Universidade de São Paulo
BRASIL

Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"
Departamento de Ciências Florestais
Piracicaba – São Paulo

HIDROLOGIA FLORESTAL APLICADA AO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Walter de Paula Lima

Piracicaba, dezembro de 2008

HIDROLOGIA FLORESTAL APLICADA AO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS
Walter de Paula Lima

ISBN _____

Copyright © 1996 by Walter de Paula Lima

1ª Edição 1996
2ª Edição 2008

Todos os direitos reservados

Permite-se a reprodução total ou parcial só com fins educativos e não comerciais, citando a fonte.

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO		**v**
CAPÍTULO I.	**O QUE É MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS**	1
	QUESTÕES	3
CAPÍTULO II.	**INTRODUÇÃO À HIDROLOGIA FLORESTAL**	5
2.1.	A CIÊNCIA HIDROLOGIA	5
2.2.	DESENVOLVIMENTO DA HIDROLOGIA FLORESTAL	9
2.3.	TERMINOLOGIA, UNIDADES E TRANSFORMAÇÕES EM HIDROLOGIA FLORESTAL	13
2.3.1.	As Unidades	13
2.3.2.	O Sistema Internacional de Unidades (SI)	13
2.3.3.	Outras Unidades Utilizadas em Hidrologia Florestal	15
2.3.4.	Unidades Usadas em Análise de Qualidade da Água	18
2.3.5.	As Grandezas Físicas mais comum em Hidrologia Florestal	18
2.3.6.	Outras Expressões e Constantes Úteis	19
2.4.	MEDIÇÕES EM MAPAS TOPOGRÁFICOS	20
2.4.1.	Medição de distâncias	20
2.4.2.	Medição da declividade	21
2.4.3.	Medição de Área	21
2.5.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	22
2.6.	QUESTÕES	23
CAPÍTULO III.	**CICLO HIDROLÓGICO E BALANÇO HÍDRICO**	29
3.1.	IMPORTÂNCIA DA ÁGUA	29
3.2.	CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA	31
3.3.	O CICLO HIDROLÓGICO	36
3.4.	BALANÇO HÍDRICO	37
3.4.1.	Balanço Hídrico Global	37
3.4.2.	Balanço Hídrico dos Continentes	38
3.4.3.	Balanço Hídrico de Bacias Hidrográficas	40
3.5.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42
3.6.	QUESTÕES	43
CAPÍTULO IV.	**ANÁLISE FÍSICA DA BACIA HIDROGRÁFICA**	46
4.1.	CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS	46
4.2.	PARÂMETROS FÍSICOS DE BACIAS HIDROGRÁFICAS	49
4.2.1.	Área	49
4.2.2.	Densidade de Drenagem	52
4.2.3.	Forma da Bacia	53

4.2.4.	Declividade e Orientação	54
4.2.5.	Altitude Média	56
4.2.6.	Razão de Bifurcação	57
4.2.7.	Lei do Comprimento dos Canais	59
4.3.	O ECOSSISTEMA BACIA HIDROGRÁFICA	60
4.4.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	61
4.5.	QUESTÕES	62
CAPÍTULO V.	**PRECIPITAÇÃO**	64
5.1.	FORMAS DE PRECIPITAÇÃO	64
5.2.	CAUSAS DA PRECIPITAÇÃO	65
5.3.	MEDIÇÃO DA CHUVA	66
5.3.1.	Fundamentos:	66
5.3.2.	Análise Pontual	66
5.4.	CÁLCULO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA PARA UMA MICROBACIA.	72
5.5.	ANÁLISE DE FREQUÊNCIA	77
5.6.	INFLUÊNCIAS DA FLORESTA	78
5.7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
5.8.	QUESTÕES	84
CAPÍTULO VI.	**INTERCEPTAÇÃO DA CHUVA PELA FLORESTA**	87
6.1.	INTRODUÇÃO	87
6.2.	O PROCESSO INTERCEPTAÇÃO	88
6.3.	INFLUÊNCIA DA FLORESTA	91
6.4.	INTERCEPTAÇÃO E TRANSPIRAÇÃO	93
6.5.	MEDIÇÃO DA INTERCEPTAÇÃO	94
6.6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
6.7.	QUESTÕES	100
CAPÍTULO VII.	**REGIME DA ÁGUA DO SOLO EM MICROBACIAS FLORESTADAS**	102
7.1.	INTRODUÇÃO	102
7.2.	ÁGUA DO SOLO	103
7.2.1.	Conceitos	103
7.2.2.	Influências da Florestas	104
7.3.	ÁGUA SUBTERRÂNEA	106
7.3.1.	Conceitos	106
7.3.2	Influências da Floresta	109
7.4.	DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO	110
7.4.1.	Infiltração	110

