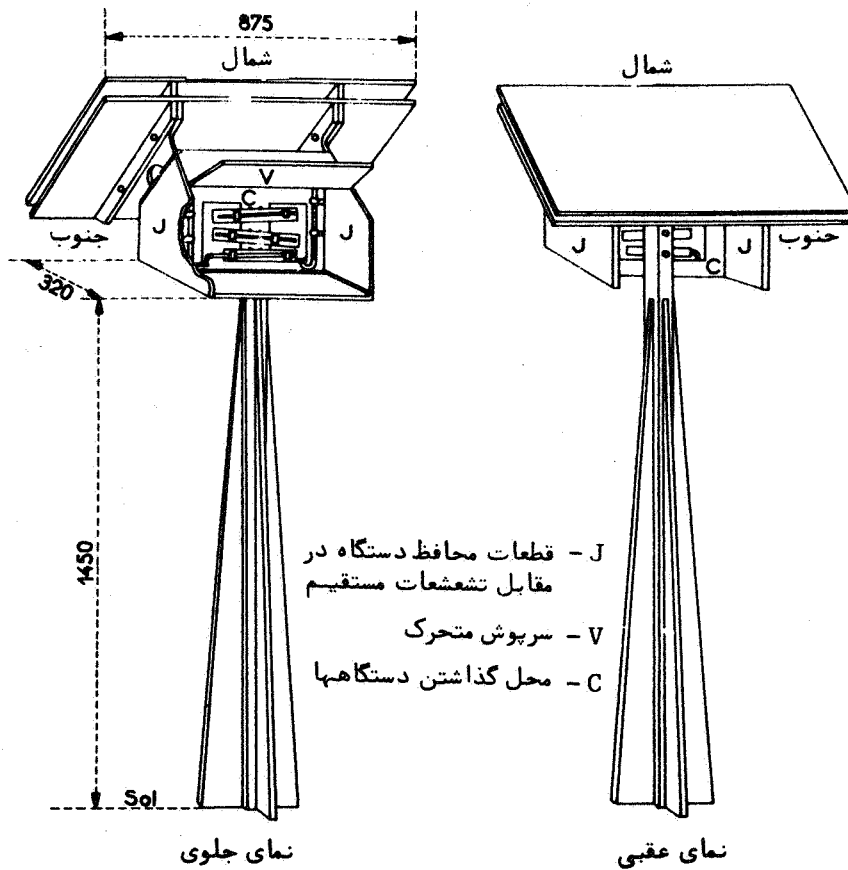
مطالعات هیدرولوژیکی یک حوضه آبریز باید شامل بیلان حرارتی آن حوضه نیز باشد، در این بیلان نه تنها حرارت حاصله از تشعشعات خورشید مداخله میکند، بلکه تبدلات حرارتی بین خاک - هوا، سفره‌های آب و توده های یخ نیز مورد بحث قرار می‌گیرد.

در عمل شناخت اولیه ما از شرایط حرارتی حوضه عبارت از نتایج حاصله از اندازه‌گیری‌هایی است که در ایستگاه‌های هواشناسی و در پناهگاه‌های مخصوص در ارتفاع ۱/۵ متری از سطح خاک انجام می‌پذیرد. مطالعه تحولات درجه حرارتی که بدین نحو به دست می‌آید و همچنین بررسی تاثیر آن در مسائلی از قبیل تبخیر، کمبود جریان و ذوب برف حائز اهمیت فراوانی است.

I - اندازه گیری درجه حرارت در سطح زمین

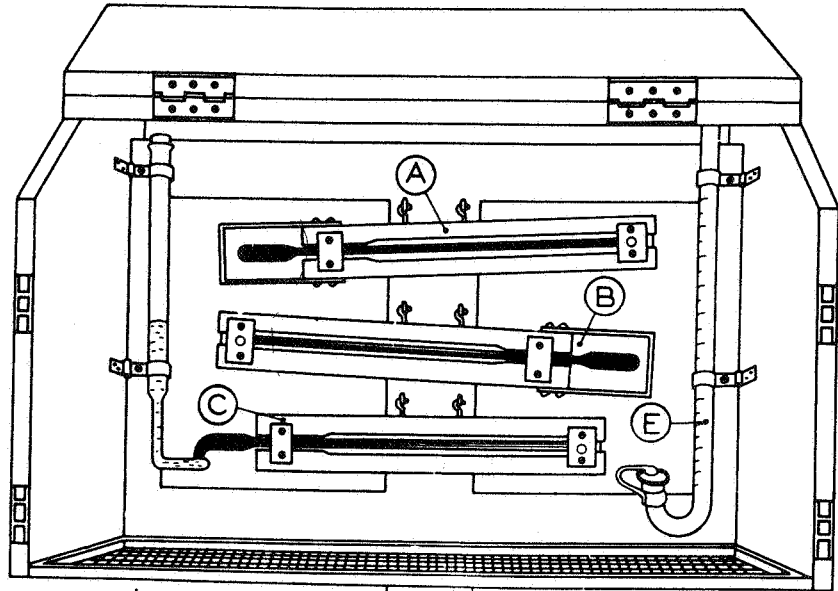
اغلب ایستگاه‌های هواشناسی دارای یک دما سنج ماکزیمم، یک دما - سنج می‌نیمم و گاهی یک ترموگراف یا دما سنج ثبات نیز می‌باشند. جهت احتراز از تاثیر مستقیم گرادیان‌های شدید حرارتی و نوسانات موجود در سطح نزدیک خاک این دما سنج‌ها را در داخل یک پناهگاه در ارتفاع ۱/۵ متری از سطح زمین قرار می‌دهند. دیواره‌های پناهگاه که اغلب چوبی است دارای سوراخ‌هایی است که جریان آزاد هوا را تسهیل نموده و در ضمن دما سنج‌ها را از تشعشعات مستقیم خورشید و تشعشعات انعکاسی زمین و اشیاء مجاور محفوظ نگه میدارد. پناهگاه باید در محلی نصب شود که حتی الامکان معرف

منطقه مورد مطالعه باشد. شکل ۱-۴ وضعیت عمومی یک پناهگاه ساده را که به "نوع زراعی" موسوم است نشان می‌دهد.



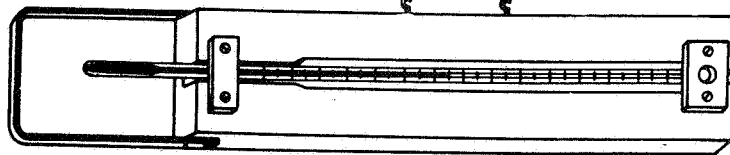
شکل ۱-۴ الف- پناهگاه ساده هواشناسی مهر و به نوع "زراعی" "منظره عمومی"

- J - موانع جهت حفاظت دستگاه از تشعشعات مستقیم خورشید
- V - پوششی که قسمتی از آن متحرک است
- C - صفحه چوبی که وسایل اندازه گیری روی آن سوار می‌شوند

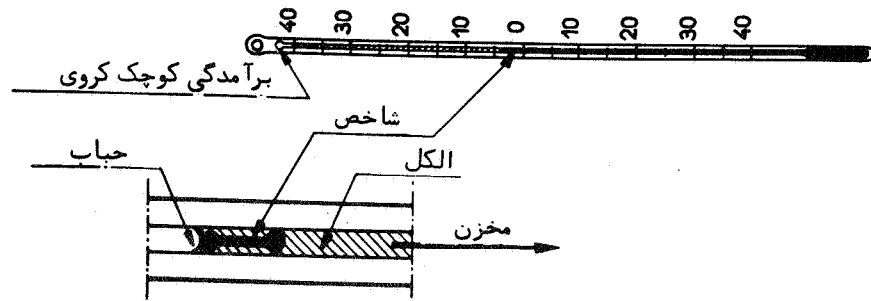


A - دماسنج ماکزیمای
 B - دماسنج می نیما
 C - دماسنج تر
 E - تبخیرسنج
 شکل ۱-۴-ب - پناهگاه ساده هواشناسی موسوم به نوع زراعی و تجهیزات آن

A - دماسنج ماکزیمای NEGRETTI



B - دماسنج می نیمای RUTHERFORD



شکل ۱-۴-ج - دماسنجهای ماکزیمای و می نیما

II - معرفی و نمایش آمار دماسنجی

در عمل درجه حرارت متوسط واقعی که از روی عرض متوسط دیاگرام های دما سنج های ثابت به دست می آید در انتشارات و بولتن های هواشناسی قید نمی شود. قاعدتا" از میان آمار مفصل حاصله از مشاهدات چند رقم مشخصه را که در زیر به تعریف آنها می پردازیم انتخاب می کنند:

الف - تعریف درجات حرارت منتشره در بولتن های رسمی هواشناسی

۱- درجه حرارت متوسط روزانه عبارتست از میانگین حسابی درجات حرارت حد که معمولا" و به ترتیب روی دما سنج های ماکزیمم و می نیمم قرائت می شوند:

$$\frac{t_{\max} + t_{\min}}{2}$$

برای شهر پاریس در تمام سال این میانگین قرار دادی حدود ۴/۵ درجه سانتیگراد از درجه حرارت متوسط حقیقی^(۱) بزرگتر است. در صورتیکه میانگین مشاهدات که سه بار در روز در ساعات ۶، ۱۳ و ۲۱ انجام شده اند بیش از ۱/۵ درجه با این متوسط حقیقی اختلاف ندارد.

میزان اختلاف $t_{\max} - t_{\min}$ به نام دامنه تغییرات روزانه درجه حرارت موسوم بوده و نقش مهمی را در اقلیم شناسی به عهده دارد.

۲- درجات حرارت متوسط ماهیانه یا سالیانه عبارتند از میانگین حسابی درجات حرارت روزانه فوق برای مدت زمان مورد نظر. بهمین ترتیب می توان متوسط درجات حرارت ماکزیمم و می نیمم روزانه را برای هر ماه یا هر سال به طور جداگانه محاسبه نمود.

ب - درجه - روز

طبق تعریف یک "درجه - روز" عبارت است از اختلافی به میزان

۱- درجه حرارت متوسط حقیقی عبارت است از عرض متوسط دیاگرام های میزان الحراره ثابت برای همان دوره مشاهدات.

یک درجه در روز بین درجه حرارت متوسط یک روز معین و یک درجه حرارت مبدا" که به طور قرار دادی تعیین می شود. تعداد درجه روز مربوط به یک مدت معین عبارتست از مجموع درجات روز موجود در طول کلی آن مدت زمان. به طور مثال برای اینکه در شمال فرانسه گندم پاییزه بتواند مراحل مختلف رشد گیاهی خود را طی نماید مجموعاً " ۲۳۰۰ درجه روز از ۵ درجه سانتیگراد به بالا مورد نیاز است که به ترتیب زیر باید توزیع شود:

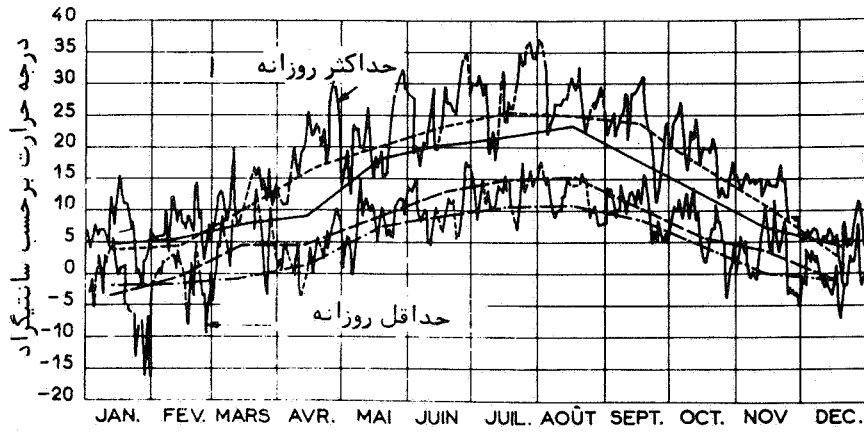
از کاشت تا جوانه زدن	۱۵۰ درجه روز
از جوانه زدن تا به ساقه رفتن	۵۰۰ درجه روز
از ساقه تا گل	۸۵۰ درجه روز
از گل تا رسیدن کامل دانه	۸۰۰ درجه روز

(برای گندم بهاره تعداد درجه - روز مورد نیاز در منطقه، مورد بحث ۲۰۰۰ می باشد). این واحد که اصولاً از نظر تئوری تحقق بخشیدن به آن مشکل است، در بسیاری از مطالعات کشاورزی و هیدرولوژی (مثلاً ذوب برف) و همچنین در تکنیک شویاز و تهویه اماکن مورد استفاده دارد، در حالت اخیر درجه حرارت مبدا معمولاً " ۱۵ درجه سانتیگراد در نظر گرفته می شود.

ج - نمایش نتایج اندازه گیری ها

جهت این منظور در اغلب مواقع به ایجاد جداول عددی و نمودار های مربوطه (شکل ۲-۴) که درجات حرارت متوسط روزانه، ماهیانه و سالانه و غیره ... را نشان می دهند اکتفا می شود. برخی از مواقع درجات حرارت حداکثر و حداقل و دامنه تغییرات مربوطه نیز ذکر می گردد.

مسئله جهت بررسی دقیق تر باید از روشهای آماری که قبلاً در مورد تجزیه و تحلیل بارندگی از آنها بحث کردیم استفاده نمود (مراجعه به جدول ذیل). همچنین می توان به تهیه نقشه های خطوط هم حرارت، حداکثر، حداقل یا متوسط و انحراف حرارتی برای یک دوره معین دست زد (شکل ۳-۴). برای احتیاجات کشاورزی نیز ایجاد یک سری نقشه که نمایشگر تعداد روزهای یخبندان (یا فراوانی آن) در یک منطقه مورد نظر می باشد، امکان پذیر است.



- درجه حرارت روزانه در ENCHANTE (ارتفاع از سطح دریا ۴۰۰ متر) سال ۱۹۴۷
- حداکثر درجه حرارت ماهیانه در MARMANHAC (ارتفاع از سطح دریا ۶۵ متر)
- حداقل درجه حرارت ماهیانه در MARMANHAC (ارتفاع از سطح دریا ۶۵ متر)
- حداکثر درجه حرارت ماهیانه در PLEAUX (ارتفاع از سطح دریا ۶۴ متر) میانگین ۱۹۱۶-۱۹۲۲
- حداقل درجه حرارت ماهیانه در PLEAUX (ارتفاع از سطح دریا ۶۴ متر) میانگین ۱۹۱۶-۱۹۲۲

شکل ۲-۴- چند نمونه از نمودارهای تغییرات درجه حرارت که در حوضه Maronne برداشت شده است.

III - گسترش جغرافیائی درجه حرارت

الف - تغییرات درجه حرارت برحسب عرض جغرافیائی

واضح است که درجه حرارت متوسط سالیانه از استوا به طرف قطبین تنزل می‌کند، این امر نتیجه تخفیف فلوی خورشیدی است که در اثر کم شدن زاویه تابش اشعه نوری پدید می‌آید. خطوط هم حرارت که با استفاده از درجه حرارت کلیه نقاط جهان پس از تبدیل به سطح دریا وضع شده‌اند همگی به طور موازی از غرب به طرف شرق کشیده می‌شوند.

دامنه تغییرات سالیانه درجه حرارت نیز به شدت وابسته به عرض جغرافیائی بوده و میزان آن در استوا حداقل و در قطب حداکثر می‌باشد (شکل ۴-۴).

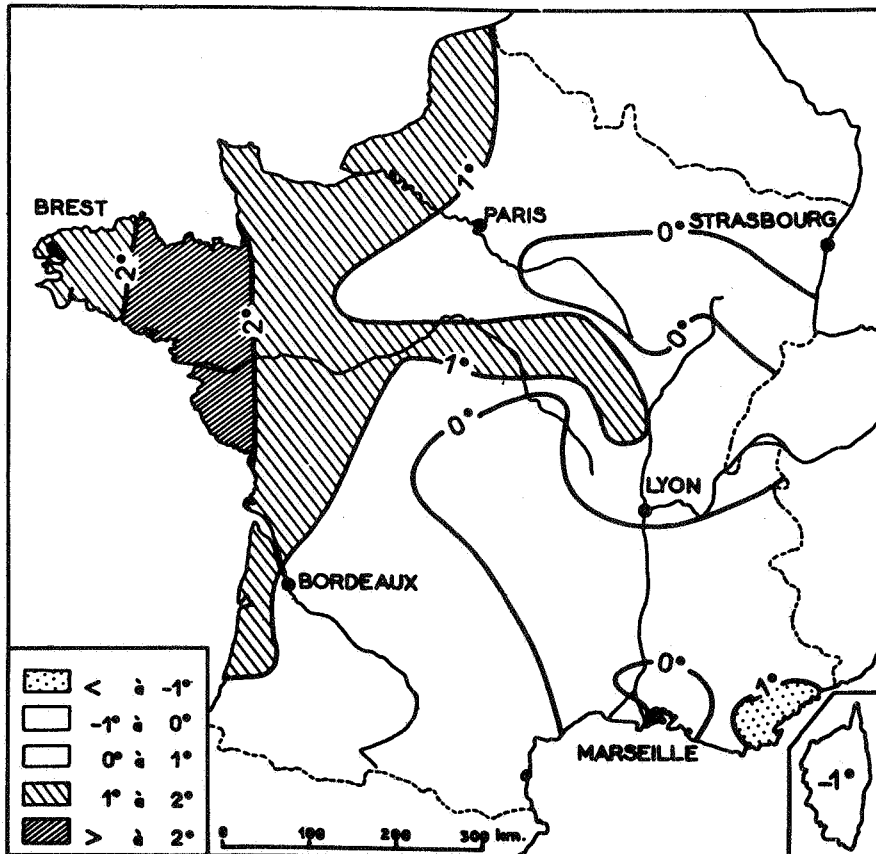
ب - تاثیر خشکی ها و اقیانوس ها

اصولا " سطح زمین زودتر از سطح سفره های آب در اثر تشعشعات روزانه و موضعی سرد و گرم می‌شود. با فرض تساوی سایر شرایط، انحراف های بزرگ حرارتی سالیانه بیشتر در مناطق برفی پدید می‌آید، در صورتیکه نواحی تحت تاثیر هوای بحری از یکنواختی حرارتی خاصی برخوردارند، بدان حد که این نفوذ منظم کننده اقیانوس ها و بخصوص جریان های هوای گرم بحری تاثیر عرض جغرافیائی را به مقدار زیادی می‌پوشاند.

ج - تغییرات درجه حرارت برحسب ارتفاع از سطح دریا

۱- شیب عمودی حرارت

تغییرات درجه حرارت متوسط سالیانه برحسب ارتفاع برای اروپای غربی، طبق محاسباتی که روی یک دوره طولانی بعمل آمده، در حدود ۰/۵ تا ۰/۶ درجه سانتیگراد به ازاء هر صد متر است^(۱). شیب حرارتی مزبور، که این شیب در قشر اولیه بالای سطح خاک معمولا " خیلی زیاد است (در روز و در هوای آرام حدود ۱ درجه سانتیگراد بازاء هر سانتیمتر) در شب این شیب بر اثر سرد شدن سریع خاک معکوس میشود (اختلاف بین درجه حرارت سطح خاک و یک نقطه واقع در ۲ متری در هوای آرام و بدون باد ممکن است به ۱۰ درجه سانتیگراد نیز برسد)



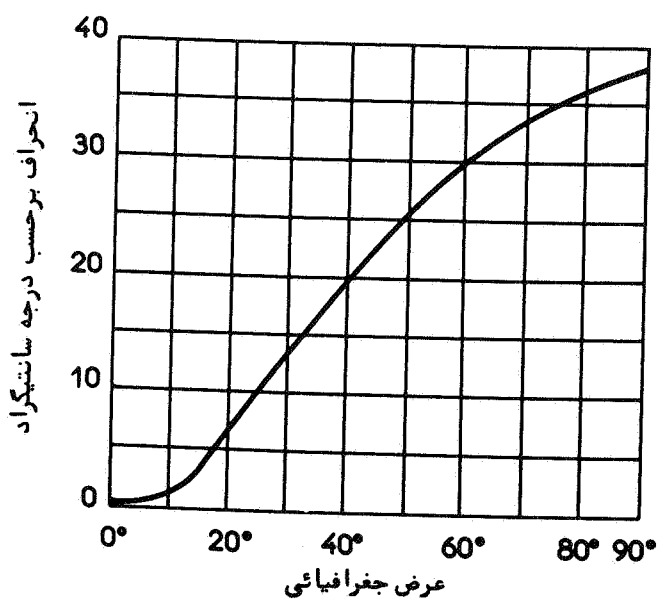
شکل ۳-۴- نقشه نمایش اختلاف بین درجات حرارت متوسط و اندازه نرمال
در ماه اوت ۱۹۵۵

خود وابستگی شدیدی به تغییرات حرارت آتمسفر آزاد دارد، برحسب طول زمانی که درجه حرارت متوسط بر مبنای آن محاسبه میشود ممکن است دستخوش نوسان زیادی گردد (حتی تا وارونه شدن یا inversion).

در جدول زیر مقادیر مختلف شیب حرارتی که بر مبنای درجه حرارت های متوسط ماهیانه محاسبه شده‌اند به چشم می‌خورد .

ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۰/۴	۰/۵۰	۰/۶۳	۰/۷	۰/۷	۰/۶۶	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۳۷
می نیم			ماکزیم								می نیم
۰/۴۰	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۶۰	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۴۰
۰/۵۰	۰/۵۶	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۰
اروپای غربی											
سوئیس											
مرکز و جنوب فرانسه											

ملاحظه میشود که شیب عمودی درجه حرارت دارای یک حداکثر فصلی در آوریل - مه و یک حداقل در دسامبر - ژانویه می‌باشد .



شکل ۴-۴- انحراف (اختلاف) بین درجات حرارت متوسط ماههای ژوئیه و ژانویه در عرض های جغرافیائی مختلف

جدول I

فراوانی نسبی درجه حرارت‌های متوسط روزانه θ (برحسب درصد در ایستگاه Loyn - Fourviere (ارتفاع از سطح دریا: ۳۰۰ متر) دورهٔ مشاهدات ۱۸۸۸-۱۹۳۵ برحسب مطالعات Coutagne

θ	Janv.	Févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année (+)
← - 10	0,11	0,04										0,03	0,18
- 9	0,13	0,07										0,04	0,24
- 8	0,18	0,10										0,08	0,36
- 7	0,28	0,15									0,01	0,16	0,60
- 6	0,38	0,86	0,01								0,01	0,24	0,90
- 5	0,53	0,35	0,01								0,01	0,40	1,30
- 4	0,77	0,50	0,05								0,04	0,53	1,89
- 3	1,08	0,68	0,08								0,04	0,77	2,65
- 2	1,57	0,96	0,14	0,01							0,13	1,09	3,90
- 1	2,18	1,35	0,27	0,01							0,31	1,57	5,69
0	3,02	1,85	0,40	0,01						0,01	0,55	2,34	8,18
← + 1	3,68	2,48	0,64	0,02						0,03	0,96	2,99	10,80
2	4,37	3,04	0,96	0,06						0,07	1,39	3,79	13,68
3	5,10	3,73	1,42	0,14						0,11	1,96	4,44	16,90
4	5,95	4,34	1,75	0,31	0,02					0,24	2,60	5,11	20,26
5	6,65	5,10	2,60	0,50	0,04					0,41	3,30	5,84	24,44
6	7,24	5,76	3,25	0,84	0,08					0,75	3,89	6,56	28,37
7	7,75	6,35	4,06	1,40	0,14				0,01	0,19	4,70	7,19	32,79
8	8,09	6,83	5,09	2,08	0,28				0,04	1,68	5,41	7,72	37,22
9	8,25	7,15	5,89	2,79	0,50				0,06	2,42	6,26	8,04	41,36
← 10	8,35	7,40	6,66	3,60	0,84	0,02			0,21	3,25	6,86	8,24	45,43
11	8,43	7,55	7,36	4,39	1,18	0,05			0,45	3,92	7,23	8,34	48,90
12	8,46	7,61	7,84	5,30	1,81	0,16	0,01	0,01	0,80	4,70	7,60	8,43	52,73
← + 13	8,49	7,69	8,15	6,09	2,52	0,35	0,04	0,04	1,28	5,46	7,83	8,46	56,40
14		7,70	8,34	6,78	3,35	0,64	0,15	0,16	2,05	6,20	7,99	8,47	60,32
15		7,71	8,43	7,34	4,20	1,12	0,33	0,36	2,85	6,94	8,14	8,49	64,40
16		7,75	8,47	7,72	4,95	1,82	0,65	0,88	3,60	7,58	8,18	8,49	68,56
17			8,49	4,98	5,84	2,59	1,32	1,62	4,39	7,98	8,21		73,13
18				8,12	6,56	3,63	2,03	2,52	5,17	8,18			77,62
19				8,19	7,20	4,55	2,89	3,38	5,91	8,38			81,91
20				8,20	7,66	5,43	3,82	4,41	6,62	8,46			86,01
21				8,21	8,03	6,16	4,79	5,28	7,21	8,49			89,58
22				8,21	8,30	7,01	5,70	6,12	7,63				92,86
23					8,42	7,18	6,46	6,98	7,80				95,31
24					8,45	7,94	7,05	7,40	7,99				96,93
25					8,47	8,09	7,53	7,83	8,13				98,16
26					8,49	8,16	7,93	8,05	8,18				98,92
27						8,19	8,25	8,32	8,25				99,57
28						8,20	8,38	8,43					99,82
29						8,21	8,45	8,48					99,96
30							8,47	8,49					99,98
31							8,48						99,99
32							8,49						100,00

پراکندگی شیب حرارتی که بر مبنای درجه حرارت روزانه محاسبه شود، از این نیز بیشتر است و گاه به گاه پدیده inversion نیز مشاهده خواهد شد. تاثیر جهت دامنه‌ها در این مورد قابل توجه است، زیرا این عامل تعداد ساعات تابش آفتاب را مشروط می‌سازد.

در هوای آرام، در قعر دره‌ها، توده‌های هوای سرد در طول شب جمع

میشود و ممکن است که بین درجه حرارت این هوا و هوای کمرکش دره اختلافی معادل ۱۰ درجه سانتیگراد پدید آید (inversion قابل ملاحظه در هوای صاف و در غیاب جریان باد). اصولاً در ارتفاع میانی دامنه‌ها درجه حرارت متوسط روزانه بیشتر و دامنه تغییرات روزانه کمتر است، در صورتیکه در عمق دره دامنه تغییرات مزبور حداکثر خواهد بود.

۲- تصحیح درجه حرارت نسبت به سطح دریا

با استفاده از شیب عمودی حرارتی اغلب درجه حرارت (متوسط سالیانه یا ماهیانه) را نسبت به سطح دریا تصحیح می‌کنند. برای نقاطی که دارای عرض‌های جغرافیایی مشابه هستند درجه حرارت‌های حاصله همانطور که در جدول زیر مشهود است به طور محسوسی با یکدیگر برابر خواهد بود.

ایستگاه	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا به متر	درجه حرارت متوسط سالیانه	درجه حرارت تصحیح شده نسبت به سطح دریا
ژنو	۴۶°۱۲	۴۰۸	۹/۳ °C	۱۱/۶ °C
لیون	۴۵°۴۱	۱۷۴	۱۰/۵	۱۱/۵
کلرمونفران (Clermont-Ferrand)	۴۵°۴۶	۳۶۸	۹/۳	۱۱/۵
پوی دودم (Puy-de-dome)	۴۵°۴۷	۱۴۰۷	۳/۳	۱۱/۵
ناسینال (Nasbinal)	۴۴°۴۵	۱۱۸۷	۴/۹	۱۱/۵

فایده نتایج فوق در مطالعات هیدرولوژی اینست که با استفاده از اندازه‌گیریهای درجه حرارت در چند ایستگاه که به‌طور مناسبی در یک حوضه واقع شده‌اند می‌توان به طور تقریب درجه حرارت متوسط هر نقطه دلخواه از آن حوضه را محاسبه نمود.

بر این اساس Coutagne از روی درجه حرارت‌های ۱۰ ایستگاه واقع در دره‌های Geneve, Chambéry, Grenoble و غیره موفق به محاسبه

ارتفاع متوسط (۱) خط هم حرارت صفر درجه در سلسله جبال آلپ فرانسه، Savoie و Dauphine گردیده است. با مراجعه به جدول زیر ملاحظه می شود که نتایج فوق به خوبی با نتایج حاصله از مطالعات مشابهی که توسط Lugeon در سوئیس بعمل آمده مطابقت دارد.

د - تاثیر پوشش گیاهی

در مناطق جنگلی و پوشیده از نبات به علت قلت انرژی وارده به سطح خاک و جذب گرما بوسیله تبخیر و تعرق، درجه حرارت متوسط سالیانه میتواند ۱ تا ۲ درجه سانتیگراد کمتر از مناطق مشابه ولی غیر مشجر باشد. میزان اختلاف در تابستان حداکثر و در زمستان حداقل خواهد بود. سایر انواع گیاهی دارای تاثیر کمتر و متغیری هستند معذالک روشن است که احتمال تشکیل یخچه سفید در یک خاک لخت خیلی کمتر از خاک پوشیده از چمن میباشد زیرا هدایت حرارتی در چمن خیلی کمتر از خاک آزاد است. در یک شب صاف و سرد درجه حرارت سطح چمن حتی به میزان ۱۰ درجه سانتیگراد سردتر از سطح خاک مشاهده شده است.

IV - تغییرات درجه حرارت بر حسب زمان

الف - تغییرات سالیانه

تغییرات سالیانه درجه حرارت به طور محسوسی از تغییرات شدت تشعشعات خورشیدی تبعیت می کند، البته تاثیر درجه حرارت سطح زمین (پوشش برفی) و ابری بودن هوا را نیز نباید نادیده گرفت. حداکثر و حداقل سیکل سالیانه در آب و هوای بری یکماه و در اقلیم بحری تا ۲ ماه بعد از انقلابین پدید می آید.

۱- با استفاده از این محاسبات میتوان بطور تقریبی آن قسمت از میزان بارندگی را که بصورت برف نازل میشود برآورد نمود، بعلاوه در فرمولهائیکه مقدار ذوب برف را نیز محاسبه می نمایند مورد استفاده قرار می گیرد.

جدول II
محاسبه ارتفاع (متوسط ماهیانه) خط هم حرارت درجه سانتیگراد از روی گرادیان عمودی حرارتی

دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	
۱- آلپ Savoie و دوپینه (برحسب Coutagne)												گرادیان برحسب درجه سانتیگراد درصد متر ارتفاع متوسط خط هم حرارت صفردرجه (m)
۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۶۳	۰/۵۰	۰/۴۰	
۵۹۴	۱۵۱۶	۲۴۴۶	۳۱۱۸	۳۶۱۵	۳۵۷۴	۳۰۴۴	۲۳۶۰	۱۸۰۱	۱۲۹۸	۷۱۵	۲۶۸	
۲- سوویس (برحسب Lugeon)												ارتفاع متوسط خط هم حرارت صفردرجه (m)
-	۱۳۲۰	۲۳۷۰	۳۳۵۰	۳۶۶۵	۳۶۹۰	۳۱۱۵	۲۵۶۰	۱۹۰۷	۱۱۷۰	۷۱۵	-	

Coutagne با بررسی مشاهدات ایستگاه Saint-Maur، در پاریس رابطه خطی و تقریبی زیر را بین "تشنشعات کلی" (برحسب کیلو کالری بر سانتیمتر مربع) R_{n-1} مربوط به ماه ردیف $n-1$ و درجه حرارت متوسط T_n (به درجه سانتیگراد) ماه ردیف n ، پیشنهاد می‌کند:

$$R_{n-1} = 0,775 T_n$$

دامنه تغییرات سالیانه درجه حرارت به عواملی نظیر عرض جغرافیایی، ارتفاع از سطح دریا و فاصله از دریا بستگی دارد.

ب - تغییرات روزانه

در مناطق برفی درجه حرارت بعد از سپیده دم شروع به افزایش کرده و (بسته به میزان کم و بیش ابری بودن هوا) در حدود ۱ تا ۳ ساعت بعد از رسیدن خورشید به نقطه اوج خود به حداکثر می‌رسد. حداقل درجه حرارت روزانه نیز کمی بعد از طلوع خورشید پدید می‌آید.

دامنه تغییرات درجه حرارت روزانه به عوامل زیر وابسته است:

- عرض جغرافیایی، با افزایش از قطب به استوا
- ارتفاع از سطح دریا: هرچه ارتفاع زیاد شود دامنه تغییرات کاهش می‌یابد، مثلاً در پاریس متوسط سالیانه آن ۶ درجه سانتیگراد و در انتهای برج ایفل ۳/۵ درجه است.
- فصول مختلف: برای شهر پاریس به‌طور متوسط در ماه دسامبر ۴/۹ و در ژوئن ۱۰/۸ درجه سانتیگراد است.

- جنس خاک و پوشش آن: در مناطق کویری و استپ متجاوز از ۳۰ درجه سانتیگراد است، در پاریس دره‌های صاف یک لایه برف دامنه تغییرات را از ۶ به ۱۰ درجه سانتیگراد افزایش می‌دهد، ولی پوشش گیاهی بطور قابل ملاحظه‌ای این تغییرات را کاهش خواهد داد.

- درجه خشکی منطقه: ۱ تا ۲ درجه در بالای دریاها و ۴ تا ۵ درجه سانتیگراد در مناطق ساحلی.

جدول زیر دامنه تغییرات متوسط روزانه ماه ژانویه و ژوئیه را برای

سه ایستگاه مشخص فرانسه نشان می دهد :

ایستگاه	ماه ژانویه ۱۹۵۶		ماه ژانویه ۱۹۵۶		تغییرات	
	درجه حرارت متوسط		درجه حرارت متوسط			
	حداقل	حداکثر	حداقل	حداکثر		
شربورگ	۵/۲	۱۳/۵	۱۸/۷	۴/۴	۵/۲	۹/۶
مولهوز	۹/۸	۱۲/۹	۲۲/۷	۶/۵	-۰/۷	۵/۸
لوپوی	۱۱/۷	۱۰/۷	۲۲/۴	۶/۳	-۰/۳	۶

میزان تغییرات درجه حرارت در یک روز معین خود برحسب بعضی از تحولات آتمسفر از قبیل تبخیر، تقطیر، ذوب برف و غیره دستخوش نوسانات می شود.

۷ - درجه حرارت آب

درجه حرارت آب چشمه ها و چاههای عمیق تغییرات روزانه چندانی ندارد و دامنه تغییرات سالیانه آنها نیز خیلی کم یا ناچیز است، البته آب سفره های کم عمق و نزدیک به سطح تا حدی منعکس کننده درجه حرارت آب چاههایی است که آنها را تغذیه می نمایند.

نوسانات درجه حرارت آب دریاچه ها، در قسمت سطحی، برحسب یک دوره فصلی تابع تغییرات درجه حرارت هوا است. ولی نظر به اینکه چگالی آب در ۴ درجه سانتیگراد به حداکثر خود می رسد، گرم شدن قشرهای سطحی موجب تغییراتی در تعادل سکون دریاچه می گردد: آب سبک زیرین به طرف سطح بالا آمده و بالعکس آب سنگین روئین به طرف پائین متمایل می گردد. بالنتیجه در بعضی دریاچه ها، در سال دو نوع تغییر حالت در منحنی درجه حرارت برحسب عمق مشاهده می شود. این تغییرات در طی تحولاتی انجام

می‌پذیرد که بسط آنها از حوصله این کتاب خارج است. به علاوه درجه حرارت آب رودخانه‌هایی که به دریاچه‌ها می‌ریزند موجب اغتشاشاتی در پدیده مذکور بخصوص در دریاچه‌های مصنوعی پشت سدها می‌گردد.

در رودخانه‌ها تغییرات درجه حرارت روزانه خیلی جزئی است (به طور متوسط ۱ درجه). حتی در سطح، دامنه انحرافات سالیانه آب رودخانه‌ها از هوا کمتر است. در مناطق معتدله درجه حرارت متوسط سالیانه آب رودها حدود ۱ تا ۲ درجه سانتیگراد از درجه حرارت متوسط هوای مجاور سردتر می‌باشد، میزان این اختلاف در تابستان بیش از زمستان است. بعنوان مثال جدول III درجه حرارت متوسط ماهیانه آب رودهای Saone و Rhone را نشان می‌دهد، به علاوه می‌توان به وضوح تاثیر آبهای حاصله از ذوب برف را روی درجه حرارت آبهای Rhone که در تمام طول تابستان ۲ درجه از آبهای Saone کمتر است مشاهده نمود.

VI - درجه حرارت خاک و زیر زمین

تغییرات درجه حرارت خاک در مراحل مختلف سیکل هیدرولوژی از قبیل تبخیر، نفوذ، جریان سطحی، ذوب برف، انتقال رطوبت خاک از قسمت‌های گرم به قسمت‌های سردتر و غیره دخالت بسزائی دارد.

گرمای خاک از منابع زیر تامین می‌شود:

- از راه جذب تشعشعات خورشید

- از طریق هدایت از مرکز زمین

- به وسیله فعل و انفعالات مختلف شیمیایی و بیولوژیکی که در آن صورت می‌گیرد. در قشرهای فوقانی خاک عملاً "تاثیر دومنابع اخیر نسبت به اولی بسیار ناچیز است. اهمیت میزان تشعشعات خورشیدی که به وسیله خاک جذب می‌گردد بستگی به مشخصات حرارتی لایه‌های سطحی آن و همچنین رنگ (قدرت تشعشعی)، گرمای ویژه، هدایت حرارتی و قابلیت انتشار آن دارد. اصولاً خاکهای "سیاه" در تابستان گرمتر و در زمستان سردتر از خاک

جدول III

درجه حرارت متوسط ماهیانه آب رودهای Rhone, Saone و هوا

در Saint Genis Laval (ارتفاع ۳۰۰ متر)

دوره مشاهدات (۱۸۴۳ - ۱۸۳۸) + (۱۸۷۹ - ۱۸۷۰)

انحراف $T_3 - T_2$	درجه حرارت هوا			انحراف $T_2 - T_1$	Saone		Rhone		ماه
	متوسط T_3	حداکثر	حداقل		T_2	Q_2	T_1	Q_1	
-۱/۷۱	۱/۸۸	۴/۸۰	-۱/۰۳	-۰/۸	۳/۶	۵۵۵	۴/۴	۴۲۵	ژانویه
-۰/۳۰	۳/۷۰	۷/۴۴	-۰/۰۳	-۰/۵	۴/۰	۶۳۱	۴/۵	۴۶۰	فوریه
-۰/۳۶	۷/۰۴	۱۱/۶۴	۲/۴۵	-۰/۴	۷/۲	۶۰۵	۷/۶	۵۵۰	مارس
-۰/۰۸	۱۰/۵۲	۱۵/۵۴	۵/۵۱	+۰/۵	۱۱/۶	۴۷۵	۱۰/۹	۶۲۳	آوریل
-۱/۵۳	۱۴/۸۷	۲۰/۴۳	۹/۳۱	+۲/۱	۱۶/۲	۳۴۶	۱۴/۱	۶۳۸	مه
-۱/۹۳	۱۸/۲۷	۲۴/۰۸	۱۲/۴۷	+۲/۳	۲۰/۲	۲۴۲	۱۷/۹	۶۸۸	ژوئن
-۱/۴۴	۲۰/۴۶	۲۶/۴۶	۱۴/۴۷	+۲/۳	۲۱/۹	۱۹۷	۱۹/۶	۷۱۴	ژوئیه
-۱/۴۰	۲۰/۰۰	۲۶/۰۰	۱۴/۰۰	+۲/۰	۲۱/۴	۱۵۳	۱۹/۴	۶۴۲	اوت
-۱/۸۹	۱۶/۷۱	۲۲/۰۸	۱۱/۳۴	۰	۱۸/۶	۱۸۴	۱۸/۶	۵۲۷	سپتامبر
-۱/۴۳	۱۱/۳۷	۱۵/۶۹	۷/۰۵	+۰/۳	۱۲/۸	۳۰۷	۱۲/۵	۵۲۰	اکتبر
-۰/۸۴	۶/۳۶	۹/۵۰	۳/۲۲	-۰/۶	۷/۲	۴۹۶	۷/۸	۵۰۸	نوامبر
-۱/۶۵	۳/۰۵	۵/۷۹	۰/۳۲	۰	۴/۷	۶۲۰	۴/۷	۵۰۸	دسامبر
	۱۱/۱۹	۱۵/۷۹	۶/۵۹		۱۲/۴۵	۴۰۰	۱۱/۸۳	۵۶۷	متوسط

 Q_2, Q_1 : دبی متوسط ماهیانه به m^3/S T_3, T_2, T_1 : درجه حرارت به $^{\circ}C$

های دارای رنگ روشن هستند ولی اغلب تاثیر میزان رطوبت موجود در خاک روی مشخصات حرارتی آن باعث پوشاندن این پدیده می‌گردد. مثلاً "گرمای ویژه یک هوموس مرطوب حدود شش برابر گرمای ویژه هوموس مشابه ولی خشک خواهد بود.

درجه حرارت سطح خاک کم و بیش دارای تغییراتی شبیه تغییرات درجه حرارت هوا بوده و به وسیله عوامل مشابه تغییر می‌پذیرد، ولی میدانیم که نوسانات دوره‌ئی درجه حرارت بدون تغییر به لایه‌های زیرین منتقل نمیشود. تجربه و تئوری نشان میدهد که مقادیر حداکثر و حداقل موج حرارتی به تدریج که از سطح به عمق پیش می‌رویم از یکدیگر فاصله می‌گیرند در صورتی که دامنه تغییرات حرارتی به طور تصاعدی بر حسب عمق کاهش می‌یابد.

دوره و دامنه موج تغییرات حرارتی روزانه آنقدر زیاد نیست که بتواند در عمق بیش از یک متری خاک مزروعی محسوس باشد، برعکس تغییرات فصلی در همان شرایط حتی در عمق بیش از ۳ متر قابل مشاهده است.

بنابراین در خاک و در لایه‌های زیرین آب و در یک عمق معین، سطحی وجود دارد که در آن درجه حرارت ثابت و برابر با درجه حرارت متوسط ناحیه باقی می‌ماند. عمق این سطح بستگی به دامنه تغییرات سالیانه درجه حرارت دارد. در مناطق گرمسیر که وسعت این دامنه حداقل است عمق مزبور ۶ متر و در نواحی معتدل حدود ۲۰ متر خواهد بود.

از سطح مزبور (با درجه حرارت ثابت) به بعد درجه حرارت خاک طبق یک "درجه ژئوترمی" متوسط برابر با ۳ درجه سانتیگراد در هر صد متر افزایش می‌یابد، "درجه ژئوترمی" مزبور معمولاً "در درون مناطق کوهستانی کمتر و در زیر دره‌ها بیشتر است.

BIBLIOGRAPHIE

1. PERS (R.). Recherches sur les durees d'insolation. *Bull. de la Société Scientifique du Dauphiné*, 1937, p. 109-258.
2. RÉMÉNÉRAS (G.). Introduction à l'étude de l'énergie solaire pour la production d'énergie électrique. *Revue Générale de l'Electricité*, décembre 1957.
3. SANSON (J.). *Climatologie appliquée*. Paris, Blondel La Rougery, 1949, 2 vol.
4. SANSON (J.). Données statistiques relatives à la climatologie de la France. *Météorologie Nationale*, 1945, 148 p.
5. COUTAGNE (A.). Hydrométéorologie des bassins de haute-montagne. Paris, S.H.F., 1942, 2 vol.
6. VIALAR (J.). Etude statistique des temperatures de Paris-Saint-Maur pour la période 1874-1945. *Journal Scientifique de la Météorol.*, janvier-mars 1957, p. 20-37.
7. AUBERSON (A.). Observations thermométriques à Bissorte. *La Météorologie*, janvier-juin 1944, p. 49-60.
8. ARLERY (R.) et DUMONT (A.P.). Comparaison des températures minimum au sol et sous abri. *La Météorologie*, juillet-septembre 1949, p. 157-165.
9. EBLE. Sur la température du sol. *Annales agronomiques*, septembre-octobre 1936.
10. HERR (L.). *Les températures du sol en prenant particulièrement en considération les facteurs météorologiques extérieurs* (Bodentemperaturen unter besonderer Berücksichtigung der äusseren meteorologischen Faktoren). Thèse, Leipzig, 1936.
11. DUSSART (H.). Température et mouvement des eaux dans les lacs. *Annales de la Station Centrale d'Hydrobiologie appliquée*, 1954, 128 p.
12. PÉGUY (Ch. P.). *Précis de climatologie*. Paris, Masson, 1962.
13. ANONYME. Nouveaux « degrés-jours ». *Industries Thermiques*, n° 5, 1960, p. 219.
14. GARNIER (M.). Contribution à l'étude des gelées en France. *La Météorologie*, oct.-déc. 1954, p. 369-378.

