

3 PRECIPITAÇÃO

3. - PRECIPITAÇÃO

3.1 Introdução

No capítulo 1, discutiu-se o ciclo hidrológico de uma forma geral. A seguir será detalhado especificamente a fase da PRECIPITAÇÃO.

O fenômeno da precipitação é o elemento alimentador da fase terrestre do ciclo hidrológico e constitui portanto fator importante para os processos de escoamento superficial direto, infiltração, evaporação, transpiração, recarga de aquíferos, vazão básica dos rios e outros.

Quando se faz um estudo de planejamento de longo prazo do uso de uma ou mais bacias hidrográficas, a precipitação é um dado básico, pois não sofre influências diretas de alterações antrópicas provocadas no meio. As alterações do uso do solo, por exemplo, sobre as vazões escoadas, poderão ser avaliadas por modelos matemáticos que transformam as chuvas em vazões, e que consideram as variações de infiltração em função da área impermeável da bacia.

Nos projetos de drenagem, de construção de reservatórios de regularização (barragens) e outros, os dados de precipitação serão muitas vezes necessários para o dimensionamento das obras e conduzirão a resultados mais seguros quanto melhor for sua definição.

No Brasil, as precipitações totais anuais em pontos localizados variam de 300 mm no Nordeste árido até 8000 mm, na região Amazônica. No Estado de São Paulo, esta variação vai de 1000 mm a 4500 mm. Mas o que significam esses "milímetros de chuva"? E quanto chove na cidade em que você mora?

3.2 Aspectos Meteorológicos

A atmosfera da Terra contém vapor d'água que se origina, em sua maior parte, da evaporação dos oceanos, lagos, rios, solos úmidos e da transpiração das plantas. A figura 1 a seguir representa o Ciclo Hidrológico.

3.2.1 Umidade Atmosférica

A quantidade de vapor d'água movendo-se na atmosfera tem uma importante relação com o tamanho da tempestade, sua intensidade e duração. A quantidade de vapor d'água em uma massa de ar é definida como umidade específica.

Normalmente há um limite superior para a quantidade de vapor d'água que um volume de ar poderá

conter. A pressão de vapor das moléculas de água em seu limite superior é chamada pressão de vapor de saturação. A pressão de vapor de saturação é uma função não linear da temperatura do ar.

A umidade relativa é forma mais prática de definir a quantidade de água presente na atmosfera em muitos problemas de hidrologia. A umidade relativa é a taxa percentual de vapor d'água presente neste instante em relação à quantidade requerida para saturar o ar à mesma pressão e temperatura. (Schulz, 1973)

3.2.2 Medição da Umidade

O método mais direto para medição da umidade consiste em extrair o vapor d'água de um certo volume de ar e pesá-lo. Isso é obtido, fazendo-se passar o ar úmido através de um dessecante granular; o aumento de peso do dessecante será igual ao peso da umidade contida no ar.

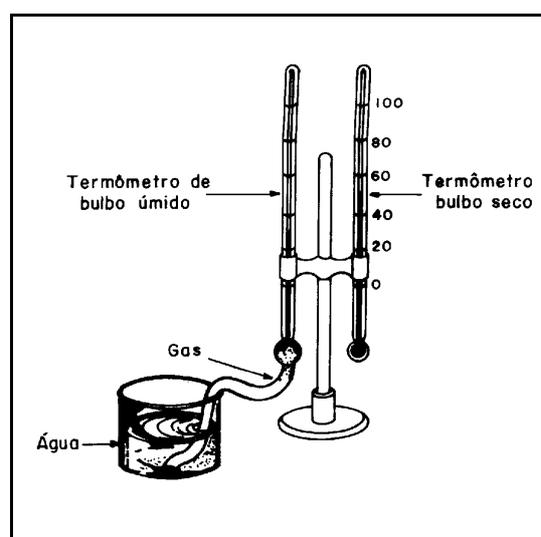


Figura 2 - Psicrômetro de Funda

O método mais simples para medir a umidade utiliza o psicrômetro de funda, também conhecido como termômetros de bulbo seco e bulbo úmido. Esse instrumento consiste em dois termômetros montados lado a lado, um dos quais tem o bulbo coberto de gaze, que fica previamente imersa em um recipiente com água, de modo que o resfriamento devido à evaporação abaixará a temperatura desse termômetro. A diferença entre as leituras dos dois termômetros pode ser transformada em umidade por meio de tabelas de calibração. A figura 2 mostra um psicrômetro de funda.

Outro método para medir o teor de umidade da atmosfera emprega os higrômetros. Fibras higroscópicas, como o cabelo, aumentam de comprimento quando a umidade relativa cresce e encolhem quando ela diminui. Mediante calibração cuidadosa, um grupo dessas fibras, ligado a um ponteiro indicador, pode ser montado para registrar a umidade relativa. Estes instrumentos prestam-se muito bem para obtenção de registros automáticos contínuos da umidade relativa. Precisam, no entanto, ser freqüentemente aferidos, porque tendem, com o tempo, a desviar-se de sua calibração original. (Wisler, 1964)

3.2.3 Resfriamento de Massas de Ar

O ar pode ser resfriado por muitos processos. Entretanto, o resfriamento adiabático pela redução de pressão através da ascensão é o único processo natural através do qual grandes massas de ar podem ser resfriadas com rapidez suficiente para produzir precipitação considerável. A taxa e a quantidade de precipitação são funções da taxa e quantidade de resfriamento e da umidade contida na massa de ar para repor o vapor d'água que está sendo convertido em precipitação.

A ascensão requerida para o rápido resfriamento de grandes massas de ar pode ser produzida por: (1) convergência horizontal, (2) ascensão frontal, ou (3) ascensão orográfica. Usualmente mais de um desses processos é ativado.

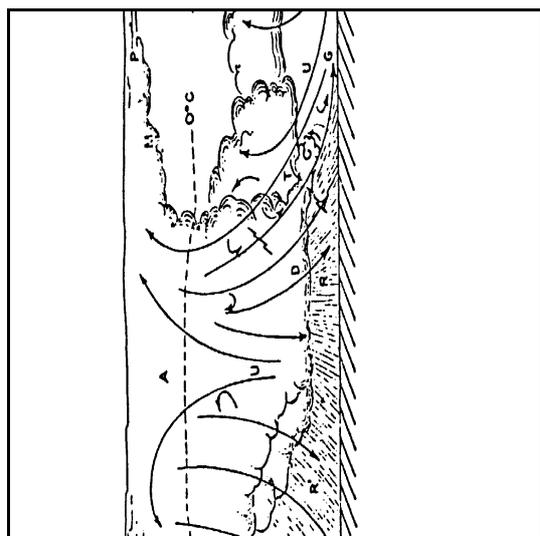


Figura 3 - Chuva Convectiva

A convergência horizontal ou simplesmente convergência, ocorre quando a pressão e o vento agem para concentrar a afluência de ar em uma área particular, tal como uma área de baixa pressão. Se esta convergência acontece em uma camada baixa da atmosfera, a tendência de colisão de forças do ar ascendente resultam em seu resfriamento, conforme pode-se ver na figura 3 ao lado.

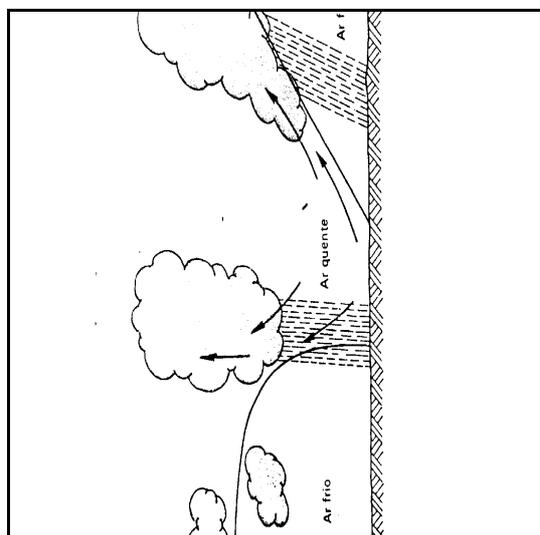


Figura 4 - Chuva Frontal

A ascensão frontal ocorre quando uma massa de ar relativamente aquecido fuindo na direção de uma massa de ar frio é forçada para cima, com o ar frio agindo como se fosse uma cunha. A superfície de separação entre duas diferentes massas de ar é chamada de superfície frontal. Uma superfície frontal sempre inclina-se para cima na direção da massa de ar frio. A intersecção da superfície frontal com a terra chama-se frente. A ascensão frontal pode ser vista na figura 4 ao lado.