7.4.1.1.	Conceitos	110
7.4.1.2.	Influências da floresta	115
7. 4.2.	Movimento da Água no Solo	116
7.5.	MEDIÇÃO DA ÁGUA DO SOLO	122
7.5.1.	Relações Massa-Volume	122
7.5.2.	Métodos de Medição da Água do Solo	124
7.5.2.1	Conteúdo Gravimétrico de Água (U%)	124
7.5.2.2.	Infiltração	126
7.5.2.2.1.	Infiltrômetro	126
7.5.2.2.2.	Simulador de Chuva	127
7.5.2.2.3.	Infiltração em Bacias Hidrográficas	128
7.5.2.2.4	Índice de Infiltração	129
7.5.2.3.	Potencial Matricial da Água do Solo	130
7.6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
7.7.	QUESTÕES	134

CAPÍTULO VIII.	**CONSUMO DE ÁGUA POR ESPÉCIES FLORESTAIS**	138
8.1.	INTRODUÇÃO	138
8.2.	BALANÇO DE ENERGIA	139
8.2.1.	Balanço de Energia de uma Superfície	139
8.2.2.	Balanço de Energia em Florestas	144
8.3.	O PROCESSO EVAPORAÇÃO	149
8.4.	TRANSPIRAÇÃO	153
8.5.	INTERCEPTAÇÃO	156
8.6.	EVAPOTRANSPIRAÇÃO COMO COMPONENTE DO BALANÇO HÍDRICO DE UMA MICROBACIA HIDROGRÁFICA.	158
8.7.	MEDIÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	159
8.8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	166
8.9.	QUESTÕES	189

CAPÍTULO IX.	**GERAÇÃO DO DEFLÚVIO EM MICROBACIAS FLORESTAIS**	171
9.1.	INTRODUÇÃO	171
9.2.	CONCEITUAÇÃO	171
9.3.	COMPONENTES DO DEFLÚVIO	173
9.4.	FATORES QUE AFETAM O DEFLÚVIO	178
9.5.	GERAÇÃO DO ESCOAMENTO DIRETO EM MICROBACIAS	179
9.6.	MEDIÇÃO DO DEFLÚVIO	182
9.7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	188
9.8.	QUESTÕES	189

CAPÍTULO X.	**MANEJO FLORESTAL E QUALIDADE DA ÁGUA**	191
10.1.	INTRODUÇÃO	191
10.2.	DETERMINAÇÃO DA QUALIDADE DA ÁGUA: O PROBLEMA DA AMOSTRAGEM	194
10.3.	REVISÃO DA QUÍMICA APLICADA À ANÁLISE DE QUALIDADE DA ÁGUA	196
10.4.	PARÂMETROS FÍSICOS DE QUALIDADE DA ÁGUA	204
10.5.	OCORRÊNCIA E MEDIÇÃO DE N, P, K, Ca, Mg, Fe E Na EM ÁGUAS NATURAIS	218
10.6.	CICLAGEM DE NUTRIENTES EM BACIAS HIDROGRÁFICAS FLORESTADAS	223
10.7.	INCORPORANDO O CONTROLE DA QUALIDADE DA ÁGUA NAS PRÁTICAS DE MANEJO FLORESTAL	226
10.8.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	232
10.9.	QUESTÕES	234

CAPÍTULO XI.	**HIDROLOGIA DE MATAS CILIARES**	236
11.1.	INTRODUÇÃO	236
11.2.	FUNÇÃO HIDROLÓGICA DA ZONA RIPÁRIA	237
11.3.	PERSPECTIVAS DE PESQUISAS EM ZONAS RIPÁRIAS	240
11.4.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	242

APRESENTAÇÃO

O presente trabalho tem por objetivo constituir-se em texto básico para a disciplina "Manejo de Bacias Hidrográficas" do Curso de Graduação em Engenharia Florestal da ESALQ/USP.