بخش پنجم

تبخیر ، تعرق و کمبود جریان

A - کلیات

پدیده تبخیر به محض نزول باران به سطح زمین و حتی قبل از آن در حین سقوط قطرات در سیکل آب در طبیعت وارد میشود (۱). تبخیر ابتدا از سطح قشر نازک آبی که در اثر باران روی شاخ و برگ گیاهان را میپوشاند شروع میشود و بتدریج که آب در سطح زمین جریان مییابد و قبل از اینکه بداخل زمین نفوذ نموده یا به شبکه آبهای سطحی بپیوندد ادامه پیدا میکند. تبخیر حتی از سطح برف بمدت طولانی و تا موقعی که در سطح زمین باقی است و همچنین از سطح آب آزاد رودخانهها، مردابها، دریاچهها و غیره انجام میشود.

بالاخره آبی که به لایههای سطحی خاک نفوذ می کند و رطوبت خاک را تشکیل می دهد، چه این رطوبت در اثر بارشهای جوی و چه نتیجه صعود از سفره های آب زیر زمینی توسط نیروی موئینه باشد مستقیماً و یا از راه پوشش گیاهی دستخوش تبخیر می گردد.

I - چند تعریف

از نظر هیدرولوژی تبخیر به مجموعه پدیده هائی گفته می شود که آب را صرفاً از راه یک فرایند فیزیکی به بخار تبدیل می کند.

مقادیر معتدله ای آب نیز از راه تعرق گیاهان که به وسیله ریشه های

۱- عمل تبخیر بلافاصله و با سرعت قابل ملاحظه ای در طول مسیر قطرات برف و باران انجام میشود، ولی میزان آبی که بدین نحو بخار میشود در محاسبات هیدرولوژی منظور نمی گردد.

خود از اعماق خاک آب مورد احتیاج رشد خود را می‌مکند، تبخیر می‌شود. این تبخیر بیولوژیک تعرق یا " Transpiration " نامیده می‌شود. مجموعه فرایندهایی که منجر به تبخیر از سطح آب و خاک و تعرق از سطح گیاهان میشود در هیدرولوژی بنام Evapotranspiration "تبخیر و تعرق" نامیده میشود و قشر آبی که بدین ترتیب از روی یک حوضه در مدت معینی خارج میشود تبخیر کلی آن حوضه را در آن فاصله زمانی تشکیل میدهد. اگر حجم " ذخیره آبی (۱) " یک حوضه به ترتیب در ابتدا و انتهای مدت مورد نظر مساوی باشد این تبخیر کلی را "کمبود جریان (۲)" حوضه مذکور می‌نامیم، در چنین شرایطی در صورتیکه D کمبود جریان برای مثلا " یکسال بر حسب میلیمتر باشد، بین بارندگی و ارتفاع آبی که به وسیله جریانهای سطحی از آن حوضه خارج و در ایستگاه هیدرومتری مربوطه اندازه‌گیری شده رابطه زیر برقرار می‌شود:

$$D = P - Q$$

در محاسبات مهندسی کمیت فوق (D) اهمیت فراوانی را حائز است و میزان متوسط سالیانه آن که اصولاً " خیلی کم متغیر است بخصوص بستگی به درجه خشکی و شرایط اقلیمی دارد. مقدار این متوسط در اروپای غربی بسته به درجه خشکی هوا بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیمتر نوسان می‌کند.

II - صور مختلف تبخیر

از نظر اهمیتی که پدیده تبخیر در سیکل هیدرولوژی دارد، مطالعات فراوانی تا کنون در این مورد انجام شده ولی نتایج حاصله هنوز نتوانسته به صورت یک قاعده صریح و قابل قبول درآید. از طرفی نظر به اینکه متخصصین

۱- ظرفیت نگهداری یک حوضه عبارتست از حجم کل آب ذخیره شده در گودالها و فرورفتگیهای شبکه آبی، سفره های زیرزمینی، رطوبت خاک و ذخائر به‌خچالی.

2 - deficit d'ecoulement

مختلف از قبیل فیزیکیان، هواشناس، مهندس و کشاورز، هر کدام در قسمت مخصوص به خود در این مورد مطالعاتی انجام داده‌اند این نتایج از یکنواختی چندانی برخوردار نیست.

به‌طور خلاصه میتوان این مطالعات را در دو قسمت مجزا تشریح کرد:
الف - مطالعاتی که تبخیر را از راه فعل و انفعالات و سطح معینی مورد بحث قرار می‌دهند مانند:

- تبخیر از سطح آزاد آب

- تبخیر از سطح خاک بدون پوشش گیاهی

- تعرق گیاهان

ب - مطالعاتی که در آنها منظور تعیین میزان کلی تبخیر صرفنظر از نحوه و شرایط بخصوصی می‌باشد، بدین ترتیب که در روی یک حوضه معین یا در منطقه‌ئی تحت شرایط جغرافیائی و اقلیمی خاص، بدون در نظر گرفتن نوع سطوح تبخیر کننده، میزان کمبود جریان را محاسبه می‌نمایند.

III - عوامل اصلی تبخیر

عواملی که میزان تبخیر را (که معمولاً برحسب میلی‌متر در روز، ماه و یا سال بیان می‌شود) مشروط می‌سازند برحسب اینکه وابسته به هوای مجاور و یا خود سطح تبخیر کننده باشند، به دو دسته کاملاً متمایز تقسیم میشوند:

۱- عواملی که مربوط به هوای مجاور سطح تبخیر بوده و در حقیقت محرک آن هستند، مجموعه این عوامل به نام قدرت و یا توان تبخیر آتمسفر و یا تبخیر و تعرق پتانسیل^(۱) نامیده می‌شود.

۲- دسته دوم عواملی که مشخص کننده جنس و طبیعت سطح تبخیر هستند، مثل سطح آب آزاد، برف، یخ، سطح خاک و گیاهان، همچنین قابلیت خاک برای تامین آب مورد نیاز تبخیر و تاثیر پذیری آن در مقابل قدرت تبخیر

(1) - Potential evapotranspiration

آتمسفر. سطوح مختلف تبخیر کننده بصورت‌های کم و بیش مختلف تحت تاثیر تغییرات قدرت تبخیر آتمسفر قرار می‌گیرند. این قدرت تبخیر می‌تواند با تقریب اولیه یک عامل مشترک برای کلیه پدیده‌های تبخیر صرف نظر از نوع سطح تبخیر کننده در نظر گرفته شود. در زیر به مطالعه عامل مهم مزبور می‌پردازیم.

B - قدرت تبخیر آتمسفر

قدرت تبخیر آتمسفر را می‌توان به وسیله انواع مختلف تبخیر سنج مشخص و یا اندازه‌گیری نمود. اساس این دستگاهها را یک سطح متخلخل و آغشته به آب که به طور ثابت با هوای مجاور در حال تعادل می‌باشد تشکیل می‌دهد. در ضمن این سطح در شرایطی قرار گرفته که میزان تبخیر آن صرفاً وابسته به عوامل هواشناسی از قبیل درجه رطوبت، درجه حرارت، میزان تابش آفتاب، باد و غیره باشد.

میزان تبخیری که به وسیله تشتک یا حوضه‌های آزمایشی و سفره‌های آزاد آب کم عمق و کم وسعت اندازه‌گیری می‌شود نیز می‌تواند، با وجود اینرسی حرارتی کم و بیش زیاد این وسایل، تا اندازه‌ای معرف قدرت تبخیر آتمسفر باشد.

به علاوه با استفاده از مشاهدات انجام شده روی همین وسایل ساده است که قواعد و فرمولهای تجربی جهت محاسبه تبخیر وضع شده، سپس از راه آزمایش ضرابی در جهت بسط این فرمول‌ها در مورد پیش دید میزان تبخیر در شرایط بخصوص محاسبه گردیده است (تبخیر از سطح سفره‌های آب آزاد، خاک اشباع یا غیر اشباع و غیره).

قدرت تبخیر آتمسفر که میتوان آنرا همان تبخیر و تعرق پتانسیل ETP که اولین بار به وسیله Thornthwaite پیشنهاد شده دانست عبارت از ارتفاع آبی است که در صورت وجود منابع رطوبتی کافی از سطح حوضه آبریز تبخیر می‌شود، به عبارت دیگر منابع رطوبتی حوضه در هر لحظه لااقل باید برابر با آبی باشد که توسط عوامل آب و هوایی و پوشش گیاهی قابل تبدیل

به بخار می‌باشد .

I - عوامل قدرت تبخیر آتمسفر

کوششهای زیادی در جهت ایجاد همبستگی بین قدرت تبخیر آتمسفر (یعنی سرعت تبخیر برحسب میلیمتر در روز) و عوامل مختلفی از قبیل درجه حرارت هوا و آب، تابش آفتاب، کمبود رطوبت (یا رطوبت هوا)، سرعت و تلاطم باد، فشار هوا، ارتفاع از سطح دریا و غیره به عمل آمده است. باید در نظر داشت که در حقیقت اغلب عوامل فوق خود نیز شدیداً بهم وابسته هستند به طوری که مهمترین آنها (یا ساده‌ترین شان از لحاظ اندازه‌گیری) می‌تواند عملاً به تنهایی در فرمولهای ساده مداخله کند، البته زمانی این مسئله قابل قبول خواهد بود که محاسبات در جهت تعیین میزان متوسط تبخیر مناطق وسیع و دوره‌های دراز مدت که بیشتر مورد نظر محققین جغرافیا و هواشناسی است انجام شود.

معدالک از نقطه نظر فیزیکی، اندازه‌های عوامل مورد نظر (درجه حرارت، کمبود رطوبتی و غیره) آنتهای هستند که در حد فاصل بین سطوح زمین و هوا وجود دارند که اصولاً "سنجش آنها در راستای این مرز منقطع غیر ممکن است، ناچار نقاطی را باید برای اندازه‌گیری انتخاب نمود که دسترسی به آنها آسان و به علاوه مقادیر اندازه‌گیری شده در آنها تا حد ممکن وابسته به اندازه‌های موجود در سطح حد واسط زمین - هوا باشند.

با در نظر گرفتن این شرایط، ما در اینجا به ترتیب اهمیت به ذکر

عوامل اصلی قدرت تبخیر آتمسفر می‌پردازیم:

الف - کمبود رطوبت یا کمبود اشباع آتمسفر

ب - درجه حرارت هوا

ج - تابش آفتاب

د - سرعت و تلاطم باد

ه - فشار هوا

الف - کمبود رطوبت یا کمبود اشباع آتمسفر

۱- قانون دالتن (Dalton)

مقارن سال ۱۸۰۲ میلادی، دالتن ثابت کرد که اگر سایر شرایط ثابت در نظر گرفته شوند سرعت یا روند تبخیر از سطح آزاد آب متناسب با کمبود رطوبتی یعنی:

$$F_{te} - f_a$$

خواهد بود که در آن:

F_{te} عبارت از فشار بخار اشباع در درجه حرارت t_e سطح آب و f_a فشار بخار موجود در هوای مجاور می باشد.
اگر E میزان تبخیر در نظر گرفته شود قانون دالتن که بهر حال تقریبی است به صورت زیر نوشته می شود:

$$E = K \frac{(F_{te} - f_a)}{H} \quad (1)$$

در این فرمول H عبارتست از فشار کلی (گاز + بخار آب) در بالای سطح تبخیر. تاثیر فشار H در مسائل تبخیر از نقطه نظر هیدرولوژی به صورت یک ضریب اصلاحی بوده و با تقریب اولیه می توان از آن صرف نظر نمود.
در فرمول (۱) به جای کمبود رطوبت نیز گاهی درجه رطوبت هوا ϵ که به درجه حرارت سطح آب t_e تصحیح شده به کار می رود:

$$\epsilon = \frac{f_a}{F_{te}}$$

این عبارت همان رطوبت نسبی هوا است که قبلاً "از آن بحث کرده ایم. با صرف نظر کردن از فشار H فرمول (۱) به صورت زیر نوشته می شود:

$$E = KF_{te}(1-\epsilon)$$

۲- اندازه گیری کمبود رطوبت هوا

در عمل کمبود هیگرومتری و یارطوبت نسبی هوا توسط رطوبت سنج (۱) اندازه گیری میشود. این دستگاه از دو دماسنج که در کنار یکدیگر قرار میگیرند تشکیل شده که یکی از آنها به نام دما سنج خشک و دیگری دما سنج تر نامیده میشود. اولی یک دماسنج عادی است که درجه حرارت هوای مجاور را اندازه گیری میکند، در اطراف مخزن دومی فتیله‌ئی که منتهی بیک ظرف آب میشود پیچیده شده و نظر به کاهش درجه حرارت بر اثر تبخیر آب، درجه حرارت t' که به وسیله این دما سنج نشان داده می شود همیشه از درجه حرارت t مربوط به دما سنج خشک کمتر است مگر زمانی که هوا کاملاً " اشباع باشد که در آن صورت ($t = t'$) خواهد بود.

میزان $\theta = t - t'$ را انحراف حرارتی رطوبت سنجی می نامند. با آسانی می توان نشان داد که کمبود رطوبت $Fte - fa$ و بالنتیجه، شدت تبخیر E متناسب با این انحراف حرارتی خواهد بود (۲).

بنابراین اگر در حال تعادل، حرارتی که در واحد زمان به وسیله تبخیر از سطح مخزن حرارت سنج تر گرفته شده برابر با حرارتی باشد که به وسیله هوای مجاور بدان داده شده است، این مقدار حرارت در واحد سطح برابر با:

$$C(t - t') \quad (C \text{ مقدار ثابت})$$

خواهد بود، در صورتی که طبق قانون دالتن میزان حرارتی که صرف تبخیر شده عبارتست از:

$$L \frac{(Fte - fa)}{H}$$

(1) - Psychrometre

۲- بعلت وجود این تناسب بین کمبود رطوبت، تبخیر E و انحراف حرارتی θ که Coutagne پارامتر اخیر را بنام "قدرت تبخیرکنندگی" هوا نامیده است.

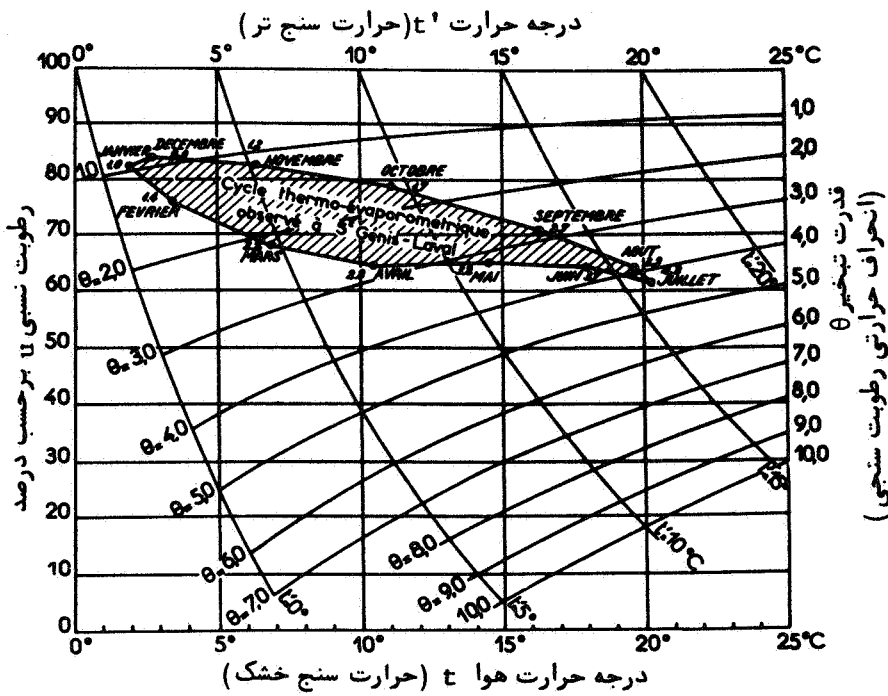
(L ضریب ثابتی است که مخصوصاً به گرمای تبخیر آب مربوط است).
در حالت تعادل حرارتی خواهیم داشت:

$$C'(t-t') = \frac{L}{H} (Fte - fa)$$

$$(Fte - fa) = K'H(t-t')$$

و یا به طور تقریبی:

$$Fte - fa = K\theta$$



شکل ۱-۵- دیاگرام رطوبت سنجی و انحراف حرارتی رطوبت سنجی (۱) در St-Genis Laval (برحسب Coutagne).

(1)- Ecart thermique psychrometrique

فشار بخار اشباع F_{te} در جداول بخصوصی در دسترس می‌باشد و با استفاده از آن و همچنین مقدار θ می‌توان درجه رطوبت و یا رطوبت نسبی ϵ را محاسبه کرد. در عمل از جداولی استفاده میشود که نمونه آن برای فشار ۷۵۰ میلیمتر جیوه در زیر نمایش داده شده است (۱)

ب - درجه حرارت هوا

فشار بخار اشباع با ازدیاد درجه حرارت افزایش می‌یابد، در نتیجه شدت تبخیر برای یک درجه رطوبتی معین، تابع صعودی درجه حرارت آب و یا سطح تبخیر کننده است که درجه حرارت اخیر خود نیز بستگی به درجه حرارت هوای مجاور دارد. از طرف دیگر نظر به اینکه سایر عوامل آب و هوایی تبخیر نیز به درجه حرارت هوا وابسته هستند ملاحظه خواهد شد که در یک منطقه معین تغییرات تبخیر تقریباً "تابع نوسانات درجه حرارت میباشد". از این روی متخصصین هواشناسی، برای برخی از نقاط و حتی مناطق وسیع موفق به ایجاد روابط کاملاً "معین ریاضی بین درجه حرارت متوسط ماهیانه و مقدار تبخیر مربوطه شده‌اند. نظر به اینکه اندازه گیری درجه حرارت آسان و در ابتدائی‌ترین ایستگاههای هواشناسی انجام می‌گیرد لذا امکان استفاده عملی فرمولهای فوق در محاسبه تبخیر کاملاً "آشکار می‌گردد.

ج - تابش آفتاب، تشعشعات خورشید و تبادلات حرارتی

تبخیر با جذب حرارت همراه است و این حرارت بخصوص به وسیله تشعشعات خورشیدی که کم و بیش به انتخاب، در سطح تبخیر به انرژی حرارتی تبدیل می‌شوند، تأمین می‌گردد. بعداً خواهیم دید که چگونه تشعشعات خورشیدی به صورت یک عامل اصلی در تئوریهای تبخیر مداخله می‌کند. در موازنه حرارتی سطح تبخیر کننده باید تبادلات گرما با محیط

۱- جدول مورد بحث توسط اداره هواشناسی فرانسه با استفاده از فرمول زیر :

$$F_{t_e} = f_a = 0,00079 \times 750(t - t')$$

محاسبه شده که در آن فشار بخار برحسب میلیمتر جیوه و درجه حرارت برحسب درجه سانتیگراد بیان شده است.

مجاور نیز در نظر گرفته شود. مثلاً " در سفره‌های پهناور و طبیعی آب، مقدار زیادی حرارت در بهار و اوائل تابستان جذب لایه‌های عمیق آب می‌شود و از دسترس تبخیر خارج می‌گردد، برعکس در پائیز و زمستان مقدار حرارتی که بدین ترتیب انبار شده به کمک تشعشعات خورشید شتافته و موجب افزایش تبخیر می‌گردد.

جدول I - نمونه جداول اندازه‌گیری رطوبت نسبی و کشش بخار آب از طریق پسیکرومتری
اختلاف از ۲۰۴ تا ۳۰۴

$t' > 0$

اختلاف حرارتی $\theta = t - t'$

۳۰۴		۲۰۲		۲۰۰		۲۰۸		۲۰۶		۲۰۴		اختلاف درجه سلسیوس	اختلاف درجه فارنهایت
f_a	$\epsilon \%$	f_a	$\epsilon \%$	f_a	$\epsilon \%$	f_a	$\epsilon \%$	f_a	$\epsilon \%$	f_a	$\epsilon \%$		
۲/۵۶	۴۴	۲/۶۸	۴۷	۲/۸۰	۴۹	۲/۹۱	۵۲	۳/۰۳	۵۵	۳/۱۵	۵۸	۰/۰۲	۰
۲/۰۰	۴۶	۳/۰۲	۴۹	۳/۱۴	۵۲	۳/۲۵	۵۴	۳/۳۷	۵۷	۳/۴۹	۶۰	۰/۰۴	۱
۳/۲۷	۴۹	۳/۳۹	۵۱	۳/۵۱	۵۴	۳/۶۲	۵۶	۳/۷۴	۵۹	۳/۸۶	۶۲	۰/۰۴	۲
۳/۶۶	۵۱	۳/۷۸	۵۳	۳/۹۰	۵۶	۴/۰۱	۵۸	۴/۱۳	۶۱	۴/۲۵	۶۳	۰/۰۴	۳
۴/۰۷	۵۳	۴/۱۹	۵۵	۴/۳۱	۵۷	۴/۴۲	۶۰	۴/۵۴	۶۲	۴/۶۶	۶۵	۰/۰۴	۴
													۰
													۰
۷/۱۶	۶۲	۷/۲۸	۶۴	۷/۴۰	۶۶	۷/۵۱	۶۸	۷/۶۳	۷۰	۷/۷۵	۷۲	۰/۰۶	۱۰
۷/۷۹	۶۴	۷/۹۱	۶۵	۸/۰۳	۶۷	۸/۱۴	۶۹	۸/۲۶	۷۱	۸/۳۸	۷۳	۰/۰۷	۱۱

f_a برحسب میلیمتر جیوه

د - سرعت و تلاطم باد

عمل باد عبارت از جابجا کردن هوای کم و بیش اشباع شده مجاور سطح تبخیر و جایگزینی آن به وسیله لایه های هوای سرد و خشک تر می باشد. بنابراین بسته به اهمیت سرعت و تلاطم آن شرایط مساعدتری جهت تبخیر بوجود خواهد آمد. معذالک اگر این دو عامل به حدی برسند که از آن به بعد بخار آب به تدریج که تشکیل می شود پراکنده گردد، هرگونه افزایش آنها از این حد به بالا تاثیری در میزان تبخیر نخواهد داشت.

برخی از بادهای کم شدت و "لایه‌ئی" ندرتا " مرز هوا - آب را در

سفره های آب تحت تاثیر قرار می دهند، در این صورت تبخیر بدون اینکه وابستگی به سرعت باد داشته باشد صرفاً " از راه انتشار بخار در هوا انجام خواهد شد.

سرعت باد در فرمولهای متعدد محاسبه تبخیر به صورت یک عامل اصلاحی نسبتاً مهم مداخله میکند. باید توجه داشت که این سرعت برحسب ارتفاع از سطح زمین متغیر است و نظر به عدم امکان اندازه گیری آن در حد فاصل هوا - آب بهتر است که ارتفاعی که در آن این سرعت قابل اندازه گیری است مشخص شود. طبق تجربیات فراوانی که در این مورد به عمل آمده این ارتفاع بین ۵/۵ تا ۱۰ متر متغیر می باشد.

ه - فشار هوا

باید پذیرفت که معمولاً " میزان تبخیر با کاهش فشار ازدیاد می یابد، نظر به اینکه به عقیده بسیاری از محققان تاثیر این عامل نسبتاً جزئی است در اغلب فرمولها به صورت لگاریتمی دخالت داده می شود.

در حقیقت در مسائل هیدرولوژی و کلیماتولوژی، تاثیر فشار در مقابل اثر سایر عوامل مانند افزایش تابش آفتاب و شفافیت آتمسفر برحسب ارتفاع نادیده گرفته می شود.

و - شوری آب

بمازاه هر یک درصد افزایش غلظت نمک در آب میزان تبخیر بهمان اندازه یعنی ۱ درصد کاهش می یابد.

با در نظر گرفتن تساوی سایر شرایط، شدت تبخیر آب دریا حدود ۲ تا ۳ درصد از شدت تبخیر آب شیرین کمتر خواهد بود.

II - وسائل مورد استفاده جهت بر آورد مستقیم قدرت تبخیر آتمسفر

برای پیاده کردن پروژه های زهکشی، آبیاری، آبرسانی و غیره اغلب در نقاط مورد نظر باید اقدام به تاسیس ایستگاههای تبخیر سنجی مجهز به

وسایل اندازه‌گیری مستقیم نمود. این وسایل که میزان تبخیر را روی یک دوره طولانی میتوان با آنها سنجید ممکن است از سطوح کوچک آب آزاد (تشتک)، سطوح کاغذ مرطوب (تبخیر سنج Piche) و یا بالاخره سفال متخلخل (تبخیر سنج Bellani) تشکیل شده باشند.

میزان تبخیر اندازه‌گیری شده با این دستگاهها را می‌توان حداکثر تبخیر هوا دانست که با تقریب کافی متناسب با قدرت تبخیر آتمسفر میباشد. با استفاده از این حداکثر و همچنین یک سری ضریب اصلاحی و مقایسه نتایج حاصله با آنچه که از فرمولهای تجربی تبخیر حاصل می‌شود مهندس باید محتمل‌ترین مقادیر تبخیر را برای سطوح مورد نظر محاسبه نماید (سفره آب آزاد، زمین با پوشش گیاهی یا بدون آن و غیره).

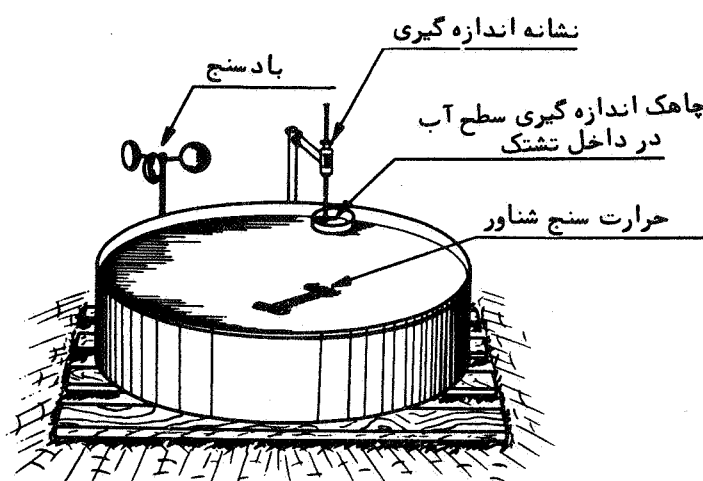
الف - تشتک های تبخیر

با وجود صرفه فراوانی که در یکنواخت کردن تشتک ها وجود دارد معذالک به علت عدم توافق متخصصین در مورد انتخاب مناسبترین نمونه در هر کشوری دارای شکل، ابعاد و مشخصات متفاوتی می‌باشند. این امر مسلماً بستگی به نوع مسئله مورد نظر و شرایط محل مطالعه نیز خواهد داشت ولی جهت سهولت در مقایسه، متخصص باید مدلی را انتخاب کند که قبلاً یک سری مشاهدات طولانی، در آب و هوای مورد نظر، بر روی آن انجام شده باشد.

این وسایل را میتوان برحسب اینکه در سطح خاک و یا در داخل آن نصب شده، یا اینکه در سطح آب شناور باشند به سه دسته متمایز تقسیم نمود:

۱- تشتک هائی که در بالای سطح خاک نصب می‌شوند: محاسن این وسایل سادگی و سهولت نصب آنها و عدم خطر پرتاب قطرات بارانی است که به سطح زمین مجاور برخورد می‌کنند. برعکس حساسیت زیادی نسبت به تغییرات درجه حرارت و اثرات تابش آفتاب نشان می‌دهند. در صورتی که کوششی هم در جهت عایق نمودن سطح خارجی این تشتک ها برای مقابله با تبادلات حرارتی به عمل آید موجب کاهش شدت تبخیر نسبت به تشتک های معمولی خواهد شد. نمونه آن تشتک معروف به "کلاس A" است که به وسیله

دفتر هواشناسی ایالات متحده (شکل ۲-۵) مورد استفاده بوده و دارای ۱۲۱/۹ سانتیمتر قطر و ۲۵/۴ سانتیمتر عمق می‌باشد. عمق آب در داخل تشتک بین ۱۷/۵ و ۲۰ سانتیمتر در نوسان است، این تشتک از آهن گالوانیزه ساخته شده و روی یک پایه چوبی به ارتفاع ۱۵ سانتیمتر از سطح زمین نصب می‌شود. امروزه تعداد این نوع تشتک‌ها نسبتاً زیاد و سری‌های طولانی مشاهدات در آب و هواهای مختلف از آنها در دست است و به همین جهت کاربرد آن توصیه می‌شود.



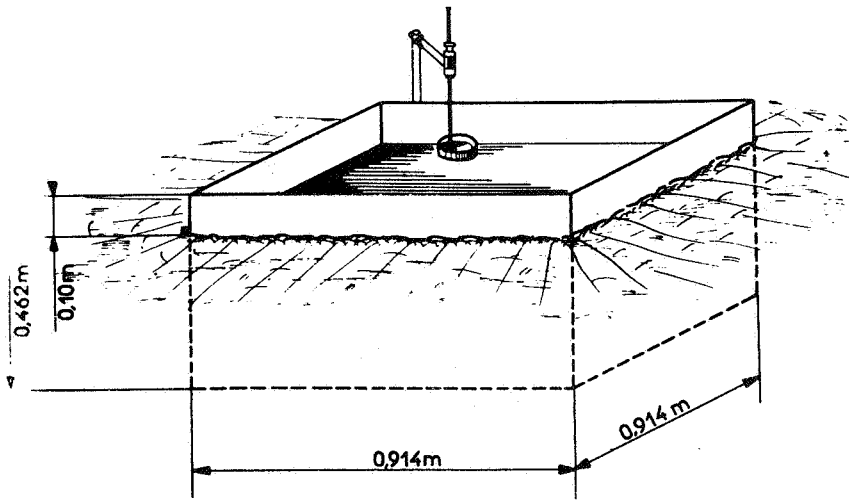
ابعاد تشتک تبخیر
تیپ A دفتر هواشناسی ایالات متحده

قطر تشتک ۱۲۱/۹ سانتیمتر
ارتفاع تشتک ۲۵/۴ سانتیمتر (۱۰ اینچ)
سطح آب در ۵ سانتیمتری لبه

شکل ۲-۵- تشتک تبخیر (کلاس A)

۲- تشتک‌هایی که در داخل خاک نصب میشوند؛ این تشتک‌ها در مقابل تاثیرات درجه حرارت مجاور و تشعشعات خورشیدی روی جدار حساسیت

کمتری دارند ولی با وجودی که لبه آنها حدود ده سانتیمتر از سطح خاک بالاتر است معذالک قطرات باران پس از برخورد به زمین و پرش به داخل تشتک ممکن است ایجاد اشتباهات در اندازه گیری بنمایند. نصب این تبخیر سنج ها نیز دقیق و همراه با مشکلاتی است (عدم اطلاع از سوراخ احتمالی در جدار)، همچنین ارتفاع گیاهان مجاور نیز نتایج اندازه گیری را دچار اشتباه می سازد. نمونه این وسایل تشتک کلرادو است که در غرب ایالات متحده کاربرد زیادی دارد (شکل ۳-۵). این تشتک به شکل یک مکعب مستطیل است و سطح مقطع آن مربعی به ضلع 0.914 متر می باشد. عمق کلی آن 0.462 متر و به نحوی در داخل خاک نصب می شود که لبه فوقانی به اندازه 0.10 متر از سطح زمین فاصله داشته باشد. ارتفاع آب در داخل تشتک هم سطح زمین مجاور نگهداشته می شود.



شکل ۳-۵ - تشتک نوع "Colorado" (ایالات متحده)

۳- تشتک های شناور که بخصوص در مطالعه تبخیر از سطوح پهناور آب مانند دریاچه ها و رودخانه ها مورد استفاده قرار می گیرند. نصب آنها به علت اشکالات موجود در نگهداری به حال تعادل روی یک سطح آب که خود

متغیر است یا مشکلاتی همراه می‌باشد. اندازه‌گیریها نیز مسلماً " به سهولتی که در روی زمین انجام می‌شوند نبوده و اشتباهات زیادی بخصوص در روزهای باد بعلت سرازیر شدن آن به وسیله امواج به داخل تشتک رخ می‌دهد. بهمین جهت اغلب بهتر است که در این نوع مطالعات از تشتک کلرادو که در کنار ساحل دریاچه یا رودخانه مورد مطالعه در داخل خاک نصب میگردد استفاده شود.

میزان تبخیر، با در نظر گرفتن تساوی شرایط آب و هوایی که روی آن تاثیر دارند، بستگی به مشخصات تشتک دارد. مطالعات زیادی در جهت بررسی تاثیر این مشخصات روی میزان تبخیر به عمل آمده که نتایج آنها در جدول II به نظر می‌رسد. جهت این منظور تعداد زیادی تشتک با مشخصات متفاوت را پهلو به پهلو در یک محل قرار داده و نتایج حاصله را مقایسه می‌نمایند. میزان تبخیر در تشتک‌هایی که در بالای سطح زمین نصب میشوند بیش از آنهاست که در داخل خاک قرار میگیرند و علت آن گرم شدن جداره‌ها تحت تاثیر تشعشعات خورشید و هوای مجاور است.

نتایج حاصله از تشتک‌های داخل خاک نیز به وسیله خواص خاک و سطح آب زیر زمینی تاثیر پذیر می‌باشد. بالاخره نتایج تشتک‌های شناور و آنهاست که در ساحل در داخل خاک نصب میشوند تا حدود زیادی مشابه هستند. عمق آب در داخل تشتک و ارتفاع لبه از سطح آب نیز روی میزان تبخیر دارای تاثیراتی است و به همین جهت باید سطح آب را از لبه فوقانی ثابت نگه داشت. در فصل زمستان میزان تبخیر در تشتک‌های عمیق و در فصل تابستان در تشتک‌های کم عمق بیشتر است.

رنگ و مصالح ساختمانی تشتک‌ها نیز بسته به استعداد آنها به جذب گرما میزان تبخیر را تحت تاثیر قرار می‌دهد، ولی رنگ داخلی تشتک که در زیر سطح آب قرار می‌گیرد بدون اثر خواهد بود. یک عامل مهم اشتباه در تفسیر اندازه‌گیریهای تبخیر به وسیله تشتک‌ها مقدار بارانی است که به داخل آنها می‌بارد، ولی البته برآورد آن به وسیله باران سنج‌های مجاور انجام پذیر است. (تاثیر عدم یکنواختی بارندگی‌ها در فضا).

ب - تبخیر سنج Wild

اساس این دستگاه را یک ترازو تشکیل می‌دهد که تنها کفه آن شامل یک ظرف محتوی آب می‌باشد، (سطح ظرف ۲۵۰ سانتیمتر مربع و عمق ۳/۵ سانتیمتر). از روی قرائت یا ثبت تغییرات وزن این ظرف می‌توان میزان تبخیر را اندازه‌گیری نمود.

دو عیب بزرگ این وسیله یکی حجم خیلی جزئی آب و دیگری تاثیر پذیری شدید جوانب ظرف در مقابل درجه حرارت است، به علاوه باد نیز موجب ایجاد نوساناتی در ظرف و در نتیجه اشتباه در اندازه‌گیری می‌شود.

ج - جسم سفالی متخلخل

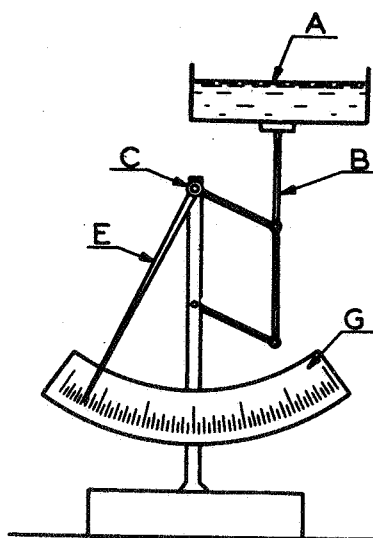
این وسیله برای اندازه‌گیری تغییرات نسبی قدرت تبخیر آتمسفر به کار می‌رود. در هواشناسی و کشاورزی معمولاً "ازیک محفظه کروی شکل، استوانه و یا پلاک سفالی سفید متخلخل و اشباع از آب استفاده می‌شود. میزان تبخیر در چنین سیستمی اغلب نزدیک به مقدار تبخیر از سطح گیاهان است.

جدول II

مقایسه تبخیر از چند تشتک به قطرهای مختلف

(تشتک داخل خاک به عمق ۰/۹۰ متر؛ طول مشاهدات ۱۲ ماه برحسب R.B. Sleight)

انحراف ضرایب نسبت به متوسط سالیانه (درصد)		ضریب متوسط برای کاربرد در هر نوع تشتک جهت محاسبه تبخیر سالیانه یک تشتک ۱۲ پائی قطر = ۳۶۵/۷۶ سانتیمتر		قطر تشتک		
ضریب ماهانه		ضریب روزانه		برحسب پا	برحسب سانتیمتر	
متوسط	دامنه تغییرات	متوسط	دامنه تغییرات			
۲/۲	-۵/۵ تا +۴/۵	۲/۸	-۸ تا +۱۵/۵	۹۹/۵	۲۷۴/۳۲	۹
۳/۸	-۱۰/۷ تا +۴/۶	۴/۲	-۱۰/۵ تا +۱۸/۵	۹۱/۳	۱۸۲/۸۸	۶
۵/۳	-۱۹/۸ تا +۷/۸	۴/۷	-۱۵/۶ تا +۱۷/۵	۸۲/۹	۱۰۳/۳۲	۳/۳۹
۴/۲	-۱۳/۵ تا +۵/۳	۴/۱	-۱۵/۹ تا +۹/۶	۷۷/۹	۶۰/۹۶	۲
۵/۶	-۱۴/۵ تا +۱۳/۵	۸/۶	-۱۹/۵ تا +۲۸/۶	۶۴/۵	۳۰/۴۸	۱

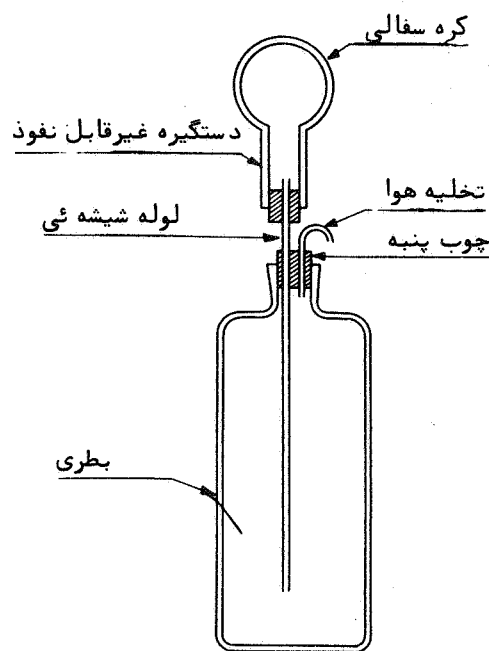


شکل ۴-۵ - شمای یک تبخیرسنج Wild

شکل ۵-۵ بعنوان نمونه شمای تبخیرسنج Livingston را نشان می‌دهد. این وسیله عبارتست از یک کره سفالی متخلخل به قطر حدود ۵ و ضخامت یک سانتیمتر. این کره از آب مقطر پر شده و به یک منبع مدرج که به طور مداوم آب را در اختیار آن می‌گذارد و نیز میزان آب بخار شده را نشان می‌دهد متصل است.

در نوع دیگر که بنام تبخیرسنج Bellani معروف است کره سفالی به وسیله یک صفحه نازک سفال متخلخل به رنگ سیاه و به قطر ۷۵ میلیمتر جایگزین می‌شود، این سطح تبخیرکننده به طور افقی در ارتفاع ۱/۲ متر از سطح زمین قرار داده می‌شود. امید می‌رود که بدین ترتیب بتوان تا حدودی به طرز صحیح تری نفوذ عواملی چون تابش آفتاب، سرعت باد و همچنین

تبخیر و تعرق گیاهان و خاک (۱) مجاور را دخالت داد .
 بعلت قلت اینرسی حرارتی و همچنین کمی اغتشاشات ناشی از وجود
 این دستگاه در میدان باد و رطوبت در حال حاضر تبخیر سنج Bellani
 بهترین وسیله برای اندازه‌گیریهای مورد کاربرد در پروژه‌های کشاورزی و آبیاری
 است .

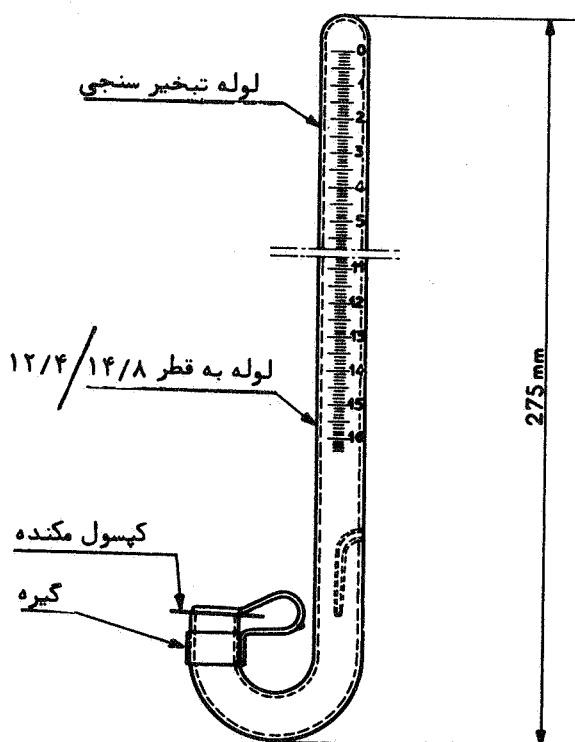


شکل ۵-۵- تبخیرسنج با کره سفالی از نوع Livingston

۱- تاءشیر هوای اطراف که بنام " اثر واحه " نامیده میشود و به موجب آن گرما و رطوبت
 بوسیله جریانات افقی از جوانب انتقال می‌یابد ممکن است اهمیت زیادی داشته
 باشد . به نظر J.R. Mother وقتی نتایج حاصله از یک تبخیر سنج قابل قبول
 است که در وسط یک زمین بکنواخت قرار گرفته باشد ، بعبارت دیگر برای آب و هوای
 مرطوب تا شعاع ۵۰ متری و برای آب و هوای خشک تا شعاع ۴۰۰ متری نوع پوشش
 گیاهی در اطراف تبخیر سنج باید کاملاً " بکنواخت باشد .

د - سطح کاغذی مرطوب ، تبخیر سنج Piche

این دستگاه که معروف ترین نوع آن به نام تبخیر سنج Piche (شکل ۵-۶) در کشور فرانسه مورد استفاده زیادی دارد از یک استوانه شیشه‌ای به طول ۲۵ و قطر ۱/۵ سانتیمتر تشکیل یافته است. این لوله مدرج در قسمت فوقانی مسدود است و در بخش تحتانی آن یک برگ کاغذ مدور به قطر ۳۰ و ضخامت ۱/۵ میلیمتر به وسیله نیروی موئینه تثبیت و با یک گیره نگهداری می‌شود. لوله را بدواً "از آب مقطر پر می‌کنند و این آب تدریجاً" به وسیله کاغذ فیلتر فوق‌الذکر تبخیر می‌گردد. از روی کاهش سطح آب در داخل لوله مدرج می‌توان به آسانی میزان تبخیر را اندازه‌گیری و یا شدت آنرا (برحسب میلیمتر در روز یا ساعت) محاسبه نمود. عمل تبخیر در اینجا بیشتر بسته به



شکل ۵-۶ - تبخیر سنج Piche

کمبود رطوبتی هوا بوده و تاثیر تابش آفتاب در نظر گرفته نمی شود .
 این تبخیر سنج که در پناهگاه نصب میشود در حال حاضر در بسیاری
 از ایستگاههای هواشناسی فرانسه که آمار نتایج آنها منتشر میشود مورد کاربرد
 دارد . نسبت بین مقادیر تبخیر که از یک طرف روی یک تشتک شناور و از طرف
 دیگر به وسیله تبخیر سنج پیش در یک نقطه معین اندازه گیری شده بسیار
 متغیر است ، اندازه این نسبت بین ۰/۴۵ تا ۰/۶ در نوسان بوده و حتی به
 عقیده برخی از محققین از ۰/۸ نیز تجاوز می کند . همبستگی بین مقادیر
 تبخیر روزانه که به وسیله دستگاههای مختلف اندازه گیری می شود اغلب از
 این نیز کمتر است ولی بر پایه مدت زمان نسبتاً طولانی ، اشتباهات خاص
 هر کدام کم و بیش جبران می شود .

هـ- تاسیس یک ایستگاه تبخیر سنجی

معمولاً مقدار تبخیر روزانه که به وسیله تبخیر سنج پیش اندازه گیری
 میشود در بولتن های اداره هواشناسی برای برخی از ایستگاهها منتشر میشود ،
 مهندس طراح یک پروژه باید برای تکمیل آمار موجود تاسیس یک ایستگاه تبخیر
 سنجی را که دارای دستگاههای زیر است در نظر داشته باشد :

- یک تشتک تبخیر بر حسب ارجحیت از نوع کلرادو (یا کلاس A) ،
 بهتر است که چندین تشتک پهلو به پهلو نصب شوند و مشاهدات برای همه
 آنها در آن واحد انجام شود .
- یک باد سنج ثبات که در ارتفاع یک متری از سطح زمین نصب
 می شود .