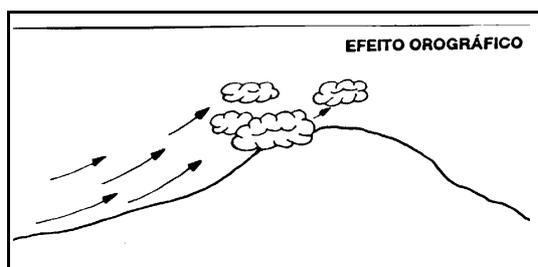


Figura 5 - Chuva Orográfica

A ascensão orográfica ocorre quando o ar fluindo na direção de uma barreira orográfica (isto é, uma montanha) é forçado a subir para passar sobre ela. A inclinação da massa de ar quente pela passagem por uma barreira orográfica é usualmente maior que a inclinação da superfície frontal. Conseqüentemente, o ar é resfriado muito mais rapidamente por ascensão orográfica do que por ascensão frontal. A ascensão orográfica pode ser vista na figura 5 (Ponce, 1989)

3.2.4 Condensação do Vapor de Água na Forma Líquida ou Sólida

Condensação é o processo pelo qual o vapor de água é convertido em gotas líquidas ou, a baixas temperaturas, em cristais de gelo. Os resultados deste processo são freqüentemente, mas não sempre, visíveis sob a forma de nuvens, as quais são transportadas pelo ar como gotas de água no estado líquido, como cristais de gelo, ou ainda, como uma mistura de ambos.

A saturação não necessariamente resulta em condensação. O núcleo de condensação é necessário para a conversão do vapor d'água em gotas. Entre os mais eficazes núcleos de condensação estão os produtos de combustão e as partículas de sais do mar. Há usualmente núcleos de condensação suficientes no ar para produzir condensação quando o vapor d'água atinge o ponto de saturação.

3.2.5 Crescimento das Gotas de Chuva e Cristais de Gelo

Quando o ar é resfriado abaixo de sua temperatura de saturação inicial e a condensação continua a ocorrer, gotas líquidas ou cristais de gelo tendem a se acumular resultando nuvens. A taxa à qual este excesso de umidade na forma líquida ou sólida é precipitado das nuvens depende de (1) velocidade da corrente de ascensão produzindo resfriamento, (2) taxa de crescimento das gotículas das nuvens formando gotas de chuva pesadas o suficiente para passar através da corrente de ascensão e, (3) um suprimento suficiente de vapor d'água na área para repor a umidade precipitada.

Várias teorias têm sido desenvolvidas para explicar o crescimento dos elementos das nuvens até um tamanho em que possam ser precipitados. Os dois principais processos na formação da precipitação são (1) processo dos cristais de gelo, e (2) processo de coalescência. Estes dois processos podem operar em conjunto ou separadamente.

O processo dos cristais de gelo envolve a presença de cristais em uma nuvem de água com temperatura abaixo do ponto de congelamento. Pelo fato de que na saturação a pressão de vapor sobre a água é maior do que sobre o gelo, há um gradiente de pressão de vapor das gotas de água

para os cristais de gelo. Isto leva os cristais de gelo a crescerem à custa das gotas de água e, sob condições favoráveis atingir o tamanho necessário para se precipitar. O processo dos cristais de gelo é eficaz somente em nuvens com temperatura abaixo do ponto de congelamento, e ele é mais eficaz à cerca de -15°C . (Ponce, 1989)

No processo de coalescência, o aumento de volume das gotas de água para formação de chuva, pode ser explicado pela fusão de diversas gotas em apenas uma, devido ao efeito de choques repetidos, que pode ser atribuído sucessivamente:

- . à atração eletrostática de gotículas de nuvens carregadas eletricamente;*
- . aos efeitos de indução, provocados pelo deslocamento das gotas no campo magnético terrestre;*
- . à atração hidrodinâmica entre duas gotas próximas e em movimento relativo com relação ao ar que as envolve;*
- . à microturbulência que propicia colisões análogas às que se desenvolvem na teoria cinética dos gases;*
- . ao aprisionamento de pequenas gotas por parte de gotas de maiores dimensões precipitando-se no interior da nuvem. (Uehara, 1980)*

3.3. Formas de Precipitação

À medida que as gotas de chuva ou cristais de gelo que compõem as nuvens vão aumentando de tamanho, as forças de sustentação são vencidas e elas começam a cair rapidamente, eventualmente atingindo o solo em forma de precipitação, salvo quando retidos por correntes ascendentes ou evaporados durante a queda. A precipitação adquire diferentes formas, dependendo da temperatura na qual ocorre a condensação e das condições encontradas durante a queda das partículas na direção do solo. Deste modo, pode-se identificar, entre outras, as formas de precipitação a seguir:

- . Chuva: A palavra chuva é usada, de maneira geral, para incluir todas as formas de precipitação, porém, a rigor, chuva significa especificamente umidade que cai na direção da Terra, em estado líquido.*
- . Neve: A neve é formada pela cristalização (sublimação) do vapor d'água à temperatura abaixo de 0°C . Os cristais ou flocos de neve possuem variadas formas. A forma fundamental é a hexagonal. Os grandes flocos de neve são formados pela combinação de cristais menores à temperatura não muito abaixo de 0°C . A temperaturas muito baixas existe pouca umidade*

no ar e, portanto, há condições mínimas para precipitação, porém, como se diz, nunca é frio demais para nevar. A camada de neve tem grande valor para a agricultura nas regiões de inverno rigoroso. Ela evita o congelamento do solo e protege as raízes das plantas.

. Granizo: O granizo consiste em pelotas arredondadas e duras de gelo, ou de gelo e neve compacta. Quando uma dessas pelotas de gelo é cortada ao meio, ela parece apresentar uma formação de camadas concêntricas de densidades e transparências diferentes. Granizos grandes são comuns, e às vezes podem ocorrer pedras maiores que bolas de tênis. São, às vezes, encontrados grandes discos de gelo achatados, compostos de diversas pedras, formadas independentemente e que se congelam juntas durante a queda. O efeito destrutivo do granizo, especialmente sobre as culturas jovens é bastante grande. (Blair,1964)

Existem formações, que embora sejam conhecidas como formas de precipitação, são na verdade resultantes da condensação do vapor d'água presente na atmosfera sobre as superfícies sólidas, como:

. Orvalho: Os objetos sólidos (solo, vegetação, etc) são melhores emissores de calor do que o ar. Por este motivo, as superfícies sólidas resfriam-se mais rapidamente que o ar. Ao entrar em contato com estas superfícies frias, o ar perde seu calor, resfriando-se. Se este resfriamento do ar conduzi-lo a uma temperatura abaixo do seu ponto de orvalho, ocorrerá condensação da umidade do ar sobre as superfícies sólidas (frias).

. Geadas: Ao contrário do que se pensa a geada não é orvalho congelado. O processo de formação da geada é similar ao do orvalho, sendo que para que haja formação de geada o ponto de orvalho do ar deve estar abaixo de 0°C. Abaixo desta temperatura o vapor d'água passa diretamente do estado gasoso para o estado sólido, formando cristais de gelo.

3.4. Tipos de Chuva

Conforme visto no item 3.2.3 a principal forma de resfriamento de grandes massas de ar é o resfriamento adiabático. Assim a ascensão vertical de massas de ar é um requisito muito importante para que ocorra a formação das precipitações. Desta forma, a partir das condições em que ocorre a ascensão das massas de ar, as precipitações podem ser classificadas em: (1) precipitações ciclônicas; (2) precipitações orográficas; e (3) precipitações convectivas.