Na natureza existe uma relação muito forte entre a floresta e a água. Desta forma, é imprescindível que o futuro Engenheiro Florestal adquira a competência necessária para incorporar a conservação da água nas suas atividades profissionais de manejo florestal.

Sua primeira versão foi editada em 1986, com o título "Princípios de Hidrologia Florestal para o Manejo de Bacias Hidrográficas. Ao longo dos anos, algumas imperfeições foram identificadas e corrigidas.

Em 1996, mercê da colaboração valiosa da Dra. Maria José Brito Zakia, o texto foi revisado e remodelado, ganhando o título atual e incorporando exercícios práticos e ilustrações de resultados de microbacias experimentais do Programa de Monitoramento em Microbacias do IPEF (REMAM). Nesta revisão foi inclusive inserido o capítulo XI, Hidrologia de Matas Ciliares, preparado em conjunto com a esta autora.

E em 2008 esta segunda versão passou por nova revisão graças à inestimável colaboração e boa vontade do Professor Guillermo Vásquez Velásquez, do Departamento de Ciências Florestais da Universidade Nacional da Colômbia, em Medellin.

Ainda assim é bem possível que o mesmo ainda careça de reparos. Em todo esse processo de revisão desde a edição original de 1986, por exemplo, deliberadamente não houve a preocupação de atualizar a bibliografia, que é sem dúvida rica e apresenta muitas publicações nos últimos anos. Os princípios básicos do texto, evidentemente, continuam válidos, mas o leitor deve ter em mente essa necessidade da incorporação do avanço desta ciência registrado nos últimos anos.

Espera-se que o texto possa ser útil para a formação do profissional florestal, assim como para todos os profissionais envolvidos no manejo dos recursos naturais renováveis e dos recursos hídricos.

Piracicaba, dezembro de 2008
Walter de Paula Lima

CAPÍTULO I

O QUE É MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Existem, ainda hoje, dúvidas sobre se seria o MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS uma especialização dentro da engenharia florestal ou uma estratégia de planejamento de uso dos recursos naturais renováveis. Esta questão é, portanto, de ordem conceitual, estando presente entre os mais diferentes profissionais. Por essa razão iniciaremos este livro com uma breve discussão conceitual sobre MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS.

Não é rara, por exemplo, a idéia de que manejo de bacias hidrográficas tem algo a ver com um corpo d'água, seja ele uma represa ou um curso d'água. Mais freqüentemente, para muitas pessoas, MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS significa a proteção da vegetação que cobre regiões montanhosas ou qualquer área natural, com o único propósito de se produzir água de ótima qualidade para consumo humano.

Este conceito não está totalmente errado, mas temos que considerar, porém, que o termo manejo não se aplica realmente, uma vez que a área em questão não está sendo manejada de fato, mas foi preservada ("deixada de lado") com o propósito de proteger a bacia hidrográfica e, conseqüentemente, a água.

De fato, existem alguns exemplos de tal situação em muitos países: as chamadas "bacias hidrográficas municipais", como no caso da Bacia Hidrográfica Municipal da cidade de Melbourne, na Austrália, onde a floresta, que cobre inteiramente a bacia hidrográfica de cerca de 1.200 ha, é mantida intacta, com o único propósito de produzir água de boa qualidade para abastecimento público.

Em tais situações, poder-se-ia prescindir da participação de um profissional da área ambiental e um particular de um Engenheiro Florestal, uma vez que a bacia hidrográfica está coberta com uma floresta não perturbada e que normalmente manterá uma boa condição de funcionamento ecológico e hidrológico, levando a uma produção natural e estável de água de boa qualidade. Conceitualmente, isto é sinônimo de preservação de um ecossistema e, portanto, "sem manejo".

No entanto, pode ocorrer uma situação em que o rendimento hídrico nessas bacias hidrográficas municipais pode se situar abaixo da demanda e o estabelecimento de um plano de manejo da cobertura florestal (por exemplo, raleamento, corte em faixas, substituição de espécies de sistema radicular profundo por outras de sistema radicular mais superficial etc.), visando aumentar a produção de água, poderia ser uma alternativa, uma medida não estrutural capaz de aliviar ou resolver temporariamente o problema.

Para realizar esta prática de manejo, com o propósito de incrementar a produção de água, o engenheiro florestal lança mão dos resultados obtidos em pesquisas em hidrologia florestal, pesquisas estas realizadas em microbacias experimentais.

