

فصل دوم: آب و هوا و ریزش های جوی

۱-۲- مقدمه

ویژگی های هیدرولوژیکی هر ناحیه ای به عوامل هواشناسی آن ناحیه بستگی دارد که خود از روی موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین شناسی هر منطقه تعیین می گردد. به همین دلیل قبل از ورود به مباحث هیدرولوژی ضرورت دارد که با عوامل آب و هوایی آشنائی حاصل شود.

برای هیدرولوژیست ها و افرادی که می خواهند مطالعات هیدرولوژی را انجام دهند آشنائی با عوامل آب و هوایی که مبنای پایه برای علم هیدرولوژی است، بسیار ضروری است و گر نه نمی توان با ارقام و اعدادی که در محاسبات بدست می آید، قضاوت کارشناسی درستی روی داده ها و نتایج بدست آمده از آن انجام داد.

هواشناسی علم دامن دار و گسترده ای است و اهمیت آن در زندگی روزمره بشری بخوبی مشخص شده است و خوشبختانه امروزه در استفاده از تکنیک های پیشرفته ای نظیر انواع سنجنده های نصب شده بر روی ماهواره های شناسائی منابع زمینی و هواشناسی بخوبی بهره مند است.

از هواشناسی نه تنها در طرح های مسائل آبی استفاده می شود بلکه در امور ناوبری هواپیماها، کشتی های اقیانوس پیما، کشاورزی و پیش بینی آب و هوای مناطق مختلف استفاده می گردد. پیش بینی های مربوط به سیل و خشکسالی و توفانها هر ساله موجب نجات جان میلیون ها انسان و کاهش خسارات مالی به آنها می گردد. مباحث مهمی که از علم هواشناسی که در هیدرولوژی کاربردی مورد استفاده قرار می گیرند زیر را می توان بصورت زیر ذکر نمود:

۱- مقدار و توزیع بارندگی

۲- ریزش برف و یخبندان

۳- اثر باد روی درجه حرارت، رطوبت هوا و ذوب برف

۴- تعیین شرایط محتمل برای حداکثر بارش

۵- شرایط لازم برای ذوب برف

به منظور شناخت اولیه عوامل آب و هوایی ضروری است پارامترهای آن را که شامل اتمسفر، تشعشعات خورشیدی، درجه حرارت، توزیع عددی حرارت در اتمسفر، رطوبت هوا و میدان فشار و باد شناسایی شود و چگونگی اندازه گیری و ارتباط آن با عوامل هیدرولوژیکی بررسی گردد.

۲-۲- ساختمان جو اطراف زمین

از نقطه نظر هیدرولوژیکی جو به لایه ای از هوا گفته می شود که پیرامون کره زمین را فرا گرفته است و تحولات هیدرولوژی از جمله سیکل هیدرولوژیکی در آن اتفاق می افتد. ضخامت این لایه در هوا حدود ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر است.

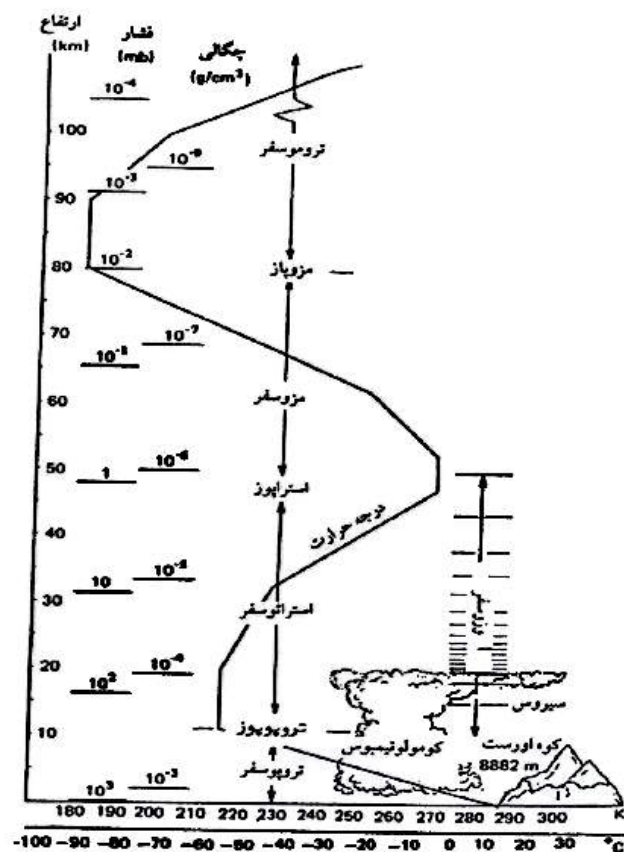
اتمسفر کره زمین در شرایط فشار معمولی ۷۶۰ میلی متر جیوه جرمی حدود ۱۰ تن در هر مترمربع سطح زمین دارد و وزن کل آن حدود 5×10^{15} تن می باشد. ساختار اتمسفر با توجه به فشار و درجه حرارت در شکل (۱-۲) نشان داده شده است.