As precipitações ciclônicas estão associadas à ascensão frontal descrita anteriormente. Este tipo de precipitação é de longa duração, apresentando, em geral, baixa intensidade e distribuindo-se por extensas áreas. Devido às suas características, este tipo de precipitação é importante nos projetos envolvendo grandes bacias hidrográficas.

As precipitações orográficas resultam da ascensão orográfica das massas de ar, ocorrendo portanto em regiões onde existem barreiras topográficas (tipicamente na Serra do Mar). Este tipo de precipitação

possui intensidade bastante elevada.

As precipitações convectivas ocorrem tipicamente em regiões tropicais e estão associadas à convergência horizontal.

Assim que, em tempos calmos, o ar saturado ou não, nas vizinhanças do solo, é aquecido devido à radiações solares, o mesmo se dilata e se eleva por intermédio de movimentos rápidos em direção ao centro de numerosas células de convecção que se formam pouco a pouco. Ao mesmo tempo em que se realiza esta ascensão, o ar se resfria e atinge seu ponto de condensação a uma altitude denominada "nível de condensação". A partir do alcance deste nível ocorre a formação de nuvens, e caso a corrente de convecção vertical seja intensa no início e prossiga por um tempo suficientemente longo, ocorre a possibilidade de que o sistema de nuvens assim formado possa atingir uma zona onde reine uma temperatura muito baixa ou um grau de turbulência forte o suficiente para originar a precipitação. Estas precipitações, ditas de convecção, são resultantes de tempos quentes, e podem ser acompanhadas de trovoadas, clarões e ventos locais. (Uehara, 1980)

São, em geral, de grande intensidade e curta duração e concentram-se em pequenas áreas, sendo portanto importantes nos projetos que envolvem pequenas bacias hidrográficas.

3.5 Medidas Pluviométricas

Exprime-se a quantidade de chuva pela altura de água caída e acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. Ela é avaliada por meio de medidas executadas em pontos previamente escolhidos, utilizando-se aparelhos denominados pluviômetros ou pluviógrafos, conforme sejam simples receptáculos de água precipitada ou registrem essas alturas no decorrer do tempo. As medidas realizadas nos pluviômetros são periódicas; em geral, em intervalos de vinte e quatro horas feitas normalmente, no Brasil, às sete horas da manhã.

As grandezas características das medidas pluviométricas são:

- . *Altura Pluviométrica: medidas realizadas nos pluviômetros e expressas em milímetros. Significado: lâmina d'água que se formaria sobre o solo como resultado de uma certa chuva, caso não houvesse escoamento, infiltração ou evaporação da água precipitada.*
- . *Intensidade da Precipitação: é a relação entre a altura pluviométrica e a duração da precipitação expressa em (mm/h) ou (mm/min). Uma chuva de 1 mm/min corresponde, portanto, a uma vazão equivalente de 1 l/min afluindo a uma área de 1 m².*
- . *Duração: período de tempo contado desde o início até o fim da precipitação, expresso geralmente em horas ou minutos. (Villela, 1975)*

3.5.1 Pluviômetros

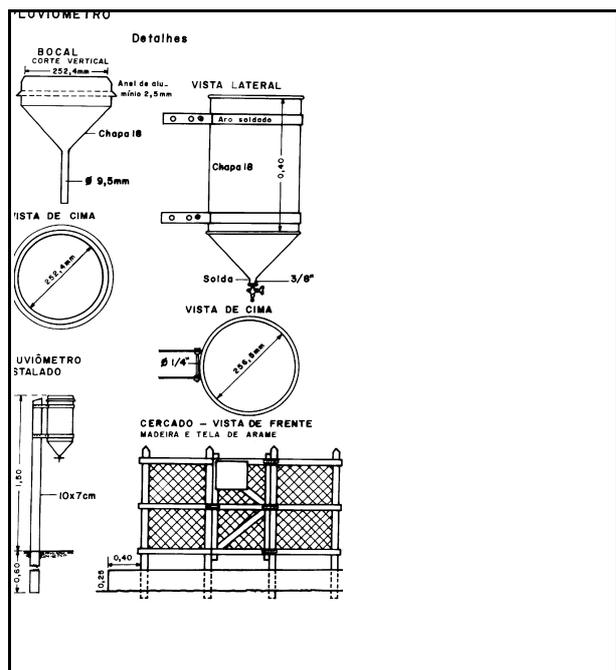


Figura 6 - Pluviômetro tipo paulista

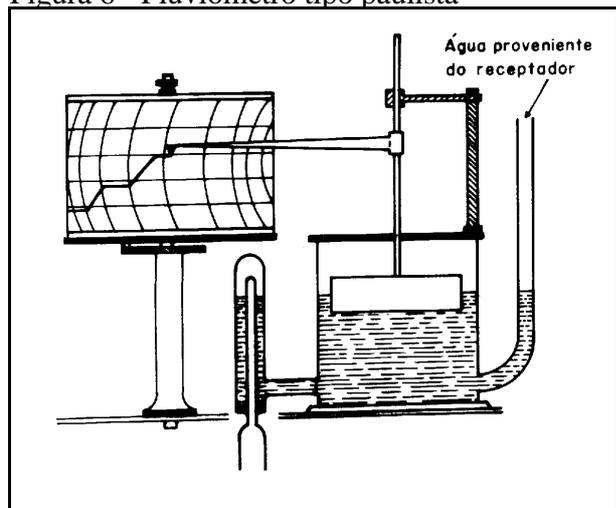


Figura 7 - Pluviógrafo de Flutuador

do receptor, um dos compartimentos da caçamba se enche, e cada oscilação corresponde ao registro de 0.25 mm de chuva.

. Pluviógrafo de Peso: Neste instrumento o receptor repousa sobre uma escala de pesagem que aciona a pena e esta traça um gráfico de precipitação sob a forma de um diagrama de massas (altura de precipitação acumulada X tempo). Acredita-se que este método de medir tanto a intensidade quanto a precipitação total dê resultados mais exatos do que os obtidos com os pluviógrafos de caçambas basculantes.

. Pluviógrafo de Flutuador: Este aparelho é muito semelhante ao pluviógrafo de peso. Nele a pena é acionada por um flutuador situado na superfície da água contida no receptor. O registro deste

O pluviômetro (Figura 6) consiste em um cilindro receptor de água com medidas padronizadas, com um receptor adaptado ao topo. A base do receptor é formada por um funil com uma tela obturando sua abertura menor. A finalidade do receptor é evitar a evaporação, através da diminuição da superfície de exposição da água coletada. O objetivo da colocação da tela é evitar a queda de folhas ou outros objetos dentro do medidor provocando erros na leitura da altura de precipitação.

3.5.2 Pluviógrafos

Apesar de haver um grande número de tipos de pluviógrafos, somente três têm sido mais largamente empregados:

. Pluviógrafo de Caçambas Basculantes: Esse aparelho consiste em uma caçamba dividida em dois compartimentos, arranjados de tal maneira que, quando um deles se enche, a caçamba bascula, esvazia-o e coloca o outro em posição. Quando este último é esvaziado, por sua vez, a caçamba bascula em sentido contrário, voltando à posição primitiva, e assim por diante. A caçamba é conectada eletricamente à um registrador, de modo que, quando cai 0.25 mm de chuva na boca

pluviógrafo também apresenta-se sob a forma de um diagrama de massas. (Wisler, 1964)

Os pluviógrafos (figura 7), cujos registros permitem o estudo da relação intensidade-duração-freqüência tão importante para os projetos de galerias pluviais e de enchentes em pequenas bacias hidrográficas, possuem uma superfície receptora de 200 cm². O modelo mais usado no Brasil é o de sifão. Existe um sifão conectado ao recipiente que verte toda a água armazenada quando o volume retido equivale à dez centímetros de chuva.

3.5.3 Organização de Redes

A quantidade ideal de postos pluviométricos a ser instalada em uma determinada área depende essencialmente da finalidade dos estudos a que se destinam os dados colhidos e da homogeneidade da distribuição das precipitações.