Por outro lado, em muitos países a crescente demanda por alimentos, madeira e fibras exerce constante e significativa pressão sobre os recursos naturais destas bacias hidrográficas municipais, o que levou ao reconhecimento de que a produção de água não pode ser, necessariamente, a única função de uma bacia hidrográfica municipal.

Neste caso, portanto, o uso múltiplo exige um plano adequado de manejo, cuja elaboração e implementação depende de profissional habilitado para esta tarefa.

Dentro desta ótica, a bacias hidrográfica tem que ser considerada como unidade fundamental para o planejamento do uso e conservação de recursos múltiplos, onde a água, a madeira, os alimentos, as fibras, as pastagens, a vida silvestre, a recreação e os serviços ambientais podem ser mantidos para atender às necessidades da crescente população mundial. (MOULD, 1980; FAO, 1991; BROOKS et al., 1991).

Nas partes mais elevadas do relevo, nas cabeceiras da bacia hidrográfica, onde usualmente prevalece a vocação florestal, a implementação do conceito de uso múltiplo para realizar um programa auto-sustentável e integrado em bacias hidrográficas é de responsabilidade do Engenheiro Florestal.

O Engenheiro Florestal maneja a floresta para que haja a saída balanceada de diferentes produtos e serviços, **usando as práticas de manejo de bacias hidrográficas**.

Vale a pena discutir com mais detalhes alguns pontos importantes envolvidos nas frases destacadas em negrito no parágrafo anterior:

a) "O eng. florestal maneja a floresta..." - O engenheiro florestal é o único profissional que tem o conhecimento técnico para manejar a floresta com o propósito de produzir bens e serviços. Ele pode fazê-lo baseado unicamente em uma estratégia, digamos, de "visão estreita e de curto prazo", visando maximizar o retorno financeiro da produção madeireira, sem qualquer consideração com os outros fatores do ambiente. Alternativamente, ele pode fazê-lo baseando-se na estratégia de manejo de bacias hidrográficas.

O MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS é definido, então, como o “processo de organizar e orientar o uso da terra e de outros recursos naturais numa bacia hidrográfica, a fim de produzir bens e serviços, sem destruir ou afetar adversamente o solo e a água”. (BROOKS et al., 1991).

b) "... usando práticas de manejo de bacias hidrográficas." - isto é, a planejada e cuidadosa mudança no uso da terra, da cobertura florestal ou qualquer outra ação estrutural ou não-estrutural, executada na bacia hidrográfica, para atingir os objetivos do MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS.

Esta estratégia de uso dos recursos naturais implica em dois importantes conceitos, a saber:

1º) Existe uma interrelação delicada entre o uso da terra, o solo e a água. O que quer que aconteça a um, afetará os outros;

2º) Existe uma interligação entre as cabeceiras, a média bacia, a baixa bacia e o estuário. Em outras palavras, esta estratégia implica em que o uso dos recursos naturais, assim como qualquer outra atividade antrópica de alteração da paisagem, devem ser planejados com base nos limites naturais das bacias hidrográficas e não nos limites políticos (limite de propriedade, limite de municípios etc.).
O importante disto tudo é reconhecer que a bacia hidrográfica é a unidade natural de planejamento de recursos naturais e que a água é o agente unificador de integração no

MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS, baseado na sua vital e estreita relação com outros recursos naturais. Portanto, o conhecimento da hidrologia, bem como do funcionamento hidrológico da bacia hidrográfica, são fundamentais para o planejamento e manejo sustentável dos recursos naturais renováveis.

Freqüentemente a hidrologia não se encontra ou não é vista de forma explícita no manejo florestal, na agricultura, na pecuária, ou em qualquer outra atividade de uso dos recursos naturais. Mas ela deve estar sempre implícita.

O manejo de bacias hidrográficas envolve, normalmente, uma série de ações ou práticas não-estruturais (manejo da cobertura vegetal), assim como estruturais (obras de engenharia).

Assim, práticas de conservação do solo, mapeamento de solo segundo as classes de capacidade de uso etc., são ferramentas empregadas no manejo de bacias hidrográficas. Neste sentido, também são ferramentas:

- sistemas agroflorestais
- planejamento do sistema viário
- diversidade de paisagem ao longo da área
- proteção da mata ciliar
- sistemas adequados de colheita da madeira etc.