- سه دما سنج جیوه‌ئی جهت اندازه گیری :
 درجه حرارت سطحی^(۱) آب (دما سنج شناور)

۱- اندازه گیری این درجه حرارت باید با دقت زیاد انجام شود ، در حدود ۲۵ درجه
 سانتیگراد ، افزایش هر یک درجه حرارت باعث ازدیاد فشار بخار اشباع باندازه ۲
 میلیبار میشود و در آب و هوای خشک موجب افزایش ۰/۸ میلیمتر در تبخیر روزانه
 خواهد شد .

درجه رطوبت هوا (رطوبت سنج شامل دو دما سنج خشک و تر) - یک باران سنج که در سطح خاک و در محلی نصب میشود که از خطر سقوط قطرات باران پرتابی زمین مجاور به داخل آن احتراز شود.

- احتمالاً " یک تبخیر سنج پیش در پناهگاه

اغلب لازمست که تشتک های تبخیر از دسترس مستقیم حیوانات و پرندگان بوسیله یک توری نازک محفوظ نگهداشته شوند. در این صورت توری مزبور باید به اندازه کافی دور از تشتک و در محلی نصب شود که در بادهای طبیعی محل ایجاد اغتشاش نکند. بهتر است که بعد از هر قرائت تبخیر سنجی با اضافه کردن آب (یا کسر کردن آن بعد از بارندگی) سطح آب در داخل تشتک بیک حد معین اولیه که بوسیله نقطه اندازه گیری مشخص شده رسانیده شود.

در برخی از مطالعات مربوط به تبخیر و تعرق، این ایستگاه باید مجهز به یک سری لیزومتر ساده (بشکه بنزین ۲۰۰ لیتری که بطرز مناسبی در خاک نصب میشود) و پوشیده از گیاهان مختلف نیز باشد، باید حتی المقدور از "اثر واحه" جلوگیری به عمل آورد، زیرا شکی نیست که صرف نظر از نوع تبخیر سنج و شرایط آب و هوایی، یک تبخیر سنج که در وسط اقیانوس نصب شده نتایجی کاملاً متفاوت با تبخیر سنجی خواهد داشت که در وسط یک بیابان کار گذاشته شده است.

III - چند فرمول تجربی برای محاسبه قدرت تبخیر آتمسفر

از روی عوامل هواشناسی

بعلت نقائص موجود در اندازه گیریهای مستقیم و یا عدم آن میتوان با استفاده از چند فرمول تجربی، از روی عوامل هواشناسی، میزان متوسط تبخیر ماهیانه و یا سالیانه یک محل را محاسبه کرد، نتایج حاصل از این محاسبات اصولاً " برای مطالعات کلیماتولوژی و هیدرولوژی دارای دقت کافی خواهند بود.

این فرمولها براساس یک سری تئوری که نحوه تبخیر و فعل و انفعالات مربوط به تبدلات انرژی بین آتمسفر و یک سطح مرطوب را توجیه می نماید پایه گذاری شده و سعی کافی به عمل آمده تا نتایج حاصل با نتیجه مشاهدات مختصری که در آزمایشگاه و یا در ایستگاههای آزمایشی به دست آمده مطابقت داشته باشد. در اینجا به مطالعه چند فرمول که براساس قانون دالتون محاسبه شده اند می پردازیم:

۱- فرمول Lugeon

به عقیده این مولف تبخیر پتانسیل در طول یک ماه n روزی را با تقریب کافی می توان به وسیله فرمول زیر محاسبه نمود:

$$E = 0,398 n(F_e - f_a) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{B - F_e}$$

که در آن

E = ارتفاع آب تبخیر شده به میلیمتر برای ماه n روزی،

F_e = کشش بخار آب اشباع (برحسب میلیمتر جیوه) در درجه حرارت حداکثر متوسط ماه (این کمیت در جداول بخصوص برای درجه حرارتهای مختلف محاسبه شده)،

f_a = کشش متوسط ماهیانه بخار آب (به میلیمتر جیوه) در موقع قرائت t (از حاصل ضرب F_e در مقدار درجه رطوبت متوسط حاصل می شود)،

B = فشار هوای متوسط ماهیانه به میلیمتر جیوه و

t = اندازه متوسط ماهیانه درجه حرارت حداکثر روزانه برحسب درجه سانتیگراد می باشد.

به عنوان مثال مقادیر ارتفاع تبخیر ماهیانه (قدرت تبخیر ماهیانه) در ایستگاه Montevideo برای سال ۱۹۱۷ که از روی این فرمول محاسبه شده و همچنین مقایسه آنها با تبخیر اندازه گیری شده به وسیله تبخیر سنج پیش در جدول III ذکر گردیده اند.

با استفاده از این جدول می توان همچنین شناختی از کمیت تبخیر ماهیانه در مناطق نیمه گرمسیری داشت (به طور متوسط حدود ۶ میلیمتر در

روز در فصل تابستان (

جدول III

محاسبه قدرت تبخیر ماهیانه برای ایستگاه Montevideo در سال ۱۹۱۷

از روی فرمول Lugeon

ماه	حداکثر ساعتی که در آن تا حداکثر است	حداکثر t	F_e بر حسب میلیمتر جیوه	E بر حسب درصد	$f_a = \epsilon F_e$ میلیمتر جیوه	B میلیمتر جیوه	E محاسبه شده به میلیمتر	E (Piche) اندازه گیری شده به میلیمتر
ژانویه	۱۴	۲۷/۴۲	۲۷/۱	۴۵/۴	۱۲/۳	۷۵۷/۷۹	۲۰۸/۰	۱۸۵/۳
فوریه	۱۴	۲۷/۳۳	۲۷/۰	۵۴/۹	۱۴/۸	۷۵۷/۸۵	۱۵۵/۰	۱۲۸/۱
مارس	۱۳	۲۴/۱۴	۲۲/۳	۵۲/۵	۱۱/۷	۷۶۱/۲۶	۱۴۶/۰	۱۱۹/۶
آوریل	۱۴	۲۰/۶۴	۱۸/۱	۶۵/۸	۱۱/۹	۷۶۰/۷۷	۸۱/۲	۷۶/۵
مه	۱۴	۱۵/۵۴	۱۳/۱	۶۹/۳	۹/۱	۷۶۴/۲۷	۵۲/۶	۶۶/۸
ژوئن	۱۴	۱۵/۲۷	۱۲/۹	۶۵/۲	۸/۴	۷۶۱/۷۹	۵۷/۸	۵۷/۹
ژوئیه	۱۴	۱۲/۴۴	۱۰/۸	۷۱/۳	۷/۷	۷۶۳/۹۶	۴۰/۴	۴۲/۴
اوت	۱۴	۱۳/۳۷	۱۱/۴	۶۲/۷	۷/۱	۷۶۳/۹۳	۵۶/۴	۶۹/۱
سپتامبر	۱۴	۱۶/۸۲	۱۴/۳	۵۹/۴	۸/۵	۷۶۱/۸۱	۷۴/۸	۸۳/۲
اکتبر	۱۲	۱۷/۶۸	۱۵/۱	۵۹/۱	۸/۹	۷۶۲/۳۷	۸۳/۴	۸۹/۱
نوامبر	۱۲	۲۲/۰۵	۱۹/۷	۴۴/۱	۸/۷	۷۶۱/۱۲	۱۴۵/۸	۱۴۲/۰
دسامبر	۱۲	۲۶/۴۹	۲۵/۷	۴۴/۵	۱۱/۴	۷۵۶/۲۹	۲۰۰/۰	۱۸۶/۰
						جمع	۱۳۰۱/۴	۱۲۴۶/۰

۲- فرمول Meyer

این فرمول که ارتفاع تبخیر متوسط ماهیانه یک تشک تبخیر یا یک سفره آب آزاد را بر حسب کمبود رطوبت و سرعت متوسط باد به دست می دهد به صورت زیر نوشته می شود:

$$E_m = C(F_e - f_a) \left(1 + \frac{V}{10}\right)$$

E_m - ارتفاع متوسط تبخیر ماهیانه برحسب اینچ،
 F_e - کشش بخار آب اشباع در درجه حرارت متوسط ماهیانه برحسب اینچ جیوه،
 f_a - مقدار متوسط ماهیانه کشش حقیقی بخار آب در هوا (برحسب اینچ جیوه)،
 V - سرعت متوسط ماهیانه باد برحسب میل در ساعت در ۲۵ پائی سطح تبخیر و
 C - ضریب تجربی معادل ۱۵ برای تشتک تبخیر یا سفره‌های آبی سطحی کم
 عمق و برابر با ۱۱ برای سفره‌های عمیق تر می‌باشد (در حالت اخیر
 باید F_e را در این فرمول با F_n که عبارت از کشش بخار اشباع مربوط
 به درجه حرارت متوسط ماهیانه آب می‌باشد جایگزین نمود).

۳- فرمول مورد استفاده در سرویس هیدرولوژی اتحاد جماهیر شوروی
 این فرمول که نتیجه آزمایش روی تشتک‌های تبخیر به قطع ۲۰ تا ۱۰۰
 متر مربع می‌باشد به شرح زیر بیان می‌شود (۱):

$$E = 0.15n(F_e - f_a)(1 + 0.072 V_2)$$

که:

E - تبخیر به میلی‌متر در ماه،
 n - تعداد روزهای ماه مربوطه،
 F_e - فشار بخار آب اشباع برحسب میلیبار در درجه حرارت متوسط آب در سطح،
 f_a - اندازه متوسط کشش بخار آب موجود (برحسب میلیبار) در هوا و در ۲
 متری فوقانی سطح تبخیر و
 V_2 - سرعت باد برحسب متر بر ثانیه در ۲ متری سطح آب می‌باشد.
 ۴- فرمولی که بر مبنای انحراف حرارتی رطوبت سنجی (θ) بنا شده است
 Coutagne برای محاسبه تبخیر روزانه پیش فرمول زیر را پیشنهاد
 می‌کند:

$$E_j = \theta(1 + \alpha V)$$

۱- برای تخمین میزان تبخیر در سطح مخازن بزرگ فصلی ضریب ۰/۱۵ را در فرمول
 بالا باید با ۰/۱۳ جایگزین نمود.

که در آن:

E_j - تبخیر روزانه به میلیمتر

θ - انحراف حرارتی رطوبت سنجی بدرجه سانتیگراد (اندازه متوسط روزانه)،

V - سرعت باد برحسب متر در ثانیه و

α - ضریبی است در حدود ۰/۱۰ تا ۰/۱۵.

ملاحظه می‌شود که اگر اثر باد ناچیز باشد ($\alpha V = 0$) میزان تبخیر روزانه که با فرمول بالا محاسبه می‌شود عملاً مساوی θ یعنی همان انحراف حرارتی رطوبت سنجی خواهد بود ولی اگر بادی با سرعت ۱۰ متر در ثانیه بوزد میزان تبخیر مزبور دو برابر خواهد شد.

البته فرمولهای متعدد و کم و بیش پیچیده تری نیز در این مورد وجود دارد. نمونه‌های فوق که به منظور نشان دادن اصل کلی و نحوه کاربرد آنها ذکر شده‌اند جهت مطالعات هیدرولوژی و کلیما تولوژی کافی بنظر میرسند و متخصص باید در هر محل با انجام تجربیات در محل ضرایب متناسب را پیدا کند.

IV - کمیت قدرت تبخیر ماهانه

جدول زیر مقادیر متوسط ماهیانه "تبخیر پیش" را برای دو ایستگاه Bouches-du-Rhone و Seine-et-oise در فرانسه برحسب میلیمتر و درصد کل تبخیر سالیانه نشان میدهد (برحسب Sanson). تقریباً میتوان گفت که در آب و هوای پاریس قدرت تبخیر هوا بطور متوسط حدود ۱ میلیمتر در روز در زمستان و ۳ میلیمتر در روز در تابستان است. در آب و هوای

ایستگاه	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سال
1-B.de.R (mm)	۵۸	۷۵	۹۸	۱۲۹	۱۳۸	۱۸۹	۲۷۳	۲۲۹	۱۵۴	۱۱۹	۸۲	۵۹	۱۶۰۳
برحسب %	۳/۶	۴/۷	۶/۱	۸/۱	۸/۶	۱۱/۸	۱۷/۱	۱۴/۳	۹/۶	۷/۴	۵/۱	۳/۶	۱۰۰
2-S.et.o (mm)	۲۲	۱۹	۲۷	۷۰	۷۴	۹۴	۱۰۸	۹۶	۷۸	۴۶	۳۷	۲۹	۷۲۰
برحسب %	۳/۰	۲/۷	۶/۵	۹/۷	۱۰/۳	۱۳/۱	۱۵/۰	۱۳/۳	۱۰/۸	۶/۲	۵/۳	۴/۰	۱۰۰

مدیترانه‌ئی مقدار فوق را باید دو برابر و یا احتمالاً سه برابر در نظر گرفت. در جدول IV نتایج حاصله از تبخیر سنجی به وسیله یک تشتک کلرادو و یک تشتک مدور به قطر ۵/۵۸ متر که در داخل خاک نصب شده بزای ایستگاه Lai در آفریقای استوائی ذکر شده است. ارتفاع آب تبخیر شده حدود ۱۰ میلیمتر در روز هنگام تابستان و ۳ میلیمتر در روز در فصل زمستان است. Bouchardeau پس از بررسی و مطالعه ایستگاههای مختلف تبخیر سنجی در مناطق ساحلی سودان، میزان تبخیر سالیانه دریاچه چاد را حدود ۲۲۶۰ میلیمتر برآورد کرده است. (عمق دریاچه به طور متوسط ۴ تا ۵ متر است).

در مباحث آینده ضمن بررسی چند مثال در مورد تبخیر از سطوح مختلف مایعات می‌توان دید گسترده تری نسبت به قدرت تبخیر آتمسفر در شرایط مختلف آب و هوایی پیدا نمود.

C - اصول تئوریهای تبخیر از یک سطح مرطوب

I - کلیات

برای تجزیه و تحلیل پدیده تبخیر از یک سطح مرطوب (سفره آب، برف، یخ، خاک با پوشش گیاهی و بدون آن) در چند ساله اخیر مدل‌های ریاضی و فیزیکی بی‌شماری ارائه شده است. بعضی از این فرمولها با تشکیل یک بیلان حرارتی فلوی گرمای جذب شده به وسیله تبخیر را مورد نظر قرار می‌دهند که معمولاً "برحسب کالری بر سانتیمتر مربع و بر ثانیه بیان می‌شود" (Q_e). برخی دیگر از روی معادلات مکانیک سیالات مستقیماً "فلوی بخار حاصله E (برحسب گرم در سانتیمتر مربع در ثانیه) را مشخص می‌سازند. مسلماً این دو کمیت را می‌توان با رابطه ساده زیر به یکدیگر مربوط

ساخت:

$$Q_e = LE$$

جدول IV
ایستگاه Lai (عرض جغرافیائی N ۲۴°) میزان تبخیر مشاهده شده برحسب میلیمتر در روز (برحسب Bouchardeau)

ایستگاه	سال	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	متوسط سالانه
Lai	۱۹۵۴	۹/۷	۹/۸	۱۰/۲	۱۰/۵	۷/۶	۴/۵	۲/۹	۳/۴	۴/۱	۵/۲	۶/۹	۷/۴	۶/۸
	۱۹۵۵	۶/۴	۷/۷	۹/۲	۸	۶/۲	۴/۵	۲/۴	۲/۹	۳/۳	۴/۶	۵/۴	۵/۷	۵/۵
	۱۹۵۶	۵/۷	۷/۷	۷/۳	۸/۵	۷/۵	۵/۷	۳/۸	۲/۹	۲/۹	۴/۹	۶/۴	۶/۱	۵/۸
	۱۹۵۷	۶/۶	۷/۹	۷/۳										
۲۴° شمالی	۱۹۵۴					۸/۵	۴/۶	۳/۹	۳/۳	۳/۹	۵	۶/۹	۷/۴	(۷)
	۱۹۵۵	۶/۶	۸/۴	۹/۳	۹/۱	۷	۴/۸	۳/۲	۲/۵	۱/۹	۲/۹	۵/۳	۶/۴	۵/۶
	۱۹۵۶	۷/۱	۸/۳	۸/۱	۹/۲	۸/۵	۵/۹	۴/۳	۲/۸	۳/۲	۵/۹	۵/۹	۵/۴	۶/۲

که L عبارتست از گرمای نهان تبخیر آب در درجه حرارت مورد نظر که در حدود ۵۹۰ کالری برای هر گرم آبست (۱). شدت تبخیری معادل یک میلیمتر در روز، معادل یک فلوی گرمای ۵۹ کالری بر سانتیمتر مربع در روز می باشد. اگر در حال حاضر تئوریهای موجود کمک موثری برای حل و بحث مسائل مربوط به تبخیر نمی کنند لاقلاً مکانیسم این پدیده و اهمیت نسبی عوامل موثر را روشن می سازند، زیرا در مبداء فرمولهای تجربی متعددی مانند فرمول Blaney, Penman و Criddle و غیره هستند که امروزه اهمیت بسیار زیادی در محاسبه پروژه های آبیاری دارند، البته امروزه روشها و وسائلی در اختیار است که میتوان به کمک آنها میزان تبخیر را در فاصله زمانهای کوتاه چون روز و حتی ساعت اندازه گیری و محاسبه نمود. ولی مسلماً این محاسبات به کمک فرمولهای تجربی که فقط بر اساس عوامل هواشناسی ابداع شده اند غیر ممکن است.

در اینجا به طور مختصر به ذکر نکات اصلی تئوریهای قابل قبول که به علاوه در حال توسعه و تکمیل نیز هستند می پردازیم:

پیچیده ترین حالات که در عین حال برای کارهای مهندسی جالب ترین آنها نیز هست تبخیر از سطح خاک با پوشش گیاهی است. این پدیده در آن واحد سه نوع فرایند دینامیکی مختلف را که به صورت جریان های زیر بین سطح تبخیر و هوا مبادله می شوند مورد نظر قرار می دهد:

۱- یک جریان گرما که حاصل تبادلات حرارتی به وسیله تشعشع، کنوکسیون و هدایت بین سطح تبخیر کننده و هوای مجاور آنست، یک جریان گرمای دیگر نیز به صورت گرمای نهان تبخیر آب از سطح گیاه به طرف هوا فرستاده می شود.

۲- یک جریان بخار آب که سطح تبخیر از خود به طرف هوا دفع

۱- تا ۴۰ درجه سانتیگراد میتوان L را از روی فرمول زیر محاسبه کرد:
 $L = 594/9 - 0/51 t$ بر حسب کالری بر گرم آب و t بر حسب درجه سانتیگراد
 بیان می شود.

میکند. این عمل به صورت پخش ملکولی و بخصوص پخش تلاطمی در خط مرزی هوا - سطح آب انجام می شود (۱)

۳- بالاخره یک جریان آب به صورت مایع که سطح تبخیر کننده را از داخل خاک و از راه پوشش گیاهی تغذیه می نماید.

اصولاً " شدت تبخیر یک سطح آزاد محدود به میزان جریان انرژی دریافتی آنست. در حالت یک خاک پوشیده از گیاه حداکثر فلوی آب که به سمت ریشه ها و سطح خاک جریان دارد باعث می شود که میزان تبخیر حقیقی به میزان قابل توجهی از تبخیر و تعرق پتانسیل که نتیجه فلوی انرژی موجود است کمتر باشد.

II - چند تئوری بر مبنای بیلان حرارتی در مجاورت سطح تبخیر کننده

به طور کلی تبخیر از سطح خاک پوشیده از گیاه یک فضای سه بعدی را شامل می شود زیرا این سطح اغلب دارای ضخامت قابل ملاحظه‌ای است که بر حسب ارتفاع گیاه متفاوت خواهد بود (جنگل)، این ضخامت از سطح زمین تا منتهی الیه ارتفاع نباتات موجود در نظر گرفته می شود و عمل تبخیر کم و بیش در تمام سطوح حد فاصل انجام می گیرد، به علاوه نظر به اینکه این رژیم هیچگاه به صورت مداوم نمی باشد مقدار گرما و رطوبتی که از اطراف به سمت یک حجم ابتدائی از این فضا جریان می یابد قابل صرف نظر کردن نیست، بخصوص اگر فاصله زمانی که بر روی آن محاسبات انجام می شود خیلی کوتاه باشد.

۱- قابلیت پخش ملکولی بخار آب D که تنها بر اثر وجود جریان هوا پدید می آید دارای مقداری ثابت در حدود 0.25 سانتیمتر مربع در ثانیه می باشد، در صورتیکه قابلیت پخش تلاطمی در ارتفاع یک متری از سطح خاک بر حسب زمان و مکان متغیر و مقدارش در حدود 10^3 سانتیمتر مربع در ثانیه است.

معدالک برای سهولت در اینجا با صرفنظر کردن از ضخامت لایه تبخیرکننده و بالطبع با حذف تبدلات جانبی حرارت به ذکر "موازنه عمودی" تبدلات انرژی می‌پردازیم. این موازنه حرارتی را می‌توان به صورت معادله زیر نشان داد:

$$R_n = S + A + E \quad (1)$$

R_n - شدت تشعشعات "خالص" خورشیدی، وارده (برحسب کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه).

S - شدت جریان گرمای دفع یا جذب شده به وسیله خاک ($\text{Cal}/\text{Cm}^2/\text{min}$)
این جریان اغلب نتیجه تغییرات ذخیره حرارتی خاک می‌باشد.

A - شدت جریان گرمای حساس که به سهولت با محیط مجاور مبادله می‌شود
($\text{Cal}/\text{Cm}^2/\text{min}$)

E - شدت فلوی گرمای نهان تبخیر ($\text{Cal}/\text{Cm}^2/\text{min}$)

تشفعات خالص R_n (مجموعهٔ تشعشعات مستقیم و تشعشعات منتشره) را جهت مجزا نمودن فلوهای مربوط به تشعشعات با طول موج کوتاه، فلوهای حرارتی و تشعشعات وارده و منعکسه می‌توان به صورت زیر تجزیه نمود:

$$R_n = (R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow}) - (R_{S\uparrow} + R_{L\uparrow})$$

(فلش‌ها جهت فلو را برحسب اینکه تابشی \downarrow یا انعکاسی \uparrow باشند نشان می‌دهند). در این فرمول:

R_S - عبارتست از شدت تشعشعات با طول موج کوتاه (تشفعات مرئی)

R_L - شدت تشعشعات حرارتی (طول موج بلند) مربوط به آتمسفر، ابر، خاک و غیره.

در این معادله از میزان انرژی که در پوشش گیاهی به وسیله فتوسنتز جذب می‌شود (به طور متوسط ۱ تا ۲ درصد و گاهی استثنائاً ۵ تا ۱۰ درصد R_n) و همچنین میزان نسبی حرارت نگهداری شده خواه به وسیله هوای مجاور و خواه گیاهان صرفنظر شده است (این مقدار در یک سیکل ۲۴ ساعته خیلی

ناچیز است). در عمل مسئله محاسبه میزان تبخیر E از روی معادله فوق الذکر هنگامی امکان پذیر است که بتوان مقادیر سایر عوامل را برآورد و یا اندازه گیری نمود. بدین منظور تشعشعات خالص R_n را می توان به صورت زیر تجزیه نمود:

$$R_n = Q_S + Q_L$$

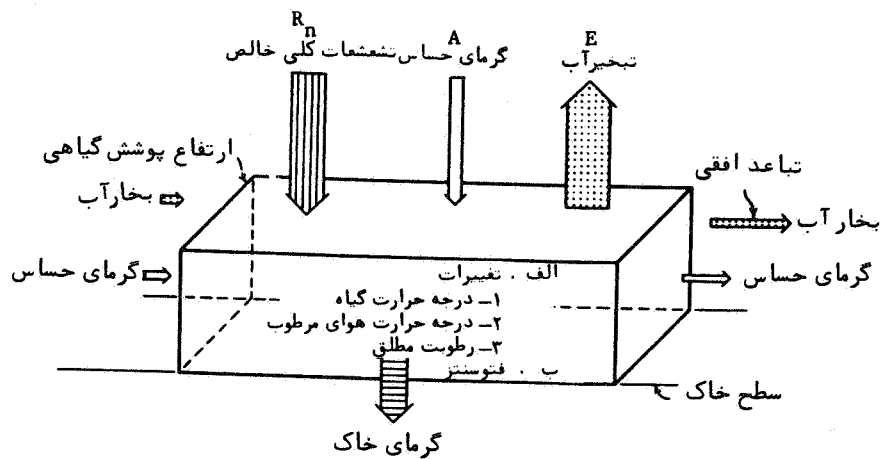
الف - تشعشعات خالص با طول موج کوتاه ($3 - 0.3 \mu$) که بوسیله سطح تبخیر کننده جذب می شوند: Q_S

این تشعشعات از تفاضل تشعشعات تابشی و انعکاسی بدست می آیند:

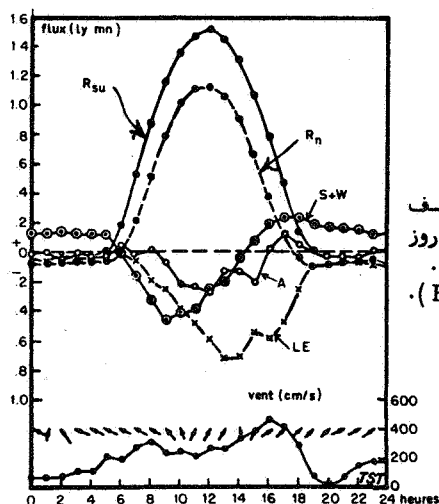
$$Q_S = (R_{S\downarrow}) - (R_{S\uparrow})$$

مقدار فلوی تشعشعات جذب شده Q_S را برحسب اشعه مستقیم وارده می توان به صورت زیر نمایش داد:

$$Q_S = R(1-r)$$



شکل ۶-۵- الف - بیلان حرارتی یک سطح زیرکشت $R_n = S + A + E$ بدون در نظر گرفتن آدوکسیون



شکل ۵-۶- تحولات عوامل مختلف
 بیلان حرارتی یک سطح کم عمق در طول روز
 در Phenix (آریزونا) در ۱۹۶۱/۵/۲۵.
 (بر حسب مطالعات -FRITSCHEN VAN)
 BAVEL

تذکره - اندازه گیری بر روی یک لیزومتر نوزینی ثابت به مساحت یک متر مربع و عمق ۱/۶۱ متر (حساسیت ۰/۰۲ میلیمتر آب) انجام پذیرفته است، سرعت باد نیز در ۱/۵ متری سطح تبخیر کننده اندازه گیری شده است. میانگین جریان های مختلف در ۲۴ ساعت، در زیر، بر حسب لانگلی در دقیقه بیان شده است. (۱ لانگلی در دقیقه برابر است با ۱ کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه = ۶۹/۷ میلی وات بر سانتیمتر مربع)

R_{su} شدت تشعشعات کلی خورشیدی	+ ۷۲۳ لانگلی در دقیقه
R_n تشعشعات خالص خورشیدی	+ ۲۴۱ لانگلی در دقیقه
LE فلوی حرارتی مربوط به تبخیر	- ۳۵۱ لانگلی در دقیقه
S+W فلوی حرارتی دفع یا جذب شده به وسیله خاک ۴	+ ۴ لانگلی در دقیقه
A فلوی گرمای حساس متبادله با هوا	- ۷۳ لانگلی در دقیقه

پس داریم :

$$R_n + (S+W) + LE + A = 0$$

و

$$(۴۲۱ + ۴) - (۳۵۱ + ۷۳) \neq 0$$

R شدت تشعشعات خورشیدی با طول موج کوتاه که به وسیله سطح دریافت شده و می توان آنرا با یک پیرانومتر ساده اندازه گیری نمود .

r - عبارتست از آلبدوی سطح (Albedo) ، یعنی بخشی از R که به وسیله سطح منعکس می گردد .

برای اطلاع در زیر مقادیر متوسط r (۱) برای سطوح مختلف ذکر

می گردد :

۰/۹۰ تا ۰/۸۰	برف تازه	۰/۲۶	شن روشن
۰/۶۰ تا ۰/۴۰	برف مذاب	۰/۱۶	سنگلاخ
۰/۵۰ تا ۰/۴۰	یخ (نیوشیده از برف)	۰/۱۱	جنگل
۰/۱۵ تا ۰/۰۵	سفره های آب	۰/۲۲	علف ، سوزنی برگها
		۰/۲۵	کشت سبز

ب - تشعشعات خالص با طول موج بلند (۵ تا ۵۰ میکرون) (تشفعات حرارتی)

جذب شده به وسیله سطح تبخیر کننده: Q_L

در اینجا نیز داریم :

$$Q_L = (R_L \downarrow) - (R_L \uparrow)$$

ولی باید در نظر داشت که تشعشعات منعکسه بیش از مقدار وارده است بطوریکه

مقدار Q_L اغلب منفی است . (مراجعه به شکل ج ۵-۶) .

تعیین میزان تشعشعات حرارتی (آتمسفر ، ابر و زمین) اغلب بسیار

مشکل است . بدین ترتیب به علت عدم دستگاه اندازه گیری مستقیم می توان

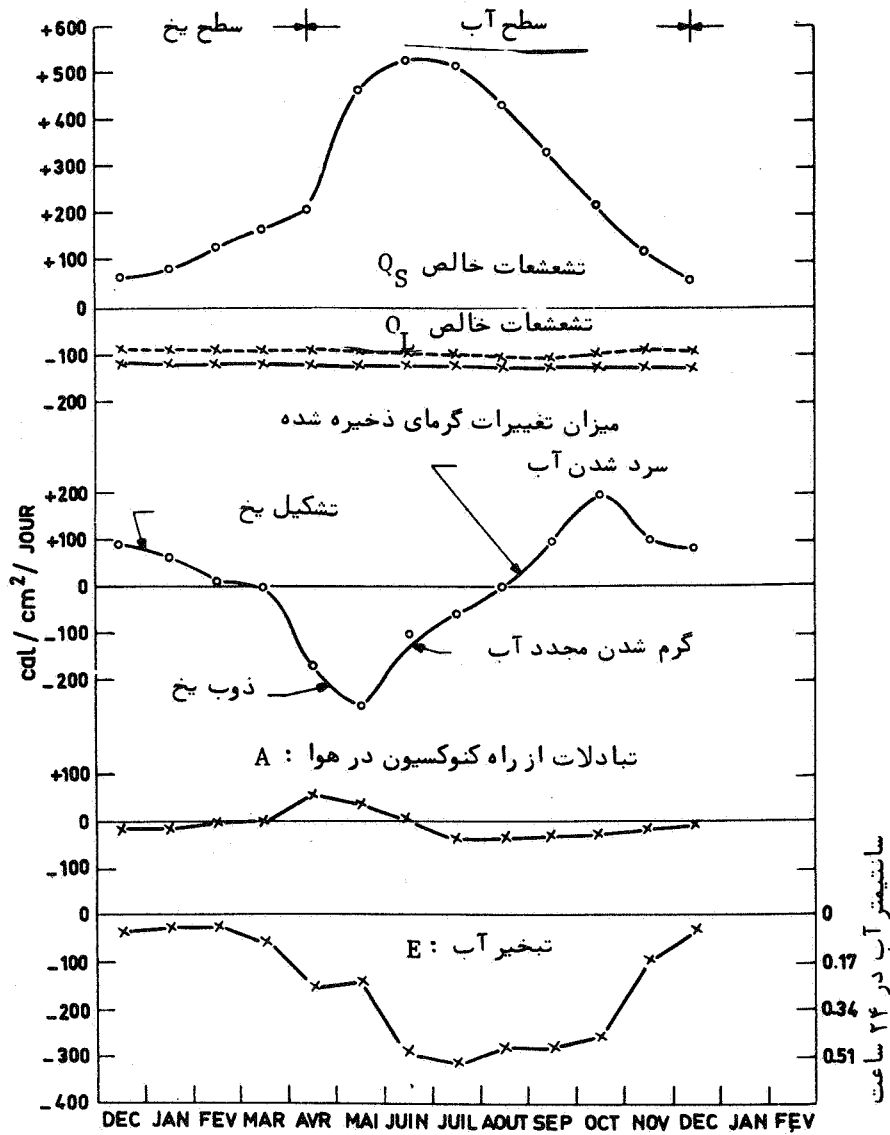
با استفاده از فرمولهای نظیر فرمول Brunt مقادیر متوسط و تقریبی آنرا

محاسبه نمود :

$$Q_L = T_a^4 \delta (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (1 - 0,09 m)$$

۱- قدرت انعکاسی یک سطح معین نیز بر حسب نحوه برخورد تشعشعات و میزان ابری

بودن هوا متفاوت است .



شکل ۵-۶- ج- برآورد مقادیر عوامل مهم بیلان حرارتی ماهیانه یک دریاچه کوچک در منطقه استوا

در این فرمول Q_L برحسب کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه بیان می‌شود .
 δ - عبارتست از ثابت Stephan Boltzman ($10^{-11} \times 8/13$ کالری بر سانتیمتر مربع در دقیقه) .

T_a - درجه حرارت مطلق هوا برحسب کلوین (در پناهگاه)

e - کشش بخار آب موجود در هوا برحسب میلیبار

m - اندیس ابر برحسب یکدهم آسمان .

بعضی دیگر از محققین مقدار Q_L را با استفاده از عواملی چون درجه حرارت خاک T ، ارتفاع آب قابل تقطیر موجود در هوا، آلودگی سطح و میزان ابری بودن هوا برآورد می‌نمایند . تشعشعات حرارتی خاک را می‌توان به طور جداگانه (با استفاده از درجه حرارت آن) با در نظر گرفتن آن مانند "جسم سیاه" و دخالت دادن یک ضریب تشعشعی بین ۰/۹۰ تا ۰/۹۶ محاسبه نمود . مقادیر متوسط Q_L برای دریاچه Ontario حدود ۹۶- کالری بر سانتیمتر مربع در ۲۴ ساعت تخمین زده شده و این مقدار برای دریاچه های Mead و Heffner به ترتیب ۱۵۰- و ۱۶۲- به دست آمده است . این مقادیر نسبت به اندازه های Q_S که برای سفره های آب واقع در ناحیه Ottawa به طور متوسط در تابستان حدود ۴۱۵ + و در زمستان ۷۷ + کالری بر سانتیمتر مربع در ۲۴ ساعت است ، کوچکتر میباشند (مراجعه به شکل ج ۶-۵) . باید متذکر شد که در آزمایشگاههای مجهز رادیومترهای دقیقی وجود دارد که مستقیماً جمع جبری :

$$R_n = Q_S + Q_L$$

را اندازه گیری می‌نماید .

ج - شدت فلوی گرمای جذب یا دفع شده به وسیله خاک : S

مقدار این فلو (که گاهی ذخیره یا تخلیه حرارت خاک نیز گفته میشود) بستگی به قابلیت هدایت حرارتی و گرادیان درجه حرارت لایه های مورد نظر خاک دارد . بنابراین با ایجاد پروفیل های مختلف و تعیین قابلیت هدایت حرارتی این لایه ها برای رژیم های مختلف تبخیر می‌توان میزان فلوی مزبور

را برآورد نمود .

در مورد یک سفره آبی مقدار حرارتی که از راه کنوکسیون به وسیله سطح جذب یا دفع می‌شود به مراتب بیش از میزانی است که صرفاً به وسیله هدایت مبادله می‌گردد ، و احتمالاً "انجماد آب یا ذوب یخ در دریاچه ها ، خواه از راه تاثیر گرمای نهان مربوط به هر کدام و خواه به علت تغییراتی که در قابلیت هدایت گرما ایجاد می‌شود در بیلان حرارتی مداخله می‌کنند . اندازه‌گیریهائی که در سفره‌های آبی نواحی Ottawa در کانادا انجام شده نشان می‌دهد که :

برای یک سطح آب با گرادیان ۰/۰۱ درجه در سانتیمتر میزان S حدود ۱۶۵ کالری بر سانتیمتر مربع در ۲۴ ساعت است (در صورتیکه در یک دریاچه که دارای یک طبقه یخ به ضخامت ۱/۱۵ متر و گرادیان حرارتی متوسط ۰/۱ درجه در سانتیمتر است مقدار S فقط ۴۶ کالری بر سانتیمتر مربع در ۲۴ ساعت می‌باشد) .

همچنین در همان نواحی مقدار فلوی S برای خاک پوشیده از یک لایه برف به ضخامت ۳۰ سانتیمتر ۷ کالری بر سانتیمتر مربع در شبانه روز برآورد شده است . همانطور که ملاحظه میشود این ارقام بخوبی نمایشگر اهمیت نقش عایق‌کنندگی لایه های برف و یا یخ هستند .

د - شدت فلوی گرمای حساس که به وسیله سطح تبخیر کننده از راه کنوکسیون با هوای مجاور مبادله می‌شود : A

نظر به اشکالات فراوانی که در اندازه‌گیری یا تخمین A موجود است معمولاً آنرا با استفاده از نسبت Bowen محاسبه می‌نمایند :

$$\beta = \frac{A}{E} = \frac{\text{فلوی کنوکسیون در هوا}}{\text{فلوی تبخیر}}$$

باقبول این امر که تبادل حرارت از راه کنوکسیون و همچنین انتقال بخار آب (در بالای سطح تبخیر کننده) از یک قانون پیروی می‌کنند ، یعنی اگر :

$$\beta = \frac{A}{E} = \alpha \frac{K_c}{K} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e}$$

K_c - ضریب انتشار حرارت و
 K_e - ضریب انتشار بخار آب باشد، می توان ثابت کرد که ضریب Bowen به صورت زیر در می آید:

$$\beta = \frac{A}{E} = 0,665 \frac{P}{1000} \left(\frac{T_e - T_a}{e_s - e_a} \right) \quad (2)$$

در این فرمول داریم:

P - فشار هوا برحسب میلیبار،

T_e و T_a به ترتیب درجات حرارت مطلق سطح تبخیر کننده و هوای مجاور برحسب K^0

e_s - کشش بخار آب اشباع در درجه حرارت T_e به میلیبار،

e_a - کشش بخار در هوای مجاور برحسب میلیبار.

در یک حد فاصل زمانی کوتاه نسبت Bowen ممکن است بین -1 و $+1$ متغیر باشد، ولی برای مدت ۲۴ ساعت مقدارش اغلب کمتر از $0/2$ بوده و بندرت از $0/3$ تجاوز میکند، در تمام طول دوره هائیکه تبخیر خیلی زیاد است مقدار این نسبت حدود صفر خواهد بود. صحت و اعتبار محاسبه β از راه فرمول (۲) خیلی مورد بحث واقع شده است زیرا در حقیقت مستلزم تساوی ضرایب قابلیت انتشار تلامپی و گرمای تبخیر آب می باشد (به عبارت روشن تر یکنواختی پروفیل های درجه حرارت و رطوبت مطلق را در بالای سطح تبخیر کننده می رساند). مسلماً هر چه لایه هوای مورد نظر نا پایدارتر باشد تحقق یافتن شرط مذکور نیز با اشکالات بیشتری مواجه خواهد بود.

ه - محاسبه فلوی گرمای نهان تبخیر: E

اگر مقدار $A = \beta E$ را در معادله (۱) که معرف بیلان انرژی است ببریم

خواهیم داشت:

$$R_n = S + \beta E + E$$

از آنجا مقدار تبخیر از روی:

$$E = \frac{R_n - S}{1 + \beta} \quad (۳)$$

بدست می‌آید .

فرمول (۳) امکان محاسبه میزان تبخیر را برای حد فاصلهای زمانی تئوری به دلخواه کوتاه بر مبنای یک پایه منطقی با استفاده از اندازه‌گیریهای کلاسیک نشان میدهد . معذالک اشکالات موجود ، گران تمام شدن این سنجش‌ها و همچنین عدم اطمینان در مورد اندازه ضریب Bowen کاربرد عملی این روش را محدود می‌سازد .

و - کنترل نتایج تئوریهای مبتنی بر بیلان حرارتی

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که بین نتایج حاصله از کاربرد روشهایی که بر مبنای بیلان حرارتی وضع شده و همچنین اندازه‌گیریهای مستقیم توسط لیزومتر ، در صورت قلت مقدار گرمای ذخیره شده هم‌آهنگی قابل توجهی وجود دارد . انحراف مقادیر محاسبه شده از اندازه‌هایی که از سنجش مستقیم به دست آمده‌اند نسبت به حد فاصل زمانی کمتر از ۱ ساعت حساس بوده و برای ۲۴ ساعت بسیار ناچیز است . نظر به اینکه مقادیر S و β در فرمول (۳) معمولاً خیلی کوچک هستند ملاحظه می‌شود که در صورت وجود آب به مقدار کافی ، تبخیر تقریباً متناسب با تشعشعات خالص خورشیدی R_n خواهد بود . در یک خاک مرطوب و برای یک مدت ۲۴ ساعته نسبت E/R_n برابر با :

۱ برای گندم و چمن

و ۱/۱ برای یونجه (در اوج رشد)

به دست آمده است .

در زمین خشک ، نسبت فوق به ۵/۵ تا ۶/۵ تنزل میکند . اثر "واحه" (oasis) به‌طور محسوسی می‌تواند این نسبت را افزایش دهد . اگر در وسط یک منطقه کویری یا خشک سطح کوچکی را آبیاری کنیم تبادل حرارت از راه کنوکسیون بین هوا و سطح تبخیر کننده مزبور با سرعت و شدت خاصی انجام می‌گیرد ، در چنین شرایطی میزان تبخیر بیش از ۳۰٪ نسبت به آنچه که مربوط

به تشعشعات خالص منطقه میشود افزایش خواهد داشت، تغییرات سریع درجه حرارت که در اثر عبور جبهه های هوا پدید می آید نیز نوسانات شدید ولی کوتاه مدتی را در تبخیر موجب می شود.

به طور کلی اگر روشهای مبتنی بر بیلان حرارتی سطح تبخیر کننده راه را برای محاسبه مجموع $(A+E)$ با تقریب کافی هموار می سازند، در عوض فرضیه هائیکه اساس محاسبه ضریب Bowen، $\beta = \frac{A}{E}$ را تشکیل می دهند، در بعضی حالات، به میزان قابل توجهی عدم اطمینان در برآورد فلوی حرارتی E که به وسیله تبخیر جذب می شود پدید می آورند.

در انگلستان، طبق محاسبات Penman، $\beta = \frac{A}{E}$ در طول تابستان بین ۱۰ تا ۲۰ درصد متغیر بوده و اگر آب عامل محدود کننده نباشد، میزان تبخیر محاسبه شده با روشهای فوق به خوبی با مشاهدات تطبیق می نماید زیرا اگر اشتباهی در برآورد A رخ دهد تاثیر چندانی در نتایج مورد نظر نخواهد داشت.

برعکس برای مناطق خشک، مقادیر $\frac{A}{E}$ به طور محسوس بیشتر از میزان فوق بوده و اگر اختلاف زیادی بین ضرایب انتشار K_c و K_e موجود باشد فرمول (۲) به نتایج ناصحیحی منتهی خواهد شد. این فرمول در مواقع شب نیز که گرادیان درجه حرارت دارای مقادیر منفی (لایه inversion)، و گرادیان رطوبت جزئی است، دارای نتایج مشکوکی خواهد بود، بالاخره در مورد محاسبه تبخیر در فضل زمستان و برای مناطق تحت رژیم آب و هوای بحری ارقام حاصله از این فرمول معمولاً "زیادتر از مقادیر حقیقی تبخیر می باشند".

III - چند تئوری بر مبنای معادلات مکانیک سیالات و تبادلات تالاطی

فلوی بخار آبی که از سطح تبخیر دفع می شود، در بالای قشر نازکی که آنرا پوشانده از پائین به بالا به وسیله سیستم حرکت و تلاطم هوا جا بجای می شود. بنابراین کاملاً "طبیعی است که در تجزیه و تحلیل پدیده تبخیر، از

نتایج تئوریکی قابل توجهی که در مکانیک سیالات و آئرو دینامیک در مورد جریانهای تلاطمی به وسیله Von Karman, Prandtl و دیگران بدست آمده استفاده شود. بدین منظور لازمست که یک بررسی دقیق میکرومتئورولوژی بخصوص در مورد تغییرات سرعت، رطوبت و درجه حرارت هوا در راستای یک عمود روی سطح تبخیر کننده به عمل آید.