Nesse particular, deve-se distinguir as redes básicas, destinadas a recolher permanentemente os elementos necessários ao conhecimento do regime pluviométrico de um País (ou Estado) e as redes regionais destinadas a fornecer informações para estudos específicos de bacias hidrográficas.

As redes básicas são constituídas em geral de pluviômetros e um número restrito de pluviógrafos localizados em locais de maior interesse (concentrações urbanas por exemplo). Entre nós tem sido admitido que uma média de um posto por 500 ou 400 km² seja suficiente (um a cada 200 km² na França, um a cada 50 km² na Inglaterra, um a cada 310 km² nos Estados Unidos, um a cada 600 km² no Rio Grande do Sul). Estas redes básicas são mantidas permanentemente por órgãos oficiais que publicam sistematicamente os resultados das observações.

No Estado de São Paulo, o DAEE/CTH opera uma rede básica com cerca de 1000 pluviômetros e 130 pluviógrafos, com uma densidade de aproximadamente um posto a cada 250 km² neste Estado.

As redes regionais variam conforme sua finalidade, a extensão de área coberta, as características da bacia hidrográfica, etc. Para o estudo da correlação precipitação-deflúvio, sobretudo no que diz respeito às ondas de enchente, problemas de erosão e cálculo de galerias pluviais, é necessário um bom conhecimento das intensidades pluviométricas. Torna-se então, recomendável o mínimo de um aparelho registrador para cada quatro postos, sendo útil, neste caso, fazer-se um rodízio dos pluviógrafos a fim de serem obtidas informações mais detalhadas de cada um dos postos.

Por outro lado, é sempre aconselhável que cada estação de medição represente uma área de igual precipitação total, o que leva à instalação de um maior número de aparelhos nas regiões de maior precipitação. É interessante, ainda, procurar ligar a pluviometria com as diferentes características físicas da bacia (altitude, vegetação, etc), instalando os postos de forma a permitir a determinação de correlações com as mesmas. Cabe também assinalar a vantagem, em certos casos (execução de obras, por exemplo) de se dispor do conhecimento detalhado do regime local de chuvas, sendo útil, portanto,

a instalação de aparelhos em determinados pontos bem característicos.

Finalmente deve-se ressaltar que a distribuição dos postos, sobretudo entre nós, depende da possibilidade de obtenção de observadores capazes, e em última análise, das disponibilidades financeiras. (Garcez, 1974)

3.5.4 Pluviogramas

Os gráficos produzidos pelos pluviógrafos de peso e de flutuador são chamados de pluviogramas. Os pluviogramas são gráficos nos quais a abscissa corresponde às horas do dia e a ordenada corresponde à altura de precipitação acumulada até aquele instante. Deste modo a inclinação do gráfico em relação ao eixo das abscissas fornece a intensidade de precipitação. A figura 8 mostra um trecho de um registro de pluviógrafo.

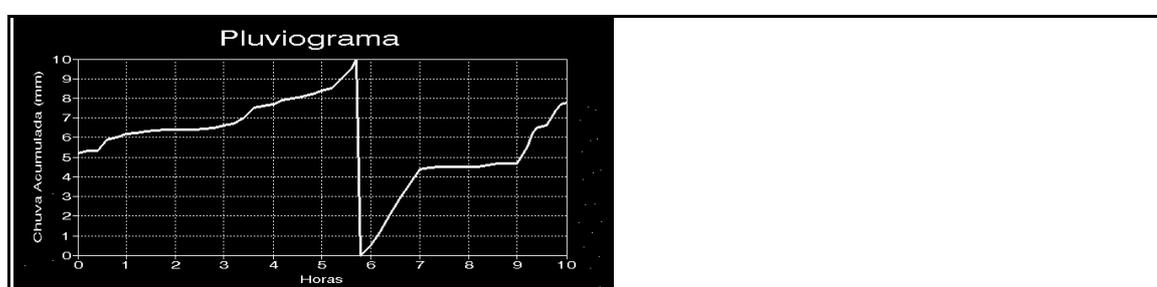


Figura 8 - Pluviograma

3.5.5 Ietogramas

Os ietogramas são gráficos de barras cuja abscissa representa a escala de tempo e a ordenada a altura de precipitação. A leitura de um ietograma é feita da seguinte forma: a altura de precipitação correspondente à cada barra é a precipitação total que ocorreu durante aquele intervalo de tempo.

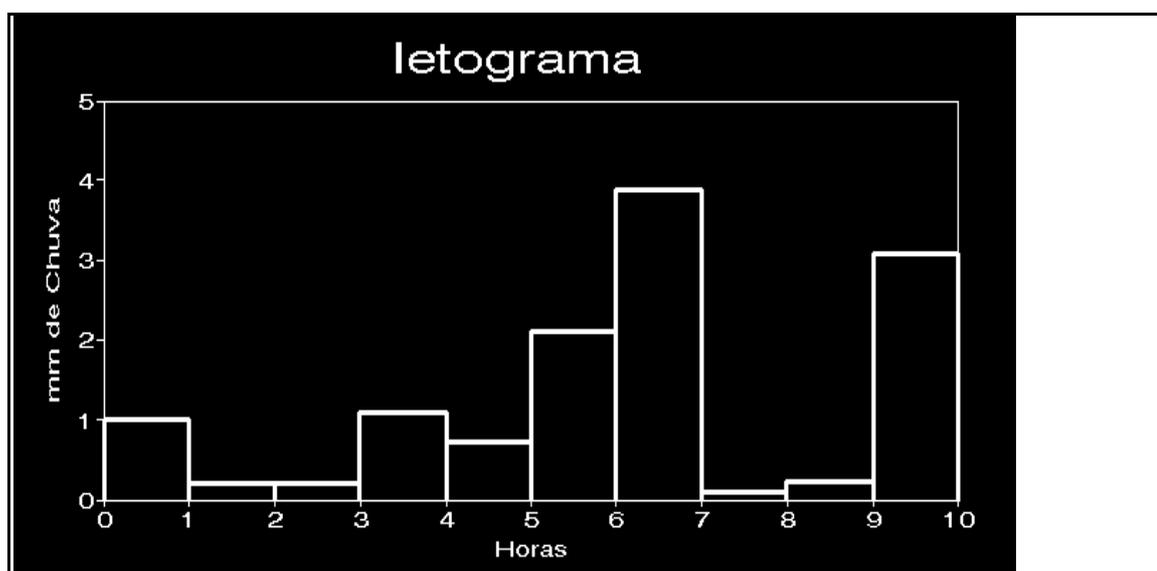


Figura 9 - Ietograma

A figura 9 mostra o ietograma construído a partir do pluviograma da figura 8.

3.6. Consistência e Extensão de Séries de Dados Pluviométricos

Conforme anteriormente descrito, os dados de precipitação de uma região podem ser obtidos através de dois tipos de aparelhos registradores: o pluviógrafo e o pluviômetro.

O pluviógrafo, que produz um gráfico de precipitação acumulada em função do tempo, só poderá gerar dados errados se houver algum distúrbio mecânico com o aparelho, descalibrando-o.

No entanto, no caso dos pluviômetros, as leituras de dados são realizadas por operadores voluntários, que naturalmente podem cometer erros. Assim torna-se necessário realizar uma análise de consistência destes dados.

Nesta análise de consistência procura-se primeiro detectar os erros grosseiros, através de uma triagem inicial onde se procura conferir os seguintes dados:

- . Número de dias de chuva;
- . Mês em que foi feita a coleta de dados;
- . Prefixo do posto.

Após esta análise, os dados recebidos do campo em planilhas são armazenados em disquetes ou fitas magnéticas, para que se possa trabalhar melhor com eles. A seguir é feita uma análise da qualidade dos

dados, buscando-se encontrar dados suspeitos.

É necessário, muitas vezes, suplementar certos dados incompletos de precipitação, estimando-se os valores que faltam em um ou mais postos, assim como comparar dados para análise de consistência.