جو یا اتمسفر زمین تا ارتفاع حدود ۱۱۰ کیلومتری از چهار بخش زیر و از پائین به بالا تشکیل شده است.

بخش بالا	تروموسفر	Tromosphere	تا ۹۰ و ۹۰ کیلومتر به بالا
	مزوسفر	Mesosphere	حدود تا ۸۰ کیلومتری
	استراتوسفر	Stratosphere	حدود تا ۴۰ کیلومتری
بخش پایین	تروپوسفر	Troposphere	حدود تا ۲۰ کیلومتری

مرز بخش های چهارگانه نیز بوسیله لایه های مزوپاز، استراپوز، تروپوپوز از هم مشخص می شود. از نظر هیدرولوژی فقط لایه تروپوسفر به ضخامت حدود ۱۰-۱۴ کیلومتر حائز اهمیت است چون تغییرات دما و جابجائی بخار آب و در واقع چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی در این بخش از اتمسفر اتفاق می افتد و در حدود ۷۵ درصد از وزن اتمسفر هم در همین لایه متمرکز است.

اتمسفر کره زمین گازهای مختلفی را در برگرفته است. ترکیب حجمی این گازها طبق جدول (۱-۲) به گونه ای که حدود ۷۸/۰۹ درصد آنرا ازت و ۲۰/۹۵٪ را گاز اکسیژن تشکیل می دهد مابقی را نیز گازهای دیگری مثل آرگن، گاز کربنیک، نئون و هلیوم، گریتون، هیدروژن، کزنون، ازت و رادون شامل می شود.



شکل (۱-۲) ساختار اتمسفر

جدول (۱-۲) ترکیب گازهای اتمسفر

عناصر دائمی و مهم		عناصر متغیر	
نوع گاز	درصد حجمی	نوع گاز	درصد حجمی
ازت	۷۸/۰۸۴	اکسید ازت	$۰/۵ \times ۱۰^{-۴}$
اکسیژن	۲۰/۹۴۶	رادون	۶×۱۰^{-۱۲}
آرگن	۰/۹۳۴	بخار آب	کمتر از ۴
گاز کربنیک	$۰/۰۳۳ - ۰/۱$	اوزن	کمتر از $۰/۰۷ \times ۱۰^{-۴}$
نتون	$۱۸/۱۸ \times ۱۰^{-۴}$	ایتدوید سولفور	کمتر از ۱×۱۰^{-۴}
هلیوم	$۵/۲۴ \times ۱۰^{-۴}$	اکسید ازت	کمتر از $۰/۰۲ \times ۱۰^{-۴}$
کریپتون	$۱/۱۴ \times ۱۰^{-۴}$	آمونیم	خیلی کم و ناچیز
گاز نتون	$۰/۰۸۷ \times ۱۰^{-۴}$	اکسید کربن	کمتر از $۰/۲ \times ۱۰^{-۴}$
هیدروژن	$۰/۵ \times ۱۰^{-۴}$	ذرات معلق خاک و xxx	کمتر از $۱۰^{-۵}$
متان	$۲/۰ \times ۱۰^{-۴}$	آب به صورت مایع و جامد	کمتر از ۱