فرض کنیم:

$$u = \bar{u} + u'$$

$$v = \bar{v} + v'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

به ترتیب مولفه های سرعت باد در یک نقطه واقع در بالای سطح خاک یا سفره آب و در یک زمان دلخواه، روی محورهای مختصات X ، Y ، Z باشند. \bar{u} و \bar{v} و \bar{w} معرف مقادیر متوسط موقت و u' ، v' و w' نمایشگر نوسانات در اطراف این میانگین در نظر گرفته شده اند، محور X در جهت متوسط باد که افقی فرض شده و Z در جهت قائم قرار گرفته است. بنا به فرض داریم:

$$\bar{v} = \bar{w} = 0 \quad (\text{جهت متوسط باد موازی با سطح تبخیر کننده بوده و}$$

در نتیجه تنها مولفه \bar{u} صفر نیست).

$$\text{و } \bar{u}'^2 = \bar{v}'^2 = \bar{w}'^2 \quad (\text{تلاطم ایزوتروپ}).$$

الف - اندازه گیری مستقیم فلوی بخار آب در بالای سطح تبخیر کننده
 فلوی جرم لحظه ای بخار $\frac{E}{L}$ (بر حسب گرم بر سانتیمتر مربع در ثانیه)
 که از یک سطح کوچک افقی واقع در بالای سطح تبخیر کننده خواهد گذشت به صورت عبارت زیر بیان می شود:

$$\frac{E}{L} = w' \rho_v$$

w' - عبارتست از مولفه عمودی و لحظه ای سرعت باد بر حسب سانتیمتر در ثانیه.

ρ_v - مقدار لحظه ای جرم بخار آب بر حسب گرم در سانتیمتر مکعب (رطوبت

مطلق) که در همان نقطه و همان لحظه اندازه‌گیری می‌شود. اگر مقدار حاصلضرب موجود در طرف راست معادله فوق برای حد فاصلهای زمانی فراوان و نقاط متعدد روی یک سطح کنترل اندازه‌گیری شود از انتگرال‌گیری کلیه مقادیر $w' \rho v$ در زمان و در فضا، مقدار متوسط تبخیر که در یک فاصله زمانی معین از سطح کنترل مزبور عبور خواهد نمود مشخص می‌شود:

$$\overline{E/L} = \overline{w' \rho v}$$

Taylor و Dyer موفق به تهیه وسیله‌ای شده‌اند که به طور اتوماتیک از روی اندازه‌گیری نوسانات مولفه عمودی باد و فشار بخار، انتگرال مزبور را بدست می‌دهد. تحقیقات در مورد تکمیل این وسیله دقیق که مستقیماً و بطور ممتد مقدار لحظه‌ای فلوی بخار آب را به دست می‌دهد از آن به بعد نیز ادامه پیدا کرده است.

ب - روشهای مبتنی بر تئوری تبادلات تلاطمی

با استفاده از تئوری تلاطم، میتوان قانون توزیع سرعت متوسط (\bar{u}) (۱) یک سیاله (غیرقابل تراکم) را که تحت رژیم مداوم (Permanent) و در تماس با یک سطح زبر در جریان است، برحسب Z از روی فلوی عمودی مقدار حرکت به دست آورد:

$$-\rho \overline{u'w'} = \rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z}$$

ρ - عبارتست از جرم مخصوص سیاله

K_M - ضریب قابلیت انتشار مقادیر حرکت که به ضریب انتشار تلاطمی نیز

۱- این قانون $\bar{u} = f(Z)$ بوسیله ایجاد پروفیل‌های سرعت روی عمودهای وارد بر جدار تحت جریان مشخص می‌شود. این پروفیل با بهم وصل نمودن انتهای بردارهای سرعت در نقاط مختلف به صورت یک منحنی به دست می‌آید. بهمین ترتیب میتوان پروفیل‌های درجه حرارت، رطوبت مطلق و غیره را رسم نمود. این پروفیل‌ها مجموعاً "مشخص کننده وضع میکرومتئورولوژی سطح تبخیرکننده خواهند بود.

موسوم است (ضریب ϵ برحسب Boussinesq) .

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} \text{ گرادیان عمودی سرعت متوسط باد } u$$

می دانیم که طبق فرضیه Navier-Prandtl این فلویک نوع کشش مماسی تلاطم که به کشش Reynolds معروف است ایجاد می نماید :

$$\tau = -\rho \overline{u'w'}$$

کشش مزبور به مراتب از کشش نیوتن $\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z}$ که مربوط به لزجت سیاله بوده و در اینجا می توان از آن صرف نظر کرد بزرگتر است .
فرضیه Prandtl را می توان به صورت زیر مطرح کرد .

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} = \rho l^2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} \right)^2$$

که در آن 1 عبارتست از "درزای مخلوط"
در صورتیکه فلوی عمودی مقدار حرکت در لایه حد ثابت باشد میتوان ثابت کرد که مقدار آن برابر با تلاش برشی (نیروی کششی) τ_0 است که آن نیز در تمام سطوح جریان واقع در بالای جدار ثابت در نظر گرفته میشود . بنابراین می توان نوشت :

$$\tau_0 = \rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} = -\rho \overline{u'w'} = \rho u_*^2. \quad (4)$$

ترم u_* در مکانیک سیالات به نام "سرعت مالشی" معروف است .
Prandtl پس از ملاحظه اینکه نسبت $\frac{\tau_0}{\rho}$ دارای ابعاد مجذور سرعت است مقدار $\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$ را برابر u_* در نظر گرفته است . با استفاده از چند فرضیه که تسهیلاتی^(۱) را در محاسبات ایجاد می کند از فرمول (۴) می توان

۱- با توجه به فرضیه Prandtl معادله (۴) به صورت زیر نوشته میشود .

$$\tau_0 = \rho l^2 \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} \right)^2 = \rho u_*^2$$



رابطه زیر را به دست آورد :

$$\frac{k}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} = \frac{1}{Z} \quad (5)$$

با انتگرال گیری از این رابطه می توان قانون لگاریتمی کلاسیک تغییرات \bar{u} را برحسب Z_0 نتیجه گرفت :

$$k \frac{\bar{u}}{u_*} = \text{Log} \frac{Z}{Z_0} \quad (6)$$

K عبارتست از ثابت Von Karman (قریب ۰/۴۱) .
 Z_0 ثابت انتگرال گیری به نام "ارتفاع زبری" که عبارتست از ارتفاعی از سطح خاک که در آن سرعت متوسط باد \bar{u} صفر است .
 در صورتیکه خاک از یک پوشش گیاهی مرتفع مستور باشد یک ضریب اصلاحی "d" را به صورت زیر دخالت می دهند :

$$k \frac{\bar{u}}{u_*} = \text{Log} \frac{(Z-d)}{Z_0} \quad (7)$$

اگر \bar{u}_1 و \bar{u}_2 سرعت متوسط در دو نقطه به ارتفاعات Z_1 و Z_2 باشد از معادله (۶) داریم :

$$\frac{k}{u_*} (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) = \text{Log} \frac{Z_2}{Z_1}$$

اکنون می توانیم این اطلاعات مختصر از مکانیک سیالات را برای محاسبه "پروفیل رطوبت ویژه" و فلوی بخار آب در بالای یک سطح تبخیر به کار ببریم .

اگر برحسب تجربه بپذیریم که $1 = KZ$ خواهیم داشت :

$$KZ \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z} = u_*$$

و از آنجا :

$$K_M = Ku_* Z$$

در فرضیه‌ای که در آن رطوبت ویژه "q" برای هر مقدار از ارتفاع Z مستعمل از x می‌باشد (یعنی برای $\frac{\partial q}{\partial x} = 0$)، معادله کلی انتشار تلاطمی بخار آب در بالای سطح تبخیر کننده از لحاظ فرم کاملاً مشابه معادله (۴) که اساس محاسبه پروفیل سرعت باد را تشکیل می‌دهد، خواهد بود. در نتیجه این معادله (۴) به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\frac{\tau_0}{\rho} = -\overline{u'w'} = K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial Z}$$

بنابراین تئوری انتشار تلاطمی بخار آب منجر به معادله کاملاً مشابه زیر می‌گردد:

$$-\frac{E}{\rho} = -\overline{q'w'} = K_E \frac{\partial q}{\partial Z} \quad (۸)$$

q عبارتست از رطوبت ویژه متوسط (برحسب گرم در گرم) و q نوسانات موقت این رطوبت را مشخص می‌سازد.

K_E ضریب قابلیت انتشار تلاطمی بخار آب.

و $\frac{\partial q}{\partial Z}$ گرادیان رطوبت مطلق در بالای سطح تبخیر کننده است.

با انتگرال گیری از رابطه (۸) بین دو ارتفاع Z_1 و Z_2 داریم:

$$E = \frac{-\rho(\bar{q}_2 - \bar{q}_1)}{\int_{Z_1}^{Z_2} dZ / K_E} \quad (۹)$$

با قبول اینکه $K_E = K_M$ ؛ توجه به رابطه $K_M = K u_* Z$ [از روی رابطه (۵)]

که این مدل را صرفاً "برای آتمسفر آدیاباتیک محدود می‌سازد - معادله (۹)

به صورت زیر در می‌آید:

$$E = \frac{\rho(\bar{q}_2 - \bar{q}_1) k u_*}{\text{Log } Z_2 / Z_1} \quad (۱۰)$$

و با حذف u_* با توجه به معادله (۶):

$$E = \frac{-k^2 \rho (\bar{q}_2 - \bar{q}_1) (\bar{u}_2 - \bar{u}_1)}{(\text{Log } Z_2/Z_1)^2}$$

که می‌توان آنرا به صورت زیر درآورد :

$$E = -\rho k^2 \left(\frac{\Delta u}{\Delta \text{Log } Z} \right) \left(\frac{\Delta q}{\Delta \text{Log } Z} \right) \quad (11)$$

این فرمول نشان می‌دهد که تبخیر E متناسب با حاصل ضرب گرادیان های لگاریتمی سرعت باد و رطوبت مطلق می‌باشد . رابطه فوق الذکر که به وسیله آن می‌توان میزان تبخیر را برحسب اختلاف موجود بین رطوبت مطلق (۱) از یک طرف و سرعت باد از طرف دیگر که مربوط به دو نقطه واقع در ارتفاعات Z_1 و Z_2 هستند محاسبه نمود اولین بار در سال ۱۹۳۹ توسط Thornthwaite و Holzman پیشنهاد شده است . از آن به بعد این فرمول برای حالات پیچیده تر نیز بسط داده شده است :

(Swinbank برای تبخیر اقیانوسها ، Monin و Obukov جهت آتمسفر غیر آدیاباتیکی و Budiko برای خاک کمی خشک) .

از طرف دیگر با پذیرش دقت کمتری در نتایج ، کوششهایی در جهت تسهیل کاربرد عملی این فرمولها که تناسب بین مقدار تبخیر و سرعت متوسط باد را از یک طرف و همچنین اختلاف مابین کشش بخار در هوای مجاور سطح تبخیر و یک سطح دیگر در ارتفاع معینی را ، از طرف دیگر ، به ثبوت می‌رسانند ،

۱- در بعضی از فرمولهای مشابه ، بجای رطوبت مطلق از کشش بخار مربوط به درجه حرارت T موجود استفاده می‌شود ، قبلاً " دیدیم که .

$$q = 622 \frac{e}{P_a}$$

که در آن .

e کشش بخار آب موجود در هوا و P_a فشار هوا است که هر دو برحسب میلیبار بیان می‌شوند .

به عمل آمده است. روی این اصل Swinbank فرمول زیر را به عنوان یک وسیله منطقی محاسبه تبخیر از سطح دریا پیشنهاد می نماید:

$$E = 0,24 \times 10^{-5} U_{800} (q_s - q_{800})$$

E برحسب گرم در سانتیمتر مربع و در ثانیه،

U_{800} سرعت باد برحسب سانتیمتر در ثانیه در ۸۰۰ سانتیمتری بالای سطح، q_s و q_{800} به ترتیب مقادیر رطوبت مطلق هوا در سطح دریا و ۸۰۰ سانتیمتری بالای آن هستند که برحسب گرم آب در گرم هوا بیان می شوند.

ج - کاربرد عملی

به علت لزوم اندازه گیریهای خیلی دقیق در روشهای محاسبه تبخیر که براساس تئوری تبادللات تلاطمی بنا شده اند کاربرد آنها به مراتب مشکلتر از متدهای مبتنی بر آنالیز بیلان حرارتی میباشد، ولی با استفاده از تجهیزات پیچیده الکترونیکی در این طرق نیز امید به امکان اندازه گیری فلوی لحظه ای تبخیر زیاد است، وجود اشتباهاتی که در سنجش گراد یا نهادهای باد و رطوبت پدید می آید، و همچنین عدم تساوی بین K_E و K_M ، در مورد حد فاصلهای زمانی بیش از یک ساعت موجب می شود که منجر به نتایج تقریبی تری از روش های بیلان حرارتی گردد (مگر موقعی که ضریب Bowen به حد کافی زیاد باشد).

در عمل ایجاد پروفیل های میکرومتئورولوژی (سرعت باد، رطوبت و درجه حرارت هوا) بخصوص اگر زمین پوشیده از گیاه و بالنتیجه دارای ضخامت و زبری غیر یکنواخت باشد، بسیار مشکل است (امواج حاصل از باد در یک مزرعه غلات یا شاخ و برگ درختان). در یک آزمایش که در این مورد در هلند بعمل آمده، Keijman از یک دیرک دوار که به ترتیب در ارتفاعات ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰ سانتیمتری آن از سطح زمین چهار باد سنج و چهار رطوبت سنج نصب شده بود استفاده کرده است.

کوششهای فراوانی از طرف محققین مختلف منجمله Penman، در جهت ایجاد روشهای آسانی که نتیجه تلفیق دوراه تقریبی فوق الذکر (حرارتی

و آثرودینامیکی) باشند به عمل آمده است. به عقیده Tanner، مهمترین مسئله برای یک محقق کشاورزی، یافتن بهترین توازن بین مشکلات اندازه - گیری موجود در یک روش و استفاده‌هایی است که از نتایج آن عاید می‌شود.

IV - چند فرمول برای محاسبه تبخیر پتانسیل و نیاز آبی گیاهان

تئوری‌هایی که در مورد تبخیر مورد بحث قرار گرفت کمک شایانی در تنظیم و ابداع یک سری فرمول که برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل ETP به کار می‌رود نموده‌اند و دیدیم که این تبخیر و تعرق پتانسیل عملاً " مساوی با قدرت تبخیر آتمسفر میباشد. امروز کاربرد اصطلاح تبخیر و تعرق پتانسیل (ETP) جهت تخمین احتیاجات آب آبیاری تقریباً " همه جاگیر شده زیرا برای یک دوره زمان نسبتاً " طولانی، مثلاً " یک ماه، از روی نتایج تجارب و پژوهش های فراوان می‌توان گفت که:

۱- تبخیر و تعرق یک پوشش گیاهی متراکم روی یک خاک کاملاً " غنی از آب بستگی کامل به عوامل هواشناسی داشته و خیلی کم با جنس خاک و یا واریته گیاه تغییر می‌کند.

۲- در این شرایط مقدار تبخیر معادل آبی است که از سطح یک سفره آب آزاد در همان محل بخار شده و یا به عبارت دیگر معادل تبخیر و تعرق پتانسیل خواهد بود. انحراف مشاهده شده در اغلب اوقات از ۲۰ درصد کمتر بوده و می‌توان آنرا نتیجه عوامل ثانوی دانست که در فرمولها و محاسبات معمولی نادیده گرفته می‌شوند.

۳- حداکثر راندمان زراعی با شرط تساوی سایر عوامل موقعی حاصل میشود که به‌طور مداوم میزان آب مورد استفاده گیاه یعنی مجموع بارندگیها - ذخیره رطوبتی خاک - آب تکمیلی که به صورت آبیاری به آن داده می‌شود مساوی تبخیر و تعرق پتانسیل باشد.

اگر آب به اندازه کافی در دسترس گیاه قرار نگیرد مسلماً " میزان

تبخیر و تعرق نیز کاهش خواهد یافت. به طوریکه برای پیدا کردن ETP باید آنرا در یک ضریب مخصوص ضرب نمود. فرمولهای متعددی برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل بر مبنای تجربیات در شرایط گوناگون پیشنهاد شده که ما در اینجا به ذکر آنها یکبار در حال حاضر بیشتر مورد استعمال دارند می پردازیم:

الف - فرمول Thornthwaite

این فرمول که تقریباً "قدیمی" است (۱۹۴۴) بر اساس آزمایشات متعدد روی لیزیمتر بنا شده و در آن تبخیر و تعرق پتانسیل از رابطه زیر به دست می آید.

$$(ET_p) = Ct^a \quad (1)$$

ET_p - عبارتست از تبخیر و تعرق ماهیانه بر حسب سانتیمتر برای یک ماه ۳۰ روزه که در آن مدت تابش آفتاب ۱۲ ساعت در شبانه روز فرض شود. t - درجه حرارت متوسط ماهیانه به درجه سانتیگراد برای ماه مورد نظر. c و a توابعی هستند از "اندیس حرارتی سالیانه" که برای هر منطقه ثابت در نظر گرفته می شود. مقدار a را می توان از روی "اندیس حرارتی ماهیانه" به ترتیب زیر محاسبه نمود:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514} \quad \text{اندیس حرارتی ماهیانه}$$

اگر فرض کنیم که I اندیس سالیانه مجموع ۱۲ اندیس ماهیانه است، a را میتوان بر حسب I از فرمول زیر به دست آورد: (رابطه زیر پس از ساده شدن فرمول Thornthwaite به وسیله Serra به دست آمده است).

$$a = \frac{1,6}{100} I + 0,5$$

مقدار C به نسبت عکس I تغییر می کند و به طور کلی فرمول (۱) را می توان به صورت زیر نشان داد:

$$(ET_p) = 1,6 \left(10 \frac{t}{I}\right)^a$$

در روی محور مختصات نیمه لگاریتمی منحنی‌های نمایش این معادله خطوط راستی هستند که نسبت به مکان و اقلیم‌های مختلف متفاوتند و برحسب تجربه این خطوط مستقیم همگی به طرف یک نقطه به مختصات $t = 26,5^{\circ} C$ و $ET_p = 13,5 \text{ Cm}$ میل می‌کنند.

ب - فرمول Penman

این فرمول درجهت برآورد تقریبی میزان A یعنی فلوی گرمای حساس یا سهل‌الانتقال که بین سطح تبخیرکننده و هوای مجاور آن مبادله می‌شود وضع شده است (مراجعه به بخش تئوریهای بیلان عمودی حرارت). مقارن سال ۱۹۴۹، Penman جهت محاسبه تبخیر و تعرق حقیقی یک پوشش گیاهی روش زیر را که در دو مرحله انجام شده پیشنهاد نموده است:

- ۱- محاسبه تبخیر یک سفره فرضی آب آزاد و کم عمق (ET_{p0}) با استفاده از عوامل هواشناسی زیر:
 - تشعشعات کلی وارده
 - آلودگی سطح
 - شیب منحنی تغییرات کشش بخار آب اشباع برحسب درجه حرارت.
 - و بالاخره سرعت باد.

۲- تبدیل تبخیر و تعرق پتانسیل " ET_{p0} " که بدین نحو حساب شده به تبخیر و تعرق حقیقی " ET_p " مربوط به سطح گیاهی با دخالت دادن یک ضریب اصلاحی " f " که برحسب مکان، ماه و نوع کشت متغیر بوده و از راه آزمایش به دست می‌آید.

مهمترین عامل موثر بر روی مقدار " f " طول روز است و Penman برای اروپای غربی مقادیر زیر را برای این ضریب پیشنهاد نموده است:

$$f = 0,8 \quad \text{در تابستان}$$

$$f = 0,6 \quad \text{در زمستان}$$

$$f = 0,7 \quad \text{در بهار و پاییز}$$

در مناطق استوایی در تمام طول سال مقدار f باید حدود ۰/۷ در نظر گرفته شود. فرمول Penman به کرات مورد بحث قرار گرفته و آزمایشات

و کنترل های متعددی روی آن به عمل آمده است ، با وجودیکه این فرمول در آب و هوا های مختلف نتایج رضایت بخشی داده ، معذالک چنین استنباط میشود که میزان تبخیر محاسبه شده به وسیله آن از اندازه حقیقی قدری بیشتر باشد . عدهئی نیز معتقدند که نظر به دخالت دادن عواملی از هواشناسی که آثار آنها کمتر در اختیار مهندسين طراح پروژه های آبیاری می باشد استفاده از آن قدری مشکل است .

مقارن سال ۱۹۵۶ تجربه نشان داد که محاسبه تبخیر و تعرق به شیوه دو مرحلهئی فوق لازم به نظر نمی رسد . از آن پس Penman فرمول زیر را که شبیه فرمول Swinbank که قبلاً از آن یاد کردیم می باشد جهت محاسبه تبخیر یک سفره آب آزاد و کم عمق به کار برده است :

$$E = 0,22 \times 10^{-3} (q_s - q) (0,93 + u_2)$$

در این فرمول که ابعاد پارامترهای مختلفه آن به سیستم متریک تبدیل شده داریم :

E - مقدار تبخیر بر حسب کیلو گرم در متر مربع در روز

q_s - غلظت جرمی هوا از بخار آب (عدد بدون بعد) هنگامیکه هوا در درجه حرارت آب ، اشباع شده باشد .

q - غلظت جرمی هوا از بخار آب در بالای سطح تبخیر

u_2 - سرعت باد (متر در ثانیه) در ۲ متری فوقانی سطح تبخیر

ج - فرمول Criddle, Blaney

بر اساس مطالعات و تجربیات فراوان در جهت برآورد میزان احتیاجات آبی گیاهان مناطق خشک و نیمه خشک یک فرمول برای محاسبه قدرت تبخیر آتمسفر توسط دو متخصص نامبرده فوق پیشنهاد شده است ، طبق این فرمول قدرت تبخیر هوا متناسب است با حاصل ضرب $t.P$ که t عبارتست از درجه حرارت متوسط ماهیانه به درجه سانتیگراد و P ساعات روز (۱) در مدت

۱- در اینجا منظور از طول روز ، طول روز نجومی است نه مقدار ساعات آفتابی .

مورد نظر برحسب درصد ساعات روز تمام سال .

در این فرمول برای یک کشت آبی ، تبخیر و تعرق پتانسیل بستگی به آب و هوا و نوع کشت نیز دارد . البته بعدها برای آن یک ضریب اصلاحی (F) وضع شد که میزان ET_p را برحسب ظرفیت نگهداری خاک و عمق مرطوب آن و به عبارت دیگر میزان آب آبیاری که در اختیار گیاه قرار میگیرد افزایش می دهد .

اینک به طور خلاصه تحولات این فرمول را از بدو ابداع بررسی می کنیم : فرمول اولیه پیشنهادی براساس عوامل زیر بنا شد :

۱- درجه حرارت

۲- رطوبت نسبی هوا

۳- طول روز

با استفاده از تجربیات و آزمایشات متعدد در نیومکزیک و تکزاس برای محاسبه مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل ماهیانه یک پوشش گیاهی یا (Consumptive use) رابطه زیر نتیجه شد :

$$ET_p = KtP(114 - h)$$

که :

K - ضریب ماهیانه مربوط به پوشش گیاهی مورد نظر

t - درجه حرارت متوسط ماهیانه به درجه فارنهایت

p - تعداد ساعات روز در ماه برحسب درصد ساعات روز سال

h - رطوبت نسبی برحسب درصد (متوسط ماهیانه)

رابطه بالا را می توان به صورت زیر خلاصه نمود :

$$ET_p = KC$$

این رابطه نشان می دهد که فرمول فوق حاصل ضرب دو عامل زیر است :

۱- عامل اقلیمی " C " که بخصوص تابع درجه حرارت هوا و طول

روز و همچنین رطوبت نسبی هوا است .

۲- عامل گیاهی K که مشخص کننده نوع کشت و پوشش گیاهی است، در مورد عامل K دو اندازه در نظر گرفته می‌شود، یکی K_S که برای دوره رشد نبات و دیگر K_W که برای بقیه سال مورد استفاده قرار می‌گیرد، با آنچه گفته شد تبخیر و تعرق پتانسیل از رابطه‌های زیر به دست خواهد آمد:

$$\begin{aligned} & K_S \sum C_S && \text{برای فصل تابستان} \\ & K_W \sum C_W && \text{برای فصل زمستان} \\ & ET_P = K_W \sum C_W + K_S \sum C_S && \text{و برای کل سال} \end{aligned}$$

برای مناطقی که در آن رطوبت هوا اندازه گیری نمی‌شود Blaney و Criddle رابطه ساده ترولی تقریبی زیر را که معمولاً فقط برای دوره رشد گیاهی قابل کاربرد است پیشنهاد نموده‌اند:

$$ET_P = KF$$

K همان ضریب K_S می‌باشد که قبلاً روی آن بحث شده است. F عبارتست از مجموع $\sum tP$ برای کلیه ماههای مربوط به دوره رشد نبات فرمولهای ساده و عملی فوق دونکته اساسی را مورد بحث قرار میدهند:

۱- اگر در معادله ساده شده بیلان حرارتی $R_n = A + E$ تشعشعات خالص به نسبت تقریباً ثابت، به دو قسمت یکی A جهت گرم کردن هوای مجاور و دیگری E برای تبخیر آب، تقسیم شود، در آن صورت درجه حرارت هوا یک عامل اصلی تبخیر و شدیداً وابسته بدان خواهد بود، و این خود دلیلی است برای اهمیتی که در فرمولهای فوق به t داده شده است.

۲- امکانات تبخیر در گیاهان معمولی محدود به طول روز است، به عنوان مثال در اینجا به ذکر فرمول محاسبه احتیاجات آبی چند گیاه کشت شده در اسرائیل می‌پردازیم:

$$(ET_P) = \frac{KP}{100} (45,7t + 813)$$

(ET_P) برحسب میلیمتر و t به درجه سانتیگراد بیان می‌شوند.

مقادیر ماهیانه K برای ۶ ماه فعالیت رشد نباتی و چند نوع گیاه در جدول زیر ذکر شده است:

ضریب فصلی*	ضریب ماهیانه							نوع کشت
	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	
۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۸۵	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۷۵	۰/۷۰	یونجه:
۰/۸۵	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۸۰	۰/۷۵	۰/۷۰	مناطق ساحلی
۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۹۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۷۰	مناطق نیمه خشک
								مناطق خشک
۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۴۰	۰/۴۰	مرکبات:
۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۰	مناطق ساحلی
۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۵۵	مناطق نیمه خشک
								مناطق خشک
۰/۶۵	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۵۵	۰/۴۰	پنبه

* ضرایب فصلی K برای سایر محصولات به شرح زیر برآورد شده اند:

۰/۹۰	موز	۰/۶۵	انگور
۱/۰۰	برنج	۰/۹۰	خرما

د- فرمول L. Turc

به دنبال پژوهشهای عمیقی که از سال ۱۹۴۵ بعد از عرضه کردن یک فرمول کلی جهت برآورد کمبود جریان در روی یک حوضه، به وسیله L. Turc، آغاز گردید، آمار و ارقام مربوط به ایستگاههای لیزیمتری چند نقطه دنیا از جمله ورسای در فرانسه و ردامستد (Rothamsted) در انگلستان و ایستگاه هائی در آفریقای شمالی و هند و اسکاتلند مورد بررسی دقیق واقع شد که سرانجام منتهی به ابداع فرمول پیچیده‌ئی گردید که در آن تبخیر و تعرق

پتانسیل از روی میزان تابش آفتاب و درجه حرارت محاسبه می‌شد .
در سال ۱۹۶۲ محقق مزبور فرمول ساده زیر را پیشنهاد نمود :
۱- هنگامیکه رطوبت نسبی ماهیانه بالاتر از ۵۰ درصد باشد تبخیر
و تعرق پتانسیل ماهیانه^(۱) یک سطح زراعی آبیاری شده را از روی عبارت زیر:

$$ET_p = 0,40(Ig + 50) \frac{t}{t + 15}$$

میتوان محاسبه نمود که در آن ET_p عبارت از تبخیر و تعرق پتانسیل ماهیانه
برحسب میلی‌متر

Ig - تشعشعات کلی خورشید در ماه مزبور برای یک سطح افقی برحسب کالری
بر سانتیمتر مربع در روز

t - درجه حرارت متوسط ماهیانه برحسب درجه سانتیگراد (برحسب قرار-

داد برای $t = 0$ ، $ET_p = 0$ در نظر گرفته می‌شود) ، ضریب $k = 0,4$

برای ماههای ۳۰ و ۳۱ روزی است ، برای ماه فوریه (۲۸ روزی)

$K = 0,37$ می‌باشد .

نظر به دقت لازم از یک طرف و گرانی قیمت دستگاههای اندازه‌گیری

از طرف دیگر تشعشعات کلی خورشید خیلی کم و فقط در چند ایستگاه دنیا

مستقیماً اندازه‌گیری می‌شود ، روی این اصل براساس محاسبات نجومی ابتدا

میزان تشعشعات ماکزیمم تئوری را با فرض اینکه آتمسفر کاملاً " شفاف باشد (۲)

برآورد نموده (جدول Angot) و سپس از روی آن یعنی IgA و با استفاده

از نسبت $\frac{h}{H}$ یعنی طول تابش آفتاب در روز (که با هلیوگراف اندازه‌گیری

می‌شود) به طول نجومی روز (برحسب ساعت) Ig را محاسبه می‌نمایند . در

فرانسه اغلب فرمول زیر را که از معادله Angstrom مشتق شده به‌کار می‌برند:

(۱) - همچنین میتوان میزان تبخیر و تعرق پتانسیل ده روزه را با جایگزین نمودن

ضریب 0,4 بوسیله 0,13 محاسبه نمود .

(۲) - $I_g A$ مقدار I_g است در صورتیکه آتمسفر وجود نمیداشت .

$$I_g = I_g A (0,18 + 0,62 \frac{h}{H})$$

I_g و H صرفاً "وابسته به عرض جغرافیائی بوده و در جداولی محاسبه شده‌اند. ۲- اگر رطوبت نسبی ماهیانه هوا در ماه مورد نظر از ۵ درصد کمتر باشد ET_p حاصله از فرمول فوق را باید در ضریب اصلاحی زیر ضرب نمود:

$$1 + \frac{50 - hr}{70}$$

hr عبارتست از رطوبت نسبی متوسط، برحسب درصد، در ماه مورد نظر. عامل اصلاحی فوق در مناطق خشک و نیمه خشک که درصد رطوبت نسبی کم است دخالت می‌کند.

توجه

در بولتن‌های تخصصی می‌توان برای کلیه فرمولهای فوق به جداول و نمودارهایی دست یافت که کاربرد عملی آنها را آسان می‌سازد. ساختمان و ترکیب فرمولهای فوق نمایشگر تاثیر فوق‌العاده تشعشعات خورشیدی روی میزان ET_p است و کوشش واضعین آنها در جهت دخالت دادن آن دسته از عوامل هواشناسی بعمل آمده که سنجش یا برآوردشان حتی المقدور آسان می‌باشد.

D - تبخیر از سطوح مرطوب طبیعی

میزان تبخیر از یک سطح مرطوب دلخواه (آب، برف، یخ، خاک مرطوب) تنها تابع قدرت تبخیر آتمسفر نبوده بلکه به عوامل مشخصه خود سطح از قبیل امکانات وجود رطوبت و آمادگی آن جهت تبخیر نیز وابسته است.

۱ - تبخیر از سطح سفره های آب

الف - عوامل موثر در تبخیر از سطح سفره های آب

برای یک مقدار معین قدرت تبخیر آتمسفر، میزان تبخیر از سطح یک سفره آب وابسته به وسعت (بخصوص در جهت بادهای غالب) و عمق آن می باشد.

در یک مخزن آب کوچک و کم عمق، درجه حرارت به سرعت از تغییرات تابش آفتاب و گرمای هوای مجاور تبعیت میکند، در این صورت میزان تبخیر نیز نسبت به شرایط جوی بسیار حساس بوده و از لحاظ کمیت و تحول به مشاهدات تشنگی های تبخیر سنجی شباهت خواهد داشت.

برعکس در یک دریاچه وسیع و عمیق، حرارت دریافتی از هوا و بخصوص تشعشعات خورشید که بین سطح و لایه های عمقی توزیع می شود در سطح به مصرف تبخیر رسیده و در اعماق ذخیره می گردد، این ذخیره حرارتی بعدها به لایه های سطحی منتقل و باعث ایجاد مقداری تبخیر اضافی خواهد شد. بطور کلی می توان گفت که لایه های عمقی آب به علت نگهداری حرارت، نقش تنظیم کننده تبخیر را به عهده می گیرند.

بنابراین شدت تبخیر در یک سفره آبی بسته به اهمیت وسعت و عمق آن در فصول گرم کمتر و در ماههای سرد سال بیشتر خواهد بود.

از طرف دیگر، طبق مشاهدات، میزان تبخیر از دریاچه هائی واقع در یک دره عمیق کمتر از یک سفره آبی گسترده در دشت میباشد. (مگر موقعی که بادهای غالب در جهت دره فوق الذکر بوزند).

ب - اندازه گیری تبخیر سفره های آب

۱- اندازه گیری مستقیم (روشهای موسوم به هیدروگرافی)

سنجش دقیق تبخیر سفره های طبیعی آب کاری بسیار مشکل است. در مورد یک دریاچه میتوان با موازنه آبهای ورودی (بارندگی، آبهای سطحی وارده) و آبهای خروجی (نفوذ و دبی در نقطه خروجی دریاچه) و همچنین بررسی تغییرات ظرفیت و نوسانات سطح آب آن دریاچه میزان تبخیر آن را

برآورد نمود ، اندازه‌گیری اجزاء مختلف این بیلان حجمی بخصوص مقدار آب نفوذی نمیتواند با دقت انجام شود و در نتیجه هرچه میزان اشتباه در سنجش اجزاء فوق زیادتر باشد محاسبه مقدار آب تبخیر شده که از اختلاف آنها نتیجه می‌شود تقریبی‌تر خواهد بود .

جدول ۷

کمیت مقادیر متوسط تبخیر سالانه سفره‌های آب آزاد وسیع در آب و هواهای مختلف

ارتفاع تبخیر متوسط سالانه به میلیمتر	
۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰*	۱- مناطق حاره
۲۲۶۰	۲- دریاچه چاد Tchad (عمق ۴ تا ۵ متر)
۷۰۰ تا ۶۶۰	۳- فرانسه ، باستثنای حوضه مدیترانه
۱۵۰۰ تا ۱۰۰۰	۴- جنوب فرانسه و اسپانیا
۱۲۰۰	۵- ایتالیا (مخازنی که در ارتفاع متوسط قرار دارند)
۷۰۰ تا ۴۵۰	۶- شمال غربی آلمان و لهستان
۶۰۰	۷- دریاچه سوئد (برحسب Wallen)
۸۳۵	۸- دریاچه Erce
۶۴۳	۹- دریاچه میشیگان و هورون
۶۵۰	۱۰- دریاچه زنو
۲۴۰۰	۱۱- دریای آرام
	۱۲- دریاچه های کوهستانی آلب (ارتفاع از سطح دریا ۲۰۰ متر)
۴۰۰ میلیمتر برای عرض ۶۴°	۱۳- دریاچه‌های روسیه اروپا (عمق متوسط ۵ متر طول متوسط در جهت بادهای غالب ۱۰ کیلومتر)
۹۰۰ میلیمتر برای عرض ۴۸°	۱۴- دریاچه‌های آسیای مرکزی (استالین آباد . . .)
۱۶۰۰ تا ۱۵۰۰	

* مناطق حاره‌نی مرطوب


جدول VI

ارقام آماری مربوط به تبخیر متوسط ماهیانه از سطح مایع (برحسب Coutagne)

ماه	فرانسه			آلمان			سوئد		ایتالیا	
	A ₁	A ₂	A ₃	B ₁	B ₂	B ₃	C ₁	C ₂		
ژانویه	۱۶	۳۰	۴۷	۲۷	۲۴	۱۳	۴۵	۴۰	۱۴	بخندان
فوریه	۲۱	۴۰	۵۰	۲۹	۲۵	۱۴	۶۰	۵۵	۱۸	بخندان
مارس	۳۹	۷۰	۸۹	۴۴	۴۵	۳۸	۵۰	۶۵	۲۱	۵۶
آوریل	۶۵	۸۰	۱۲۳	۶۰	۵۷	۵۵	۵۵	۶۰	۴۶	۸۲
مه	۹۱	۱۲۰	۱۳۵	۱۲۱	۸۰	۹۵	۷۵	۷۵	۸۵	۹۴
ژوئن	۱۰۳	۱۴۰	۱۹۹	۱۵۵	۹۳	۱۱۵	۹۵	۹۰	۱۸۹	۱۶۱
ژوئیه	۱۰۴	۱۸۰	۲۳۰	۱۵۶	۱۰۲	۱۲۲	۱۳۰	۱۰۵	۱۴۶	۱۸۰
اوت	۹۸	۱۵۰	۲۱۷	۱۳۶	۸۰	۹۷	۷۵	۸۵	۱۲۵	۱۵۹
سپتامبر	۵۸	۱۰۰	۱۶۱	۸۶	۵۹	۶۲	۶۵	۶۰	۵۶	۱۱۷
اکتبر	۳۵	۷۰	۱۱۰	۵۴	۳۴	۳۵	۵۵	۴۵	۳۰	۱۲۶
نوامبر	۱۷	۴۰	۶۸	۳۸	۲۱	۱۷	۳۵	۳۵	۱۸	۶۸
دسامبر	۱۴	۳۰	۵۱	۳۰	۱۵	۱۳	۳۵	۲۵	۱۲	۴۰
کل	۶۶۱	۱۰۵۰	۱۴۸۰	۹۳۶	۶۳۵	۶۷۶	۷۷۵	۷۴۰	۷۶۰	۱۰۸۳

- A₁ - Dijon - تشک به ابعاد ۲/۵×۲/۵×۰/۴ متر (۱۸۳۱-۳۵) و (۱۸۳۹-۴۴)
- A₂ - Arles - تشک به ابعاد ۳×۳×۰/۵ متر (۱۸۷۶-۸۲)
- A₃ - دریاچه تونس - تشک شناور به ظرفیت ۴۶۶ لیتر (۱۹۲۴-۳۱)
- B₁ - دریاچه Grimintz (نزدیک برلن) تشک شناور ۲۰۰۰ سانتیمتر مربع (۱۹۰۹-۱۲)
- B₂ - Sehnde ، کانال مرکزی ، تشک شناور ۲۰۰۰ سانتیمتر مربع (۱۹۲۵-۲۷)
- B₃ - دریاچه Ederce : تشک شناور ۲۰۰۰ سانتیمتر مربع (۱۹۲۸-۳۴)
- C₁ - دریاچه Zoug - روش هیدروگرافی - (۱۹۱۱/۱۲/۱ تا ۱۹۱۲/۱۱/۳۰)
- C₂ - دریاچه Aegere - روش هیدروگرافی - (۱۹۱۱/۱۲/۱ تا ۱۹۱۲/۱۱/۳۰)
- D - دریاچه Takernse (سوئد) روش هیدروگرافی - (۱۹۱۱ و ۱۹۱۴-۱۹۱۶)
- E - دریاچه مصنوعی Molato

معدالک برخی از دریاچه ها مانند دریاچه Hefner در اوکلاهما دارای شرایط نسبتاً مناسبی برای تبخیر سنجی می باشند، به طوریکه بادقت میتوان میزان تبخیر ماهیانه را در آنها اندازه گیری نمود. برای تعداد نسبتاً زیادی دریاچه دیگر نیز تخمین تبخیر کلی روی چندین سال با تقریب قابل قبول امکان پذیر بوده است.

در فرانسه، بجز مناطق مدیترانه‌ئی که تبخیر سالیانه دارای ارتفاعی قریب ۱۰۰۰ میلیمتر می باشد در بقیه نقاط ارتفاع تبخیر از سطح آب آزاد حدود ۷۰۰ میلیمتر است. نتایج حاصله از اندازه گیری روی سفره های آب در کشورهای مختلف در جداول V و VI ذکر شده است.  برای دریاچه Yssel در هلند مقدار تبخیر متوسط ماهیانه به صورت جدول زیر است:

کل سال	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۶۵۰	۱۳	۱۵	۳۱	۵۶	۹۳	۱۰۶	۱۰۲	۸۷	۶۳	۳۳	۱۸	۱۳

ملاحظه می شود که میزان این تبخیر در زمستان کمتر از ۲۰ میلیمتر و در ماههای ژوئن و ژوئیه بیش از ۱۰۰ میلیمتر است.

بعنوان مثال تغییرات تبخیر ماهیانه چند دریاچه آمریکا، برحسب درجه حرارت متوسط ماهیانه در شکل ۷-۵ ملاحظه می شود. وضعیت منحنی های A به خوبی تاثیر ذخیره حرارت را در لایه های زیرین دریاچه Walker به عمق ۷۰ متر نشان می دهند، بهمین سبب با تساوی درجه حرارت متوسط ماهیانه میزان تبخیر در ماه مه به مراتب کمتر از ماه سپتامبر است. شکل های ۸-۵ و ۹-۵ نیز نمایشگر مشاهدات انجام شده روی چند دریاچه سویس می باشند.

۲- تخمین تبخیر با استفاده از نتایج تشتک ها

در عمل بسیاری از مواقع باید میزان تبخیر از سطوح وسیع آب را با استفاده از اندازه گیریهای که روی تشتک انجام می شود برآورد نمود. میزان

تبخیری که به وسیله این تشتک ها سنجیده می شود باید در یک ضریب که مقدارش همیشه از واحد کمتر است ضرب گردد تا مقدار تبخیر مربوط به سطح وسیع آب که در همان شرایط جوی قرار گرفته حاصل شود. این ضریب را بنام "ضریب تشتک" می نامند. ضریب مزبور بسته به نوع تشتک و همچنین مشخصات سفره آب متغیر بوده و نظر به تقریبی بودن اندازه گیریها فقط می توان مقادیر متوسط (ماهانه و یا سالیانه) و یا بالاخره "دامنه تغییرات" ممکن آن را به دست آورد، برای مثال، در زیر به ذکر ارقام ضریب فوق برای انواع مختلف تشتک های مورد کاربرد در ایالات متحده می پردازیم (مقادیر متوسط سالیانه):

- تشتک Classe A دفتر آب ایالات متحده ۰/۷ (بین ۰/۶ تا ۰/۸)
- تشتک Colorado نصب شده در خاک: ۰/۸ (بین ۰/۷۵ تا ۰/۸۵)
- تشتک Colorado شناور: ۰/۸ (بین ۰/۷ تا ۰/۸۲)

به علت وجود اختلاف فاز بین درجه حرارت آب سفره ها و آب موجود در تشتک که جرم و ظرفیت حرارتی آن به مراتب کمتر است، در مقادیر ماهیانه ضرایب بالا پراکندگی بیشتری مشاهده خواهد شد.

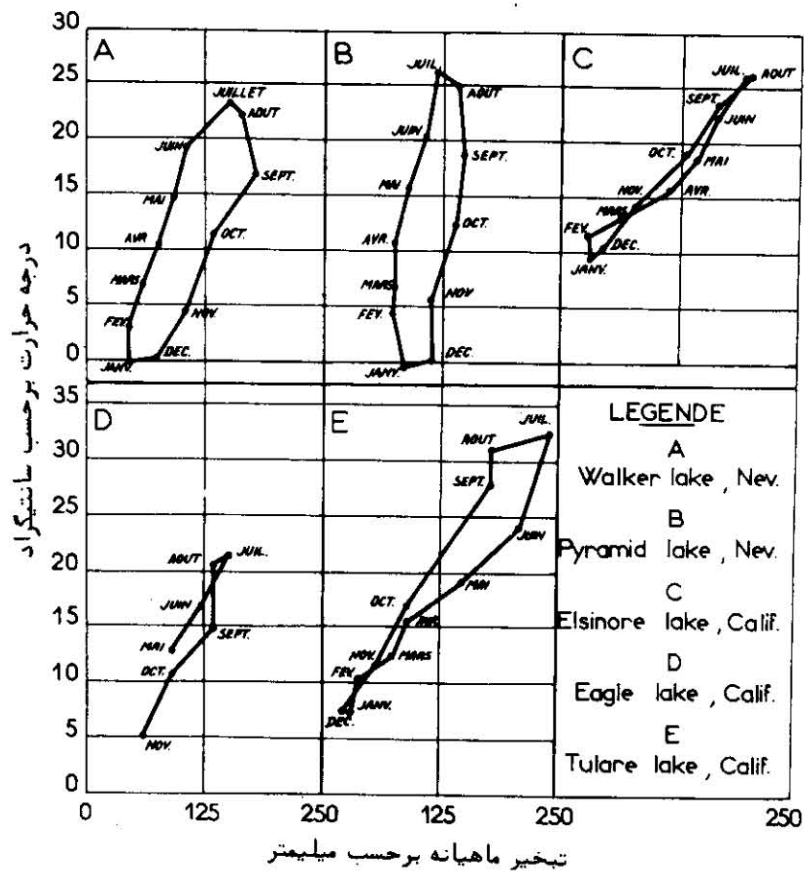
ممکن است گاهی لازم باشد که میزان تبخیر مخازن آب سطحی را با استفاده از نتایج تبخیر سنج Piche که در یک ایستگاه هواشناسی مجاور واقع است برآورد کنیم. به نظر Coutagne اگر سطح آب مورد نظر ۹ متر مربع باشد ضریب لازم حدود ۰/۷ خواهد بود. مقدار تبخیر تشتک های شناور یا نصب شده در خاک بین ۰/۴۵ تا ۰/۶ تبخیر Piche می باشد، البته ارقام فوق باید به وسیله آزمایشات لازم کنترل شده و به علاوه جز به عنوان مقادیر متوسط سالیانه نمی توانند مورد استفاده قرار گیرند.