A suplementação é necessária, por exemplo, quando se deseja comparar a precipitação média em duas bacias hidrográficas, para um determinado período, e se verifica que os dados são completos e satisfatórios, exceto para uma tempestade. Alguns desses dados podem ser suplementados mediante interpolação em uma carta de isoietas, que tenha sido preparada com os dados dos postos adjacentes. Uma carta de isoietas é um mapa da região onde se traçam curvas similares às curvas de nível, interligando, porém, os pontos onde ocorreu a mesma altura de precipitação (Wisler, 1964)

Outro método bastante utilizado para se fazer esta estimativa é a média aritmética, que tem como base os registros pluviométricos de três estações localizadas o mais próximo possível da estação que apresenta falha nos dados de precipitação.

Designando por x a estação que apresenta falha e por A , B e C as estações vizinhas, pode-se determinar a precipitação P_x da estação x pela média ponderada dos registros das três estações vizinhas, onde os pesos são as razões entre as precipitações médias anuais. Assim, tem-se:

$$P_x = \frac{1}{3} \left(\frac{N_x}{N_A} P_A + \frac{N_x}{N_B} P_B + \frac{N_x}{N_C} P_C \right) \quad (1)$$

onde N é a precipitação média anual. (Villela, 1975)

Um método alternativo para preenchimento de dados de precipitação faltantes tem sido desenvolvido pelo National Weather Service. O método requer dados de quatro estações-índice A , B , C e D , cada uma delas localizada próxima à estação x de interesse, e em cada um dos quatro quadrantes delimitados pelas linhas Norte-Sul e Leste-Oeste passando pela estação x . O valor da precipitação estimado na estação x é a média ponderada dos valores das quatro estações-índice. Para cada estação-índice, o peso aplicado é proporcional ao quadrado de sua distância L à estação x .

O procedimento é descrito pela seguinte fórmula

$$P_x = \left[\frac{\sum_{i=1}^4 \left(\frac{P_i}{L_i^2} \right)}{\sum_{i=1}^4 \left(\frac{1}{L_i^2} \right)} \right] \quad (2)$$

onde P é a precipitação, L é a distância entre a estação-índice e a estação x , e o índice i refere-se à cada uma das estações-índice A, B, C e D .

3.6.1. Análise de Dupla-Massa (Duplo Acumulativo)

Mudanças na locação ou exposição de um pluviômetro podem causar um efeito significativo na quantidade de precipitação que ele mede, conduzindo a dados inconsistentes (dados de natureza diferente dentro do mesmo registro).

A consistência do registro de uma precipitação é testada através da análise de dupla-massa. Este método compara os valores acumulados anuais (ou, alternativamente, sazonais) da estação y com os valores da estação de referência x . A estação de referência é usualmente a média de diversas estações vizinhas. Os pares cumulativos (valores dupla-massa) são plotados em um sistema de coordenadas cartesianas XY , e o gráfico é examinado para encontrar mudanças de direção. Se o gráfico é essencialmente linear, os registros da estação y são consistentes. Se o gráfico mostra uma mudança de inclinação, o registro da estação y é inconsistente e deve ser corrigido. A correção é feita pelo ajuste dos registros anteriores à mudança de inclinação para refletir o novo estado. Para executar a correção, os registros de precipitação anteriores são multiplicados por uma taxa de correção. Esta taxa é formada pelo quociente entre o coeficiente angular da reta após a mudança de declividade e o coeficiente angular da reta antes da mudança de declividade. (Ponce, 1989)

A figura 10 mostra um diagrama de massas.

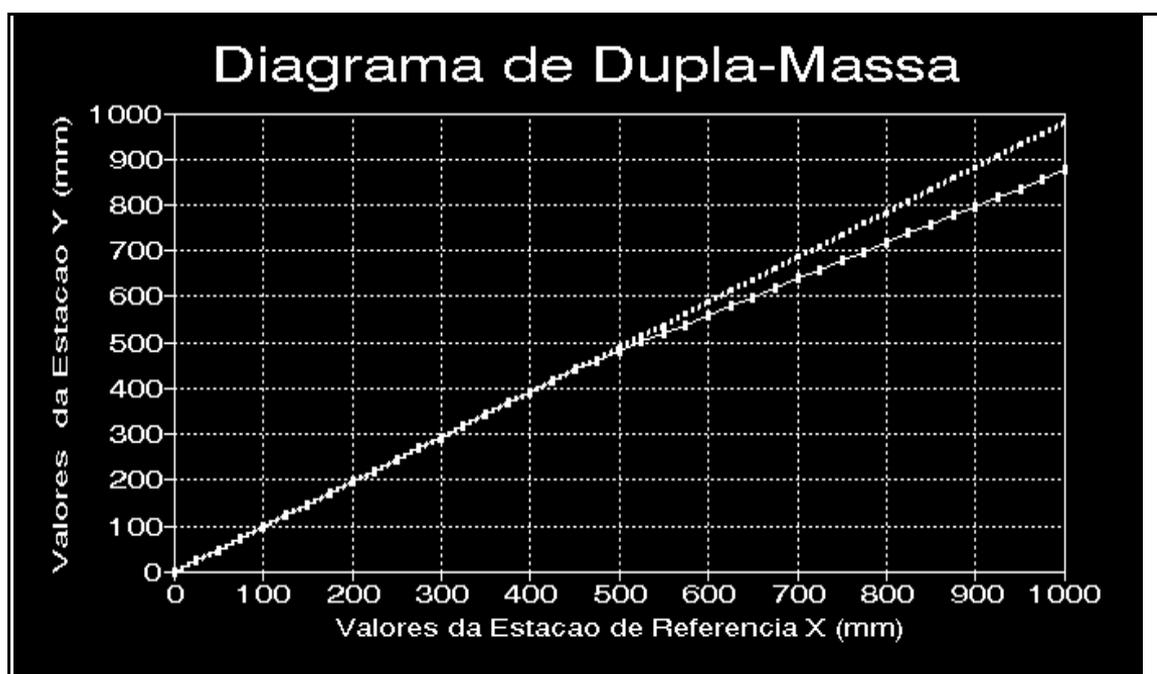


Figura 10 - Diagrama de Dupla-Massa

3.7. Variação Geográfica e Temporal das Precipitações

A precipitação varia geográfica, temporal e sazonalmente. O conhecimento da distribuição e das variações da precipitação tanto no tempo como geograficamente é importante para o planejamento de recursos hídricos e para estudos hidrológicos.

3.7.1 Variação Geográfica

Em geral, a precipitação é máxima no Equador e decresce com a latitude. Entretanto, a irregularidade e orientação das isoietas de mapas de precipitação média anual mostram que existem outros fatores que afetam mais efetivamente a distribuição geográfica da precipitação do que a distância ao Equador.

Vários estudos têm sido realizados para determinar estas causas e os efeitos sobre a distribuição da precipitação, porém as conclusões são bastante desconhecidas. O mapa das isoietas médias a nível mundial encontra-se na referência 1. (Baumgartner, 1957)

3.7.2 Variação Temporal

Embora os registros de precipitação possam sugerir uma tendência de aumentar ou diminuir, existe na realidade uma tendência de voltar à média. Períodos úmidos, mesmo que irregularmente, são sempre contrabalanceados por períodos secos. A eventual regularidade destas flutuações (ciclos) tem sido repetidamente investigada, mas, com exceção das variações diurnas e sazonais, nenhum ciclo regular significativo foi encontrado. (Villela, 1975)

Em virtude das variações estacionais, define-se o Ano Hidrológico, que é dividido em duas "estações", o semestre úmido e o semestre seco. A tabela a seguir ilustra, com dados da bacia do rio Guarapiranga a definição dos semestres úmido e seco. Para tanto, foram analisados dados de precipitação do período de 1929 à

1985, ou seja, 57 anos de observação.

Mês	Pmed (mm)	Pmed/Ptot. anual (%)
01	241.29	15.45
02	215.08	13.77
03	175.71	11.25
04	105.00	6.72
05	79.68	5.10
06	63.15	4.04
07	47.65	3.05
08	53.85	3.45
09	91.77	5.88
10	138.06	8.84
11	144.77	9.27
12	205.99	13.18

Pmed anual = 1561.99 mm Pmed mensal = 130.17 mm

Pode-se ver no quadro anterior, os valores de precipitação média de cada um dos meses do ano, assim como a precipitação média anual e a precipitação média mensal.