É este foco, é esta ênfase na água, e na sua inter-relação com o uso dos recursos naturais que diferencia MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS de outras estratégias de uso ou de manejo dos recursos naturais.

De um lado, MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS se constitui, portanto, numa forma integrada de se visualizar ou de se pensar a respeito das atividades antrópicas numa área qualquer (que é sempre uma ou parte de uma bacia hidrográfica) e seus efeitos sobre o solo e a água.

Por outro lado, o manejo de bacias envolve a adoção de práticas, de técnicas de caráter físico, regulatório e econômico, que são destinadas à solução de um dado conjunto de problemas e, normalmente, empregadas ou adotadas por diversas pessoas isoladamente.

QUESTÕES

1. Qual a importância do conhecimento de “Manejo de Bacias Hidrográficas” para o Engenheiro Florestal?
2. Qual a relação entre “pesquisas em microbacias experimentais” para o manejo florestal?
3. O que você entendeu por “uso múltiplo de recursos naturais”?
4. Baseado na leitura global do capítulo I, para que um empreendimento florestal possa ser “certificado”, ele deve, entre outros aspectos, estar baseado na estratégia de manejo de microbacias hidrográficas. Você concorda totalmente, concorda apenas em parte ou discorda? Por que?

5. Como você interpreta a afirmação: ...”a hidrologia deve estar sempre implícita no manejo florestal”?
6. Cite mais três “práticas de manejo de microbacias” além das mencionadas no texto.

CAPÍTULO II

INTRODUÇÃO À HIDROLOGIA FLORESTAL

2.1. A CIÊNCIA HIDROLOGIA

A HIDROLOGIA é o estudo da água em todas as suas formas, sobre e sob a superfície da terra, incluindo sua distribuição, circulação, comportamento, propriedades físicas e químicas, e suas reações com o meio.

A hidrologia é uma ciência multidisciplinar pelo fato de que ela integra conceitos de várias outras ramificações do conhecimento humano: física, química, biologia, hidráulica, matemática, estatística, etc.. Dependendo do ambiente particular de estudo da água e de sua circulação, a hidrologia pode ser diferenciada em hidrometeorologia (água na atmosfera), potamologia (água nos rios), limnologia (água nos lagos), criologia (geleiras), oceanologia (oceanos), pedohidrologia (água do solo), hidrogeologia (água subterrânea).

Desde que a hidrologia é a ciência que cuida do desenvolvimento e do controle dos recursos hídricos, ela é de fundamental importância para várias áreas de atuação profissional: Agronomia, Ciências Florestais, Manejo de Bacias Hidrográficas, Geografia, Economia, Sociologia, Engenharia (civil, hidráulica, sanitária, etc.), Ecologia, etc.

O conceito do ciclo hidrológico, que descreve a dinâmica da água na natureza, está hoje tão generalizadamente aceito que fica até difícil apreciar a história de seu desenvolvimento.

Desde tempos imemoriais e até épocas bem recentes, a origem da água das nascentes e dos rios se constituiu em problema bastante controvertido. Antes do final do Século XVII, por exemplo, acreditava-se que a água das nascentes não poderia ser originada das chuvas por duas razões: a) acreditava-se que as chuvas não eram suficientes; e b) que a terra era demasiadamente impermeável para possibilitar a infiltração e a percolação da água das chuvas.

Com base nestas duas suposições, os filósofos devotaram muito tempo no estabelecimento de hipóteses para explicar a origem da água das nascentes e dos rios. Os mais antigos aparentemente estavam satisfeitos com os postulados de que a água das nascentes originava-se de imensos e inesgotáveis reservatórios subterrâneos, enquanto que outros acrescentavam que tais reservatórios careceriam de ter pelo menos um mecanismo de recarga. Desta segunda linha de pensamento já se pode vislumbrar o conceito do ciclo hidrológico, ou seja, que havia o retorno da água dos oceanos para os reservatórios subterrâneos. Todavia, o mecanismo deste retorno era tido como sendo feito através de canais subterrâneos, ao invés da atmosfera pelo processo de evaporação.

Thales (+ 650 AC) escreveu que as nascentes e os rios são alimentados pelo oceano, explicando que a água dos oceanos é aduzida através das rochas pela força dos ventos, sendo conduzida até as montanhas pela pressão das rochas.