ج - چند فرمول جهت محاسبه تبخیر از سطح سفره های آب

صحت فرمولهایی که جهت شناسائی تغییر قدرت تبخیر آتمسفر وضع شده و قبلاً بدانها اشاره کردیم، به طور تجربی و اغلب به وسیله تشتک های تبخیر که دارای یک سطح آب آزاد و کم وسعت هستند آزمایش شده است.

با کاربرد هر فرمول که برای یک نوع تشتک کاملاً مشخص وضع شده و با ضرب نمودن نتیجه حاصله در ضریب متوسط این نوع تشتک، می توان

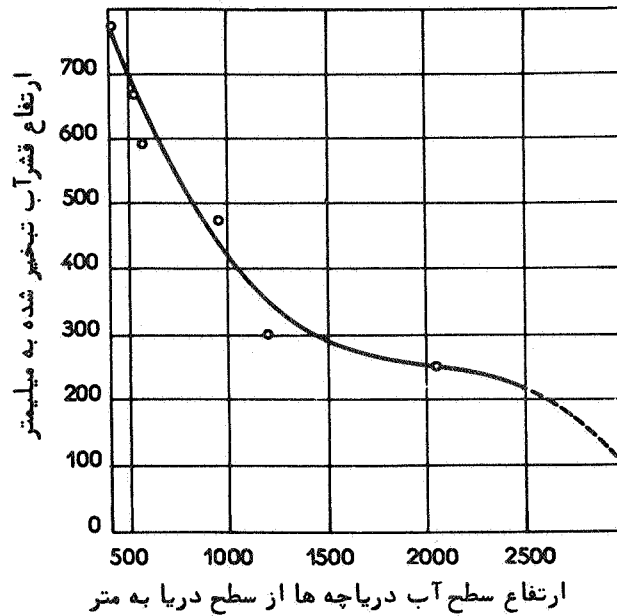
مقدار تقریبی تبخیر یک سفره آب طبیعی را به دست آورد .
 مطالعات عمیقی در مورد تبخیر از سطح دریاچه‌های مختلف (دریاچه های Colorado, Mead, Hefner و غیره) در ایالات متحده به عمل آمده که منجر به وضع فرمولها و ایجاد آباک هائی شده که توسط آنها می توان به تاثیر عوامل مختلف جوی بخصوص تابش آفتاب در محاسبات پی برد ، این عملیات به طور کلی اعتبار و حدود کاربرد تئوریهائی را که قبلا " از آنها بحث کردیم به خوبی نشان می دهد .



شکل ۷-۵ - تبخیر متوسط ماهیانه چند دریاچه آمریکا برحسب درجه حرارت متوسط ماهیانه هوا

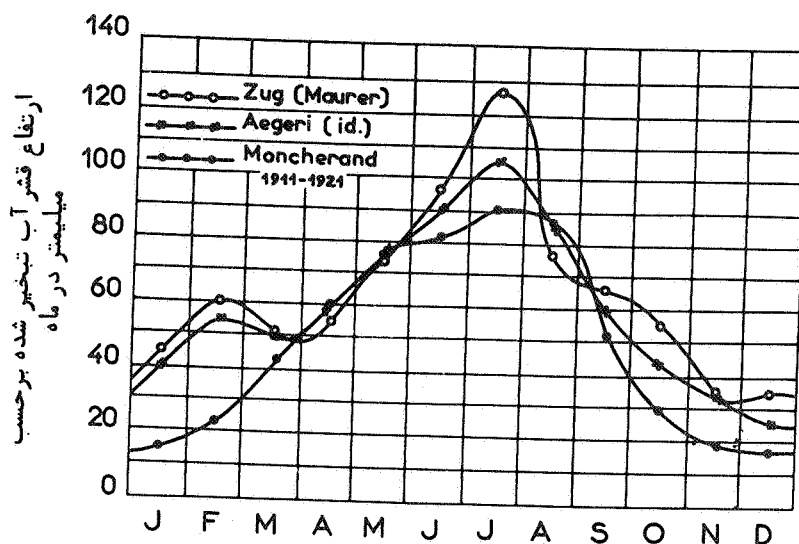
II - کاهش تبخیر در مخازن آب سطحی

در مناطق نیمه خشک، مقدار تبخیر، که ممکن است از ۲ متر در سال تجاوز نماید، برای منابع آب که با صرف هزینه های زیاد در پشت مخازن جمع آوری می گردد خطری جدی بشمار می رود (۱). اگر ارتفاع مفید آب در پشت این مخازن فقط چند متر باشد بسیاری از سدهای مخزنی که جهت آبیاری و یا آبرسانی بنا می شوند از لحاظ اقتصادی مقرون به صرفه نخواهند بود.



شکل ۸-۵- تبخیر سالانه در چند دریاچه سویس بر حسب ارتفاع از سطح دریا

۱- مقدار تبخیر از سطح ده مخزن که بوسیله سد معروف Boulder در کلرادو به وجود آمده و مساحت هر کدام به اندازه دریاچه Mead است، به اندازه کل آبهای وارده در سال متوسط می باشد.



شکل ۹-۵- تبخیر ماهیانه چند دریاچه سویس که در ارتفاع متوسط فلات سویس واقع شده اند (Lugeon)

از سالها پیش با پوشش سطح مخازن از یک قشر نازک روغن یا مازوت، اقداماتی در جهت کاهش دادن مقدار تبخیر به عمل آمده است. نتایج حاصله از این عملیات به علت وجود باد و جریان آب و در نتیجه اشکالات موجود در تثبیت قشر محافظ مزبور کمتر رضایت بخش بوده، بعلاوه با وجود قشر روغن یا مازوت هرگونه زندگی و فعالیت نباتی یا حیوانی در این مخازن سخت به مخاطره خواهد افتاد.

بعدها با ایجاد یک "قشر منوملکولی" از بعضی مواد آلی زنجیری در سطح آب نتایج دلگرم کننده تری حاصل شده است. این قشر که ضخامت آن در حدود 10^{-8} میلیمتر می باشد کاملاً نامرئی بوده و دارای کشش سطحی زیادی می باشد (تا ۴۰ دین بر سانتیمتر)، بعلاوه هیچگونه اختلافی در شرایط بیولوژیکی محیط آب ایجاد نمی نماید.

پس از بررسی ۱۲۵ ماده مختلف در آمریکا شرایط استثنائی هگزاد - کانول از نقطه نظر مورد بحث شناخته و تایید شده است. این الکل چرب که

به مقدار ۷۰ کیلو گرم در هکتار بر روی سطح ذخائر آب پاشیده می شود ایجاد قشر محافظی می نماید که به مدت چهار هفته دوام داشته و میزان تبخیر را بسته به موقعیت بین ۱۰ تا ۶۰ درصد کاهش می دهد. آزمایشاتی در این زمینه در ایالات متحده، هند و چند کشور مختلف دیگر روی منابع بزرگ صورت گرفته ولی کاربرد عملی این روش هنوز توسعه چندانی نیافته است.

III - تبخیر از سطح برف و یخ

تبخیر از سطح برف و یخ - که در حقیقت پدیده‌ئی از تصعید بشمار میرود، عبارتست از تبدیل مخلوطی به نسبت کم و بیش زیاد از آب مایع (۱) و جامد به بخار، هرچه مقدار آب مایع در مخلوط آب و برف و یخ بیشتر باشد شدت تبخیر به همان نسبت افزایش خواهد یافت. با شرط تساوی انحراف حرارتی رطوبت، سنجی (اختلاف درجه حرارت ترمومترهای خشک و تر) مقدار تبخیر از سطح برف $\frac{1}{5}$ تبخیر از سطح آب است. شدت تصعید برف خود نیز بستگی به توسعه سطح و میزان تماس با هوا و بالنتیجه شرایط انتشار یا نشست آن دارد.

میزان تبخیر از سطح برف بنا به تجربیات Fitzgerald به طور متوسط حدود ۱۵ میلیمتر در ماه بوده ولی تحت تاثیر بادی به سرعت ۵ متر در ثانیه ممکن است به ۱۵۰ میلیمتر در ماه نیز برسد. ارتفاع کل تبخیر در طول یک فصل قریب ۲۰۰ میلیمتر در دره Sierra Nevada و ۳۵۰ میلیمتر در دره San Bernardino واقع در ایالات متحده آمریکا بوده است. از مجموعه مطالعاتی که به وسیله محققین مختلف صورت گرفته چنین برمی آید که باد یکی از مهمترین عوامل سرعت تبخیر از سطح برف یا یخ می باشد. تاثیر جنگل و پوشش گیاهی در این زمینه هنوز خوب شناخته شده

۱- یک برف تازه که چگالی اولیه آن حدود ۰/۱۳ باشد قادر است ۲۵ تا ۵۵ درصد وزن خود آب جذب نماید (آب مذاب).

نیست، از یک طرف وجود درختان ممکن است موجب قطع وزش باد و حفاظت پوشش برف از تشعشعات مستقیم خورشید و در نتیجه کاهش تبخیر گردد، برعکس شاخ و برگ سوزنی برگان موجب نگهداری برف و افزایش سطح تماس آن با هوا شده و میزان تبخیر را بالا میبرند. بالاخره جنگل با محافظت برف در مقابل نور آفتاب با به تعویق انداختن تبخیر زمان آنرا طولانی تر میسازد.

IV - تبخیر از سطح خاک لخت

سفره های آب دائمی معمولاً قسمت کوچکی از سطح حوضه های آبریز را شامل میشوند. به استثنای بعضی از مناطق با آب و هوای خیلی سرد، برف جز چند ماهی بر سطح زمین باقی نمانده و نظر به ضعف قدرت تبخیر آتمسفر در فصول سرد، میزان تبخیر از سطح پوشیده از برف معمولاً بخش کم اهمیتی از تبخیر کلی سالیانه را تشکیل می دهد. بنابراین ملاحظه می شود که به طور کلی "کمبود جریان" یک حوضه را تبخیر از سطح خاک و پوشش گیاهی آن مشروط خواهد ساخت.

الف - مکانیسم تبخیر از سطح خاک لخت

به جز در خاکهای فوق العاده متخلخل و شکافدار، تبخیر صرفاً از سطح خاک مرطوب یا مجاورت نزدیک آن امکان پذیر خواهد بود. این پدیده موجب کاهش رطوبت لایه سطحی خاک و بالطبع حرکت صعودی آبی می شود که احتمالاً ممکن است در لایه های زیرین ذخیره شده باشد، بدین ترتیب آب مورد نیاز قشر فوقانی برای تبخیر مرتباً از پائین تامین می گردد.

در صورتیکه تغذیه مجدد لایه سطحی و تبخیر کننده خاک، چه به وسیله طبقات زیرین، و چه از راه بارندگی، امکان پذیر نباشد، تبخیر باعث کاهش تدریجی رطوبت طبقات فوقانی و بالنتیجه خشک شدن کلی آنها میشود: در این زمان عمل تبخیر نیز متوقف خواهد شد. در عمل همیشه مقداری آب که معادل ۲ تا ۵ درصد حجم خاک بوده و به نام رطوبت هیگروسکوپیک

(Hygroscopic) معروف است در آن باقی می ماند ، نظر به اینکه این رطوبت یا رطوبت جوی در حال تعادل است تبخیر روی آن تاثیری ندارد (۱)

ب - عوامل موثر در تبخیر از سطح خاک لخت

برای یک مقدار معین قدرت تبخیر آتمسفر ، شدت تبخیر یک خاک تابع مقدار آب موجود در طبقات سطحی آن و سهولت جایگزینی این آب به وسیله رطوبتی است که از طبقات زیرین به بالا انتقال می یابد ، به استثنای مواقع بارندگی و یا در حالت بخصوص زمین های مردابی تنها ذخائر رطوبتی موجود در خاک آب مورد نیاز تبخیر را تامین می سازد .

در عمل دو حالت ممکن است اتفاق بیافتد :

۱- وجود سفره آب زیر زمینی در نزدیکی سطح خاک

اگر منطقه اشباع به سطح برسد ، شدت تبخیر حداکثر بوده و مقدار آن به وسیله قدرت تبخیر آتمسفر مشخص می گردد ، ضمناً " حرکت صعودی آب موجود در سفره تحت الارض ، از طریق شبکه لوله های موئین (Capillarity) همیشه لایه سطحی را در حالت اشباع نگه میدارد .

اگر سطح سفره آبی بعلتی پائین بیافتد به نحوی که بخشی از طبقه سطحی خاک را یک قشر تهویه بپوشاند ، میزان تبخیر نمیتواند به حداکثر خود برسد ، در این حالت از یک طرف شدت تبخیر در سطح کاهش یافته و از طرف دیگر حرکت صعودی آب از سمت سفره در مجاورت سطح خاک به علت وجود هوا که در این لایه قسمت اعظم فضای بین ذرات خاک را پر می کند کند تر انجام خواهد پذیرفت .

بالاخره اگر سطح آب باز هم پائین تر رود بطوریکه طبقه فوقانی

۱- برای بررسی بیشتر و کاملتر روابط آب ، خاک و هوا به کتب زیر مراجعه شود .

A. DEMOLON	تاءلیف	- دینامیک خاک
M. Poiree, C. Ollier	تاءلیف	- آبیاری
M. Poiree, C. Ollier	تاءلیف	- زهکشی

خاک کاملاً" در منطقه تهویه وافع شود (حالتی که در مناطق خشک و نیمه خشک که سطح سفره‌های آب زیر زمینی در چندین ده متر واقع است زیاد اتفاق می‌افتد)، میزان تبخیر فوق العاده کاهش یافته و زمانی که خاک به رطوبت هیگروسکوپی خود برسد کاملاً" متوقف خواهد شد (مگر اینکه رطوبت خاک بر اثر بارندگی تجدید شود).

۲- فقدان سفره آب زیر زمینی در نزدیکی سطح خاک

تبخیر صرفاً" از طریق بارندگی‌ها که به اعماق کم نفوذ میکنند تغذیه می‌شود، در این صورت جز بلافاصله بعد از بارندگی‌های شدید و فراوان و یا در مجاورت سطح خاکهای کم نفوذ، حالت اشباع پیش نخواهد آمد، بهر حال میزان تبخیر محدود به مقدار آبی است که در لایه‌های سطحی خاک به صورت ذخیره وجود دارد.

در اینجا می‌توان به اهمیت فوق العاده ذخیره آبی خاک که به وسیله ظرفیت نگهداری و پارطوبت آن تامین میشود پی برد، عامل اخیر نقش بسیار ارزنده‌ئی را در مسائل مربوط به آبیاری به عهده دارد.

ج- اندازه گیری تبخیر از سطح خاک لخت

نظر به اینکه تبخیر از سطح خاک در درجه اول وابسته به نفوذ آبهای است که خواه به وسیله بارندگی‌ها و خواه از راه آبیاری بدان می‌رسد بررسی دو پدیده اخیر باید در صدر مطالعات قرار گیرد. بعلاوه راههای اندازه‌گیری تبخیر از سطح خاک لخت در مورد سنجش تبخیر از سطح پوشش گیاهی یا تعرق گیاهان نیز قابل کاربرد است. وسایل تجربی را که جهت این منظور مورد استفاده واقع می‌شوند می‌توان به سه دسته تقسیم نمود:

۱- لیزیمتر (Lysimetre)

۲- سطوح طبیعی یا قطعات آزمایشی

۳- شاسی شیشه‌ئی یا شیشه دار

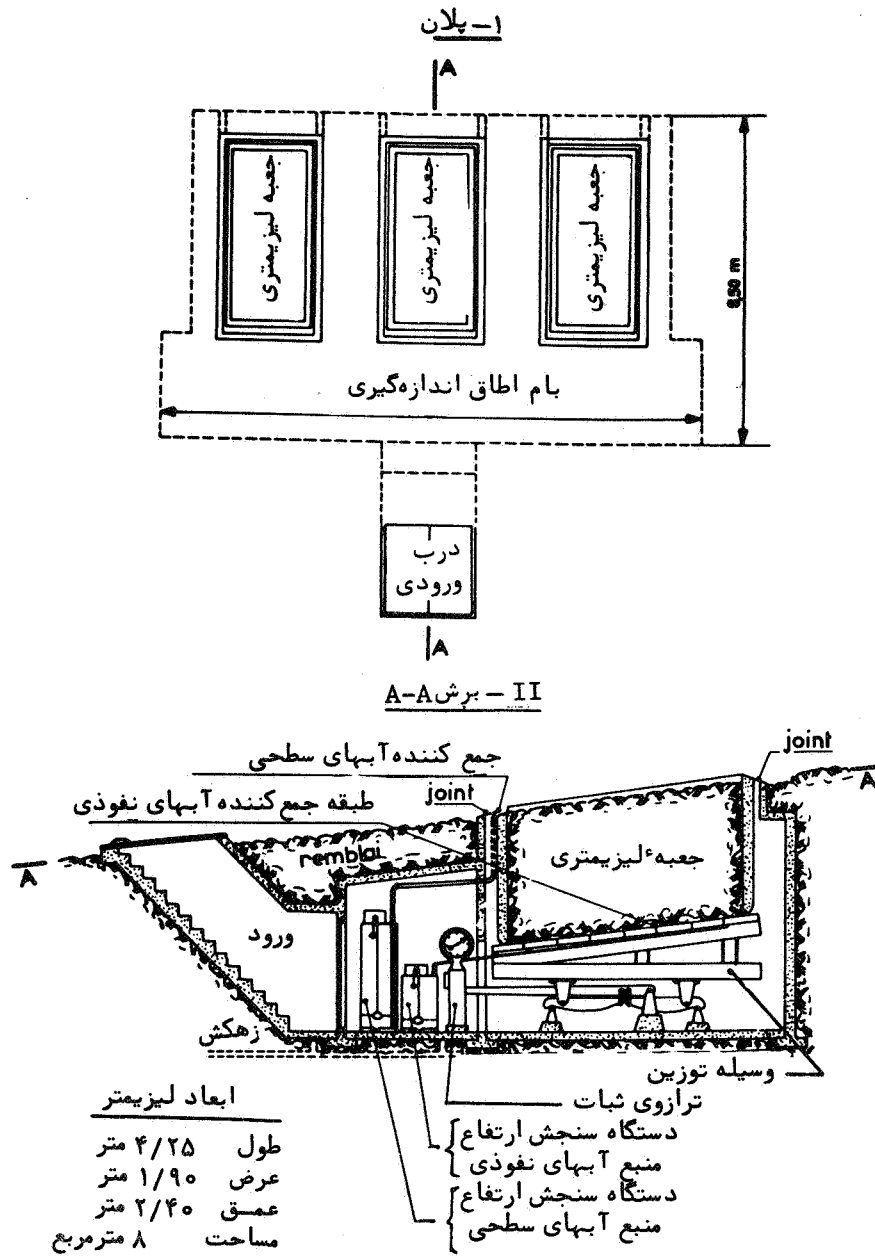
۱- لیزیمتر

لیزیمتر عبارتست از یک ظرف بدون منفذ با جدارهای قائم که در داخل خاک نصب شده و قسمت فوقانی آن باز و داخل آن از خاک مورد مطالعه

تا ده سانتیمتری لبه بالائی پر می‌شود شکل (۱۰-۵)، بدین ترتیب سطح خاک در معرض عوامل جوی (که در ایستگاه هواشناسی مجاور اندازه‌گیری میشوند) قرار گرفته و بارندگیهای طبیعی را که با یک باران سنج قابل سنجش هستند دریافت می‌دارد. خاک موجود در لیزومتر در یک سطح کاملاً مشخصی (در عمق یا سطوح بالاتر) زهکشی شده و آب حاصله جمع‌آوری و اندازه‌گیری می‌گردد، به‌علاوه در بعضی لیزومترها درجات رطوبت و حرارت خاک نیز در اعماق مختلف برداشت می‌شود.

از مدتها قبل سیستم‌های لیزیمتری با خاک لخت یا با پوشش گیاهی در مطالعات هیدرولوژی و کشاورزی مورد استفاده بوده‌اند. در انواع قدیمی آن که صرفاً جهت بررسی پدیده نفوذ به کار برده می‌شد فقط مقدار آبی که در اثر زهکشی خارج می‌شد و همچنین فواصل زمانی موجود بین سقوط قطرات باران و شروع زهکشی مورد نظر بود. مقدار تبخیر E در مدت معین نیز از تفاضل بارندگیهای وارده P و ارتفاع آب زهکشی Q و همچنین تغییرات ذخیره رطوبتی خاک ΔR با استفاده از بیلان هیدرولوژی $E = P - Q + \Delta R$ در آن مدت محاسبه می‌شود. تغییرات ذخیره رطوبتی ΔR را می‌توان با اندازه‌گیری‌های مکرر رطوبت در اعماق مختلف خاک برآورد نمود، ولی این نوع سنجش‌ها هیچگاه دارای دقت کافی نیستند. بدین سبب اغلب سعی می‌شود که میزان تبخیر را برای مدت‌های طولانی معین سازند تا مقدار ΔR در مقابل اندازه تبخیر E قابل صرف‌نظر باشد. معمولاً اندازه‌گیریها روی مدت اقل "ده روز (غالباً" یکماه) انجام می‌سود. معادالک با استفاده از سوند نوترون امروزه میتوان به اندازه‌گیریهای دقیق روره رطوبت خاک نیز دست زد.

جدول VII بیلان هیدرولوژی یک لیزومتر را در ایستگاه معروف Coshocton در Ohio نشان می‌دهد (شکل ۱۰-۵)، در این لیزومتر که از سال ۱۹۳۷ به وسیله سرویس حفاظت خاک آمریکا مورد بهره برداری است میزان تبخیر سالیانه یک خاک زیر کشت گندم به $45/09$ اینچ یعنی 1145 میلیمتر رسیده است. موضوع قابل ملاحظه در اینجا اهمیت استثنائی تقطیر (شبنم) می‌باشد که قریب $\frac{1}{4}$ ارتفاع بارندگی‌های اصلی را در قطعه آزمایشی



شکل ۱۰-۵- سیستم لیزیمتری ایستگاه (Ohio) Coshocton (سرویس حفاظت خاک ایالات متحده).

II- برش عمودی در امتداد AA

I- پلان

تشکیل می دهد .

کاربرد لیزیمتر اخیراً " جهت مطالعات مربوط به تبخیر و تعرق و بخصوص جهت بررسی نیاز زراعت های آبی به آبیاری عمومیت یافته است . در مورد تحقیقات کشاورزی ، کوششهای زیادی در جهت بالا بردن دقت این وسایل به عمل آمده ، و متخصصین روسی در سال ۱۹۵۴ موفق شده اند لیزیمتر های ثابت توزینی را به وسیله لیزیمترهای شناور دقیق ولی ارزان قیمت تر جایگزین سازند ، در این نوع وسایل بدنه لیزیمتر که یک حجم استوانه‌ئی خاک به ارتفاع زیاد در آن قرار گرفته به وسیله جسمی شناور در یک گودال عمیق و پر از آب نگهداری می شود ، وزن لیزیمتر را میتوان با استفاده از وضعیت جسم شناور در داخل آب که بطور مداوم ثبت میشود تعیین نموده و حتی تغییرات بسیار جزئی آنرا نیز زیر نظر داشت (برای لیزیمتر Davis در کالیفرنیا ، تغییرات وزنی معادل ۰/۰۳ میلیمتر آب روی سطح مفید قابل تشخیص است . برای اینکه در لیزیمتر تا حد امکان شرایطی هرچه نزدیکتر به آنچه که در خاک طبیعی مورد مطالعه وجود دارد رعایت شود پیش بینی های بسیار دقیقی بعمل می آید :

– پروفیل پدولوژی یکنواخت (خاک دست نخورده)

– پروفیل رطوبتی و حرارتی یکسان (لیزیمتر عمیق یا مجهز بوسیله

مکشی مصنوعی)

– کشت یکنواخت

– مقدار آب آبیاری ، کود و غیره به مقدار مساوی

به موازات این وسایل توسعه یافته که به وسیله آنها می توان بیلان هیدرولوژی لیزیمتر را در حد فاصلهای زمانی خیلی کوتاه وضع نمود (سنجش تقریباً " ممتد فلوهای رطوبت و حرارت) کاربرد دستگاههای ساده و ارزانتر نیز عمومیت یافته زیرا می توان آنها را به تعداد کافی ، جهت نمونه گیری از میزان تبخیر و تعرق ماهیانه یا سالیانه یک منطقه در مقیاس وسیع ، ساخته و نصب نمود (در حوضه های آبریز آزمایشی) . نمونه این نوع وسایل تبخیر و تعرق سنج Thorntwaite با سطح آب ثابت است . برای اندازه گیری میزان

تبخیر فصلی از وسایل ساده تری نظیر لیزیمترهایی که به وسیله بشکه‌های ۲۰۰ لیتری بنزین ساخته می‌شوند نیز می‌توان استفاده کرد، این بشکه‌ها از خاک مورد مطالعه پر شده و پس از نصب در زمین، به نحوی که نمونه معرف مزرعه مجاور باشند کاشت می‌شوند، با یک وسیله مخصوص نیز می‌توان حجم آبی را که از طبقه خاک عبور می‌کند و در قسمت تحتانی لیزیمتر جمع آوری می‌شود اندازه‌گیری نمود. ارتفاع بارندگیها نیز با استفاده از یک باران سنج مشخص می‌گردد. در بعضی از ایستگاههای تحقیقاتی کشاورزی از یک سری لیزیمتر از نوع فوق‌الذکر استفاده می‌شود که هر کدام در داخل یک گودال که در خاک حفر شده قرار می‌گیرند. فاصله بین بدنه گودال و لیزیمتر کم ولی به حدی است که بتوان به آسانی لیزیمتر را خارج و داخل کرده و با وسیله‌ای روی یک قپان منتقل نمود. این قپان یا وسیله توزین باید برحسب وزن بدنه لیزیمتر و خاک مرده داخل آن دقت کافی داشته باشد.

۲- سطح طبیعی تبخیر (قطعات آزمایشی)

یک قطعه زمین صاف به مساحت چند صد متر مربع را با خاک لخت که در عمق و سطح دارای یکنواختی کافی باشد می‌توان انتخاب نمود. میزان بارندگی از یک طرف و رطوبت خاک در نقاط و اعماق مختلف قطعه از طرف دیگر اندازه‌گیری شده و بالنتیجه مقدار تبخیر با استفاده از بیلان هیدرولوژی که قبلاً" بدان اشاره کردیم محاسبه می‌شود.

مزیت این روش بر لیزیمتر اینست که می‌توان آنرا در مورد یک زمین در شرایط کاملاً" طبیعی به کار برد. ولی به جز در حالات بخصوص، انتقال آبهای سطح الارضی (همچنین رطوبت خاک) در مرزهای قطعه مورد مطالعه ایجاد اشتباهاتی می‌نماید که برآورد میزان آن خیلی مشکل است، بدین سبب بعضی اوقات سعی میشود که با ایجاد دیواره‌های بتنی در اطراف قطعه و فرو کردن آنها تا حد طبقه غیرقابل نفوذ زیرین از این اشتباهات جلوگیری گردد. از طرف دیگر نظر به اینکه اندازه‌گیریهای رطوبت خاک جهت محاسبه دقیق تغییرات ذخیره آب زیر زمینی کافی نیست لذا این روش جز برای برآورد میزان تبخیر در حد فاصل‌های زمانی طولانی قابل کاربرد نخواهد بود. روی این

جدول VII
بیان هیدرولوژی ماهانه لیزیمتر Y103A در ایستگاه Coshocton (در Ohio) بروسب اینج

ابعاد لیزیمتر: $1/90 \times 4/2$ متر
ارتفاع خاک: $2/40$ متر
این لیزیمتر روی یک تپان نشات که قادر است ۵۵ تن را با تقریب $2/2$ کیلوگرم توزین نماید نصب شده است (حساسیت مربوط به یک قطر آب $0/25$ میلیمتر روی سطح لیزیمتر).
لیزیمتر زیر گشت گندم بوده و در ۱۰ ژوئیه درو شده است.

ماه	آب ورودی به اینج			آب خسروچی به اینج			کل	نفوذ	افزایش خالص	کاهش خالص	میزان آب تکمیلی در $2/4$ متر خاک به اینج
	بارندگی	شبنم	کل	جریان سطحی	تبخیر و تعرق	کلی					
ژانویه	1/09	1/58	1/67	0/05	2/44	2/57	1/08	4/89	0/90	0/90	—
فوریه	4/63	1/16	5/79	0/11	2/32	2/89	2/46	4/89	0/90	0/90	—
مارس	2/62	1/05	3/67	0/01	2/84	2/85	1/66	5/51	—	—	1/84
آوریل	1/87	0/68	2/55	—	5/11	5/25	0/24	5/25	0/99	0/99	—
مه	5/98	0/36	6/34	0/07	5/20	5/72	0/08	5/72	0/99	0/99	—
ژوئن	6/72	0/17	6/89	0/02	5/63	5/72	0/07	5/72	—	—	—
ژوئیه	5/32	0/37	5/70	0/04	5/59	5/72	0/10	5/72	—	—	—
اوت	2/40	0/52	2/92	—	2/21	2/32	0/12	2/32	—	—	—
سپتامبر	0/88	0/77	1/65	0/02	2/22	2/32	0/02	2/32	—	—	—
اکتبر	4/38	0/89	5/27	0/02	2/29	2/32	0/02	2/32	—	—	—
نوامبر	2/74	1/11	3/85	0/01	2/18	2/32	0/04	2/32	—	—	—
دسامبر	2/83	1/26	4/09	0/01	2/06	2/32	0/15	2/32	—	—	—
جمع کل	41/47	9/92	51/39	0/24	45/09	51/48	6/05	9/48	9/57	9/57	—
درصد کل آب ورودی یا خروجی	80/70	19/30	100/0	0/66	87/59	11/75	100/0	—	—	—	—

اصل بیشتر از آن برای محاسبه تبخیر و تعرق مناطق مشجر و تغذیه سفره های آب تحت الارض استفاده می شود .

۳- شاسی شیشه دار یا شیشه‌ئی

شاسی های شیشه دار سابقاً " جهت اندازه گیری تبخیر خاکهای که ابتدا " نیاستی جابجا می شدند به کار می رفت .

یک شاسی فلزی بدون کف را که سرپوش آن از یک شیشه مورب تشکیل یافته به آرامی به داخل خاک فرو می برند . آبی که از سطح خاک بخار میشود بر روی سطح شیشه که گاهی نقش جدار سرد را به عهده دارد تقطیر شده با لغزش به سمت یک سوراخ در داخل یک ظرف اندازه گیری جمع آوری می گردد . مسلماً " شرایطی که در زیر شاسی موجب تبخیر خاک می شود با شرایط هوای آزاد مجاور یکسان نخواهد بود ، بنابراین جهت تخمین تبخیر هوای آزاد با استفاده از نتایج حاصله از شاسی باید از یک ضریب K استفاده نمود ، برای این منظور دو تشتک مشابه را از خاک پر نموده (تشتک با سفره آبی در عمق ثابت) یکی را با شاسی شیشه‌ئی پوشانده و دیگری را در هوای آزاد قرار می دهند . با مقایسه تبخیر مشاهده شده روی دو تشتک مزبور میتوان از مقدار ضریب K اطلاع حاصل نمود . این مقدار که گاهی حتی به ۵ نیز می رسد دقت روش را به مقدار زیادی محدود سازد . به علاوه نظر به توسعه اندازه گیریهای لیزیمتری روش فوق به تدریج منسوخ شده است .

د- نتایج اندازه گیریها ، فرمولهای محاسبه تبخیر از سطح خاک لخت

اندازه گیریهای بی نهایت زیادی در مورد تبخیر ، در آب و هوا های گوناگون و بر روی انواع متعدد خاک با شرایط مختلف رطوبتی به عمل آمده است . خلاصه نتایج این مطالعات ذیلا " ملاحظه می شود .

۱- میزان تبخیر از سطح خاک دائماً " اشباع

در مورد یک خاک معین و در شرایط قدرت تبخیر آتمسفری یکسان شدت تبخیر زمانی به حداکثر خود میرسد که آن خاک کاملاً " اشباع شده باشد . این شرط استثنائی به جز در مورد زمین های مردابی ، فقط بلافاصله بعد از بارندگی های شدید می تواند تحقق یابد .

برحسب عادت اغلب مقدار تبخیر از سطح یک خاک اشباع را با تبخیر از سطح آب آزادی که در همان شرایط جوی قرار گرفته باشد مقایسه می‌کنند. نسبت این دو مقدار، یعنی میزان تبخیر از سطح خاک اشباع به میزان تبخیر از سطح آب آزاد، در صورتیکه مقادیر متوسط آنها در روی حد فاصل زمانی طولانی محاسبه و در نظر گرفته شده باشند به شرح زیر خواهد بود:

۱۰۰ درصد	شن نرم
۹۰ درصد	مارن
۷۵ تا ۸۵ درصد	رس

بنابراین جهت تعیین تقریبی مقدار تبخیر یک خاک اشباع، کافی است که با استفاده از یکی از فرمولهائی که قبلاً دیدیم تبخیر از سطح آب آزاد را محاسبه و نتایج حاصله را در ضریب مربوطه خاک ضرب نمائیم. به منظور اطلاع از کمیت مقادیر، جدول VIII میزان تبخیر متوسط ماهیانه را برحسب میلیمتر، به ترتیب برای سطح آب آزاد، خاک سیاه و چمن در ایستگاه oudewetering (هلند) نشان می‌دهد.

۲- میزان تبخیر از سطح خاک غیر اشباع

با تساوی قدرت تبخیر آتمسفر، میزان تبخیر از یک خاک معین در حالت اشباع بیش از حالت غیر اشباع خواهد بود.

الف - در صورت عدم سفره آب زیر زمینی در مجاورت سطح خاک، تنها بارندگی‌ها موجب مرطوب ساختن لایه فوقانی آن می‌گردد. لذا میزان تبخیر از یک طرف بسته به قدرت تبخیر آتمسفر و از طرف دیگر تابع رژیم بارندگی است. حداکثر تبخیر بلافاصله بعد از بارندگی حادث شده و سپس همراه با رطوبت سطحی خاک کاهش می‌یابد. در هر حال میزان تبخیر محدود به آب حاصله از بارندگی است که نمی‌تواند به اعماق زیاد نفوذ نماید.

در یک فصل معین و برای یک منطقه مورد نظر، افزایش بارندگی معمولاً موجب کاهش قدرت تبخیر آتمسفر می‌گردد، ولی از طرف دیگر بالا رفتن رطوبت سطح خاک خود میزان تبخیر را افزایش می‌دهد، به طور کلی در یک منطقه معین و برای حد فاصل‌های زمانی نسبتاً کوتاه (ده روز یا یک ماه)

میزان تبخیر از سطح خاک تابع صعودی قدرت تبخیر آتمسفر و ارتفاع بارندگی است. برای مدت زمانهای طولانی‌تر، مثل سال، تبخیر کلی از سطح خاک نه تنها به مقدار کلی بارندگی بلکه به نحوه توزیع آن در زمان نیز وابسته است.

جدول VIII

مقایسه میزان تبخیر متوسط ماهیانه یک سطح آب، خاک سیاه و چمن در ایستگاه Oudewetering هلند (برحسب میلیمتر) تشنک ۱×۱ متر

چمن	خاک سیاه	آب	ماه
۱۰/۱	۷/۰۴	۱۱/۱	ژانویه
۱۳/۸	۱۰/۸	۱۵/۳	فوریه
۲۷/۴	۲۳/۸	۲۹/۲	مارس
۶۸/۱	۴۹/۶	۶۰/۰	آوریل
۱۲۳/۸	۷۳/۴	۹۲/۲	مه
۱۴۱/۰	۷۴/۰	۱۰۳/۳	ژوئن
۱۴۱/۰	۶۷/۶	۹۴/۷	ژوئیه
۱۱۴/۲	۵۶/۸	۸۰/۱	اوت
۷۲/۷	۳۸/۰	۴۹/۷	سپتامبر
۳۳/۴	۲۱/۷	۲۸/۵	اکتبر
۱۶/۶	۱۲/۰	۱۶/۶	نوامبر
۸/۷	۷/۱	۱۱/۰	دسامبر
۷۶۹/۳	۴۴۲/۲	۵۹۱/۸	کل سال

میزان تبخیر از سطح خاکهای لخت و بدون سفره آب زیر زمینی کم و به طبیعت و جنس خاک بستگی دارد مگر در موارد نهائی (که آن هم به نظر می‌رسد که در یک خاک کاملاً رسی مقدارش بیش از خاک های شنی باشد).
در جدول IX به عنوان مثال، مقادیر مربوط به نتایج اندازه‌گیری تبخیر که در روی یک لیزیمتر پر شده از خاک لخت شنی در Berlin-

Eberswald انجام گرفته و همچنین اندازه های درجه حرارت، ارتفاع بارندگی و تبخیر Wild ذکر شده اند. ملاحظه میشود که مقدار تبخیر سالیانه از سطح لیزومتر (خاک شنی لخت) فقط ۱۸۰ میلیمتر بوده در حالیکه تبخیر سالیانه، که با تبخیر سنج Wild اندازه گیری شده حدود ۵۰۰ میلیمتر است (درجه حرارت متوسط قریب ۰/۹ درجه سانتیگراد و ارتفاع بارندگی سالیانه ۷۰۰ میلیمتر می باشد). L. Turc در مرکز تحقیقات آگرونومی فرانسه در ورسای فرمول زیر را جهت محاسبه میزان تبخیر ده روزه از سطح خاک لخت پیشنهاد نموده است، نتایج حاصله از این فرمول به نحو رضایت بخشی با نتایج اندازه گیریهای مستقیم روی لیزومترهای واقع در Gronigen, Rothamsted, Versailles و همچنین با مقادیر متوسط سالیانه تاسیسات مختلف لیزیمتری در نقاط مختلف جهان مطابقت میکند. ممکن است احتمالاً بعضی از لیزومترها که از خاکی با مشخصات کاملاً مختلف پر شده باشند از قاعده فوق مستثنی بوده و نتایج آنها با فرمول Turc مطابقت نکند مگر لیزومتر Gastricum که از شن روان پر شده است. فرمول Turc به صورت زیر نوشته می شود:

$$E = \frac{P + a}{\sqrt{1 + \left(\frac{P+a}{L}\right)^2}}$$

میلیمتر در ده روز

که در آن:

- E - میزان تبخیر ده روزه برحسب میلیمتر
- P - بارندگی های ده روزه برحسب میلیمتر
- a - حداکثر مقدار آب (مربوط به رطوبت خاک) که در غیاب بارندگی ها در دسترس تبخیر قرار خواهد گرفت. مقدار a بین ۱۰ تا ۱ میلیمتر برحسب مرطوب یا خشک بودن زمین متغیر است.
- L - عامل "هلیوترمیک" (heliothermique) وابسته به درجه حرارت و تشعشعات که به صورت زیر نوشته می شود:

$$L = \frac{1}{16} (t+2) \sqrt{I_g}$$

t - درجه حرارت متوسط هوا بر حسب درجه سانتیگراد
 Ig - تشعشعات کلی خورشید بر حسب کالری بر سانتیمتر مربع در روز
 ب - اگر سفره آب زیر زمینی در نزدیکی سطح خاک وجود داشته باشد، این سطح در آن واحد هم به وسیله بارندگی‌ها و هم توسط آبی که از سفره تحت الارض در حال صعود است کسب رطوبت می‌کند بنابراین میزان تبخیر از این خاک تابع ارتفاع بارندگی، قدرت تبخیر آتمسفر و سطح سفره آب خواهد بود. اگر سفره زیر زمینی وبالطبع طبقه اشباع هم سطح زمین باشد میزان تبخیر همانست که قبلاً در مورد تبخیر از خاک اشباع دیدیم، در صورتیکه سطح سفره آن قدر پائین بیافتد که دیگر نتواند قشر فوقانی خاک را مرطوب سازد همانند آنچه که در مورد خاکهای غیر اشباع ملاحظه نمودیم میزان تبخیر صرفاً تابع قدرت تبخیر آتمسفر و ارتفاع بارندگیها خواهد بود، در حالت حد واسط میزان تبخیر بین مقادیر مربوط به حداکثر خاک اشباع و حداقل خاک غیر اشباع متغیر خواهد بود.

E - تفرق از سطح گیاهان یا تبخیر فیزیولوژی

مطالعات فراوانی توسط محققین رشته های مختلف گیاه شناسی، آگرونمی و باغبانی در مورد تفرق گیاهان بعمل آمده که چه هدف و چه روش های مورد استفاده آنان با آنچه که مورد نظر متخصصین هیدرولوژی می باشد متفاوت است، ولی با وجود این می توان از لابلای نتایج و عملیات فوق الذکر عوامل با ارزشی را از نقطه نظر هیدرولوژی جهت بررسی تبخیر کلی و کمبود جریان یک حوضه به دست آورد، تعیین و محاسبه احتیاجات زراعت های مختلف به آبیاری نمونه چشمگیری از کاربرد عملی این نوع مطالعات میباشد.

I - چگونگی تعرق

گیاهان از درون خاک، آب مورد نیاز برای ادامه زندگی خویش را تامین می‌سازند، ریشه‌های آنها به اعماق مختلف رخنه نموده (برای گیاهان یکساله در حدود ۳۰ سانتیمتر و برای درختچه و درختان بین ۱ تا ۶ متر) و آب موجود در خاک از راه سلولهای اپیدرم ریشه‌های موئین به داخل نفوذ میکند، سپس با جریان در کانالها و سیستم آوندی از راه تنه و شاخه‌ها، خود را به برگ می‌رساند.

برگها خود از سلولهای جدار نازک که با منتهی‌الیه کانالهای آوندی در ارتباط می‌باشد تشکیل یافته‌اند و از یک طبقه سلول کم و بیش غیر قابل نفوذ و واجد تعداد زیادی روزنه که با فضای بین سلولی مرتبطند پوشیده شده‌اند. به‌طور متوسط تعداد روزنه‌ها در هر برگ حدود ده هزار در سانتیمتر مربع است. این منافذ (Stomates) تقریباً بیضی شکل بوده و ۱۰ تا ۴۰ میکرون طول و ۳ تا ۱۲ میکرون عرض دارند. گشایش آن توسط دو سلول محافظ کنترل شده و جمعاً ۱ تا ۲ درصد سطح برگ را شامل می‌شوند.

نفوذ رطوبت خاک بدرون ریشه‌ها از راه آغستگی و اسمز انجام میگیرد، مکانیسم صعود آب در کانالهای سیستم آوندی چندان خوب شناخته شده نیست و در این مورد تئوری مکش بهترین اطلاعات را به دست می‌دهد.

II - عوامل مؤثر در تعرق

مانند هر پدیده دیگر تبخیر، تعرق نیز قبل از هر چیز تابع قدرت تبخیر اتمسفر و در نتیجه وابسته به عوامل: تابش آفتاب، درجه حرارت، میزان رطوبت هوا و بالاخره سرعت باد خواهد بود.

از طرف دیگر عوامل جوی از راه تاثیر روی باز و بسته شدن منافذ برگ بطور غیرمستقیم نیز شدت تبخیر را تحت نفوذ قرار میدهند. روشنایی، حرارت و یا افزایش سریع رطوبت هوا موقعیت را جهت این پدیده مناسب

می‌سازند، ولی عکس‌العمل انواع مختلف گیاهان در مقابل این عوامل یکسان نیست.

شدت تعرق همچنین به وسیله رطوبت خاک در منطقه نفوذ ریشه‌ها تاثیر پذیر بوده و ممکن است به علت کندی جریان آب به طرف ریشه‌ها کاهش یابد، بخصوص در یک خاک نیمه خشک، در صورتی که میزان رطوبت از حد معینی که به نام "نقطه پژمردگی" معروف است تنزل کند. ریشه‌ها دیگر قادر به مکش آب باقیمانده^(۱) در خاک نبوده و عمل تعرق متوقف می‌شود. در نتیجه گیاه نیز پژمرده و خشک خواهد شد. بنابراین شدت تعرق وابسته به رطوبت خاک است که خود تحت تاثیر سفره‌آب زیر زمینی و رژیم بارندگی‌ها می‌باشد. بالاخره میتوان گفت که در شرایط یکسان آب و هوایی و برای یک خاک معین تعرق گیاهان به نوع، سن و توسعه شاخ و برگ آنها نیز بستگی زیاد خواهد داشت

۱- در غیاب بارندگیها و یا آبیاری، مقدار ذخیره رطوبتی خاک که میتواند به مصرف گیاه برسد عبارت است از تفاضل بین رطوبت نگهداری (field Capacity) و رطوبت مربوط به نقطه پژمردگی.