Define-se, portanto, como semestre úmido os meses de outubro a março, uma vez que a precipitação média mensal de cada um destes meses foi superior à precipitação média mensal (considerando-se os doze meses do ano) de 130.17 mm. No semestre seco, de abril a setembro, encontram-se os meses cuja precipitação média foi inferior à média mensal citada de 130.17 mm. Pode-se visualizar graficamente estes dados na figura 11.

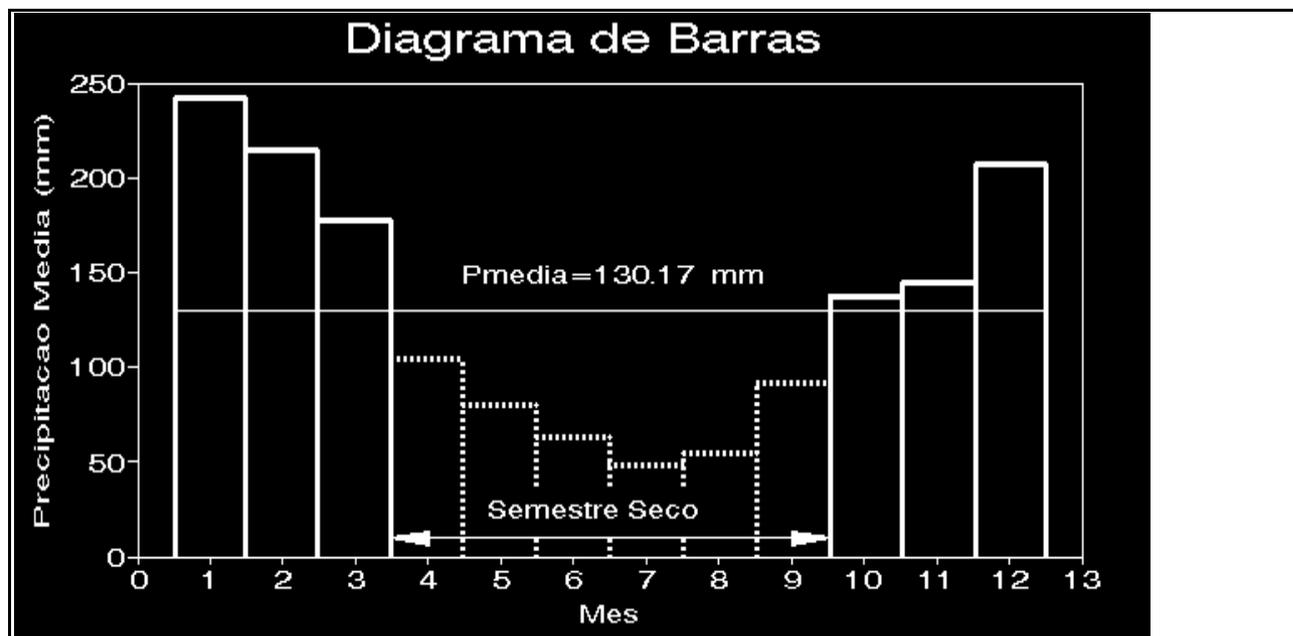


Figura 11 - Precipitações Mensais - Bacia do Guarapiranga (1929-1985)

3.8. Precipitação Média sobre uma Bacia

A altura média de precipitação em uma área específica é necessária em muitos tipos de problemas hidrológicos, notadamente na determinação do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica, cujo estudo pode ser feito com base em um temporal isolado, ou com totais de uma estação do ano, ou ainda com base em totais anuais.

Existem três métodos para esta determinação: o método da Média Aritmética, o método de Thiessen e o método das Isoietas. (Villela, 1975)

3.8.1 Método da Média Aritmética

O método da média aritmética é o método mais simples de determinação da precipitação média. Ele envolve a média das alturas de precipitação registradas em vários pluviômetros. Este método é satisfatório se os postos são uniformemente distribuídos sobre a bacia e a altura medida nos diversos postos não variar muito em relação à média.

3.8.2 Método de Thiessen

Se alguns postos são considerados mais representativos para a área em questão, então, pesos relativos devem ser atribuídos aos postos na computação da precipitação média. O método de Thiessen assume que em qualquer ponto da bacia a precipitação é igual à medida no posto mais próximo. Desta maneira o registro da altura em um dado posto é aplicado em outros pontos, desde que estes estejam até a meia distância a outro posto (em qualquer direção). Os pesos relativos para cada posto são determinados pelas respectivas áreas, calculadas pela aplicação do método dos polígonos de Thiessen, onde as fronteiras dos polígonos são formadas pelas mediatrizes das linhas que unem dois postos adjacentes. Se há j postos, a área dentro da bacia designada para cada um é A_j , e P_j é a precipitação registrada no $j^{\text{ésimo}}$ posto, a precipitação média para a bacia é:

$$(3)$$

onde a área da bacia é dada por:

$$A = \sum_{j=1}^J A_j \quad (4)$$

3.9. CHUVAS INTENSAS

Sob a denominação de chuvas intensas costuma-se considerar o conjunto de chuvas originadas de uma mesma perturbação meteorológica, cuja intensidade ultrapasse um certo valor (chuva mínima). A duração destas precipitações varia desde alguns minutos até algumas dezenas de horas e a área atingida pelas mesmas pode variar desde alguns poucos quilômetros até milhares de quilômetros quadrados. (Garcez, 1974)

O conhecimento das características das precipitações intensas de curta duração apresenta grande interesse, tanto de ordem técnica como de ordem científica, por sua freqüente aplicação na agricultura e nos projetos de obras hidráulicas em geral, tais como projetos para: dimensionamento de galerias de águas pluviais, de telhados e calhas de escoamento, cálculos de condutos de drenagem dos centros populacionais, onde os coeficientes de escoamento superficiais são bastante elevados.

Do ponto de vista hidrológico, representa uma contribuição para os estudos que se fazem necessários para a definição de projetos de barragens e reservatórios no que diz respeito às ondas de enchente de projeto, determinadas a partir da distribuição das chuvas de projeto aos hidrogramas unitários.

Dos vários problemas de engenharia em que há necessidade de conhecimento da freqüência de ocorrência de chuvas de alta intensidade, destaca-se como um dos mais importantes a estimativa de vazões extremas para cursos de água sem medidores de vazão apropriados.

3.9.1 Curvas de Intensidade e Duração

A utilização de dados sobre precipitação para finalidades hidrológicas requer informações a respeito das intensidades das chuvas de várias freqüências e de durações específicas. A relação entre a duração, a intensidade e a freqüência, em cada local, pode ser determinada pela análise dos dados de precipitação nele obtidos. (Wisler, 1964)

Estes dados são obtidos dos registros pluviográficos, sob a forma de pluviogramas, ou seja, diagramas de precipitação acumulada ao longo do tempo.

Desses gráficos, pode-se estabelecer, para diversas durações, as máximas intensidades ocorridas durante uma dada chuva, sem que necessariamente as durações maiores devam incluir as menores. As durações usuais são de 5, 10, 15, 30 e 45 minutos e 1, 2, 3, 6, 12, 24 horas. Os limites de duração são fixados em 5 minutos e 24 horas, porque 5 minutos representam o menor intervalo que se pode ler nos registros pluviográficos com precisão adequada e 24 horas porque, para durações maiores, podem ser utilizados dados observados em pluviômetros. O número de intervalos de duração citado fornece pontos suficientes para definir curvas de intensidade-duração da precipitação, referentes a diferentes freqüências de ocorrência. (Villela, 1975)

As curvas de intensidade duração podem ser definidas por meio de uma equação da seguinte forma:

$$P = \frac{A}{(t + B)^n} \quad (5)$$

na qual P é a intensidade média de chuva em milímetros por hora, t é a duração em minutos, e A , B e n são constantes.