Platão (427-347 AC) idealizou um imenso mar subterrâneo, a que deu o nome de Tártaro, de onde se originava a água dos oceanos, lagos, rios e nascentes, sendo que estas águas voltavam ao Tártaro através de canais subterrâneos.

Aristóteles (384-322 AC) já era mais preocupado com observações do que com abstrações. Em sua Meteorologica ele reconheceu os processos de evaporação e condensação, que pela ação do sol a água se transformava em ar, voltando novamente a ser água com o resfriamento do ar, caindo na forma de chuva. Reconheceu ainda que as chuvas contribuiam em parte para a descarga dos rios, bem como que parte das chuvas se infiltrava no solo, reaparecendo nas nascentes.

A teoria hoje prevalecente, ou seja, que a água subterrânea deriva, na sua maior parte, da infiltração da água da chuva, teve seus primórdios ainda na época de Cristo, através do trabalho de Vitruvius, um arquiteto romano que escreveu um tratado de arquitetura em 10 livros. Pela importância que os romanos atribuiam ao problema do abastecimento de água potável, Vitrivius dedicou um de seus 10 livros aos métodos de localização ou descoberta de água subterrânea. Vitruvius disse que os melhores locais seriam as montanhas, pelo fato de que recebem grande quantidade de chuva e neve, e pelo fato de que lá não ocorrem grandes perdas por evaporação, pois a presença da cobertura florestal torna impossível aos raios solares atingirem a superfície, e a cobertura de neve lá permanece por mais tempo por causa da floresta densa (LEE,1980).

Vitruvius listou, também, as plantas indicadoras da ocorrência de água subterrânea, além de mencionar outros métodos práticos para esta localização, métodos estes mais tendendo para a radiestesia, embora Vitruvius não reconhecesse esta "mágica". Numa época em que a ciência geologia era completamente inexistente, seus esforços foram, sem dúvida, importantes.

Depois desse período de especulações, que se prolongou até por volta de 1400, o desenvolvimento histórico da hidrologia envolveu os seguintes períodos (CHOW, 1964):

a) Período de observação (1400-1600): dos conceitos filosóficos puros, a hidrologia tendia para uma ciência de observações que ainda a caracteriza. É deste período a participação de Leonardo da Vinci, gênio versátil e observador, pintor, escultor, músico, matemático, físico, cientista e engenheiro. Tinha o conceito correto do ciclo hidrológico. Era encarregado do sistema de aquedutos de água de Milão quando escreveu:

"Portanto, pode-se concluir que a água vai dos rios para o mar e do mar para os rios, numa circulação constante... Com relação a salubridade da água do mar, a conclusão é de que isto deve originar-se da interação da água das nascentes com as muitas minas salinas da terra, sendo os sais, então, levado em solução pela água das nascentes para o mar, uma vez que as nuvens, as formadoras dos rios, nunca levam os sais para cima..."

b) Período de Medições (1600-1700): o século XVII é reconhecido como o "berço da ciência". Também a ciência hidrologia teve início neste período, com as primeiras medições dos processos do ciclo hidrológico. Os trabalhos notáveis deste período incluem, principalmente:

PIERRE PERRAULT (França): mediu a chuva (a primeira medição da chuva é atribuída a Kantilya, na India, por volta de 400 AC) durante 3 anos, a área aproximada de toda a bacia do Sena, bem como a vazão do rio. Concluiu que a quantidade de água recebida pela bacia através das chuvas era cerca de 6 vezes a quantidade descarregada pelo Rio Sena. Mediu também a taxa de evaporação da água em tanques de evaporação primitivos;

MARIOTTE (França): computou a descarga do Sena em Paris pela medição da largura, profundidade e velocidade do rio a cotas médias. A velocidade foi medida pelo método de flutuadores. Reconhecendo que a velocidade superficial é maior que a velocidade média, Mariotte dividiu o resultado por três, chegando, basicamente, aos mesmos resultados de Perrault;

EDMUND HALLEY (Inglaterra): logo após os trabalhos de Mariotte e Perrault, Halley fez verificações sobre as taxas de evaporação no Mar Mediterrâneo, chegando à conclusão de que esta evaporação seria suficiente para equivaler à quantidade de água que é descarregada pelos rios que desaguam no Mar Mediterrâneo. Seus testes de evaporação foram feitos com soluções de concentração identica à do mar.