ظرفیت نگهداری یک خاک عبارتست از حداکثر مقدار آبی که پس از زهکشی کامل در آن باقی می‌ماند. این ظرفیت مقدارش کمتر از ظرفیت حداکثری است که یک خاک اشباع ممکن است دارا بوده و ضمناً "به وسیله تخلخل خاک اندازه‌گیری می‌شود. در زیر، جهت اطلاع به ذکر چند رقم از رطوبت‌های مشخصه فوق‌الذکر می‌پردازیم.

نوع خاک	رطوبت (درصد حجمی) مربوط به	
	ظرفیت نگهداری	نقطه پژمردگی
رس	۳۵	۱۸
لیمون	۱۸	۹
لیمون شنی	۱۳	۶
شن	۶	۲

ملاحظه می‌شود که در اینجا ارقام مربوط به نقطه پژمردگی تقریباً " نصف مقادیر ظرفیت نگهداری می‌باشند.

III - اندازه‌گیری تعرق

روشهای اندازه‌گیری تعرق گیاهان را می‌توان به سه دسته تقسیم

نمود:

- طرق مبتنی بر اندازه‌گیری مستقیم بخار آب حاصله از تعرق

(Freeman)

- روشهایی که براساس اندازه‌گیری تغییرات وزن گیاه و خاک مربوطه

بنا شده‌اند (لیزیمتر توزینی یا شناور).

- طرق مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار آب لازم جهت تغذیه گیاه و تعرق

آن (لیزیمتر).

برای اطلاع بیشتر از این طرق و تشریح مفصل آنها باید به کتب

اختصاصی مراجعه شود.

IV - نتایج اندازه‌گیری تعرق

مطالعات و اندازه‌گیریهای بی‌شماری در مورد تعرق از انواع مختلف

گیاهان که در تیپ‌های گوناگون خاک با شرایط رطوبتی و آب و هوایی مختلف

کشت شده‌اند، به عمل آمده و ما در اینجا به ذکر خلاصه اهم نتایج آنها

می‌پردازیم:

الف - تغییرات روزانه تعرق

این تغییرات وابسته به نوسانات روزانه درجه حرارت، رطوبت و

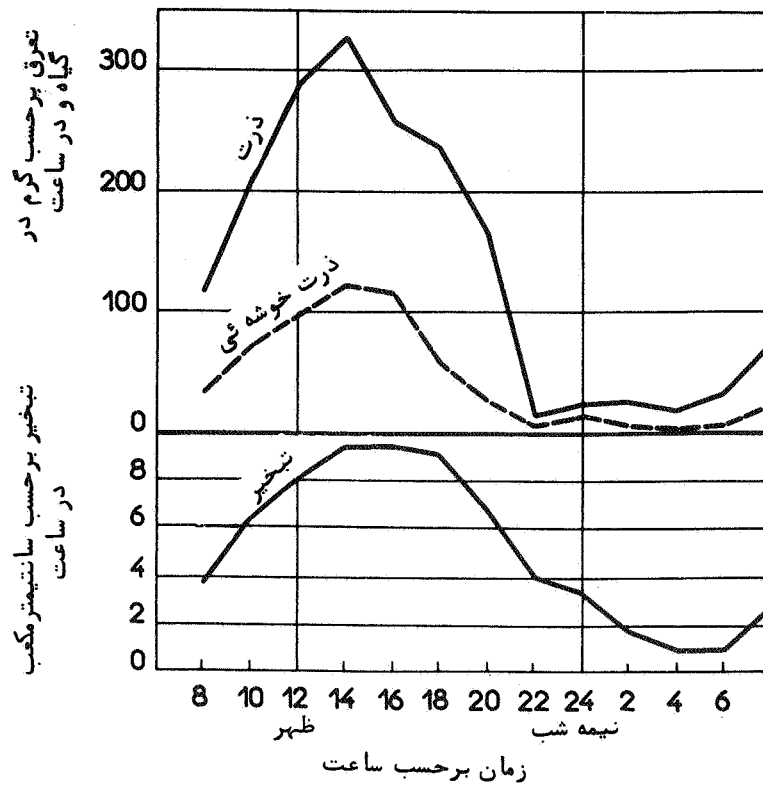
بخصوص شدت تشعشعات خورشید می‌باشند. همانطور که در شکل (۱۱-۵)

ملاحظه می‌شود، در طول روز تغییرات تعرق تقریباً همانند تغییرات تبخیر

از یک تبخیر سنج با سفال متخلخل است، این عمل تا غروب آفتاب طول

می‌کشد و از آن به بعد به علت بسته شدن منافذ برگ کاملاً متوقف شده و

مجدداً با طلوع آفتاب روز بعد آغاز می‌گردد.



شکل ۱۱-۵- مقایسه تغییرات روزانه تعرق در یک کشت ذرت و یک کشت ذرت خوشه‌ئی با تبخیر اندازه‌گیری شده توسط تبخیرسنج سفالی متخلخل

ب- تغییرات فصلی

این تغییرات در آن واحد بستگی به فعالیت و رشد گیاه و قدرت تبخیر آتمسفر دارد. شکل (۱۲-۵) مقایسه بین مقادیر تعرق از یک سطح خاک پوشیده از گیاه و تبخیر از سطح آب آزاد را نشان می‌دهد، در دوره رشد گیاه (فصل گرم) تغییرات تعرق و تبخیر تقریباً "یکسان است، برعکس، در خارج از دوره مزبور (بعد از خشکیدن گیاهان یکساله و برگ ریزی درختان و نباتات چند ساله) تعرق متوقف شده و حال آن که تبخیر آب ادامه می‌یابد ولی بعلت

کاهش قدرت تبخیر آتمسفر از شدت آن کاسته می‌شود .

ج - تغییرات سالیانه

نظر به اینکه دوره ۶ رشد گیاه منطبق برفصول گرم و دارای تبخیر زیاد است ، لذا تغییرات سالیانه تعرق ، باتفاوت خیلی جزئی از نوسانات سالیانه تبخیر سفره های آب که در شرایط جوی مشابه واقع شده‌اند تبعیت می‌نماید (جدول X) .

د - تاثیر رطوبت خاک

نتایج قبلی فقط موقعی معتبر است که آب به اندازه کافی در اختیار گیاه قرار داشته باشد . شدت تعرق تابع رطوبت موجود در منطقه نفوذ ریشه‌ها بوده و در صورتیکه میزان رطوبت این لایه از حد نقطه پژمردگی کمتر باشد عمل تعرق متوقف خواهد شد . تغییرات تعرق برحسب میزان بارندگی و سطح سفره آب زیر زمینی تا حدودی مشابه تغییرات تبخیر از سطح خاک برحسب همین عوامل است . منتهی نظر به اینکه ضخامت لایه خاکی که در معرض نفوذ ریشه‌ها واقع شده بیشتر از قشر فوقانی ، یعنی سطح تبخیرکننده مستقیم خاک می‌باشد ، لذا عمل تعرق حساسیت کمتری نسبت به بارندگی‌ها خواهد داشت . از طرف دیگر گیاهان (به استثنای نباتات آبی) در زمانی که خاک اطراف ریشه های آنها اشباع و در نتیجه عاری از هوا باشد قادر به ادامه حیات نیستند ، از این موضوع چنین نتیجه می‌شود که اشباع کامل و طولانی خاک عمل تعرق را متوقف می‌سازد و حال آنکه میزان تبخیر را در خاک لخت به حداکثر می‌رساند .

جدول IX نمونه‌ئی از اختلاف موجود بین میزان تعرق از دو سطح چمن را نشان می‌دهد ، یکی از آنها صرفاً " توسط بارندگی‌ها تغذیه شده و دیگری دائماً " به وسیله یک سفره آب زیر زمینی که در ۵۰ سانتیمتر سطح خاک ثابت نگهداشته شده کسب رطوبت می‌کند .

شکل (۱۲-۵) کاهش میزان تعرق ماهیانه یک چمن را برحسب پائین افتادن سطح سفره آب زیر زمینی نشان می‌دهد .

جدول IX

خلاصه مشاهدات روی لیزیمترهای Berlin Eberswald لیزیمتر توزینی: ۱×۱ متر، عمق ۱/۵ متر (۰/۱۰ متر از خاک زراعی و بقیه شن نرم) حساسیت قیاس معادل یک قشر آب به ارتفاع ۰/۱ میلیمتر

سال	بارندگی میلیمتر	درجه حرارت سانتیگراد	تبخیر Wild میلیمتر	تعرق بر حسب میلیمتر		
				چمن (۱)	کاج	چمن (۲)
۱۹۳۰	۷۲۰/۱	۹/۲	۵۰۰	۳۲۲	-	-
۱۹۳۱	۷۴۹/۵	۸/۰	۴۷۱	۴۰۵	-	-
۱۹۳۲	۵۵۰/۰	۸/۸	۵۳۴	۳۷۱	-	۱۹۳/۵
۱۹۳۳	۵۵۲/۰	۸/۳	۵۲۱	۴۰۵	-	-
۱۹۳۴	۴۹۱/۰	۹/۴	۶۴۰	۲۸۲	۸۶۴	-
۱۹۳۵	۶۹۷/۰	۸/۸	۵۷۵	۳۸۱	۷۳۶	-
۱۹۳۶	-	-	۴۸۸	۳۴۷	۶۲۵	-
۱۹۳۷	-	-	۴۶۵	۳۳۷	۵۹۹	-
میانگین			۵۲۴	۳۵۸	۴۶۰	۱۷۷

(۱) - بدون سفره آب زیر زمینی

(۲) - با سفره آب زیر زمینی در ۰/۴ تا ۰/۵ متر عمق

هـ - کمیت مقادیر تعرق سالیانه

مقدار آبی را که به وسیله تعرق گیاهان به بخار تبدیل میشود میتوان به دو طریق بیان کرد:

- خواه بر حسب ارتفاع آب یا بعبارت دیگر حجم آب تقسیم بر سطح پوشیده از گیاه.

- خواه بر حسب ضریب تعرق (Transpiration ratio) اصطلاح اخیر، که در برخی از مطالعات اگرونی کاربرد زیادی دارد

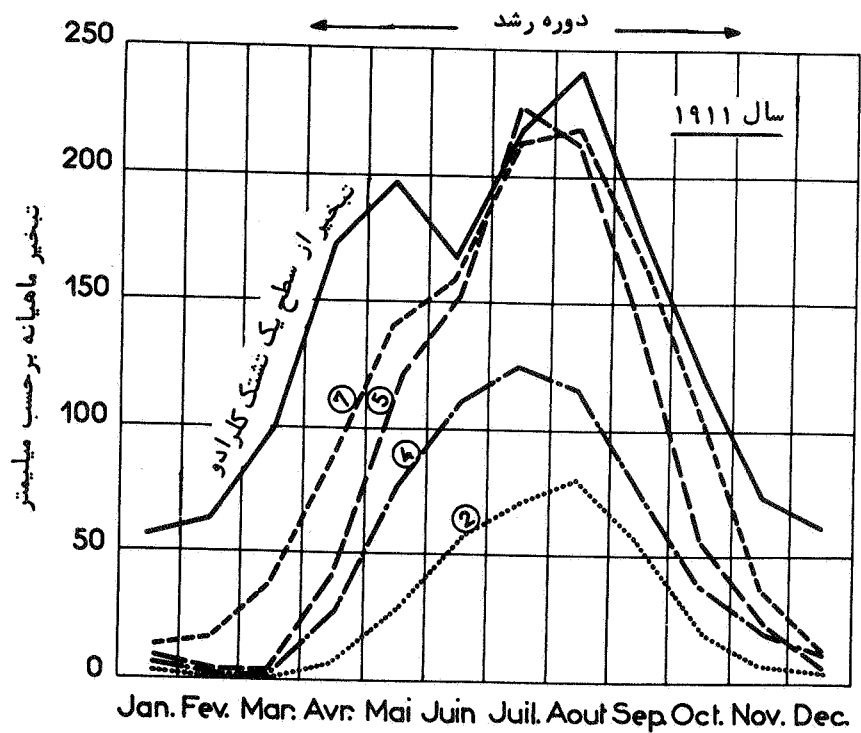
عبارت است از نسبت وزن آب جذب، مبادله و تبخیر شده در طول رشد گیاه به وزن ماده خشک حاصله (معمولاً به استثنای ریشه). وزن آب لازم جهت تشکیل یک کیلوگرم ماده خشک بنحوی معرف راندمان مصرف آب گیاه می باشد. مسلماً برای یک نوع گیاه بخصوص راندمان مذکور تا حد زیادی برحسب آب و هوا، رطوبت، حاصلخیزی طبیعی یا مصنوعی خاک و غیره متغیر خواهد بود. میزان تعرق برای گندم، جو و جو سیاه ۵۰۰ تا ۶۰۰ میلیمتر و برای یونجه و علوفه ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیمتر و برای ذرت فقط ۲۷۰ میلیمتر می باشد.

برای روشن شدن ذهن، مقادیر تعرق حاصله از آزمایشاتی که بوسیله Shantz در سال ۱۷ - ۱۹۱۱ در Akron واقع در کلرادو به عمل آمده در جدول X ذکر شده است، با استفاده از این جدول می توان همچنین به نحوه تغییرات سالیانه تعرق و تبخیر ایستگاه مورد نظر در طول دوره مشاهدات پی برد. در مناطق معتدله مقدار ضریب تعرق از مقادیر مذکور در جدول کمتر است (۲۵۰ تا ۶۰۰ کیلوگرم آب برای هر کیلوگرم ماده خشک برحسب نوع گیاه). در مطالعات هیدرولوژی برآورد تعرق گیاهان برحسب میلیمتر آب در روز یا در ماه (برحسب لیتر در متر مربع سطح گیاهی) عملاً سهل تر صورت می گیرد. داده های نسبتاً زیادی در این زمینه وجود دارد که البته از لحاظ آماری دارای پراکندگی زیادی هستند. در اینجا فقط برای اطلاع از کمیت مقادیر به ذکر چند مثال می پردازیم:

طبق محاسبات Keihlack برای اروپا، بین عرضهای جغرافیائی ۴۵ و ۵۶ درجه، مقدار تعرق روزانه برحسب میلیمتر در دوره رشد گیاه (مقادیر حداکثر مربوط به گرمترین ماهها) به قرار زیر است:

مرتع علفی، غلات و شبدر	۲/۱ تا ۷/۳ میلیمتر در روز
جو سیاه	۳ تا ۵ میلیمتر در روز
ذرت	۳ تا ۴ میلیمتر در روز
گندم	۲/۲۶ تا ۲/۸ میلیمتر در روز
مو	۰/۹ تا ۱/۳ میلیمتر در روز
جنگل کاج	۰/۵ تا ۱/۰ میلیمتر در روز

جنگل چنار ۵/۵ تا ۵/۸ میلیمتر در روز
 در آب و هوای معتدله، ارتفاع آب معادل تعرق سالیانه، برحسب
 نوع گیاه و شرایط نامین آب مورد نیاز آن، اغلب، بین ۴۰۰ تا ۱۲۰۰ میلیمتر
 متغیر است.



- شماره لیزیمتر ۵- ، عمق سفره آبی ۸ سانتیمتر
- شماره لیزیمتر ۴- ، عمق سفره آبی ۱۰ سانتیمتر
- شماره لیزیمتر ۷- ، عمق سفره آبی ۴ سانتیمتر
- شماره لیزیمتر ۲- ، عمق سفره آبی ۱۳ سانتیمتر

شکل ۱۲-۵- میزان تعرق ماهیانه که در لیزیمترهای مختلف پوشیده از چمن
 برحسب عمق سفره آب زیرزمینی اندازه گیری شده است.

جدول X

میزان تعرق = $\frac{\text{وزن ماده خشک}}{\text{وزن آب}}$ و مقدار تبخیر از سطح مایع به اینج (در Akron (Colorado) برای تابستان (اول آوریل - ۳۰ سپتامبر) سالهای ۱۹۱۱ تا ۱۹۱۷)

متوسط	۱۹۱۷	۱۹۱۶	۱۹۱۵	۱۹۱۴	۱۹۱۳	۱۹۱۲	۱۹۱۱	
۸۵۹	۸۲۲	۱۰۴۷	۶۹۵	۸۹۰	۸۳۴	۶۵۷	۱۰۶۸	۱- یونجه
۶۰۲	۶۳۵	۸۷۶	۴۴۸	۵۹۹	۶۱۷	۴۲۳	۶۱۵	۲- جو سیاه (سوئدی)
۶۰۱	۶۳۶	۸۰۹	۴۴۵	۶۱۵	۶۱۷	۴۴۹	۶۳۹	۳- جو سیاه (Burt)
۵۱۱	۵۲۲	۶۶۴	۴۰۴	۵۰۱	۵۱۳	۴۴۳	۵۲۷	۴- جو
۴۸۴	۴۷۱	۶۳۹	۴۰۵	۵۱۸	۴۹۶	۳۹۴	۴۶۸	۵- گندم (Kubanka)
								۶- ذرت (North west Dent)
۳۵۸	۳۴۶	۴۹۵	۲۵۳	۳۶۸	۳۹۹	۲۸۰	۳۶۸	۷- ارزن
۲۷۳	۲۸۴	۳۶۷	۲۰۲	۲۹۵	۲۸۶	۱۸۷	۲۸۷	۸- ذرت خوشه‌ئی
۲۷۰	۲۷۲	۲۹۶	۳۰۳	۲۸۴	۲۹۸	۲۳۹	۲۹۸	۹- روند تعرق متوسط
۴۹۵	۴۹۹	۶۴۹	۳۸۲	۵۰۹	۵۰۸	۳۸۴	۵۳۴	۱۰- تبخیر (۱) بر حسب اینج
۴۲/۱	۴۲/۷	۴۷/۱	۳۳/۴	۴۱/۸	۴۳/۵	۳۷/۷	۴۸/۸	۱۱- روند تعرق بر حسب درصد میانگین
۱۰۰	۱۰۱	۱۳۱	۷۷	۱۰۳	۱۰۴	۷۸	۱۰۷	۱۲- روند تبخیر بر حسب درصد میانگین
۱۰۰	۱۰۱	۱۱۲	۷۹	۹۹	۱۰۲	۹۰	۱۱۶	

میزان تعرق جنگل های فلات سویس، به شرح زیر توسط Lugeon

برآورد شده است.

تعرق در هکتار

آلش		کاج		صنوبر		
میلیمتر	متر مکعب	میلیمتر	متر مکعب	میلیمتر	متر مکعب	
۲۴۴	۲۴۴۴	۲۳۶	۲۳۶۰	۲۲۶	۲۲۴۶	در طول دوره رشد بهار، تابستان، پاییز
۲۷۶	۲۷۵۶	۲۹۵	۲۹۵۰	۲۸۳	۲۸۳۰	برای یک سال تمام

با در نظر گرفتن تبخیر از سطح خاک و پوشش خزه و علفی آن، تبخیر کلی جنگلهای مرتفع فلات سویس (بین ۴۰۰ تا ۷۰۰ متر) به طور متوسط ۴۵۰ میلیمتر در سال تخمین زده شده است، ارقام فوق برای حوضه پوشیده از نبات پاریس نیز صادق اند.

در مورد کوههای آلپ سویس، تبخیر کلی سالیانه، تقریباً "مطابق جدول زیر بر حسب ارتفاع از سطح دریا متغیر است."

تبخیر فیزیولوژی	ارتفاع از سطح دریا
۶۰۰ میلیمتر	۴۰۰ متر
۴۰۰ میلیمتر	۱۰۰۰ متر
۳۰۰ میلیمتر	۱۵۰۰ متر
۱۸۰ میلیمتر	۲۰۰۰ متر

۸ در خاتمه ارقام مربوط به نسبت مقادیر ماهیانه تعرق لیزیمترهای پوشیده از چمن Berlin Eberswald و تبخیر یک سفره آب که با تبخیر سنج Wild اندازه گیری شده در جدول XI ذکر گردیده اند، ملاحظه می شود که وجود یک سفره آب در نزدیک سطح زمین باعث افزایش فوق العاده تبخیر و تعرق می گردد.

جدول XI

نسبت تبخیر و تعرق ماهیانه یک سطح پوشیده از چمن به تبخیر از سطح آب

(تبخیر سنج Wild)

الف - لیزومتر پوشیده از چمن با سفره آب زیر زمینی در ۰/۴۰ تا ۰/۵۰ متری سطح

ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۶۵	۰/۹۵	۱/۳۴	۱/۴۹	۱/۵۲	۱/۵۰	۱/۲۵	۰/۹۸	۰/۷۸	۰/۴۳
				تا	تا	تا	تا				
				۱/۵۱	۱/۸۹	۱/۷۶	۱/۶۰				

تذکر - تبخیر و تعرق متوسط ماهیانه در طول دوره مشاهدات (۱۹۳۴ تا ۱۹۳۷)، ۷۶۰ میلیمتر بوده است.

ب - لیزومتر با سطح پوشیده از چمن بدون سفره آب تحت الارض

ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۰/۲۲	۰/۳۰	۰/۵۲	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۶۵	۰/۴۵	۰/۲۳
				تا	تا	تا	تا				
				۰/۹۸	۰/۹۰	۰/۸۳	۰/۸۰				

۷ - نیازهای آبی چند گیاه زراعی

برآورد نیاز آبی گیاهان زراعی قسمت اصلی مطالعه پروژه‌های آبیاری را تشکیل میدهد، در این مورد، میتوان نتایج مطالعات و بررسیهای فراوانی را در کتب و نشریات مربوطه یافت. در اینجا ما فقط به ذکر چند رقم در مورد کمیت آن اکتفا می‌کنیم.

کوششهای زیادی در جهت تعیین "Consumptive use" یعنی مقدار آب مصرفی گیاه، توسط متخصصین آبیاری در ایالات متحده بعمل آمده است. معمولاً این مقدار را مساوی با آبی که توسط گیاه جهت توسعه و رشد

جدول XII

مقادیر ماهانه تبخیر و تعرق (Consumptive use) برای زراعت های آبی در طول دوره
آبیاری در غرب ایالات متحده آمریکا

موقعیت	کشت	تبخیر و تعرق برحسب اینچ						
		آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر
۱- کالیفرنیا								
Blaney	لوس آنجلس لیمو (الف)	۲/۱	۲/۶	۳/۳	۳/۹	۳/۷	۳/۴	۲/۸
-	لوس آنجلس پرتقال (الف)	۲/۱	۲/۲	۳/۱	۳/۴	۳/۷	۳/۱	۲/۹
-	لوس آنجلس گردو (الف)	۳/۸	۵/۰	۵/۹	۶/۱	۵/۰	۲/۸	۳۰/۶
-	لوس آنجلس بونجه (الف)	۳/۳	۶/۷	۵/۴	۷/۸	۴/۲	۵/۶	۴/۴
۲- آنتاریو								
-	هلو	۱/۰	۳/۵	۶/۷	۸/۰	۶/۵	۲/۷	۱/۴
Beckett	پنبه	۰/۵	۱/۰	۴/۰	۸/۵	۹/۷	۵/۸	۳/۲
Adams	پنبه		۰/۸	۱/۱	۷/۳	۷/۸	۳/۶	۲/۲
-	پنبه		۰/۴	۰/۷	۸/۴	۹/۵	۳/۰	۲/۵
Mathew	دلنا	۳/۶	۴/۸	۶/۰	۷/۸	۶/۶	۶/۰	۱/۲
-	سیب زمینی (ب)	۱/۸	۱/۸	۴/۶	۶/۲	۳/۶	۱/۸	۱۸/۰
-	سیبجات (ب)	۱/۲	۳/۰	۶/۰	۵/۴	۵/۴	۳/۶	۱/۸
-	چغندر قند (ب)	۱/۶	۳/۸	۶/۱	۷/۳	۶/۴	۲/۴	۲۷/۶
-	حبوبات (ب)	۱/۹	۲/۴	۱/۷	۲/۹	۶/۹	۴/۴	۲۰/۲
-	پیاز (ب)	۱/۶	۳/۲	۵/۹	۵/۲	۲/۴	۱/۹	۱۹/۸
Weihmeyer	دایویس		۵/۲	۵/۷	۷/۱	۵/۸		۲۳/۸
-	گوچه فرنگی			۳/۲	۶/۲	۴/۹	۴/۷	۲۲/۳
-	بونجه		۶/۸	۷/۹	۸/۳	۷/۱	۴/۳	
-	آلو		۵/۸	۶/۰	۷/۶	۶/۵	۵/۰	
-	هلو		۵/۴	۶/۴	۷/۹	۷/۲	۵/۰	
-	گردو		۶/۶	۶/۷	۸/۴	۷/۲	۴/۸	
-	انگور		۴/۶	۴/۹	۶/۲	۵/۳	۴/۳	
-	زردآلو			۵/۶	۶/۸	۶/۵	۴/۹	
Bowen	نبراسکا	۱/۴	۴/۰	۷/۰	۷/۱	۶/۴	۳/۰	۲۸/۹
-	چغندر	۱/۹	۳/۳	۵/۲	۶/۹	۵/۸	۱/۱	۲۴/۲
-	سیب زمینی				۳/۴	۵/۸	۴/۴	
-	جوسپاه		۳/۰	۶/۱	۵/۱			۱۴/۲

الف: در دره سانفرانسیسکو، شهر لوس آنجلس (کالیفرنیا)

ب: در دلتای San Joaquin-Sacramento (کالیفرنیا)

جدول XIII محدوده زراعی Sidt Slimane (بوگن)
 الف - مقدار آب مصرفی از طریق آبیاری برای گیاهان مختلف (بر حسب BAUZIL)
 یادآوری - یک متر مکعب در هکتار معادل ارتفاع ۱/۰ میلیمتر آب که بطور یکجا وخت توزیع شده باشد خواهد بود.

مقدار کل متر مکعب در هکتار	مقدار آب آبیاری بر حسب متر مکعب در هکتار در طول ماه های											نوع کشت			
	اکتبر	نوامبر	دسامبر	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مئی	ژوئن	ژوئیه	اوت		سپتامبر		
۷۸۰۰	۸۰۰			۲×۸۰۰	۲×۸۰۰	۲×۸۰۰	۲×۸۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۵۰۰	مرکبات مسو توتون قالق بوتجه
۴۹۰۰				۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	شندر چغندر ذرت
۴۸۰۰				۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	۱۲۰۰	درخت زردآلو جوانه محصولات دانه ای
۱۰۸۰۰	۱۴۰۰			۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	۱۴۰۰	پياز سبب زمینی جالیز
۷۰۰۰				۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱۵۰۰	گوجه فرنگی
۶۰۰۰															
۴۰۰۰															
۷۰۰۰															
۲۰۰۰															
۶۰۰۰															

میانگین بارندگی بر حسب میلیمتر

سال	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مئی	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	ماه
۴۵۰/۳۰	۸۰/۳۷	۶۸/۷۳	۴۶/۵۲	۸/۶۸	۰/۵۸	۰/۸۹	۷/۳۶	۲۴/۷۷	۴۳/۸۶	۵۱/۸۴	۵۶/۲۷	۶۰/۴۳	میانگین بارندگی به میلیمتر

آن جذب میشود (آب ساختمان موجود در برگ) به اضافه آنچه را که از سطح خاک زیر کشت تبخیر میگردد در نظر میگیرند، البته Consumptive use شامل تلفات آب از راه نفوذ به اعماق و آن قسمت که از راه جریان سطحی از دسترس گیاه خارج شده و باید توسط بارندگی یا احتمالاً "یک سیستم آبیاری جبران شود نخواهد بود، بنابراین می توان آنرا تبخیر و تعرق یا تبخیر کلی یک منطقه زیر کشت دانست.

به عنوان مثال در جدول XII مقادیر تبخیر و تعرق ماهیانه چند کشت آبی در غرب آمریکا که توسط Blaney محاسبه شده ذکر گردیده است. با در نظر گرفتن میزان بارندگی منطقه، ارقام فوق را میتوان با مقدار آبی که به صورت آبیاری در محدوده زراعی Sidi Slimane در مراکش در اختیار گیاه قرار میگیرد مقایسه نمود (جدول XII) چند فرمول محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل ماهیانه گیاهان زراعی قبلا" مورد مطالعه قرار گرفته اند.

F - کمبود جریان

(تبخیر کلی یا تبخیر و تعرق)

I - بیلان هیدرولوژی و کمبود جریان متوسط سالانه یک حوضه آبریز

اگر فرض کنیم که:

P عبارتست از ارتفاع متوسط بارندگی سالیانه یک حوضه (مدول یا اندیس بارندگی) و Q را ارتفاع متوسط سالیانه قشر آبی بگیریم که به طور یکنواخت روی حوضه پخش شده و نمایشگر حجم کلی آب اندازه گیری شده در نقطه خروجی آن حوضه باشد، طبق تعریف، کمبود جریان متوسط سالیانه عبارت خواهد بود از تفاضل P و Q یعنی:

$$D = P - Q$$

اصولا "D به طور محسوسی معادل تبخیر کلی حوضه مورد مطالعه خواهد بود. در نتیجه "موازنه جریان" حوضه مورد نظر را برای یک دوره معین می توان به صورت زیر نمایش داد:

خروج از حوضه	ورود به حوضه
۱- جریان سطحی در دوره مورد نظر: Q	۱- آنچه که در طول دوره مطالعه به حوضه وارد می شود.
۲- تبخیر و تعرق در دوره مزبور: D	الف - بارندگی (باران، برف):
۳- منابع آبی باقیمانده در خاتمه دوره مورد مطالعه	P
	ب - میزان آب ناشی از شبنم و تقطیر
الف - آبهای زیرزمینی و	۲- منابع آبی موجود از دوره قبل:
رطوبت خاک $R + \Delta R$	الف - آبهای زیرزمینی و
ب - برف و ذخائر یخچالی	رطوبت خاک R
	ب - برف و ذخائر یخچالی

موازنه:

$$P + R = Q + D + (R + \Delta R)$$

ملاحظه میشود که در صورت تساوی میزان ذخائر آبی در ابتدا و انتهای دوره مطالعه مقدار ΔR صفر و یا در صورت کوتاه بودن دوره مزبور میزان آن نسبت به مقادیر P و Q قابل صرف نظر خواهد بود. در این حال داریم:

$$D = P - Q$$

به طور کلی کمبود جریان در مجموعه^۶ یک حوضه شامل تبخیر فیزیکی و فیزیولوژیکی است که خود تحت تاثیر شرایط توپوگرافی (شیب و جهت دامنه ها، سفره های آب آزاد)، زمین شناسی (نفوذ پذیری یا غیرقابل نفوذ پذیری، عمق سفره های آب زیر زمینی) و بالاخره پوشش گیاهی آن می باشد.

II - ثبات نسبی کمبود جریان متوسط سالانه

نظر به اینکه میزان متوسط سالیانه کمبود جریان روی مدت زمان طولانی بالنسبه کم تغییر پذیراست، لذا کاربرد آن در مسائل عملی هیدرولوژی مناطق پر وسعت عمومیت یافته است، به ویژه اگر این مطالعات روی حوضه های پهناور و خارج از تاثیر ارتفاعات کوهستانی انجام پذیرد.

در آب و هوای معتدله (۱) مقدار متوسط سالیانه این پارامتر در حدود ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیمتر برحسب درجه حرارت متوسط، ارتفاع از سطح دریا، بارندگی و درجه خشکی ناحیه نوسان می کند.

نتایج تحقیقات وسیعی که در این مورد بخصوص در نواحی معتدله به عمل آمده نشان می دهد که مقدار کمبود جریان سالیانه یعنی $P - Q$ خیلی کم متغیر است و بطور مسلم میزان تغییرات آن از تغییرات ضریب جریان Q/P که گاهی جهت ایجاد وابستگی بین دبی Q و بارندگی P مورد استفاده قرار میگیرد، خیلی کمتر می باشد (۲)

این ثبات نسبی کمبود جریان نتیجه دخالت دسته جمعی عوامل متغیر بی شماری است که کمیت آنرا مشروط میسازند، همچنین بر اثر محدودیت مضاعف آن از یک طرف به وسیله قدرت تبخیر کنندگی آتمسفر و از طرف دیگر مقدار آب موجود جهت تبخیر (ارتفاع بارندگی ها) می باشد. به علاوه این ثبات جز در مورد مقادیر متوسطی که روی دوره های نسبتاً " طولانی محاسبه شده اند صادق نبوده و الزاماً " برای هر سال بخصوص و یا جهت دوره های کوتاهتر تحقق نمی یابد، بهر صورت برای حوضه های کوچک کوهستانی بهیچ وجه قابل قبول نیست.

(۱) - در فرانسه میزان متوسط D حدود ۵۰۰ میلیمتر در سال است.

(۲) - معذالک در برخی آب و هواهای گرم که میزان تبخیر و تعرق پتانسیل نسبت به بارندگی خیلی زیاد است ضریب جریان دارای پراکندگی نسبتاً " جزئی است (مراجعه به قسمت چپ آباک شکل ۱۵ - ۵).

شکل ۱۳-۵ هیستوگرام فراوانی مقادیر کمبود جریان را برای حدود
چهل حوضه آبریز در فرانسه (برحسب Coutagne) و تقریباً همان تعداد
حوضه‌های اروپای مرکزی (برحسب Fisher) نشان میدهد. ملاحظه میشود
که فاصله تغییرات به آن اندازه کوچک در نظر گرفته شده تا یک متخصص با
تجربه بتواند با تقریب کافی کمبود جریان یک حوضه معین را برآورد نماید.

جدول XIV

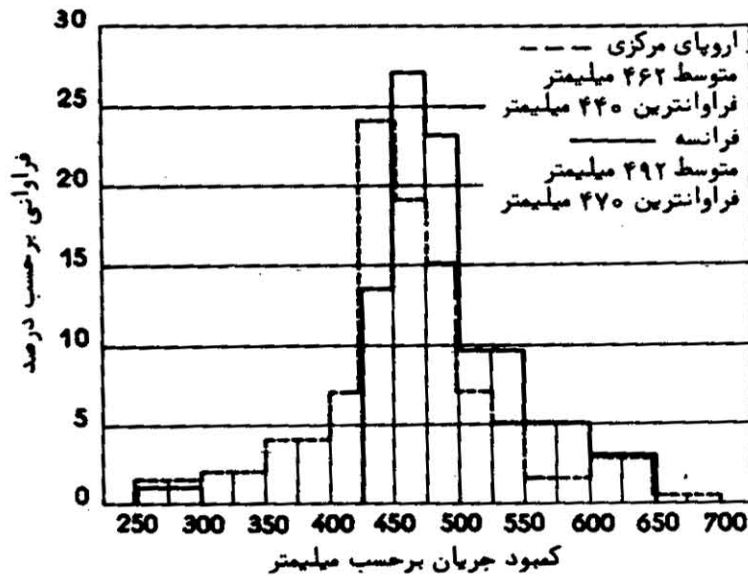
کمبود جریان متوسط سالیانه چند حوضه آبریز در اروپا

حوضه آبریز	ضریب جریان برحسب درصد	کمبود جریان برحسب میلیمتر
الف: حوضه‌های کوچکتر از ۲۰۰۰۰ کیلومتر مربع		
Ruher	۴۷	۴۵۰
Ems	۳۸	۴۵۵
Haler	۳۵	۴۵۵
Main	۲۸	۴۷۰
Prezel	۲۷	۴۲۵
Havel	۲۲	۴۵۰
ب: حوضه‌های بزرگتر از ۲۰۰۰۰ کیلومتر مربع		
Rhone	۵۶	۴۹۰
Rhin	۵۰	۴۷۵
Danub	۴۸	۴۵۵
Meuse	۴۵	۴۹۵
Weser, Aller	۳۷	۴۵۵
Elbe	۲۷	۴۴۵
Vistule	۲۶	۴۶۰
Oder	۲۵	۴۵۵

III - فرمول‌های محاسبه کمبود جریان متوسط سالانه بر حسب مشخصات هواشناسی حوضه

نظر به اینکه ثبات کمبود جریان جز با تقریب اولیه و برای مناطق بخصوص که از نظر آب و هوایی و زمین شناسی کاملاً "یکنواخت باشند قابل قبول نیست، لذا کوششهایی در جهت تدوین فرمول‌های تجربی که مقادیر پارامتر مذکور را بر حسب چند عامل ساده هواشناسی معرف میزان تبخیر حوضه به دست می‌دهد، بعمل آمده است: در میان این عوامل مهمترین و درعین حال از لحاظ اندازه گیری ساده ترین عبارتند از:

- درجه حرارت متوسط سالیانه هوا T که کم و بیش معرف قدرت تبخیر آتمسفر است.



شکل ۱۳-۵- نمودار فراوانی کمبود جریان در اروپای مرکزی و در فرانسه
(بر حسب A. Coutagne).

– میزان متوسط بارندگی سالیانه P که بهر صورت امکانات آب موجود جهت تبخیر را معین می‌سازد.

کاربرد این فرمولها در مورد میانگین پارامترهای فوق‌الذکر روی مدت زمان طولانی، با وجودی که از عوامل درجه اول اهمیت چون نحوه توزیع زمانی و نوع بارندگی‌ها چشم پوشی شده است، نتایج دقیق غیر قابل تصویری را به همراه داشته است. فرمولهای مورد بحث در محاسبات مهندسی برای محاسبه دبی متوسط سالیانه ($Q = P - D$) یک رودخانه که در آن ایستگاه اندازه‌گیری تعبیه نشده ولی لااقل واجد یک سری مشاهدات بارندگی و درجه حرارت می‌باشد، کمک‌های شایانی می‌نمایند. معذالک هنگام مطالعه حوضه‌های کم وسعت و استفاده از مشاهدات کوتاه مدت بهتر است با چند اندازه‌گیری مستقیم، نتایج محاسبات مورد کنترل قرار گیرد.

الف – فرمول‌هایی که در آنها محاسبه کمبود جریان براساس درجه حرارت صورت می‌گیرد:

$$D = f(T)$$

رابطه $D = f(T)$ جز در مورد مقادیر متوسط سالیانه D و T و روی یک حوضه نسبتاً همگن و وسیع نمی‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. میزان بارندگی روی حوضه مزبور نیز باید به اندازه کافی زیاد باشد تا تاثیر نحوه توزیع آن در زمان قابل صرف‌نظر باشد.

اعتبار رابطه تجربی زیر برای عرض‌های جغرافیایی بین ۶۰ و ۳۵ درجه (از سوئد تا پروانس در فرانسه) توسط coutagne بررسی شده است:

$$D = 210 + 30 T$$

$$(برای: ۲۰\% \pm \text{میلیمتر } ۸۰۰ = P)$$

این محقق برای حوضه‌های آبریز ایالات متحده واقع در منطقه اقیانوس آتلانتیک عبارت مشابه زیر را به دست آورده است:

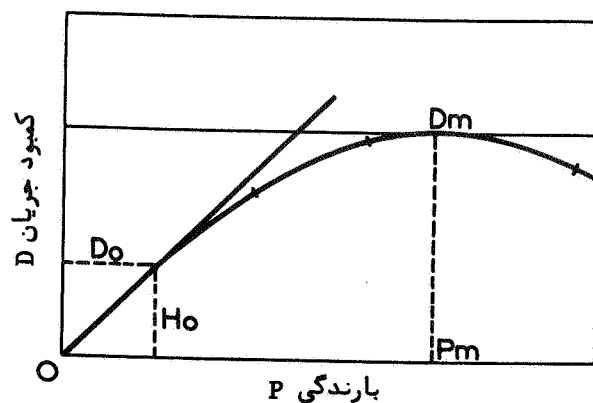
$$D = 255 + 33 T \quad (برای \text{میلیمتر } ۱۰۰۰ = P)$$

در فرمولهای مزبور D برحسب میلیمتر و T برحسب درجه سانتیگراد بیان می‌شوند.

ب- فرمولهای محاسبه کمبود جریان براساس بارندگی

$$D = f(P)$$

کاربرد فرمولهای $D = f(P)$ نیز باید با رعایت احتیاط‌های فوق‌الذکر همراه باشد. البته توجه محنی نمایش تغییرات $D = f(P)$ آسان است، زیرا فرضاً اگر P از صفر تا یک مقدار زیاد افزایش پیدا کند در ابتدا نظر به اینکه مقدار D نمی‌تواند از حد P تجاوز کند شیب خط مماس در مبدأ برابر واحد خواهد بود. از طرف دیگر میزان D از یک حد ماکزیمم D_m که مربوط به قدرت تبخیر آتمسفر می‌شود بیشتر نخواهد شد، بنابراین در شرایط اقلیمی معین برای یک بارندگی بحرانی P_m کمبود جریان به حداکثر خود خواهد رسید، و سپس برای بارندگی‌های بیشتر D تنزل نموده و یا لاقط ثابت می‌ماند (شکل ۱۴-۵). همانطور که در جدول ۱۶ ملاحظه می‌شود نظر به اینکه در بسیاری از حوضه‌های واقع در اروپای غربی مقدار D نسبتاً ثابت است چنین می‌توان نتیجه گرفت که شرایط بارندگی و حرارتی در این نواحی به‌قسمی است که اندازه کمبود جریان به‌طور محسوسی به حداکثر منحنی شکل ۱۴-۵ مربوط می‌شود.



شکل ۱۴-۵- شمای کلی منحنی $D = f(P)$

بخشی از محور عرض ها به طول P که بین منحنی $D = f(P)$ و خط مماس بر آن در مبدأ قرار گرفته نمایشگر ارتفاع آبی است که صرف جریان سطحی و یا نفوذ به اعماق می شود، ملاحظه می شود که ارتفاع مذکور مادامی که میزان بارندگی ها جزئی است ناچیز بوده ولی سپس با افزایش بارندگی به سرعت زیاد میشود، بخصوص موقعی که بارندگی از مقدار بحرانی خود یعنی P_m تجاوز کند کمبود جریان نیز به حد اکثر خواهد رسید. این اندازه حد یعنی D_m در مورد مطالعات مربوط به همبستگی "بارندگی جریان سطحی" در مقیاس سال، مشخصه مهم هیدرولوژیکی حوضه را تشکیل می دهد. به همان ترتیب مقدار $D_0 = H_0$ که قبل از آن کلیه بارندگی ها صرف تبخیر حوضه شده و جریان سطحی عملاً "ناچیز است" حائز اهمیت قابل توجهی است.

فرم کلی منحنی $D = f(P)$ که در شکل ۱۴-۵ نمایش داده شده به نحوی است که به نظر می رسد بتوان بر آن یک معادله نمائی منطبق ساخت. در این مورد فرمولهای متعددی از این نوع توسط مولفین پیشنهاد شده ولی در عمل کاربرد آنها چندان ساده نیست. به علاوه با دخالت دادن درجه حرارت متوسط سالیانه T ممکن است دقت عملیات را افزایش داد، این کار به صورت ساده‌ئی همانطور که در شکل ۱۵-۵ ملاحظه می شود با ترسیم منحنی $D = f(P)$ برای هر یک از درجات حرارت T_1, T_2, \dots, T_n که به مشاهدات مختلف مربوط می شود انجام گرفته است.

ج - فرمولهای محاسبه کمبود جریان برحسب بارندگی و درجه حرارت

$$D = f(p, T)$$

این فرمولها نیز همانند فرمولهای قبل تقریبی هستند، در این فرمولها بجز P و T که تنها عواملی می باشند که در محاسبات مدخلیت دارند کلیه پارامترهای دیگر به صورت عوامل تصادفی که قادر به ایجاد اشتباهات اتفاقی روی اندازه D هستند به حساب آمده اند. فایده فرمولهای مورد بحث در اینست که اگر یک حوضه دلخواه را از میان تمام حوضه های دنیا که دارای یک مدول بارندگی P و درجه حرارت متوسط سالیانه T باشد در نظر بگیریم به کمک آنها

می‌توان محتمل‌ترین اندازه کمبود جریان را برای آن حوضه محاسبه نمود.

۱- فرمول Coutagne

کمبود جریان (برحسب متر) براساس بارندگی متوسط سالیانه (به متر) و درجه حرارت سالیانه T (به درجه سانتیگراد) از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$D = p - \lambda P^2$$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T}$$

این فرمول موقعی صادق است که P بین:

$$\frac{1}{8\lambda} , \frac{1}{2\lambda}$$

واقع باشد.

اگر P کمتر از $\frac{1}{8\lambda}$ باشد کمبود جریان مساوی بارندگی و جریان سطحی وجود نخواهد داشت، برعکس اگر P بزرگتر از $\frac{1}{2\lambda}$ است، کمبود جریان مستقل از P بوده و به وسیله فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$D = 0.20 + 0.035T$$

توجه - فرمول فوق با در نظر گرفتن $P = \frac{1}{2\lambda}$ به دست می‌آید:

$$D = \frac{1}{4\lambda} = \frac{(0.8 + 0.14 T)}{4} = 0.20 + 0.035 T$$

این عبارت شباهت زیادی به فرمولی دارد که قبلاً در مورد محاسبه کمبود جریان صرفاً براساس درجه حرارت دیدیم، منتهی در اینجا D برحسب متر بیان می‌شود.

ارتفاع آبی که جریان سطحی سالیانه را تشکیل می‌دهد Q از فرمول

زیر حاصل خواهد شد:

$$Q = P - D = \lambda P^2$$

بنابراین همانطور که مشاهده می شود ، به طور تقریبی می توان گفت که در مناطق نسبتاً "پر باران ، دبی متوسط سالیانه آبهای سطحی یک حوضه به نسبت مجذور ارتفاع متوسط بارندگی سالیانه آن تغییر می کند بدین ترتیب می توان از نوسانات λ نسبت به T صرف نظر نمود .