3.9.2 Variação da Intensidade com a Freqüência

Nos trabalhos hidrológicos em geral, interessa não só o conhecimento das máximas precipitações observadas nas séries históricas, mas principalmente, prever com base nos dados observados, e valendo-se dos princípios das probabilidades, quais as máximas precipitações que possam vir a ocorrer em uma certa localidade, com uma determinada freqüência.

Em geral, as distribuições de valores extremos de grandezas hidrológicas, tais como as chuvas e os deflúvios, por exemplo, ajustam-se satisfatoriamente à distribuição tipo I de Fisher-Tippett, conhecida também como distribuição de Gumbel, a qual é dada por:

$$P = 1 - e^{-e^y} \quad (6)$$

onde P é a probabilidade de um valor extremo da série ser maior ou igual a um certo valor x , e y é a variável reduzida.

O período de retorno definido como recíproco da probabilidade é neste caso:

$$T = \frac{1}{1 - e^{-e^y}} \quad (7)$$

3.9.3 Relação Intensidade-Duração-Freqüência

Procura-se analisar as relações intensidade-duração-freqüência das chuvas observadas determinando-se para os diferentes intervalos de duração da chuva, qual o tipo de equação e qual o número de parâmetros dessa equação que melhor caracterizam aquelas relações.

É usual empregar-se equações do tipo:

$$i = \frac{C}{(t + t_0)^n} \quad (8)$$

onde i é a intensidade máxima média (mm/min) para a duração t ; t_0 , C e n são parâmetros a determinar.

Certos autores procuram relacionar C com o período de retorno T , por meio de uma equação do tipo:

$$C = KT^m \quad (9)$$

e a equação 8 pode então ser escrita como:

$$i = \frac{KT^m}{(t + t_0)^n} \quad (10)$$

3.9.4 Variação das Precipitações Intensas com a Área

As observações de chuvas intensas em áreas de diferentes magnitudes, mostram que elas nunca são uniformemente distribuídas e a relação entre a chuva média na área e a chuva num ponto tende a diminuir à medida que a área cresce, conforme mostra o àbaco do U.S.Weather Bureau, na figura a seguir.

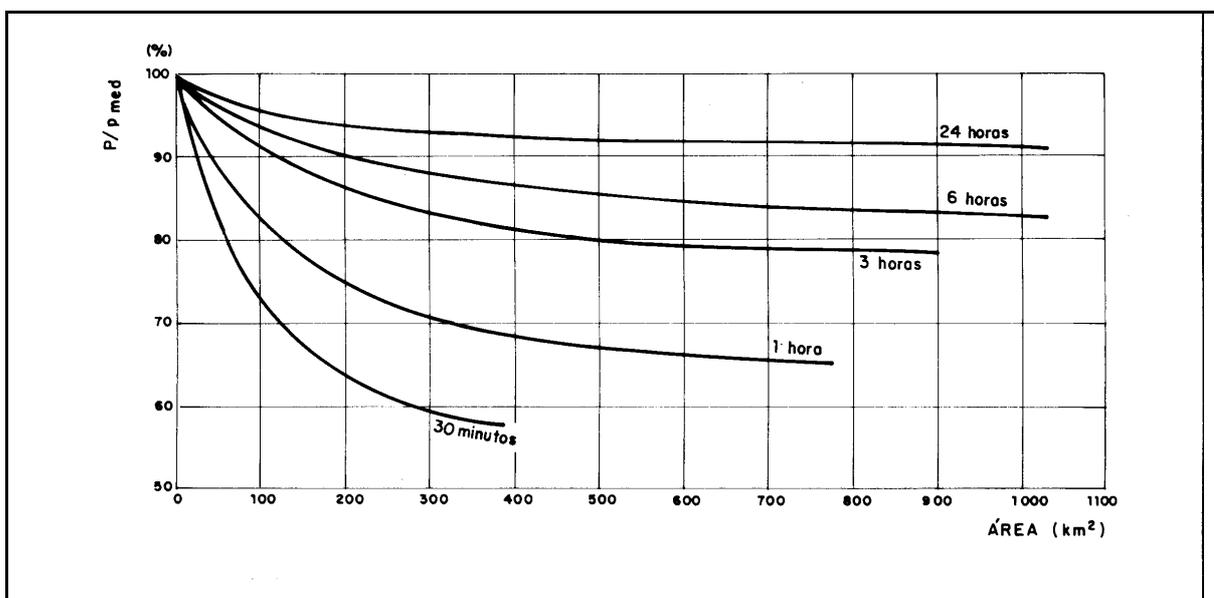


Figura 14 - Ábaco do U.S.B.

3.9.5 Equações Intensidade-Duração-Freqüência para Cidades Brasileiras

As seguintes equações (retiradas de Villela,1975) que relacionam intensidade-duração-freqüência das precipitações foram determinadas para cidades do Brasil, com i em mm/h, T em anos e t em minutos.

São Paulo: Wilken, P.S.

Período de análise: 1935-1960

$$i = \frac{3462.7 T^{0.172}}{(t + 22)^{1.025}} \quad (16)$$

São Paulo: Occhipinti, A.G. & Santos, P.M.

Período de análise: 1928-1964

Para $t \leq 60$ min

$$i = \frac{27.96 T^{0.112}}{(t + 15)^{0.86 T^{-0.0144}}} * 60 \quad (17)$$

São Paulo: Occhipinti, A.G. & Santos, P.M.

Período de análise: 1928-1964

Para $t > 60$ min

$$i = \frac{42.23 T^{0.15}}{(t + 60)^{0.822}} \quad (18)$$

Curitiba: Souza, P.V.P.

Período de análise: 1921-1951

$$i = \frac{1239 T^{0.15}}{(t + 20)^{0.74}} \quad (19)$$

R.de Janeiro: Alcântara, U.M & Lima, A.R

Período de análise: 1922-1945; 1949-1955; 1958-1959

$$i = \frac{99.154 T^{0.217}}{(t + 26)^{1.15}} * 60 \quad (20)$$

Belo Horizonte: Freitas, A.J. & Souza, A.A.C. Período de análise:

1938-1969

$$i = \frac{1447.87 T^{0.10}}{(t + 20)^{0.84}} \quad (21)$$

3.10. Construção de Tormentas de Projeto

Tormenta de projeto ou ietograma de projeto é um padrão de precipitação que se adota para determinação de hidrogramas de projeto. Normalmente a tormenta de projeto é a variável de entrada de maior influência na forma e no pico do hidrograma principalmente em bacias pequenas, com alto grau de impermeabilização, pois estas são muito sensíveis aos dados de entrada.

Uma tormenta de projeto pode ser definida (a) apenas pela intensidade máxima da precipitação, (b) por um ietograma que mostra a variação da intensidade ao longo da duração da tormenta ou (c) por mapas de isoietas que mostram a distribuição da tormenta no espaço. A classificação acima está ordenada em grau crescente de dificuldade em relação a sua determinação.

A tormenta de projeto pode ser determinada basicamente de duas formas:

- a) utilizando-se dados de precipitação efetivamente ocorridos na região em estudo. Pela análise destes dados procura-se determinar um padrão típico de variação no espaço e no tempo das precipitações da região. A tormenta de projeto será então determinada com base neste padrão local.
- b) adotando-se um padrão sintético de tormenta, baseado em estudos feitos em outras regiões.

É importante notar, que devido à grande aleatoriedade associada ao fenômeno das precipitações, nenhum dos processos acima pretende ser uma previsão da tormenta que ocorrerá sobre a bacia mas representa apenas um padrão que se julga razoável adotar como variável de entrada nos métodos de cálculo da vazão.