گاز کربنیک بامقدار کم و ناچیز خود نقش بسیار مهمی را در جذب اشعه‌های گرمایی خورشیدی دارد و از نظر هواشناسان اهمیت زیادی دارد. مقدار کل گاز کربنیک در جو، دریاها و سوخت فسیلی به حدود ۱۷۲/۳۰۰ میلیارد تن برآورد شده است. افزایش مقدار این گاز در

جو به دلیل سوخت‌های فسیلی و چوب و غیره موجب بر هم خوردن تعادل حرارتی در سطح کره زمین شده و به دنبال آن مسئله تغییر اقلیم را در پی داشته است. لایه اوزن هم اگر چه مقدار آن در جو کم است اما نقش زیادی در جذب پرتوهای مخرب در سطح زمین را دارد.

۲-۴- تابش خورشید

توزیع تشعشعات خورشیدی در اتمسفر زمین و اطراف آن باعث توزیع غیریکنواخت گرما شده و محرکه اصلی اکثر پدیده‌های هیدرولوژی و هواشناسی است. به عبارتی نیروی که باعث چرخه آبی یا سیکل هیدرولوژیک می‌شود انرژی خود را از خورشید دریافت می‌کند و در حقیقت کلیه جریان‌های موجود در زمین بیشتر بستگی به میزان تابش خورشید دارد. البته سایر منابع حرارتی در زمین مانند ژئوترمال و یا انرژی حاصل از سوخت مواد فسیلی و امثال آن نقش دوم را در این زمینه دارند.

میزان انرژی خورشیدی در هر دقیقه در حدود $10^{26} \times 56$ کالری بر آورد می‌شود. نور خورشید به دو صورت سبب گرم کردن کره زمین می‌شود. یکی با تشعشع‌های نوری با طول موج کوتاه و دیگری با طول موج بلند.

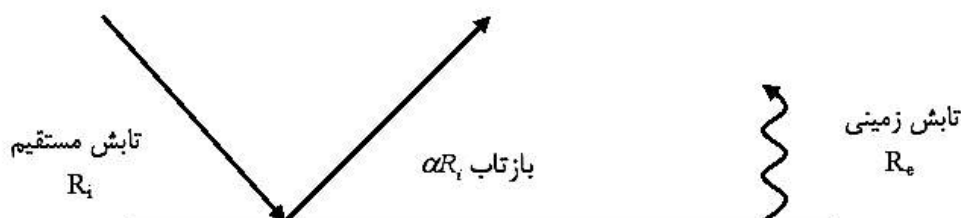
بیان انرژی ورودی به زمین و بازتاب آن توسط زمین در هیدرولوژی اهمیت زیادی دارد. وقتی تابش خورشید به سطح زمین بر خورد می‌کند دو حالت پیش می‌آید یا جذب می‌شود و یا منعکس می‌گردد. تابش منعکس شده را بازتاب یا (Albedo) آلیبدو می‌گویند تشعشعات خورشیدی در طیف وسیعی از طول موج صورت می‌گیرد. طول موج بر حسب میکرومتر (یک میلیون متر)، و یا انگستروم (10^{-10} متر) بیان می‌شود. به طور کلی این تشعشعات با توجه به طول موج در سه طیف ماوراء بنفش، مرئی و مادون قرمز طبقه‌بندی می‌شود. بیشترین انرژی تابش خورشیدی حدود ۹۹ درصد در محدوده طول موج کوتاه بین ۰/۴ تا ۰/۸ میکرومتر و یا طیف مرئی صورت می‌گیرد. از مجموع تابش‌های خورشیدی مقدار ۲۳ درصد در منطقه طیف مادون قرمز و ۶۸ درصد در منطقه قابل رویت و ۹ درصد در محدوده ماوراء بنفش قرار دارد.