۲- فرمول Turc

L. Turc پس از بررسی هایی که در مورد ۲۵۴ حوضه آبریز واقع در نقاط و اقلیم های مختلف دنیا به عمل آورد موفق شد فرمول زیر را بر سری منحنی های $D = f(P, T)$ منطبق سازد :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

در این فرمول که منحنی های نمایش آن در شکل ۱۵-۵ مشاهده می شوند ، D و P هر دو برحسب میلیمتر بیان می شوند . پارامتر L را می توان از رابطه زیر به دست آورد :

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$$

T عبارتست از درجه حرارت متوسط سالیانه حوضه مورد نظر برحسب درجه سانتیگراد مثلاً " برای حوضه Yonne که در آن :

$$P = 780 \quad \text{میلیمتر}$$

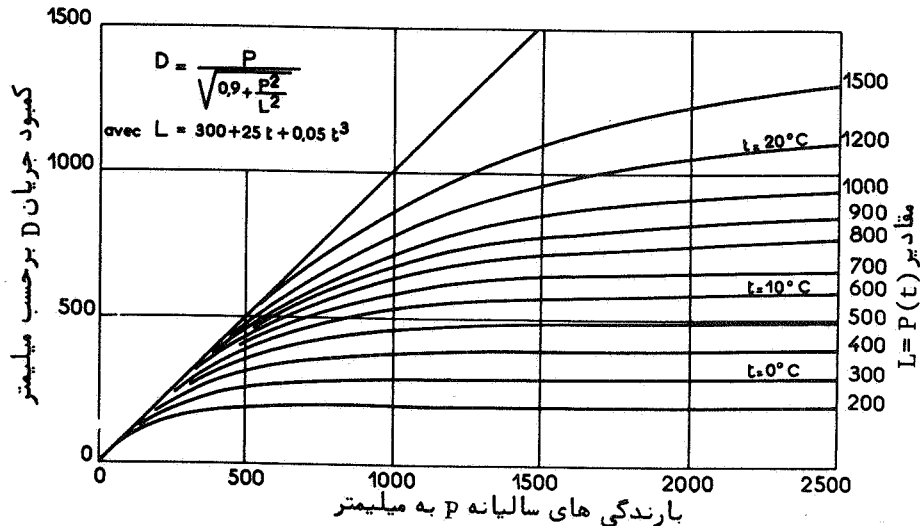
$$T = 10 \quad \text{درجه سانتیگراد}$$

داریم :

$$L = 300 + 250 + 0.05 \times 1000 = 600$$

$$D = \frac{780}{\sqrt{0,9 + \frac{780^2}{600^2}}} = 485 \quad \text{میلیمتر}$$

اندازه D که بدین ترتیب محاسبه شده تا حد زیادی به مقدار کمبود جریان که از راه اندازه گیری به دست آمده است نزدیک می‌باشد.



شکل ۱۵-۵- آب‌آبک محاسبه کمبود جریان متوسط سالیانه با روش Turc

فرمول Turc منجر به ایجاد یک سری منحنی می‌شود که دارای فرم و وضعیت خیلی تحلیلی بوده و بعلاوه با نتایج حاصله از پژوهشهای محققین دیگر نیز مطابقت می‌کند. البته مقادیر عددی حاصله از این روش محاسبه تا اندازه‌ئی تقریبی هستند، بنا به عقیده مولف انحراف مطلق بین اندازه‌های محاسبه شده و مقادیری که از راه سنجش مستقیم بدست می‌آیند $e = D_M - D_C$ در حدود زیر واقع خواهد بود:

برای ۲۵۴ حوضه مورد مطالعه: میلیمتر $0 < e < 222$
 برای ۵۵٪ حالات: میلیمتر $0 < e < 40$

انحراف نسبی $\frac{D_M - D_C}{D_C}$ برای ۴۳ درصد مشاهدات کمتر از ۱۰ درصد و در ۶۵/۵ درصد حالات به ۲۰ درصد می‌رسد.

البته هرچه حوضه آبریز مورد مطالعه دارای اختصاصات هیدرولوژیکی استثنائی باشد انحرافات مزبور بیشتر خواهد بود مثال: حوضه های خیلی کوچک و کوهستانی (پوشیده از برف و یخ)، و مناطقی که تحت تاثیر تابش خیلی ضعیف یا خیلی شدید نور آفتاب می باشند.

فرمولها و یا منحنی های متعدد دیگری که در آن واحد عوامل P و T را مداخله می دهند پیشنهاد شده اند، منتهی برای آشنائی به اصول و میدان عمل این فرمولها دو مثال فوق الذکر کافی به نظر می رسد.

IV - کمبود جریان متوسط فصلی یا ماهانه

محاسبه کمبود جریان روی دوره های کوتاه مدت مانند ماه فقط زمانی میتواند منتهی به نتایج صحیح بشود که میزان ذخیره رطوبتی خاک و تغییرات آن ΔR نیز از یک ماه به ماه دیگر و همچنین تغییرات منابع آبهای زیر زمینی، پوشش برف و ذخائر یخچالی حوضه نیز به حساب آید. البته حالت کم و بیش مرطوب خاک خود به تنهایی قادر به ایجاد یک نوع اثر هیستریزیس می شود که باعث می شود در شرایط بارندگی و حرارت مساوی، میزان کمبود جریان در پاییز بیش از بهار باشد، زیرا قسمتی از بارندگی های پاییزه صرف تامین و تقویت رطوبت خاک و ذخائر زیر زمینی شده و سبب کاهش جریانهای سطحی فوری می گردد. توضیح بیشتر در مورد روشهای مختلف محاسبه کمبود جریان در دوره های کوتاه مدت از گنجایش این کتاب خارج است. ما در اینجا صرفاً اصول کلی روشی را که به وسیله Thornthwaite جهت مطالعات اقلیمی و کشاورزی تدوین شده و بعلاوه به وضوح نحوه عملیات را در اینگونه بررسیها نشان می دهد یادآور می شویم

روش Thornthwaite

ابتدا باید برای هر ماه به طور جداگانه تبخیر و تعرق پتانسیل را که می تواند به جای قدرت تبخیر آتمسفر حوضه مورد مطالعه برای ماه مورد نظر

جدول XV

ایستگاه Angoulême (ارتفاع از سطح دریا: ۸۲ متر)
 اجزاء ماهیانه بیلان هیدرولوژی (برای سال متوسط ۱۹۳۰-۱۸۹۱) توسط GARNIER و ARLERY با استفاده از روش THORNTHWAITE

سال	دسامبر	نوامبر	اکتبر	سپتامبر	اوت	ژوئیه	ژوئن	مه	آوریل	مارس	فوریه	ژانویه	
n=۷۱۵	۱۴	۲۴	۵۰	۸۳	۱۱۵	۱۲۷	۱۰۹	۸۴	۵۱	۳۱	۱۶	۱۱	۱- تبخیر و تفرق پتانسیل
P=۸۰۴	۸۲	۷۹	۸۰	۵۶	۵۵	۵۱	۷۴	۷۰	۶۴	۶۹	۶۶	۵۸	۲- بارندگی
	۱۵	۵۵	۳۰	۰	۰	-۵۱	-۳۵	-۱۴					۳- تغییرات ذخیره رطوبتی خاک
e _r =۶۰۳	۱۰۰	۸۵	۳۰	۰	۰	۰	۵۱	۸۶	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۴- ذخیره آب مفید
d=۱۱۲	۱۴	۲۴	۵۰	۵۶	۵۵	۱۰۲	۱۰۹	۸۴	۵۱	۳۱	۱۶	۱۱	۵- تبخیر و تفرق حقیقی
S=۲۰۱	۵۳			۲۷	۶۰	۲۵							۶- کمبود "Water deficiency"
q=۲۰۱	۲۶	۰	۰	۱	۲	۳	۷	۱۴	۲۷	۴۱	۴۳	۳۷	۷- آب اضافی "Water Surplus"
	۶۸	۵۵	۳۰	-۲۷	-۶۰	-۷۶	-۳۵	-۱۴	۱۳	۳۸	۵۰	۴۷	۸- جریان سطحی "runoff"
۸۹	۴/۸۵	۲/۲۹	۰/۶۰	-۰/۳۳	-۰/۵۲	-۰/۶۰	-۰/۳۲	-۰/۱۷	۰/۲۵	۱/۲۳	۳/۱۲	۴/۲۷	۹- تفاضل بارندگی و تبخیر و تفرق پتانسیل
													۱۰- ضریب ماهیانه رطوبت "moisture ratio"

به حساب آید از روی فرمول و دیاگرام مربوطه محاسبه نمود، همانطور که قبلاً گفته شد عوامل موثر در این محاسبه عبارتند از:

۱- درجه حرارت متوسط ماهیانه t بر حسب درجه سانتیگراد که از روی آن اندیس حرارتی i به صورت زیر به دست می‌آید:

$$i = \left(\frac{t}{5} \right) 1,514$$

۲- طول نجومی روز و همچنین زمان تابش آفتاب که به صورت ضریب اصلاحی K مداخله می‌کنند.

با استفاده از جدول ۱۵ که نحوه محاسبه را برای ایستگاه Angouleme نشان می‌دهد می‌توان عملیات را قدم به قدم برای تشکیل بیلان هیدرولوژی و محاسبه تبخیر و تعرق حقیقی (که جز همان کمبود جریان چیز دیگری نیست) دنبال نمود.

الف - محاسبه تبخیر و تعرق حقیقی (ET_p)

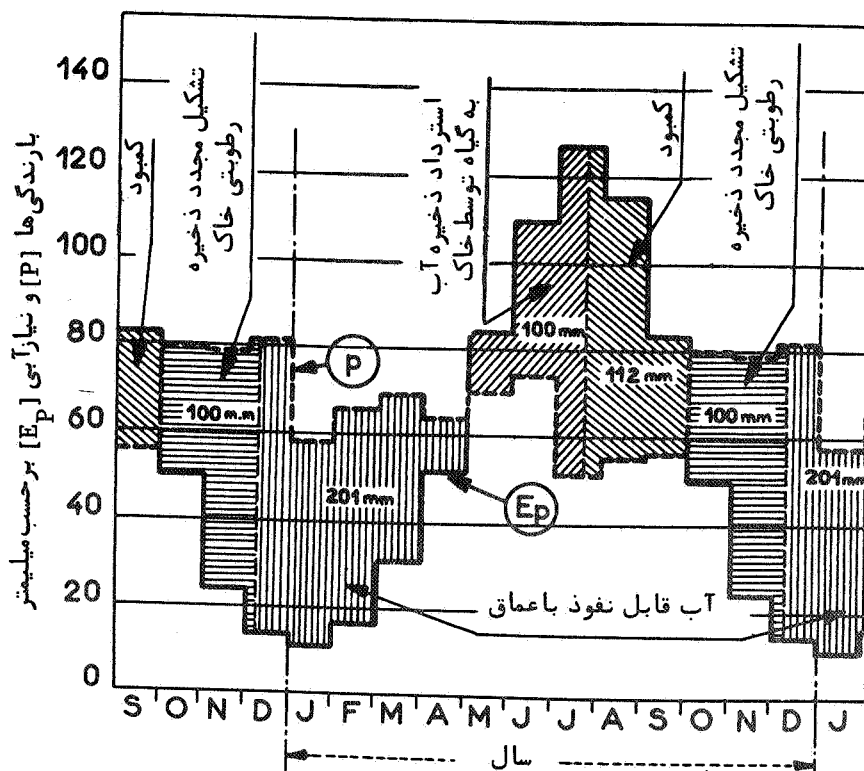
۱- اگر بارندگی های ماه (سطر ۲ جدول) بیشتر از تبخیر و تعرق پتانسیل باشند:

a - تبخیر و تعرق حقیقی (سطر ۵) با تبخیر و تعرق پتانسیل برابر است.

b - مازاد بارندگی از تبخیر و تعرق پتانسیل در خاک به صورت رطوبت ذخیره می‌شود تا خاک به حد اشباع برسد (در اینجا از نقطه نظر Thornthwaite هنگامیکه ذخیره رطوبت سطحی (۱) خاک به ۱۰۰ میلیمتر برسد خاک اشباع شده است. البته رقم

(۱) - در اینجا منظور صرفاً "مقدار آبی است که رطوبت خاک را تشکیل داده و سهولت بتواند بمصرف ریشه گیاه برسد، مقدار آن مسلماً بسته بساختمان خاک و نوع پوشش گیاهی متفاوت خواهد بود مثلاً" طبق تحقیقات J.R.Mather ارتفاع آب لازم جهت اشباع یک خاک شنی یضخامت ۳۰ سانتیمتر ۱۰ تا ۳۰ میلیمتر و برای یک خاک لیمونی یا رسی بهمان ضخامت بیشتر از ۱۰۰ میلیمتر است.

مذکور برای هر حالت بخصوص باید آزمایش شود .
 C- اگر این مازاد احتمالا از ۱۰۰ میلیمتر نیز تجاوز کند، آب اضافی "Water Surplus" را تشکیل داده (سطر ۷ جدول) و بالطبع آماده برای جریان سطحی و نفوذ به اعماق جهت تغذیه سفره‌های آب زیر زمینی خواهد بود . نحوه تقسیم آب مذکور به دو قسمت فوق تقریبا به طور اختیاری در نظر گرفته شده که بعدا از آن



شکل ۱۶-۵- بیلان متوسط سالانه آب در ایستگاه Angouleme (سال متوسط

۱۸۹۱-۱۹۳۰)

تذکر- منحنی P ، نقطه چین ، نمایشگر ارتفاع متوسط بارندگیهای ماهیانه و منحنی E_p ، با خط ممتد ، نمودار "تبخیر و تعرق پتانسیل" متوسط ماهیانه می باشد .

بحث خواهیم کرد .

۲- اگر بارندگی ماهیانه (۲) کمتر از تبخیر و تعرق پتانسیل (۱) باشد، تبخیر و تعرق حقیقی برابر خواهد بود با مجموع بارندگی ماهانه و تمام یا قسمتی از ذخیره رطوبتی خاک (۴) که به صورت زیر وارد عمل می شود :

a - اگر ذخیره رطوبت قبلی خاک (۴) به اندازه کافی زیاد باشد تا کمبود بارندگی را جبران کند، تبخیر و تعرق حقیقی کماکان با تبخیر و تعرق پتانسیل برابر خواهد بود (۵)، ذخیره رطوبتی خاک بتدریج به نسبت تفاضل بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل ماه مورد نظر کاهش می یابد .

b - اگر ذخیره رطوبت خاک برای تامین تبخیر و تعرق پتانسیل کافی نباشد تبخیر و تعرق حقیقی کمتر از تبخیر و تعرق پتانسیل شده و مقدارش برابر با مجموع بارندگی و ذخیره موجود است .

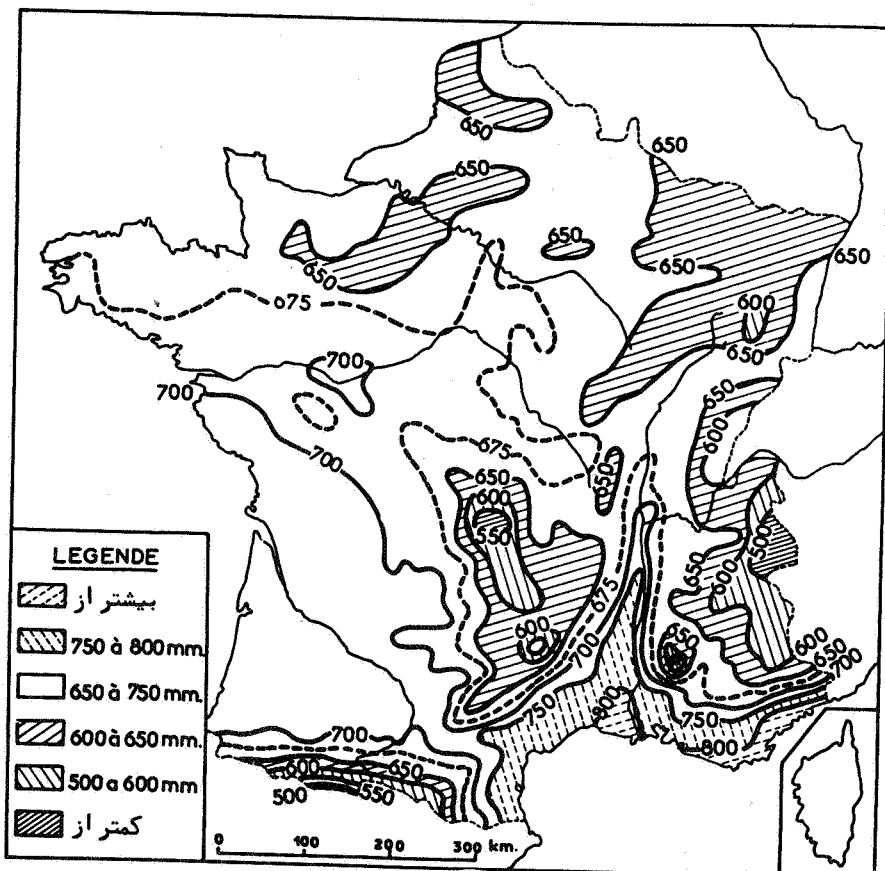
ب - محاسبه کمبود آب زراعی

تفاوت بین تبخیر و تعرق پتانسیل و تبخیر و تعرق حقیقی که بصورت بالا محاسبه می شود آب کسری خاک "Water deficiency" را که به کمبود آب زراعی نیز موسوم است تشکیل می دهد، زیرا این مقدار در حقیقت معرف مقدار آبی است که اگر مصنوعاً به صورت آبیاری به زمین داده شود می تواند مورد استفاده گیاه واقع شود .

ج - محاسبه آب جاری در شبکه سطحی

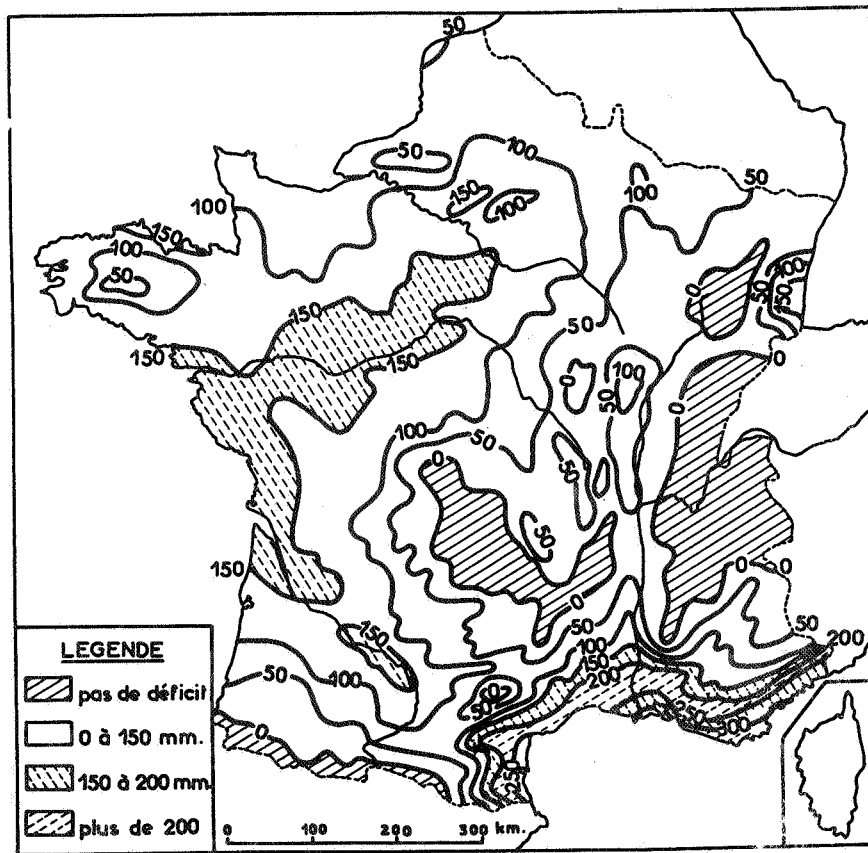
برای تسهیل در محاسبات نقطه شروع را ماهی از سال که در آن ذخائر رطوبتی خاک شروع به تشکیل شدن می کنند در نظر می گیریم . در مثالی که قبلاً در جدول ۱۵ داده شد ملاحظه می شود که این امر از ماه اکتبر انجام می پذیرد، زیرا میزان بارندگی ماه مذکور ۸۰ میلیمتر و تبخیر و تعرق پتانسیل آن ۵۰ میلیمتر است، در نتیجه ذخیره رطوبتی خاک که از ماه ژوئیه به اتمام رسیده بود در آخر اکتبر به ۳۰ میلیمتر میرسد ($80 - 50 = 30$) . ماه بعدی یعنی نوامبر با ۷۹ میلیمتر بارندگی و ۲۴ میلیمتر تبخیر و تعرق پتانسیل ($79 - 24 = 55$) میلیمتر به ذخیره رطوبتی خاک می افزاید و آنرا با احتساب

۳۰ میلیمتر قبلی به ۸۵ میلیمتر می‌رساند. در دسامبر اختلاف بین بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل ($۸۲ - ۱۴ = ۶۸$) میلیمتر است که ۱۵ میلیمتر آن به ۸۵ میلیمتر ذخیره رطوبت خاک برای رسانیدن آن به ۱۰۰ میلیمتر یعنی حد اشباع اضافه می‌شود و مابقی به مصرف جریان سطحی و نفوذ به اعماق می‌رسد.



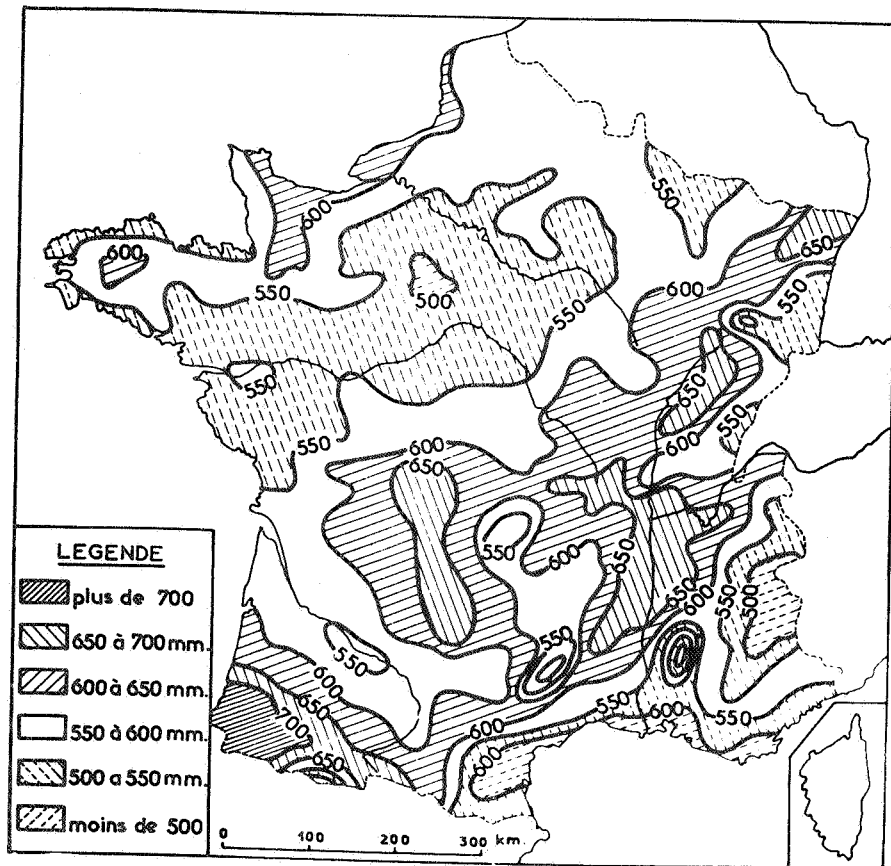
شکل ۱۷-۵- تبخیر و تعرق پتانسیل (نیاز آبی گیاهان) در فرانسه برای سال متوسط ۱۸۹۱-۱۹۳۰ (برحسب Arlery)

طبق نظر Thornthwaite نصف این مقدار در ماه مورد نظر جریان می‌یابد و بقیه که نفوذ میکند در ماه بعد جریان خواهد یافت. بنابراین جریان سطحی ماه دسامبر برابر خواهد بود با $26 = 52 : 2$ (سطر ۸ جدول ۱۵).



شکل ۱۸-۵- کمبود آبی زراعی در فرانسه (محاسبه شده با روش Thornthwaite برای سال متوسط ۱۸۹۱-۱۹۳۰ توسط LANGLOIS).
GARNIER, ARLELY

در ژانویه ماراد بارندگی از تبخیر و تعرق پتانسیل: (میلیمتر
 $47 = 58 - 11$) و چون خاک کاملاً اشباع است همه این آب برای جریان
 سطحی و نفوذ عمقی آماده است، از طرف دیگر از ماه دسامبر $27 = 53 - 26$
 میلیمتر برای جریان مانده بود که جمعاً $74 = 47 + 27$ میلیمتر میشود، اگر
 نصف این مقدار در ماه ژانویه جریان پیدا کند مقدار آب جاری ماه ژانویه



شکل ۱۹-۵- تبخیر و تعرق حقیقی (یا کمبود جریان) در فرانسه (سال متوسط
 برحسب LANGLOIS و GARNIER, ARLERY (۱۸۹۱-۱۹۳۰)

برابر است با (میلیمتر $37 = 2 : 64$) محاسبات بهمین ترتیب برای ماههای بعدی بدون هیچ اشکالی ادامه می‌یابد. ذخیره رطوبت خاک از ماه مه شروع به کاهش می‌کند تا ماه ژوئیه که مقدار آن کاملاً "به اتمام می‌رسد. از این پس تا ماه اکتبر خاک قادر به تامین تمام رطوبتی که خود و گیاهان برای تبخیر کردن لازم دارند نخواهد بود. در این مدت بتدریج مقدار آب جریان سطحی نیز که از آبهای نفوذی ماههای قبل تغذیه می‌شود به صورت تصاعد هندسی کاهش می‌یابد.

ضریب ماهیانه رطوبت که در سطر ۱۰ جدول ۱۵ ملاحظه می‌شود یک پارامتر ساده اقلیمی است که از تقسیم تفاضل بارندگی و تبخیر و تعرق (سطر ۹) بر تبخیر و تعرق پتانسیل (۱) به دست می‌آید.

روش Thornthwaite بخصوص در مطالعات اقلیمی و کشاورزی (۱) کاربرد زیادی دارد و بیشتر جهت محاسبه مقادیر سالیانه پارامترهای مختلف موزد استفاده قرار می‌گیرد. در مثال گذشته "کمبود آب زراعی (Water-deficiency) سالیانه d برابر ۱۱۲ میلیمتر و ارتفاع آب اضافی (Water-Surplus) سالیانه s حدود ۲۰۱ میلیمتر می‌باشد (مراجعه به شکل ۱۶-۵). روشن است که تبخیر و تعرق حقیقی سالانه جز همان کمبود جریان که در هیدرولوژی به کار برده می‌شود چیز دیگری نخواهد بود یعنی:

$$D = P - Q = 804 - 201 = 603 \text{ میلیمتر}$$

همچنین می‌توان کمبود جریان را از تفاضل تبخیر و تعرق پتانسیل (میلیمتر $n = 715$) و کمبود آب زراعی (میلیمتر $d = 112$) بدست آورد.

$$D = n - d = 715 - 112 = 603 \text{ میلیمتر}$$

نقشه‌هایی که در شکل‌های ۱۷-۵ و ۱۸-۵ مشاهده می‌شوند توسط GARNIER با استفاده از مقادیر متوسط درجه حرارت و بارندگی ۳۳۴ ایستگاه

(۱)- با این روش بخوبی لزوم عملیات آبیاری که بوسیله آن آب لازم در اختیار گیاه گذاشته می‌شود تا حداکثر راندمان از آن بدست آید روشن میگردد.

فرانسه (برای دوره ۱۹۳۰ - ۱۸۹۱) وضع شده اند ، بر روی این نقشه ها خطوط " هم تبخیر و تعرق پتانسیل " و همچنین خطوط دارای کمیود آب زراعی مساوی ترسیم شده اند ، همانطور که گفتیم از روی آنها میتوان به سهولت نحوه توزیع کمیود جریان را محاسبه (شکل ۱۹ - ۵) و بار دیگر ثبات نسبی این پارامتر مهم هیدرولوژیکی را بررسی نمود ، معذالک چنین به نظر می رسد که مقدار کمیود جریانی که بدین نحو محاسبه میشود معمولاً " برحسب منطقه ، ۵۰ تا ۱۰۰ میلیمتر بیش از مقداری باشد که از مقایسه بارندگی ها و دبی آب جاری حوضه مورد نظر به دست می آید .

یکی از نکات حساس کاربرد روش Thorntwaite در یک حوضه آبریز معین انتخاب ارتفاع ماکزیمم آبی است که جهت تشکیل ذخیره رطوبت خاک در آن جمع میگردد ، بنابراین رقم ۱۰۰ میلیمتر که توسط مولف پیشنهاد شده صرفاً " حدود این کمیت را مشخص می سازد ، زیرا ممکن است برای زمین های سنگلاخی و خاک های نفوذ پذیر این مقدار به ۵۰ میلیمتر تقلیل یابد . طبق نظریه Geslin به طور متوسط برای فرانسه ارتفاع آب مذکور ۲۰۰ میلیمتر است و برای حوضه هائی که واجد سفره آب زیر زمینی نزدیک سطح و یا پوشیده از جنگل هستند حتی رقم ۳۰۰ میلیمتر نیز ذکر شده است . به طور کلی صرفاً " از راه تجربیه میتوان محتمل ترین اندازه پارامتر مذکور را برای هر حالت بخصوص انتخاب نمود .

BIBLIOGRAPHIE

1. ALBERTSON (M.L.). La mécanique de l'évaporation. *La Houille Blanche*, octobre-novembre 1955, n° 5, p. 704-717; janvier-février 1956, n° 1, p. 36-52; et mai-juin 1956, n° 3, p. 282-311.
2. ROBERTSON (A.). The standardization of the measurement of evaporation as a climatic factor. *World Meteorological Organization*, Publ. n° 42, T.P. 16, Tec. Note N. 11, Genève, 1955.
3. COUTAGNE (A.). Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, juin 1954, p. 360-369.
4. COUTAGNE (A.). Le pouvoir évaporant de l'atmosphère. *Revue Générale de l'Hydraulique*, n° 73, juillet-août 1956, p. 36-41.
5. MEDINGER (C.). Les procédés de mesure de l'évaporation. ds « Actions éoliennes ». *Colloques Internationaux du C.N.R.S.*, Alger 27 mars-31 mars 1951, p. 327-336.
6. EMON (J.). L'évaporation au Maroc. *Troisièmes journées de l'Hydraulique*, Alger, 12-14 avril 1954, p. 193-204.
7. LUGEON (J.). *Précipitations atmosphériques. Écoulement et Hydroélectricité*. Paris, Dunod, 1928, in-8, 366 p.
8. COUTAGNE (A.). L'évaporation des surfaces d'eau naturelles. *Revue Générale de l'Hydraulique*, juillet-août 1949, p. 174-184.
9. KOHLER, NORDENSON et FOX. Evaporation from pans and lakes. *U.S. Weather Bureau Research*, paper n° 38, mai 1955.
10. KOHLER. Meteorological aspects of evaporation phenomena. Assemblée Générale de Toronto. *A.I.H.S.*, septembre 1957, t. 111, p. 421-436.
11. BLANEY (H.F.). Evaporation from free water surfaces at high altitudes. *Proc. A.S.C.E.*, vol. 82, IR 3, novembre 1956.
12. TIMBLIN (L. O.), MORAN (W. T.) et GARSTKA (W. U.). Use of monomolecular layers for reservoirs evaporation reduction. *Journal of A.W.W.A.*, juillet 1957, p. 840-848.
13. HALLAIRE (M.). L'évapotranspiration réelle; mesure et interprétation dans les conditions naturelles. *Météorologie*, octobre-décembre 1954, p. 379-401.
14. CAPPUS (P.). Etude de l'évapotranspiration sur un bassin versant de faible étendue. Assemblée Générale de Rome, *A.I.H.S.*, 1954, t. 111, pp. 177-187.
15. KRAMER. Plant and soil water relationships. *McGraw Hill Book Cy.*, N.Y. 1949, 347 p.
16. HAROLD et DREIBELBIS. Agricultural hydrology as evaluated by monolith lysimeters. U.S. Department of Agriculture, *Technical Bulletin*, n° 1050, décembre 1951, 149 p. Washington.
17. PENMAN (H.L.) et SCHOFIELD. Drainage and evaporation from fallow soil at Rothamsted. *Journal of Agric. Science*, 1941, 31, p. 74-109.
18. EAUZIL (V.). *Traité d'irrigation*. Paris, Eyrolles, 1952, in-8, 2 vol.
19. BLANEY (H.F.). Monthly consumptive use of water by irrigated crops and natural vegetation. Assemblée Générale de Toronto, 3-14 septembre 1957, *A.I.H.S.*, p. 431-439, t. 11.
20. COUTAGNE (A.) et DE MARTONNE. Evaporation et déficit d'écoulement. *Association Internationale d'Hydrologie Scientifique*, s.d., p. 97-128.
21. HENIN. Précipitations et déficit d'écoulement. Congrès A.F.A.S., 1945, Comité Technique S.H.F., 19 novembre 1946; *La Houille Blanche*, n° spécial A, 1948, p. 569-572.

22. TURC (L.). Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Troisièmes journées de l'Hydraulique*, Alger 12-14 avril 1954, pp. 36-43. (Résumé de la thèse de l'auteur, Paris, 1953, parue ds *Ann. Agron.* 1954 et *Sols Africains*, vol. 111, 1954).
23. WUNDT (W.). Beziehungen zwischen den Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. *Deutsche Wasserwirtschaft*, mai-juin 1937.
24. THORNTWHAITE (C.W.). The Measurement of potential evapotranspiration. *John P. Mather*, 225 p., Seabrook, New Jersey, 1954.
25. THORNTWHAITE (C.W.). An approach toward a rational classification of climate. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 27, février 1946, n° 1, p. 55-94.
26. CURE (P.). La nouvelle classification des climats de Thornthwaite. *La Météorologie*, avril-juin 1950, p. 99-106.
27. ARLERY, GARNIER et LANGLOIS. Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. *La Météorologie*, Octobre-décembre 1954, p. 345-367.
28. SERRA (L.). Le contrôle hydrologique d'un bassin versant. *Troisièmes journées de l'Hydraulique*, Alger 12-14 avril 1954. p. 29-35.
29. PENMAN (H.L.). Natural evaporation from open water, bore soil and grass. *Proc. of the Royal Soc.*, London, séries A, 193, 1948, p. 120-145.
30. PENMAN (H.L.). Vegetation and Hydrology. Commonwealth agricultural Bureaux. Buck, 63-123 p.
31. PASQUIN (F.). Eddy diffusion of water vapour and heat near the ground. *Proc. Ray. Soc. (Londres)*, serie A, 198, 1949, p. 116-140.
32. BUDYKO (M.I.). The heat balance of the earth surface. *Peteor i Grdrologia*, n° 1, 52 p., 1955. (Traduction USWB, 1958).
33. TAYLOR (R.J.) & DYER A.J. An instrument for measuring evaporation from natural surface. *Nature (Londres)*, 181, 1958, p. 408-409.
34. TURC (L.). Evaluation des besoins en eau d'irrigation; évapotranspiration potentielle. *Ann. Agr.*, 12, 1961, p. 13-49.
35. BLANEY (H.F.) & CRIDDLE (W.D.). Determining water requirement in irrigated areas from climatological and irrigation data. *US Dept. Agric.*, 1950, 96 p.

فرهنگ لغات و اصطلاحات

مبناى مراجعه: فارسي

فرانسې	انگليسي	فارسي
Eau atmospherique	Atmospheric water	آب جوئ
Cours d'eau	Stream	آبراهه
Excédent agricole	Surplus water	آب اضافى - مازاد آب زراعى
Eau condensable	Condensable water	آب قابل تقطير
Climat	Climate	اقليم
Solidification	Solidification	انجماد
Dilatation	Expansion	اتساع
Atmosphère standard	Standard atmosphere	آتمسفر متعارفى
Effet retardeur	Retardation effect	اثر بتأخير اندازى
Effet de foehn	Föhn effect	اثر فون
Denivellation	Difference of elevation	اختلاف سطح
Adiabatique saturé	Saturated adiabatic	آديا باتيك اشباع
Adiabatique sèche	Dry adiabatic	آديا باتيك خشك
Restitution	Restitution	استرداد
Erreur absolue	Absolute error	اشتباه مطلق
Erreur relative	Relative error	اشتباه نسبى
Chute	Chute (drop)	افت
Perte de charge	Loss of head	افت بار
Climat de moussons	Monsoon climate	اقليم موسمى
Albedo	Albedo	آلبدو - ضريب برگشت
Diffusion	Diffusion	انتشار
Diffusibilité moléculaire	Molecular diffusion	انتشار مولكولى
Anticyclone	Anticyclone	آنتى سيكلون
Ecart thermique psychrométrique	Psychrometric thermal deviation	انحراف حرارتى رطوبت سنجى
Jaugeage	Gauging	اندازه گيرى
Valeurs extrêmes	Extreme values	اندازه هاى حد
Ajustement mathématique	Mathematical adjustment	انطباق رياضى
Pointe de débit	Peak discharge	اوج دې
Pointe de l'hydrogramme	Hydrograph peak	اوج هيدروگرام
Station de jaugeage	Gauging station	ايستگاه اندازه گيرى
Stations – barrages	Barrage station	ايستگاه - سد

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Vent	Wind	باد
Vent geostrophique	Geostrophic wind	باد ژئوستروفیک
Vent de gradient	Gradient wind	باد گرا دیان
Pluie	Rainfall	باران
Pluie nette	Net rainfall	باران خالص
Pluviometre	Rain gauge	باران سنج
Pluviometre enregistreur	Recording rain gauge	باران نگار
Pluviometre totalisateur	Storage rain gauge	باران سنج ذخیره‌ئی
Pluie effective	Effective rainfall	باران واقعی
Module pluviométrique annuel	Mean annual precipitation	بارندگی متوسط سالیانه
Pluie artificielle	Artificial rain	بارندگی مصنوعی
Précipitations journalières	Daily precipitation	بارندگیهای روزانه
Précipitations cycloniques	Cyclonic precipitation	بارندگیهای سیکلونیک
Précipitations de convection	Convective precipitation	بارندگیهای کنوکسیون
Précipitations orographiques	Orographic precipitation	بارندگیهای کوهستانی
Précipitations moyennes mensuelles	Mean monthly precipitation	بارندگیهای متوسط ماهیانه
Précipitations classées	Classified precipitations	بارندگیهای مرتب شده
Insemination	Seeding	باروری ابرها
Amont	Upstream	بالادست
Prédétermination	Predetermination	بر آورد قبلی - پیش‌دید
Relief barométrique	Barometric relief	برجستگی فشار سنجی
Neige	Snow	برف
Nivopluviometre	Precipitation guage	برف و باران سنج
Bilan radiatif	Radiation balance	بیلان تشعشی
Bilan calorifique	Heat balance	بیلان حرارتی
Bilan hydrologique	Hydrological balance	بیلان هیدرولوژی
Stabilité	Stability	پایداری
Aval	Down stream	نائین دست

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Couverture végétale	Vegetative cover	پوشش گیاهی
Insolation	Insolation	تابش آفتاب
Echanges turbulents	Turbulent exchange	تبادلات تلاطمی
Echanges thermiques	Thermal exchange	تبادلات حرارتی
Evaporation	Evaporation	تبخیر
Evaporation de la neige et de la glace	Evaporation from snow and ice	تبخیر از سطح برف و یخ
Evaporomètre	Evaporometer	تبخیر سنج
Evapotranspiration	Evapotranspiration	تبخیر و تعرق
Evapotranspiration potentielle	Potential evapotranspiration	تبخیر و تعرق پتانسیل
Evapotranspiration réelle	Actual evapotranspiration	تبخیر و تعرق حقیقی
Analyse des averses	Storm analysis	تجزیه و تحلیل رگبارها
Densité de drainage	Drainage density	تراکم زهکشی
Densité du réseau pluviométrique	Density of pluviometric network	تراکم شبکه بارانسنجی
Condensation	Condensation	تراکم - تقطیر
Composition	Composition	ترکیب
Rayonnement du ciel	Sky radiation	تشمشعات آسمان
Radiation globale	Global radiation	تشمشعات کلی
Radiation directe	Direct radiation	تشمشعات مستقیم
Rayonnement incident	Incident radiation	تشمشعات وارده (تابشی)
Pyranomètre	Pyranometer	تشمشع سنج - پیرانومتر
Radiation solaire	Solar radiation	تشمشع خورشیدی
Reconstitution	Reconstitution	تشکیل مجدد
Sublimation	Sublimation	تصید
Evaporation physiologique	Physiological evaporation	تعریق - تبخیر فیزیولوژی
Confluent	Branch	تقاطع دو رودخانه
Grêle	Hail	تگرگ
Pertes initiales	Initial losses	تلفات اولیه
Pertes de l'averse	Storm losses	تلفات رگبار

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Masse d'air	Air mass	توده هوا
Distribution des fréquences	Distribution frequency	توزیع فراوانی‌ها
Front	Front	جبهه
Front chaud	Arctic front	جبهه گرم
Front Froid	Cold front	جبهه سرد
Front d'infiltration	Infiltration front	جبهه نفوذ
Tables astronomiques	Astronomic tables	جد اول نجومی
Absorbtion	Absorbtion	جذب
Interception	Interception	جذب بین راه
Ecoulement torrentiel	Turbulent flow	جریان تلاطمی
Ecoulement hypodermique	Subsurface flow	جریان زیرپوسته‌ئی
Ecoulement souterraine	Groundwater flow	جریان زیر زمینی
Ruissellement superficiele	Surface run off	جریان سطحی
Ruissellement pur	Over-land flow	جریان سطحی محض
Ecoulement non uniforme	Non-uniform flow	جریان غیریکنواخت
Ecoulement laminaire	Laminar flow	جریان آرام
Ecoulement permanent	Steady flow	جریان مداوم
Ressaut	Jump	جهش
Ecoulement uniforme	Uniform flow	جریان یکنواخت
Intervalle de variation	Variation interval	حدفاصل تغییرات
Intervalle de référence	Reference interval	حد فاصل مرجع
Sensibilité d'une station	Sensitivity of a station	حساسیت يك ایستگاه
Bassin versant	Watershed (basin)	حوضه آبریز
Ligne d'énergie	Energy line	خط بار یا خط انرژی
Données pluviométriques	Precipitation data	داده‌های بارانسنجی
Données météorologiques	Meteorological data	داده‌های هواشناسی
Débit mesuré	Measured discharge	دبی اندازه‌گیری شده
Débit maximum	Max. discharge	دبی حداکثر

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Débit maximum probable	Probable Max. discharge	دبی ماکزیمم احتمالی
Débit calculé	Calculated discharge	دبی محاسبه شده
Débit relatif mensuel	Relative monthly flow discharge	دبی نسبی ماهیانه
Débit spécifique	Specific discharge	دبی ویژه
Débits cumulés	Cumulative discharge	دبیهای تجمعی
Débit classés	Flow rate	دبیهای مرتب شده
Débits caractéristiques	Characteristic discharge	دبیهای مشخصه
Température moyenne journalière	Daily mean temperature	درجه حرارت متوسط روزانه
Degré de continentalité	Degree of continentality	درجه بری بودن
Degré-jours	Day degree	درجه - روز
Degré géothermique	Geothermic degree	درجه ژئوترمی
Instruction technique	Technical instruction	دستورالعمل فنی
Episode pluvieux	Precipitation period	دوره بارانی
Stockage	Storage	ذخیره
Régime des pluies	Precipitation regime	رژیم بارندگی
Régime pluvial	Pluvial regime	رژیم بارانی
Régime nival	Snow regime	رژیم برفی
Régime complexe	Complex regime	رژیم پیچیده
Régime des débits	Flow regime	رژیم دبی
Régime simple	Simple regime	رژیم ساده
Régime mixte	Mixed Regime	رژیم مختلط
Régime glaciaire	Glacial regime	رژیم یخچالی
Humidité	Humidity	رطوبت
Humidité du sol	Soil moisture	رطوبت خاک
Psychromètre	Psychrometer	رطوبت سنج - پسیکرومتر
Humidité absolue	Absolute humidity	رطوبت مطلق
Humidité relative	Relative humidity	رطوبت نسبی
Humidité spécifique	Specific humidity	رطوبت ویژه
Averse	Storm	رگبار
Orage	Storm	رگبار طوفانی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Averse isolé	Single storm	رگبار منمرد
Averse — type	Typical storm	رگبار نمونه
Averse unitaire	Unit storm	رگبار واحد
Averse uniforme	Uniform storm	رگبار یکنواخت
Remous	Back — water curve	رمو - پس زنی
Méthode rationnelle	Rational method	روش استدلالی
Méthode approchée	Approximation method	روش تقریبی
Méthode simplifiée	Simplified method	روش ساده
Méthode de l'hydrogramme	Synthetic unit graphs	روش هیدروگرام ترکیبی
Méthode hydrographique	Hydrographic method	روش هیدروگرافی
Taux d'évaporation	Evaporation rate	روند تبخیر
Taux de transpiration	Transpiration rate	روند تعریق
Taux d' infiltration	Infiltration rate	روند نفوذ
Rugosité	Roughness	زبری
Temps de base	Base time	زمان پایه
Temps de concentration	Concentration time	زمان تمرکز
Temps de ruissellement	Inlet time	زمان جریان سطحی
Temps de corrélation	Correlation time	زمان همبستگی
Année moyenne	Average year	سال متوسط
Annuaire hydrologique	Hydrological yearbook	سالنامه هیدرولوژی
Barrage mobile	Adjustable dam (movable)	سد متحرک
Barrage—réservoir	Reservoir dam	سد مخزنی
Déversoir	Weir	سرریز
Déversoir à large seuil	Broad crested weir	سرریز آستانه پهن
Désersoir à mince parois	Sharp crested weir	سرریز جدار نازک
Aire de réception	Receiving area	سطح پذیرش
Surface réceptrice	Receiving surface	سطح پذیرش
Surface évaporante	Evaporating surface	سطح تبخیر کننده
Plan de référence	Datum	سطح مرجع