3.10.1 Método do Ietograma Triangular

Um triângulo é uma forma simples para o desenho de um ietograma porque desde que a altura total de precipitação e a duração da mesma sejam conhecidas, a largura da base e a altura do triângulo estão determinados. Considere um ietograma como o mostrado na figura 16, a seguir. A largura da base é T_d e a altura h , então o total de precipitação no ietograma é dado por:

$$P = \frac{T_d * h}{2} \quad h = \frac{2 * P}{T_d} \quad (22)$$

Falta então determinar onde ocorre o pico do ietograma. Uma forma simples é considerar que ele ocorre na metade da precipitação. Uma forma mais elaborada, mas que necessita de dados anteriores confiáveis é utilizar um coeficiente (r) que define a porcentagem de tempo que decorre antes do pico (t_a) do ietograma em relação à duração total da chuva. Define-se também o tempo de recessão (t_b). Tem-se assim:

$$r = \frac{t_a}{T_d} \quad (23)$$

$$t_b = T_d - t_a = (1 - r)T_d \quad (24)$$

Considere-se, por exemplo, uma precipitação de 30 mm, com duração de 15 min e $r = 0.38$. Temos então:

$$h = \frac{2 * P}{T_d} = \frac{2 * 30}{0.25} = 240.0 \text{ mm/h} \quad (25)$$

O tempo decorrido até o pico é:

$$t_a = rT_d = 0.38 * 0.25 = 0.095h = 5.7 \text{ min} \quad (26)$$

$$t_b = T_d - t_a = 0.25 - 0.095 = 0.155 h = 9.3 \text{ min} \quad (27)$$

O ietograma resultante está desenhado na figura 15.

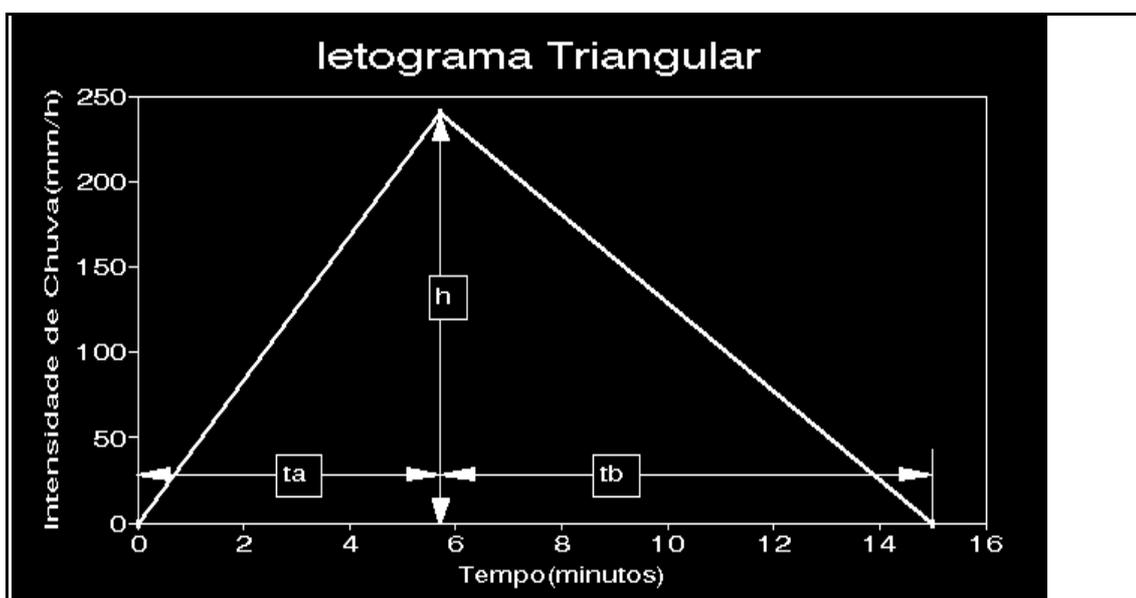


Figura 15 - Exemplo de Ietograma Triangular

3.10.2 Método dos Blocos Alternados

O método dos blocos alternados é um caminho simples de desenvolvimento da forma de um ietograma a partir de uma curva intensidade-duração-freqüência. A forma do ietograma produzido por este método especifica a altura de precipitação que ocorre em n intervalos de tempo sucessivos de mesma duração.

Inicialmente seleciona-se o período de retorno de projeto, lendo-se na curva intensidade-duração-freqüência a intensidade da precipitação para cada período de duração. Multiplicando-se a intensidade pela duração tem-se a altura precipitada acumulada. A diferença entre alturas sucessivas dá a precipitação no período.

Estas alturas de precipitação encontradas são então colocadas de forma

decrecente no gráfico partindo-se do intervalo de tempo central e colocando-se as alturas seguintes alternadamente do lado esquerdo e direito deste intervalo.

A seguir apresenta-se um exemplo de aplicação do método utilizando-se uma curva intensidade-duração-freqüência obtida para a cidade de São Paulo, para período de retorno de 100 anos e duração de 2 horas.

Duração	Intens.	Altura	Incremento	Intervalo	Precip.
(min)	(mm/h)	Acumulada	Altura	(min)	(mm)
10	219.097	36.516	36.516	0-10	1.358
20	165.800	55.267	18.751	10-20	1.973
30	133.202	66.601	11.334	20-30	3.079
40	111.228	74.152	7.551	30-40	5.366
50	95.422	79.518	5.366	40-50	11.334
60	83.513	83.513	3.995	50-60	36.516
70	74.222	86.592	3.079	60-70	18.571
80	66.773	89.030	2.438	70-80	7.551
90	60.669	91.003	1.973	80-90	3.995
100	55.577	92.629	1.626	90-100	2.438
110	51.266	93.987	1.358	100-110	1.626
120	47.568	95.137	1.115	110-120	1.115

A figura 17 apresenta o ietograma resultante da aplicação do método dos blocos alternados. (Chow, M. & M., 1988)

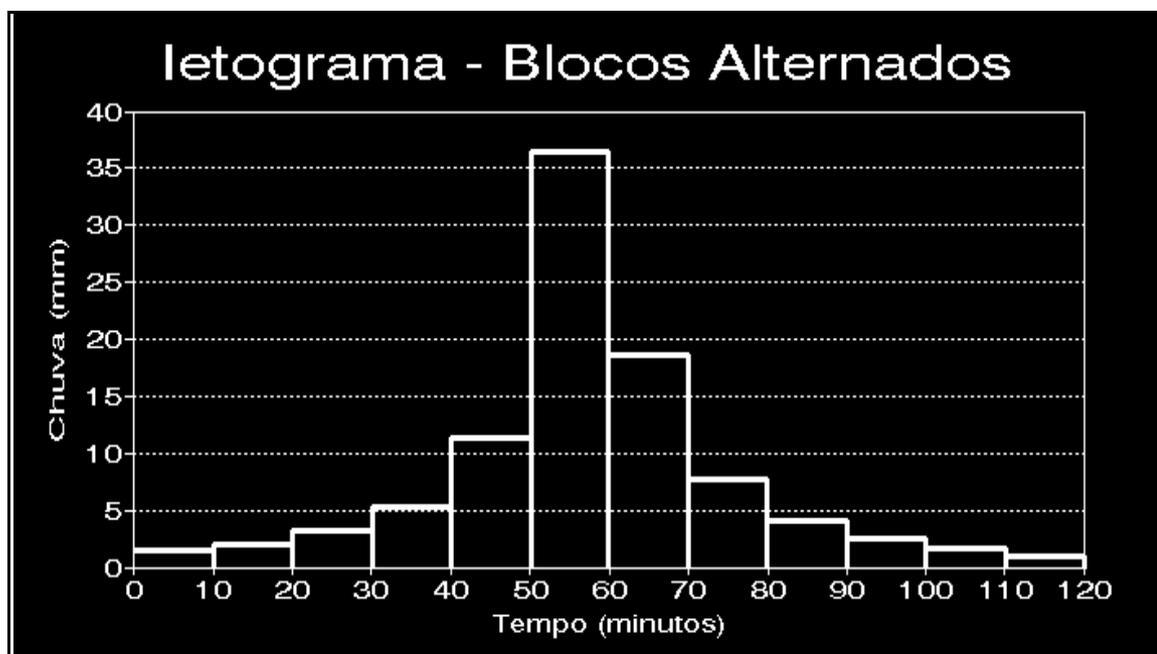


Figura 16 - Ietograma para duração 2 horas, T=100 anos - São Paulo