طول موج ماوراء بنفش در محدوده ۰/۲۵ تا ۰/۴ میکرون

طول موج مرئی در محدوده ۰/۴ تا نزدیک به ۰/۹ میکرون

طول موج بلند در محدوده ۰/۹ تا ۱۰ میکرون

مقدار انعکاس تابش خورشیدی به طبیعت محیطی که اشعه وارد آن می‌شود بستگی دارد و با ضریب آلیبدو (α) مشخص می‌شود مقدار این ضریب بین صفر و ۱ می‌باشد مثلاً آب عمیق بیشترین مقدار تابش خورشید را جذب می‌کند و ضریب بازتاب آن خیلی کم و حدود ۰/۰۶ است ولی برف تازه بیشترین تابش خورشیدی را منعکس می‌کند و α آن حدود ۰/۹ می‌باشد. شکل (۱-۲) بیان تابش خورشیدی را در سطح زمین نشان می‌دهد.



شکل (۲-۲) بیان تابش خورشید در سطح زمین

مقدار تابش خورشیدی در زمین در هر لحظه برابر با اختلاف تابش جذب شده $(1 - \alpha)R_i$ و تابش ساطع شده از زمین است یعنی:

$$R_n = R_i(1 - \alpha) - R_e \quad (1-2)$$

که در آن:

R_i تابش مستقیم ورودی به زمین

R_n تابش خالص در زمین

R_e تابش زمینی که از زمین ساطع می‌شود.

α ضریب آلیبدو

در ادامه این فصل مواردی به شرح زیر بررسی می‌شود

۴-۲- شدت تابش

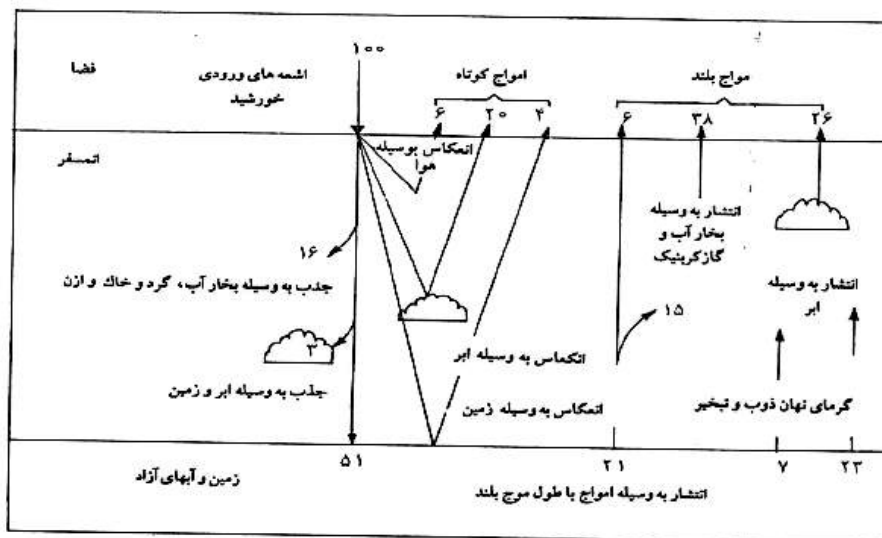
انتقال حرارت خورشیدی از طریق تابش صورت می گیرد. سطح خورشید دارای دمای حدود ۵۷۹۳ درجه کلوین است و از خود اشعه حرارتی ساطع می کند که در فضای اطراف آن پراکنده می شود. تابش خورشیدی در تمام طیف خود از نوع الکترومغناطیسی است و به عقیده ماکس پلانک به شکل موجی یا سینوسی نسبت به هم انتقال می یابد.

۵-۲- انعکاس و انتشار

ضریب بازتاب (آلیدو) قسمتی از تابش های ورودی به زمین را که به اتمسفر باز می گرداند، نشان می دهد.

۶-۲- بیلان تابش در سطح زمین

شدت تابش خورشیدی که به اتمسفر می رسد توسط سه عامل انتشار در اتمسفر، جذب توسط ابرها و زاویه تابش ورودی (که خود تابع عرض جغرافیایی، فصل و ساعت تابش در روز است) قبل از رسیدن به سطح زمین کاهش می یابد. بر اساس میانگین سالانه مولفه ها مختلف بیلان حرارتی زمین و اتمسفر مطابق شکل (۳-۲) می باشد.