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Nappe phréatique	phreatic	سفره آبدار
Nappe d'eau	Water table	سفره آبی
Cyclone	Cyclone	سیکلون
Echelle limnimétrique	Reading scale	شاحض ارتفاع سنجی
Indice thermique	Heat index	شاحض حرارتی
Indice de compacité	Compaction index	شاحض فشردگی
Indice d'infiltration	Infiltration index	شاحض نفوذ
Réseau pluviométrique	Pluviometric network	شبه بارانسنجی
Pseudo-adiabatique	Pseudo-adiabatic	شبه آدیا باتیک
Intensité des précipitations	Rainfall intensity	شدت بارندگی
Intensité de la radiation	Radiation intensity	شدت تشعشعات
Fleuve	River	شط
Rayon hydraulique	Hydraulic radius	شعاع هیدرولیکی
Gradient vertical de pluviosité	Vertical precipitation gradient	شیب عمودی بارندگی
Gradient thermique vertical	Vertical thermal gradient	شیب عمودی حرارت
Coefficient pluviométrique relatif	Coefficient of relative precipitation	ضریب بارندگی نسبی
Coefficient de niviosité	Snow coefficient	ضریب برف
Coefficient d'irrégularité	Irregularity coefficient	ضریب بی نظمی
Coefficient de variation	Coefficient of variation	ضریب تغییرات
Coefficient de ruissellement	Surface flow coefficient	ضریب جریان سطحی
Coefficient d'humidité	Moisture coefficient	ضریب رطوبت
Coefficient de rugosité	Roughness coefficient	ضریب زبری
Coefficient de bac	Pan coefficient	ضریب طشتک
Classification	Classification	طبقه بندی
Bac	Pan	طشتک
Crue	Flooding	طغیان

فرانسسه	انگلیسی	فارسی
Capacité d' infiltration	Infiltration capacity	ضریب نفوذ
Submergé	Submerge	غرقاب
Fréquence des crues	Frequency of Flooding	فراوانی طغیان
Coalescence	Coalescence	فرایند تجمع (حاصل از برخورد)
Processus de l'écoulement	Flow process	فرایند جریان
Erosion	Erosion	فرسایش
Formules empiriques	Empirical formulae	فرمولهای تجربی
Filtration	Filtration	فرو روی
Dépressions superficielles	Superficial depressions	فرورفتگی های سطحی
Tension de vapeur	Vapor Pressure	فشار بخار
Pression atmosphérique	Atmospheric pressure	فشارجوی
Flux de vapeur d' eau	Water vapor flux	فلوی بخار آب
Flux de chaleur	Thermal flux	فلوی گرما
Lois de la pluviosité	Precipitation laws	قانون بارندگی
Pouvoir évaporant	Evaporative demand	قدرت تبخیر کنندگی
Pouvoir évaporant de l' atmosphère	Evaporative power of the atmosphere	قدرت تبخیر کنندگی هوا
Pouvoir émissif	Emissive power	قدرت دفع
Film superficiel	Superficial film	قشر سطحی
Gouttelette	Droplet	قطره چه
Canal d' amenée	Conveyance channel	کانال آبرسانی
Radier du canal	Channel base	کف کانال
Déficit agricole	Water shortage	کمبود آب زراعی
Déficit d' écoulement	Flow deficit	کمبود جریان
Déficit hygrométrique	Moisture deficit	کمبود رطوبتی
Chaleur sensible	Sensible heat	گرمای حساس یا سهل الانتقال
Chaleur latente	Latent heat	گرمای نهان
Répartition géographique	Geographical repartition	گسترش جغرافیائی

فرانسسه	انگلیسی	فارسی
Lysimètre	Lysimeter	لیزیمتر
Limnigraphe	Water level recorder	لیمنیگراف (ارتفاع نگار)
Variable aleatoire	Random variable	متغیر تصادفی
Axe de l'écoulement	Flow axis	محور جریان
Réservoir de régularisation	Regulating reservoir	مخزن تنظیم کننده
Caractéristiques topographiques	Topographical characteristics	مشخصات پستی و بلندی
Caractéristique thermiques	Thermal characteristics	مشخصات حرارتی
Section de mesure	Measuring section	مقطع اندازه گیری
Section critique	Critical cross section	مقطع بحرانی
Section mouillée	Wetted cross section	مقطع ترشده
Section de contrôle	Control section	مقطع کنترل
Courbe de décrue	Falling limb	منحنی افت (منحنی فرونشینی)
Courbe des précipitation cumulées	Cumulative precipitation curve	منحنی بارندگیهای تجمعی
Courbe des débits cumulés	Cumulative discharge curve	منحنی دبیهای تجمعی
Courbe des débits classés	Classified discharge curve	منحنی دبیهای مرتب شده
Courbe de tarage	Delivery curve	منحنی تاراژ (دبی - اشل)
Courbe de tarissement	Recession curve	منحنی تاریمان
Courbe de concentration	Raising limb	منحنی تمرکز
Hyétogramme	Hyetograph	هیتوگرام (منحنی شدت بارندگی بر حسب زمان)
Courbe de distribution	Distribution curve	منحنی توزیع
Courbe de remous	Back-water curve	منحنی رمو (برگشت)
Courbe des fréquences altimétriques	Altimetric frequency curve	منحنی فراوانی ارتفاع سنجی
Courbe de fréquence cumulée	Cumulative frequency curve	منحنی فراوانی تجمعی
Courbe hypsométrique	Hypsometric curve	منحنی هیپسومتریک
Zone d'aération	Aeration zone	منطقه تهویه
Composante	Component	مؤلفه
Moulinet	Current meter	مولینه (سرعت سنج)
Champ horizontal	Horizontal field	میدان افقی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Champ vertical de température	Vertical field of temperature	میدان عمودی درجه حرارت
Thermomètre mouillé	Wet bulb thermometer	میدان فشار
Répartition des eaux apportées par une averse	Distribution of water from a storm	میزان الحراره تر
Précipitations	Precipitation	نحوه توزیع آبهای حاصله از يك رگبار نزولات - ریزشها
Rapport de mélange	Mixing ratio	نسبت اختلاط
Infiltration	Infiltration	نفوذ
Carte des isohiètes	Isohyetal map	نقشه خطوط همباران
Carte isobariques	Isobaric map	نقطه خطوط همفشار
Exutoire	Exit	نقطه خروجی
Point de rosée	Dew point	نقطه شبنم
Detention superficielle	Superficial storage	نگهداری سطحی
Besoin en eau	Water need	نیازآبی
Force vive	Kinetic force	نیروی زنده
Atmosphère	Atmosphere	نیوار - جو - آتسفر
Inversion	Inversion	وارونه شدن
Conductibilité thermique	Thermal conductivity	هدایت حرارتی
Hydroélectrique	Hydroelectric	هیدروالکتتریک
Hydrogramme	Hydrograph	هیدروگرام
Hydrogramme synthétique	Synthetic hydrograph	هیدروگرام ترکیبی
Hydrogramme global	Global hydrograph	هیدروگرام کلی
Hydrogramme unitaire	Unit hydrograph	هیدروگرام واحد
Hydrogramme unitaire instantané	Instantaneous unit hydrograph	هیدروگرام واحد لحظه‌ای

مبنای مراجعه: فرانسه

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Absorbtion	Absorbtion	جذب
Adiabatique sèche	Dry adiabatic	آدیا باتیک خشک
Adiabatique saturé	Saturated adiabatic	آدیا باتیک اشباع
Ajustement mathématique	Mathematical adjustment	انطباق ریاضی
Aire de réception	Receiving area	سطح پذیرش
Amont	Upstream	بالادست (رودخانه یا کانال)
Analyse des averses	Storm analysis	تجزیه و تحلیل رگبارها
Annuaire hydrologique	Hydrological year book	سالنامه هیدرولوژی
Anticyclone	Anticyclone	آنتی سیکلون
Albedo	Albedo	آلبدو (ضریب برگشت)
Altitude	Altitude	ارتفاع از سطح دریا
A. caractéristiques	Characteristic altitudes	ارتفاعات مشخصه
Atmosphère	Atmosphere	جو - نیوار - آتمسفر
Atmosphère standard	Standard atmosphere	آتمسفر متعارفی
Aval	Down stream	پائین دست (کانال پارودخانه)
Averse	Storm	رگبار
Averse isolé	Single storm	رگبار منفرد
Averse - type	Typical storm	رگبار نمونه
Averse uniforme	Uniform storm	رگبار یکنواخت
Averse unitaire	Unit storm	رگبار واحد
Axe de l'écoulement	Flow axis	محور جریان
Bac	Pan	طشتک
Barrage mobile	Adjustable dam	سد متحرک
Barrage - réservoir	Reservoir dam	سد مخزنی
Bassin versant	Watershed (basin)	حوضه آبریز
Besoin en eau	Water need	نیاز آبی
Bilan calorifique	Heat balance	بیلان حرارتی
Bilan hydrologique	Hydrological balance	بیلان هیدرولوژی
Bilan radiatif	Radiation balance	بیلان تشعشی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Canal d' amenée	Conveyance chanel	کانال آبرسانی
Capacité d' infiltration	Infiltration capacity	ظرفیت نفوذ
Caractéristiques topographiques	Topographical characteristics	مشخصات پستی و بلندی
Caractéristiques thermiques	Thermal characteristics	مشخصات حرارتی
Carte des isohiètes	Isohyetal map	نقشه خطوط همباران
Carte isobariques	Isobaric map	نقشه خطوط همفشار
Chaleur sensible	Sensible heat	گرمای حساس یا سهل الانتقال
Chaleur latente	Latent heat	گرمای نهان
Champ des pression	Pressure field	میدان فشار
Champ vertical de température	Vertical field of temperature	میدان عمودی درجه حرارت
Champ horizontal	Horizontal field	میدان افقی
Champ vertical	Vertical field	میدان عمودی
Chute	Chute (drop)	افت
Climat	Climate	اقلیم - آب و هوا
Classification	Classification	طبقه بندی
Climat de moussons	Monsoon climate	آب و هوای موسمی
Coalescence	Coalescence process	تجمع حاصل از برخورد
Courbe de fréquence cumulée	Cumulative frequency curve	منحنی فراوانی تجمعی
Courbe de tarage	Delivery curve	منحنی تاراژ (دبی - اشل)
Courbe hypsométrique	Hypsometric curve	منحنی هیپسومتریک
Coefficient de bac	Pan coefficient	ضریب طشتک
Coefficient de nivosté	Snow coefficient	ضریب برف
Coefficient de rugosité	Roughness coefficient	ضریب زبری
Coefficient de ruissellement	Surface flow coefficient	ضریب جریان سطحی
Coefficient de variation	Coefficient of variation	ضریب تغییرات
Coefficient d' humidité	Moisture coefficient	ضریب رطوبتی
Coefficient d' irrégularité	Irrigularity coefficient	ضریب بی نظمی
Coefficient pluviométriques relatif	Coefficient of relative precipitation	ضریب بارندگی نسبی

فرانسسه	انگلیسی	فارسی
Composante	Component	مؤلفه
Composition	Composition	ترکیب
Condensation	Condensation	تقطیر - تراکم
Conductibilité thermique	Thermal conductivity	هدایت حرارتی
Confluent	Branch	شاخه
Courbe de concentration	Raising limb	منحنی تمرکز
Courbe de décrue	Falling limb	منحنی افت
Courbe de remous	Back water curve	منحنی برگشتی (رمو)
Courbe de tarissement	Recession curve	منحنی تارissement
Courbe des débits classés	Classified discharge curve	منحنی دبیهای مرتب شده
Courbe des débits cumulés	Cumulative discharge curve	منحنی دبیهای تجمعی
Courbe des fréquences altimétriques	Altimetric frequency curve	منحنی فراوانی ارتفاع منجی
Courbe des précipitation cumulées	Cumulative precipitation curve	منحنی بارندگیهای تجمعی
Cours d' eau	Stream	آبراهه
Couverture végétale	Vegetative cover	پوشش گیاهی
Crues	Flooding	طنیان
Cyclone	Cyclone	سیکلون
Débit calculé	Calculated discharge	دبی محاسبه شده
Débit maximum probable	Probable max. discharge	دبی ماکزیمم احتمالی
Débit maximum	Max. discharge	دبی ماکزیمم
Débit mesuré	Measured discharge	دبی اندازه گیری شده
Débits caractéristiques	Characteristic discharge	دبیهای مشخصه
Débit classés	Flow rate	دبیهای مرتب شده
Débit cumulés	Cumulative discharge	دبیهای تجمعی
Débit spécifique	Specific discharge	دبی ویژه
Débits relatif mensuel	Relative monthly flow discharge	دبی نسبی ماهیانه
Décru	Falling	فرونشینی طنیان
Degré de continentalité	Degree of continentality	درجه بری بودن
Degré géothermique	Geothermic degree	درجه ژئوترمی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Degrés—jours	Day—degree	درجه - روز
Denivellation	Difference of elevation	اختلاف سطح
Déversoir	Weir	سرریز
Déversoir à large seuil	Broad crested weir	سرریز آستانه پهن
Déversoir à mince parois	Sharp crested weir	سرریز جدار نازک
Dépressions superficielles	Superficial depressions	فرورفتگی‌های سطحی
Détention superficielle	Superficial storage	نگهداری سطحی
Déficit agricole	Water shortage	کمبود آب زراعی
Déficit d'écoulement	Flow deficit	کمبود جریان
Deficit hygrométrique	Moisture deficit	کمبود رطوبتی
Densité de drainage	Drainage density	تراکم زهکش
Densité du reseau pluviométrique	Density of pluviometric network	تراکم شبکه بارانسنجی
Diffusibilité moléculaire	Molecular diffusion	انتشار ملکولی
Diffusion	Diffusion	انتشار
Dilatation	Expansion	اتساع
Distribution des fréquences	Distribution frequency	توزیع فراوانی‌ها
Données météorologiques	Meteorological data	داده‌های هواشناسی
Données pluviométriques	Pluviometric data	داده‌های بارانسنجی
Ecart thermique psychrométrique	Psychrometric thermal deviation	انحراف حرارتی رطوبت‌سنجی
Eau atmosphérique	Atmospheric water	آب جوی
Eau condensable	Condensable water	آب قابل تقطیر
Echanges turbulent	Turbulent exchange	تبادلات تلاطمی
Echanges thermiques	Thermal exchange	تبادلات حرارتی
Echelle limnimétrique	Reading scale	اشاره ارتفاع‌سنجی
Ecoulement hypodermique	Subsurface flow	جریان زیرپوسته‌ئی
Ecoulement laminaire	Laminar flow	جریان ورقه‌ئی
Ecoulement non uniforme	Non uniform flow	جریان غیر یکسواحت
Ecoulement permanent	Steady flow	جریان مداوم

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Écoulement souterraine	Ground water flow	جریان زیرزمینی
Écoulement torrentiel	Turbulent flow	جریان تلاطمی
Écoulement uniforme	Uniform flow	جریان یکنواخت
Effet de foehn	Föhn effect	اثر «فون»
Effet retardeur	Retardation effect	اثر «بتاخیر اندازی»
Épaisseur	Thickness	ضخامت
Episode pluvieux	Rainfall episode	دوره بارانی
Erosion	Erosion	فرسایش
Erreur absolue	Absolute error	اشتباه مطلق
Erreur relative	Relative error	اشتباه نسبی
Évaporation	Evaporation	تبخیر
Évaporation à partir d'un sol nu	Evaporation from bare soil	تبخیر از سطح خاک لخت
Évaporation de la neige et de la glace	Evaporation from snow and ice	تبخیر از سطح برف و یخ
Évaporation physiologique	Physiological evaporation	تبخیر فیزیولوژی
Évapotranspiration	Evapotranspiration	تبخیر و تعرق
Évapotranspiration effective	Effective evapotranspiration	تبخیر و تعرق واقعی
Évapotranspiration potentielle	Potential evapotranspiration	تبخیر و تعرق پتانسیل
Évaporomètre	Evaporimeter	تبخیر سنج
Évapotranspiration réelle	Actual evapotranspiration	تبخیر و تعرق حقیقی
Excédent agricole	Surplus water	مازاد آب زراعی
Exutoire	Exit	نقطه خروجی حوضه
Film superficiel	Superficial film	لایه سطحی
Filtration	Filtration	نفوذ
Fleuve	River	شط
Flux de chaleur	Thermal flux	فلوی حرارت
Flux de vapeur d'eau	Water vapor flux	فلوی بخار آب
Force vive	Kinetic force	نیروی زنده
Formules empiriques	Empirical formulae	فرمولهای تجربی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Fréquence des crues	Frequency of flooding	فراوانی طغیان‌ها
Front	Front	جبهه
Front chaud	Arctic front	جبهه گرم
Front froid	Cold front	جبهه سرد
Front d'infiltration	Infiltration front	جبهه نفوذ
Gouttelette	Droplet	قطره‌چه
Gradient thermique vertical	Vertical thermal gradient	گرادیان عمودی حرارت
Gradient vertical de pluviosité	Vertical precipitation gradient	گرادیان عمودی باران
Grêle	Hail	تگرگ
Humidité	Humidity	رطوبت
Humidité absolue	Absolute humidity	رطوبت مطلق
Humidité du sol	Soil moisture	رطوبت خاک
Humidité relative	Relative humidity	رطوبت نسبی
Humidité spécifique	Specific humidity	رطوبت ویژه
Hydroélectrique	Hydroelectric	هیدروالکتریک
Hydrogramme	Hydrograph	هیدروگرام
Hydrogramme global	Global hydrograph	هیدروگرام کلی
Hydrogramme synthétique	Synthetic hydrograph	هیدروگرام ترکیبی
Hydrogramme unitaire	Unit hydrograph	هیدروگرام واحد
Hydrogramme unitaire instantané	Instantaneous unit hydrograph	هیدروگرام واحد لحظه‌نی
Hyétogramme	Hyetograph	هیئوگرام
Insémination	Seeding	پاشیدن - باروری
Indice de compacité	Compaction index	شاخص فشردگی
Indice d'infiltration	Infiltration index	شاخص نفوذ
Indice thermique	Heat index	شاخص حرارتی
Infiltration	Infiltration	نفوذ
Insolation	Insolation	تابش آفتاب

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Instruction technique	Technical instruction	دستورالعمل فنی
Intervalle de variation	Variation interval	حدفاصل تغییرات
Intensité de la radiation	Radiation intensity	شدت تشعشعات
Intensité des précipitations	Rainfall intensity	شدت بارندگی
Interception	Interception	جذب بوسیله شاخ و برگ گیاهان
Intervalle de référence	Reference interval	حد فاصل مرجع
Inversion	Inversion	وارونه شدن - برگشت
Jaugeage	Gaging (measurement)	اندازه گیری دبی
Ligne d'énergie	Energy line	خط انرژی
Limnigraphe	Water level recorder	لیمنیگراف
Lois de la pluviosité'	Precipitation laws	قانون بارندگی ها
Lysimètre	Lysimeter	لیزیمتر (جمعہ کاشت)
Masse d'air	Air Mass	توده هوا
Méthode approchée	Approximation method	روش تقریبی
Méthode de l'hydrogramme	Synthetic	روش هیدروگرام ترکیبی
Méthode hydrographique	Hydrographic method	روش هیدروگرافی
Méthode simplifiée	Simple method	روش ساده
Méthode rationnelle	Rational method	روش استدلالی
Module pluviométrique annuel	Mean annual precipitation	مدول بارندگی سالیانه
Nappè d'eau	Water table	سفره آب
Nappe phréatique	Phreatic	سفره آیدار
Nebulosité		برفی بودن
Neige	Snow	برف
Nivomètre	Snow guage	برف سنج
Nivopluviometre	Precipitation guage	برف و بارانسنج
Orage	storm	طوفان

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Perte de charge	Loss of head	افت بار
Pertes de l'averse	Storm losses	تلفات رگبار
Pertes initiales	Initial losses	تلفات اولیه
Plan de référence	Datum	سطح مرجع
Pluie	Rainfall	باران
Pluie artificielle	Artificial rain	باران مصنوعی
Pluie efficace	Effective rainfall	باران مؤثر
Pluie effective	Effective rainfall	باران واقعی
Pluie nette	Net rainfall	باران خالص
Pluviographe	Recording rain gauge	باران نگار
Pluviomètre	Rain gauge	باران سنج
Pluviomètre enregistreur	Recording rain gauge	باران نگار
Pluviomètre totalisateurs	Storage rain gauge	بارانسنج ذخیره‌ئی
Pointe de débit	Peak discharge	اوج دبی
Pointe de l'hydrogramme	Hydrograph peak	اوج هیدروگرام
Pointe de rosée	Dew point	نقطه شبنم
Pouvoir émissif	Emissive power	قدرت تشعشع يك جسم
Pouvoir évaporant	Evaporative power	توان تبخیر
Pouvoir évaporant de l'atmosphère	Evaporative power of the atmosphere	توان تبخیر هوا
Précipitations	Precipitation	ریزش‌ها
Précipitations cycloniques	Cyclonic precipitation	بارندگیهای سیکلونیک
Précipitations de convection	Convective precipitation	بارندگیهای کنوکسیون
Précipitations classés	Classified precipitation	بارندگیهای مرتب شده
Précipitations journalières	Daily precipitation	بارندگیهای روزانه
Précipitation moyennes	Mean monthly precipitation	بارندگیهای متوسط ماهیانه
Précipitations orographiques	Orographic precipitation	بارندگیهای کوهستانی
Prédetermination	Predetermination	پیش‌دید، تعیین قبلی
Pression atmosphérique	Atmospheric Pressure	فشار جوی
Processus de l'écoulement	Flow process	فرایند جریان
Pseudo-adiabatique	Pseudo-adiabatic	شبه‌آدیا باتیک

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Psychromètre	Psychrometer	پسیکرومتر
Pyranomètres	Pyranometer	پیرانومتر
Radiation glabale	Global radiation	تشمعات کلی
Radiation directe	Direct radiation	تشمعات مستقیم
Radier du canal	Channel base	کف کانال
Radiation solaire	Solar radiation	تشمعات خورشیدی
Rapport de mélange	Mixing ratio	نسبت اختلاط
Rayonnement incident	Incident radiation	تشمعات وارده (تابشی)
Rayonnement du ciel	Sky radiation	تشمعات آسمان
Royon hydraulique	Hydraulic radius	شعاع هیدرولیکی
Reconstitution	Reconstitution	تشکیل مجدد
Régime complexe	Complex regime	رژیم پیچیده
Régime des débits	Flow regime	رژیم دبی
Régime des pluies	Precipitation regime	رژیم بارندگی‌ها
Régime glaciaire	Glacial regime	رژیم یخچالی
Régime mixte	Mixed regime	رژیم مختلط
Régime nival	Snow regime	رژیم برفی
Régime pluvial	Pluvial regime	رژیم بارانی
Régime simple	Simple regime	رژیم ساده
Relief barométrique	Barometric relief	برجستگی فشارسنجی
Repartition des eaux apportées par une averse	Distribution of water from one storm	توزیع آبهای حاصله از یک رگبار
Repartition géographique	Geographical repartition	توزیع جغرافیائی
Réseau pluviométrique	Pluviometric network	شبکه بارانسنجی
Réservoir de régularisation	Regulating reservoir	مخزن تنظیم کننده
Ressaut	Jump	جهش
Restitution	Restitution	استرداد
Remous	Back water curve	رمو، پس زنی
Rugosité	Roughness	زبری
Ecoulement pur	Over-land flow	جریان محض
Ruisselement superficiele	Surface runoff	جریان سطحی

فرانسه	انگلیسی	فارسی
Section critique	Critical cross section	مقطع بحرانی
Section de mesure	Measuring section	مقطع اندازه گیری
Section de contrôle	Control section	مقطع کنترل
Section mouillée	Wetted cross section	مقطع ترشده
Sensibilité d'une station	Sensitivity of a station	حساسیت يك ایستگاه
Simulation	Simulation	تشابه
Solidification	Solidification	انجماد
Stabilité	Stability	پایداری
Stations— barrage	Barrage station	ایستگاه - سد
Station de jaugeage	Gaging station	ایستگاه اندازه گیری دبی
Stockage	Storage	ذخیره
Sublimation	Sublimation	تصعید
Submergé	Submerge	غرقاب
Surface évaporante	Evaporating surface	سطح تبخیر کننده
Surface réceptrice	Receiving surface	سطح پذیرش
Tables astronomiques	Astronomical tables	جداول نجومی
Taux de transpiration	Transpiration	روند تفرق
Taux d'évaporation	Evaporation rate	روند تبخیر
Taux d'infiltration	Infiltration rate	روند نفوذ
Température moyenne journalière	Daily mean temperature	درجه حرارت متوسط روزانه
Temps de base	Base time	زمان پایه
Temps de concentration	Concentration time	زمان تمرکز
Temps de corrélation	Correlation time	زمان همبستگی
Temps de ruissellement	Inlet time	زمان جریان سطحی
Tension de vapeur	Vapor pressure	فشار بخار
Thermomètre mouillé	Wet bulb thermometer	ترمومتر تر
Valeurs extrêmes	Extreme values	اندازه های حد
Variable aléatoire	Random variable	متغیر تصادفی
Vent	Wind	باد
Vent du gradient	Gradient wind	باد گرادیان
Vent géostrophique	Geostrophic winds	باد ژئوستروفیک
Zone d'aération	Aeration zone	منطقه تهویه

مبنای مراجعه: انگلیسی

انگلیسی	فرانس	فارسی
Absolute humidity	Humidité absolue	رطوبت مطلق
Absolute errors	Erreur absolue	اشتباه مطلق
Absorbtion	Absorbtion	جذب
Actual evapotranspiration	Evapotranspiration réelle	تبخیر و ترق واقعی
Adjustable dam	Barrage mobile	سد متحرك
Aeration zone	Zone d' aération	منطقه تهویه
Air mass	Masse d' air	توده هوا
Albedo	Albedo	ضریب برگشت - آلبدو
Altimetric - frequency - curve	Courbe des fréquences altimétriques	منحنی فراوانی ارتفاع سنجی
Anticyclone	Anticyclone	آنتی سیکلون
Approximation method	Méthode approchée	روش تقریبی
Artificial rain	Pluie artificielle	باران مصنوعی
Astronomic tables	Tables astoronomiques	جداول نجومی
Atmosphere	Atmosphère	جو - نیوار - آتمسفر
Atmospheric pressure	Pression atmosphérique	فشار جوی
Atmospheric water	Eau atmosphérique	آب جوی
Availability	Disponibilité	امکان - موجودیت
Average year	Année moyenne	سال متوسط
Back - water curve	Courbe de remous	منحنی پس زنی
Barometric relief	Relief barométrique	برجستگی فشارسنجی
Barrage station	Stations barrages	ایستگاه - سد
Base time	Temps de base	زمان پایه
Branch	Confluent	شاخه
Broad crested weir	Deversoir à large seuil	سرریز آستانه پهن
Calculated discharge	Débit calcule'	دبی محاسبه شده
Coefficient of relative precipitation	Coefficient pluviométriques relatif	ضریب بارندگی نسبی
Channel base	Radier du canal	کف کانال
Characteristic discharge	Débits caractéristiques	دبی های مشخصه
Chute (drop)	Chute	افت

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Classified precipitations	Précipitations classées	بارندگیهای مرتب شده
Classification	Classification	طبقه بندی
Classified discharge curve	Courbe des débits classés	منحنی دبیهای مرتب شده
Climate	Climat	اقلیم
Cumulative frequency curve	Courbe de fréquence cumulée	منحنی فراوانی تجمعی
Coalescence	Coalescence	تجمع
Coefficient of variation	Coefficient de variation	ضریب تغییرات
Concentration time	Temps de concentration	زمان تمرکز
Compaction index	Indice de compacité	ضریب فشردگی
Complex regime	Régime complexe	رژیم پیچیده
Component	Composante	مؤلفه
Composition	Composition	ترکیب
Condensable water	Eau condensable	آب قابل تقطیر
Condensation	Condensation	تراکم - تقطیر
Control section	Section de contrôle	مقطع کنترل
Convective precipitation	Précipitations de convection	بارندگیهای کنوکسیون
Conveyance chanel	Canal d'amenée	کانال آبرسانی
Correlation time	Temps de corrélation	زمان همبستگی
Critical cross section	Section critique	مقطع بحرانی
Cumulative discharge	Débits cumulés	دبی تجمعی
Cumulative discharge curve	Courbe des débits cumulés	منحنی دبیهای تجمعی
Cumulative precipitation curve	Courbe des précipitation cumulées	منحنی بارندگیهای تجمعی
Currentmeter	Moulinet	مولنیه - جریان سنج
Cyclone	Cyclone	سیکلون
Cyclonic precipitation	Précipitation cycloniques	بارندگیهای سیکلونیک
Daily mean Temperature	Température moyenne journalière	درجه حرارت متوسط روزانه
Daily precipitation	Précipitations journalières	بارندگیهای روزانه
Datum	Plan de référence	سطح مقایسه
Day degree	Degrés-jours	درجه-روز

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Degree of Continentality	Degré de continentalité	درجه بری بودن
Delivery curve	Courbe de tarage	منحنی تاراژ
Density of pluviometric network	Densité du réseau pluviométrique	تراکم شبکه بارانسنجی
Dew point	Point de rosée	نقطه شبنم
Difference of elevation	Denivellation	اختلاف سطح
Diffusion	Diffusion	انتشار
Direct radiation	Radiation directe	تشعشعات مستقیم
Distribution curve	Courbe de distribution	منحنی توزیع
Distribution frequency	Distribution des fréquences	توزیع فراوانی‌ها
Distribution of water from one storm	Repartition des eaux apportées par une averse	توزیع آبهای حاصله از یک رگبار
Down stream	Aval	پائین دست - پایاب
Drainage density	Densité de drainage	تراکم زهکشی
Droplet	Gouttelette	قطره‌چه
Dry adiabatic	Abiabatique sèche	آدیا باتیک خشک
Dry bulb thermometer	Thermometre sec	ترموتر خشک
Effective rain	Pluie effective	باران مؤثر
Emissive power	pouvoir émissif	قدرت تشعشی
Empirical formulae	Formules empiriques	فرمولهای تجربی
Energy line	Ligne d'énergie	خط انرژی
Erosion	Erosion	فرسایش
Evaporating surface	Surface évaporante	سطح تبخیرکننده
Evaporation	Evaporation	تبخیر
Evaporation from snow and ice	Evaporation de la neige et de la glace	تبخیر از سطح برف و یخ
Evaporation from soil surface	Evaporation à partir d'un slo nu	تبخیر از خاک لخت
Evaporative power of atmosphere	Pouvoir évaporant de atmosphere	قدرت تبخیرکنندگی
Evaporation rate	Taux d'évaporation	روند تبخیر

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Evapotranspiration	Evapotranspiration	تبخیر و تعرق
Exit	Exutoire	نقطه خروجی
Expansion	Dilatation	اتساع
Extreme values	Valeurs extrêmes	اندازه‌های حد
Falling limb	Courbe de décrue	(فرونشینی) منحنی افت طغیان
Filtration	Filtration	رخنه - نفوذ
Flooding	Crues	طغیان
Flow axis	Axe de l'écoulement	محور جریان
Flow deficit	Deficit d'écoulement	کمبود جریان
Flow process	Processus de l'écoulement	فرایند جریان
Flow regime	Régime des débits *	رژیم دبی
Fohn effect	Effet de föehn	اثر « فون »
Frequency of flooding	Fréquence des crues	فراوانی طغیان‌ها
Gaging station	Station de jaugeage	ایستگاه اندازه‌گیری
Geographical repartition	Répartition géographique	توزیع جغرافیایی
Geostrophic winds	Vent géostrophique	باد ژئوستروفیک
Geothermic degree	Degré géothermique	درجه ژئوترمی
Global hydrograph	Hydrogramme global	هیدروگرام کلی
Glacial regime	Régime glaciaire	رژیم یخچالی
Global radiation	Radiation globale	تشمشعات کلی
Gradient wind	Vent de gradient	بادگرادیان
Ground water flow	Ecoulement souterraine	جریان زیرزمینی
Hail	Grêle	تگرگ
Heat balance	Bilan calorifique	بیلان حرارتی
Heat index	Indice thermique	شاخص حرارتی
Horizontal field	Champ horizontal	میدان افقی
Humidity	Humidité	رطوبت
Hyetograph	Hyétogramme	هیئوگرام
Hydraulic radius	Rayon hydraulique	شعاع هیدرولیکی

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Hydroelectric	Hydroélectrique	هیدروالکتریک
Hydrograph	Hydrogramme	هیدروگرام
Hydrographic method	Méthode hydrographique	روش هیدروگرافی
Hydrograph peak	Pointe de l'hydrogramme	اوج هیدروگرام
Hydrological balance	Bilan hydrologique	بیلان هیدرولوژی
Hydrological year book	Annuaire hydrologique	سالنامه هیدرولوژی
Hypsometric curve	Courbe hypsométrique	منحنی هیپسومتریك
Incident radiation	Rayonnement incident	تشمعات تابشی (وارده)
Infiltration	Infiltration	نفوذ
Infiltration capacity	Capacité d'infiltration	ظرفیت نفوذ
Infiltration front	Front d'infiltration	جبهه نفوذ
Infiltration rate	Taux d'infiltration	روند نفوذ
Infiltration index	Indice d'infiltration	شاخص نفوذ
Initial losses	Pertes initiales	تلفات اولیه
Inlet time	Temps de ruissellement	زمان جریان سطحی
Instantaneous unit hydrograph	Hydrogramme unitaire instantané	هیدروگرام واحد لحظه‌ئی
Insolation	Insolation	تابش آفتاب
Interception	Interception	جذب بین راه
Inversion	Inversion	وارونه‌شدن
Irrigularity coefficient	Coefficient d'irrégularité	ضریب بی‌نظمی
Isobaric map	Carte isobariques	نقشه خطوط هم فشار
Isohyetal map	Carte des isohyètes	نقشه خطوط هم باران
Jump	Ressaut	جهش
Kinetic force	Force vive	نیروی زنده
Laminar flow	Écoulement laminaire	جریان ورقه‌ئی یا آرام
Latent heat	Chaleur latente	گرمای نهان
Loss of head	Perte de charge	افت بار
Lysimeter	Lysimètre	لیزیمتر (جمبه کاشت)

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Monsoon climate	Climat de moussons	اقلیم موسمی
Mathematical adjustment	Ajustement mathématique	انطباق ریاضی
Maximum discharge	Débit maximum	دبی ماکزیمم
Mean annual precipitation	Module	مدول بارندگی سالیانه
Mean monthly precipitation	Précipitations moyennes mensuelles	بارندگی متوسط ماهیانه
Measured discharge	Débit mesuré	دبی اندازه گیری شده
Mixed regime	Régime mixte	رژیم مختلط
Meteorological data	Données météorologiques	داده های هواشناسی
Mixing ratio	Rapport de mélange	نسبت اختلاط
Moisture deficit	Déficit bygrométrique	کمبود رطوبتی
Molecular diffusion	Diffusibilité moléculaire	انتشار ملکولی
Moisture coefficient	Coefficient d' humidité	ضریب رطوبت
Net rainfall	Pluie nette	باران خالص
Non uniform flow	Ecoulement non uniforme	جریان غیر یکنواخت
Orographic precipitation	Précipitations orographiques	بارندگیهای کوهستانی
Overland flow	Ruissellement pur	جریان سطحی محض
Pan	Bac	طشتک
Pan coefficient	Coefficient de bac	ضریب طشتک
Peak discharge	Pointe de débit	دبی اوج
Pluvial regime	Régime pluvial	رژیم با انی
Pluviometric network	Réseau pluviométrique	شبکه بارانسنجی
Phreatic	Nappe phréatique	سفره آبدار
Physiological evaporation	Evaporation physiologique	تبخیر فیزیولوژیکی
Potential evapotranspiration	Evapotranspiration potentielle	تبخیر و تهرق پتانسیل
Precipitations	Précipitations	بارندگی - ریزش
Precipitation data	Données pluviométriques	داده های بارانسنجی
Precipitation gauge	Niropluviomètre	برف و بارانسنج
Precipitation laws	Lois de la pluviosité	قوانین بارندگی
Precipitation period	Episode pluvieux	دوره بارانی

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Precipitation regime	Régime des pluies	رژیم بارندگیها
Predetermination	Prédétermination	تعیین قبلی - پیش دید
Pressure field	Champ des pression	میدان فشار
Probable maximum discharge	Débit maximum probable	دبی ماکزیمم احتمالی
Pseudo-adiabatic	Pseudo-adiabatique	شبه آدیا باتیک
Psychrometric thermal deviation	Ecart thermique psychrométrique	انحراف حرارتی رطوبت سنجی
Psychrometer	Psychromètre	پسیکرومتر
Pyranometer	Pyranomètres	پیرانومتر - تشعشع سنج
Radiation intensity	Intensité de la radiation	شدت تشعشعات
Random variable	Variable aléatoire	متغیر تصادفی
Rainfall	Pluie	باران
Rainfall intensity	Intensité des précipitations	شدت بارندگی
Rain guage	Pluviomètre	باران سنج
Rational method	Méthode rationnelle	روش استدلالی
Reading scale	Echelle limnimétrique	اشل ارتفاع سنجی
Receiveng area	Aire de réception	سطح پذیرش
Receiving surface	Surface réceptrice	سطح پذیرش
Recession curve	Courbe de tarissement	منحنی تاريسمان - عقیب نشینی
Reconstitution	Reconstitution	تشکیل مجدد
Recording rain guage	Pluviomètre enregistreur	باران نگار
Reference interval	Intervalle de référence	حد فاصل مرجع
Regulating reservoir	Réservoir de régularisation	مخزن تنظیم کننده
Relative error	Erreur relative	اشتباه نسبی
Relative humidity	Humidité relative	رطوبت نسبی
Relative monthly flow discharge	Débits relatif mensuel	دبی نسبی ماهیانه
Reservoir dam	Barrage-réservoir	سد مخزنی
Restitution	Restitution	استرداد
Retardation effect	Effet retardeur	اثر بتأخیر اندازی

انگلیسی	فرانسه	فارسی
River	Fleuve	شط - رود
Roughness	Rugosité	زبری
Roughness coefficient	Coefficient de rugosité	ضریب زبری
Saturated adiabatic	Adiabatique saturé	آدیا باتیک اشباع
Seeding	Insemination	باروری ابر
Sensible heat	Chaleur sensible	گرمای حساس
Sensitivity of a station	Sensibilité d' une station	حساسیت یک ایستگاه
Sharp crested weir	Déveroir à mince parois	سرریز جدار نازک
Simple regime	Régime simple	رژیم ساده
Simplified method	Méthode simplifiée	روش ساده
Simulation	Simulation	تشابه
Single storm	Averse isolé	رگبار منفرد
Sky radiation	Rayonnement de ciel	تشمعات آسمان
Snow	Neige	برف
Snow coefficient	Coefficient de nivosté	ضریب برف
Snow guage	Nivomètre	برف سنج
Snow regime	Régime nival	رژیم برفی
Solar radiation	Radiation solaire	تشمعات خورشیدی
Soil moisture	Humidité du sol	رطوبت خاک
Solidification	Solidification	انجماد
Specific discharge	Débit spécifique	دبی ویژه
Specific humidity	Humidité spécifique	رطوبت ویژه
Stability	Stabilité	پایداری
Standard atmospheric	Atmosphère standard	آتمسفر متعارفی
Steady flow	Ecoulement permanemt	جریان مداوم
Storage	Stockage	ذخیره
Storage rain guage	Pluviomètre totalisateur	بارن سنج ذخیره‌ئی
Storm	Averse	رگبار
Storm	Orage	طوفان
Storm analysis	Analyse des averse	تجزیه و تحلیل رگبارها
Storm losses	Pertes de l' averse	تلفات رگبار

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Stream	Cours d' eau	آبراهه
Sublimation	Sublimation	تصمید
Subsurface flow	Écoulement hypodermique	جریان زیر پوسته‌ئی
Submerge	Submergé	غرقاب
Superficial depressions	Depressions superficielles	فرورفتگی‌های سطحی
Superficial film	Film superficiel	قشر یالایه سطحی
Surface flow coefficient	Coefficient de ruissellement	ضریب جریان سطحی
Superficial storage	Détention superficielle	نگهداری سطحی
Surface runoff	Ruissellement superficiele	جریان سطحی
Synthetic hydrograph	Hydrogramme synthétique	هیدروگرام ترکیبی
Technical instruction	Instruction technique	دستورالعمل فنی
Thermal charactercstics	Caractéristiques thermiques	خصوصیات حرارتی
Thermal conductivity	Conductibilité thermique	قابلیت هدایت حرارتی
Thermal exchange	Echanges thermiques	تبادلات حرارتی
Thermal flux	Flux de chaleur	فلوی حرارت
Topographical characteristics	Caractéristiques topographiques	مشخصات پستی و بلندی
Transpiration rate	Taux de transpration	روند تعریق
Turbulent exchange	Echanges turbulents	تبادلات تلاطمی
Turbulent flow	Écoulement torrentiel	جریان تلاطمی
Typical storm	Averse – type	رگبار نمونه
Uniform flow	Écoulement uniforme	جریان یکنواخت
Uniform storm	Averse uniforme	رگبار یکنواخت
Unit hydrograph	Hydrogramme unitaire	هیدروگرام واحد
Unit storm	Averse unitaire	رگبار واحد
Upstream	Amont	بالادست - سرآب
Vapor pressure	Tension de vapeur	کشش بخار
Variation interval	Intervalle de variation	دامنه تغییرات

انگلیسی	فرانسه	فارسی
Vegetative cover	Couverture végétale	پوشش گیاهی
Vertical field	Champ vertical	میدان عمودی
Wet bulb thermometer	Thermomètre mouillé	ترموتر تر
Vertical field of temperature	Champ vertical de température	میدان عمودی درجه حرارت
Vertical precipitation gradient	Gradient vertical de pluviosité	شیب عمودی بارندگی
Vertical thermal gradient	Gradient thermique vertical	شیب عمودی حرارت
Water shortage	Déficit agricole	کمبود آب زراعی
Water level recorder	Limnigraphe	لیمنیگراف
Water need	Besoin en eau	نیاز آبی
Watershed (basin)	Bassin versant	حوضه آبریز
Water surplus	Excédent agricole	مازاد آب زراعی
Water table	Nappe d' eau	سفره آب
Water vapor flux	Flux de vapeur d' eau	فلوی بخار آب
Wind	vent	باد
Weir	Déversoir	سرریز
Wetted cross section	Section mouillée	سطح مقطع ترشده

L'HYDROLOGIE DE L'INGÉNIEUR

par

G. RÉMÉNIÉRAS

Chef de Service, Conseiller scientifique
à la Direction des Études et Recherches
d'ÉLECTRICITÉ DE FRANCE
Professeur à l'ÉCOLE NATIONALE DU GÉNIE RURAL

Chargé de Conférences à la Faculté des Sciences
de Paris

Traduit par

H. SEDGHI

FACULTE D'AGRONOMIE DE L'UNIVERSITÉ
SHAHID CHAMRAN

L'HYDROLOGIE

DE

L'INGÉNIEUR

**ÉTUDE DES FACTEURS
DU DÉBIT DES COURS D'EAU**



L'HYDROLOGIE DE L'INGÉNIEUR

TOM I ÉTUDE DES FACTEURS DU DÉBIT DES COURS D'EAU

Par : G. RÉMÉNIÉRAS

Traduit Par: H. SEDGHI