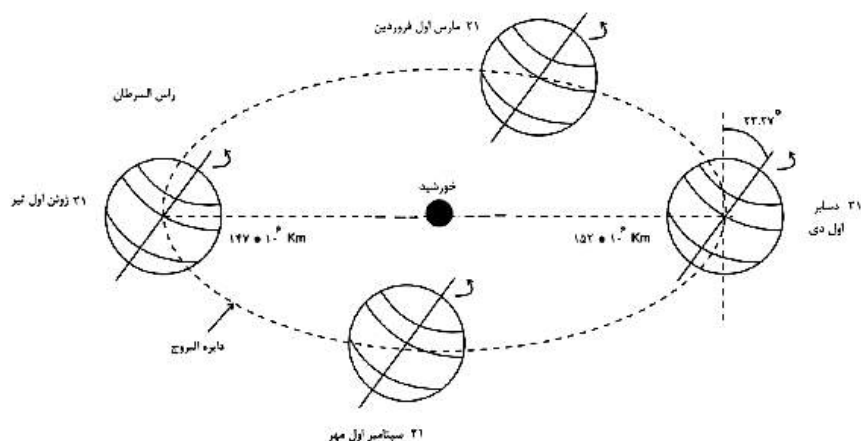


شکل (۳-۲) مؤلفه های بیلان حرارتی زمین و اتمسفر

همانگونه که ملاحظه می شود حدود نیمی از تابش های خورشید (۵۱ واحد) به زمین می رسد و جذب می شود. و حدود ۱۹٪ جذب مواد در اتمسفر شده و ۳۰ درصد منعکس می شود. از این مقدار ۲۱ واحد با طول موج بلند خارج می شود ۲۳ واحد حرف تبخیر آب و به صورت شار گرمای نهال تبخیر به اتمسفر برمی گردد. ۷ واحد به صورت شار گرمای ویژه صرف گرم کردن هوای اطراف زمین می شود.

۷-۲- حرکت کره زمین و تغییرات تابش در سطح آن

مقدار انرژی خورشیدی که به سطح زمین می رسد تابعی از فاصله خورشید تا زمین، ارتفاع خورشید با زاویه تابش آن و مدت تابش است. از آنجا که این پارامترها در هر محلی متفاوت است. بنابراین با توجه به گردش وضعی زمین به دور خورشید در مدار بیضی شکل که در هر موقع از سال با فاصله متفاوتی از سطح زمین قرار می گیرد. تغییرات فصلی در مقدار تابش دریافتی در سطح زمین ایجاد می شود. شکل (۲-۴) تغییرات فاصله زمین از خورشید را در فصول مختلف و بخصوص تابستان و زمستان نشان می دهد.



شکل (۴-۲) گردش سالانه زمین به دور خورشید

چون بیلان تابش خورشیدی در پائین‌تر از ۳۵ درجه شمالی و جنوبی مثبت و به طرف قطبین منفی است بنابراین همیشه یک جریان استوایی به سمت قطبین وجود خواهد داشت که جریان انتقال انرژی از مناطق با انرژی زیاد به مناطق با انرژی کم می‌باشد. این انتقال انرژی که توسط جریان هوا و آب اقیانوس‌ها صورت می‌گیرد $\frac{2}{3}$ آن توسط گرمای نهان ویژه تبخیر در اتمسفر و $\frac{1}{3}$ آن توسط گرمای ویژه در اقیانوسها انجام می‌گیرد.

۸-۲- جریان‌های آشفته در سطح زمین

همانگونه که اشاره شد بیلان انرژی در زمین و اتمسفر نا برابر بوده و همین امر باعث حرکت یک سری از جریان‌های انتقالی انرژی و همینطور جرم و اندازه حرکت در سیستم اتمسفر و زمین می‌شود. این تبادل انرژی در درون و بین اقیانوس‌ها، خشکی‌ها و اتمسفر اتفاق می‌افتد. وقتی که جریان باد در سطح زمین می‌وزد، تولید اصطکاک و آشفتگی در جریان هوا را می‌کند. حرکت حجمی افقی هوا در جریان گردابی آشفته، گرمای نهال تبخیر و گرمای ویژه را با خود حمل می‌کند.

۹-۲- رطوبت هوا

مقدار آبی که به صورت بخار در هوا وجود دارد، رطوبت هوا^{۱۹} گفته می‌شود. میزان رطوبت هوا از متغیرترین اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر است و مقدار آن نسبت به زمان و مکان تغییر می‌کند. رطوبت هوا کمتر ۰/۰۰۱ درصد از کل آب موجود در کره زمین است ولی همین مقدار کم منبع اصلی تداوم سیکل هیدرولوژی است و نقش اساسی در تعیین اقلیم هر منطقه‌ای را دارد.

۱۰-۲- تغییرات فشار و درجه حرارت با ارتفاع

براساس قانون گازهای ایده آل در حالت استاتیک، فشار سیالات در حال سکون برابر است با:

$$p = \rho_a \cdot R_a \cdot T \quad (38-4)$$

و تغییرات آن نسبت به ارتفاع یا گرادیان فشار نسبت به ارتفاع نیز از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a \cdot g \quad (39-2)$$

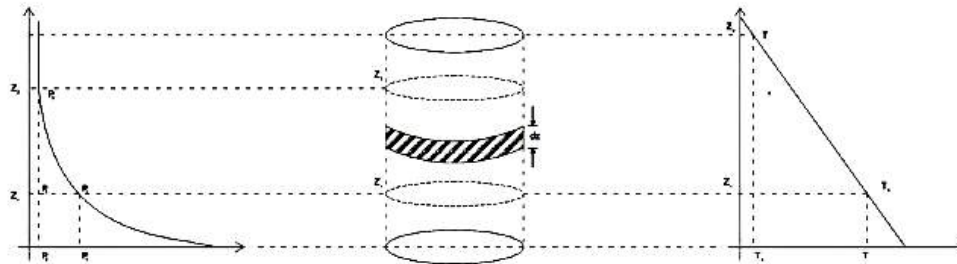
از سوی دیگر تغییرات درجه حرارت نسبت به ارتفاع هم به صورتی است که با افزایش ارتفاع مقدار دما کاهش پیدا می‌کند که در یک

هوای معمولی به صورت زیر تعریف می‌شود:

¹⁹ Water vapore

$$\frac{dt}{dz} = -\alpha \quad (40-2)$$

به ضریب α نرخ کاهش دما یا لاپس ریت^{۲۰} می گویند و مقدار آن در یک هوای خشک $1.0^\circ C/km$ و در هوای با رطوبت معمولی $0.6/5^\circ C/km$ و در هوای اشباع $0.5^\circ C/km$ می باشد (سانتی گراد به ازاء کیلومتر). اگر تغییرات خطی درجه حرارت هوا با دو قانون بالا با هم در نظر گرفته شوند، یک تغییر غیرخطی در تغییرات فشار با ارتفاع به دست می آید. جرم مخصوص و رطوبت ویژه هوا هم با ارتفاع تغییرات غیرخطی خواهند داشت. طبق شکل زیر خواهیم داشت:



شکل (۹-۲) تغییرات فشار و درجه حرارت نسبت به هوا

با جایگزینی مقدار ρ_a در روابط بالا، معادله برای دو اندازه دلخواه در فشار هوای اتمسفری یعنی P_1 و P_2 رابطه بالا به صورت زیر در خواهد آمد:

$$\ln\left(\frac{P_2}{P_1}\right) = \frac{g}{\alpha R_a} \times \ln\left(\frac{T_1}{T_2}\right) \quad (43-2)$$

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

همچنین برای تغییرات خطی درجه حرارت بین دو ارتفاع Z_1 و Z_2 رابطه زیر برقرار خواهد بود.

$$T_2 = T_1 - \alpha(Z_2 - Z_1) \quad (44-2)$$

۲-۱۱- آب قابل بارش

مقدار بخار آب موجود یا رطوبت موجود در هر ستون از هوای مرطوب که ارتفاع آن از سطح زمین شروع شده و تا نقطه ای مشخص ادامه داشته باشد، را آب قابل بارش^{۲۱} در آن ستون هوا می گویند. این مقدار آب در واقع توان تولید باران در شرایط مذکور در آن هوای مرطوب خواهد بود.

اگر dz یک امان طولی در ستونی از هوا با سطح مقطع A در نظر گرفته شود، جرم هوای موجود در این امان برابر است با:

$$ma = \rho_a \cdot A \cdot dz \quad \text{یا} \quad ma = \rho_a \times v \quad (45-2)$$

و جرم رطوبت موجود در هوا برابر است با:

$$dm_v = q_v \cdot \rho_a \cdot A \cdot dz \quad (46-2)$$

²⁰ Lapse rate

²¹ Precipitable water

به این ترتیب مجموع آب قابل بارش در این ستون بین دو ارتفاع Z_1 تا Z_2 برابر است با:

$$Mp = \int_{z_1}^{z_2} q_v \cdot \rho_a \cdot A \cdot dz \quad (47-2)$$

با استفاده از اختلاف ارتفاع Z و انتگرال بالا، جرم آب قابل بارش در هر کدام از لایه های هوا محاسبه می شود.

$$\Delta m_p = \bar{q}_v \cdot \bar{\rho}_a \cdot A \cdot \Delta z \quad (48-2)$$

$\bar{q}_v$ و $\bar{\rho}_a$ به ترتیب میانگین مقادیر رطوبت ویژه و دانسیته هوا در آن لایه هوا می باشد. با جمع اجرام رطوبت لایه های هوا، مجموع

آب قابل بارش در ستون هوا بدست می آید که می توان از رابطه زیر آن را به ارتفاع آب قابل بارش تبدیل کرد.

$$D = \frac{Mp}{\rho_w \cdot A} \quad (49-2)$$

در این رابطه A سطح مقطع ستون هوا و ρ_w دانسیته آب 1000 kg/m^3 است. این ارتفاع آب قابل بارش توصیفی از بارش محتمل

در یک منطقه است.

۲-۱۲- حداکثر بارش محتمل

بر پایه نظریه سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1983) حداکثر بارش محتمل PMP^{۲۲} بیشترین ارتفاع بارشی است که در دوره زمانی معین در یک حوضه به وقوع می پیوندد. چو و همکاران (۱۹۸۸) تعریف جامع تری را برای حداکثر بارش محتمل بدین صورت بیان می کند که بیشترین ارتفاع بارشی است که امکان ریزش آن از نظر فیزیکی در یک محدوده جغرافیایی و در یک زمان معین از سال منطقی باشد. معمولاً اثر تغییر اقلیم در برآورد این کمیت در یک دوره زمانی طولانی در نظر گرفته نمی شود. حداکثر سیلاب محتمل (PMF)^{۲۳} ناشی از تبدیل این مقدار بارش در سطح حوضه می باشد. اصولاً این کمیت یک عدد کاملاً واقعی نیست زیرا نمی توان آنرا به طور کاملاً دقیق برآورد کرد و یا به آن احتمال خاصی از نظر رخداد نسبت داد، اما محاسبه آن به عنوان معیار طراحی در پایداری سدهای بزرگ توجیه شده است. برای محاسبه حداکثر بارش محتمل دو روش یکی آماری و دیگری روش فیزیکی یا سینوپتیکی ارائه شده است. روش سینوپتیکی خود به دو مدل کوهستانی^{۲۴} و غیر کوهستانی^{۲۵} تقسیم می شود.

^{۲۲} Probable Maximum Precipitation

^{۲۳} Probable Maximum Flood

^{۲۴} Orographic Model

^{۲۵} Non Orographic Model or Convergence Model