Estes três estudiosos podem ser tranquilamente referidos como os fundadores da hidrologia.

c) Período de experimentação (1700-1800): durante o Século XVIII iniciaram-se os estudos experimentais da hidrologia. Destacam-se os seguintes trabalhos:

JOHN E DANIEL BERNOULLI (pai e filho gênios): desenvolveram a relação

$v = \sqrt{2gh}$, ou seja,

a velocidade de fluxo de um líquido é igual à raiz quadrada da carga hidráulica, equação básica na Hidráulica;

HENRI PITOT: realizou uma série de experimentos para a medição da velocidade de escoamento da água em diferentes partes da secção transversal de um rio. Inventou, também, o tubo de Pitot, até hoje muito usado para a medição da velocidade de fluidos;

VENTURI: desenvolveu métodos de medição da velocidade do escoamento através de dispositivos (calhas de Venturi);

CHEZY: verificou que a velocidade de um rio varia com a declividade do canal e desenvolveu uma fórmula para relacionar a declividade com a velocidade, até hoje muito usada;

d) Período de modernização (1800-1900): fundamentos da ciência hidrologia. Destacam-se os trabalhos:

JOHN DALTON: além de experimentos sobre a infiltração com lisímetros, vazão e origem das nascentes, era muito interessado no processo de evaporação, e acabou descobrindo a lei das pressões parciais, que leva seu nome:

$E = c\ (e_s - e_d)$

onde: E = evaporação

c = constante

e_s = pressão de saturação de vapor

e_d = pressão atual de vapor

HENRY DARCY: após inúmeros e cansativos experimentos, descobriu a lei do fluxo da água subterrânea - a Lei de Darcy:

$Q_s = k(\theta).i.A$

onde: Q = fluxo de água subterrânea

k (θ) = condutividade hidráulica

i = gradiente hidráulico

A = área da seção transversal por onde flui a água

e) Período de empiricismo (1900-1930): não obstante o grande avanço do período anterior, o estudo da hidrologia quantitativa estava ainda em seus primórdios, e a hidrologia era basicamente uma ciência empírica, pois se desconhecia ainda as bases físicas de muitas das determinações hidrológicas. Inúmeras fórmulas empíricas foram desenvolvidas durante este período. Como tais, elas não se satisfaziam em todas as situações, e houve um esforço muito grande no sentido de se incrementar as investigações hidrológicas. Muitas organizações nacionais e internacionais foram fundadas com esse propósito.

f) Período de racionalização (1930-1950): grandes hidrólogos desenvolveram e utilizaram análises racionais, ao invés de empíricas, para a solução de problemas hidrológicos, destacando-se:

SHERMAN: hidrógrafa unitária

HORTON: teoria da infiltração

THEIS: hidráulica de poços

GUMBEL: análise de freqüência

g) Período de teorização (1950-): aplicação de modelos matemáticos no estudo dos processos hidrológicos.

2.2. DESENVOLVIMENTO DA HIDROLOGIA FLORESTAL

A expressão "Influências da Floresta" (KITTREDGE, 1948) foi utilizada no início para incluir o estudo de todos os efeitos resultantes da presença da floresta sobre o clima, o ciclo da água, a erosão, as enchentes, a produtividade do solo etc.

Posteriormente, o desdobramento natural desse conjunto de conhecimentos deu lugar ao desenvolvimento da hidrologia florestal, da ecologia florestal e da meteorologia florestal.

A hidrologia florestal trata das relações floresta-água. É, desta forma, o ramo da hidrologia que trata dos efeitos da floresta sobre o ciclo da água, incluindo os efeitos sobre a erosão e a qualidade da água nas bacias hidrográficas. O conjunto de conhecimentos da hidrologia florestal é muito útil para nortear as atividades florestais dentro de um programa de manejo integrado de bacias hidrográficas.

Semelhantemente à evolução histórica da ciência hidrologia, muitas das propaladas influências da floresta sobre o clima, sobre as enchentes, sobre o escoamento dos rios etc., foram, sem dúvida, muito apreciadas no passado pelos filósofos, do mesmo modo como ainda o são presentemente pelos leigos.

O estabelecimento de "florestas de proteção" pelos órgãos governamentais já vem deste tempos medievais. Os argumentos daquela época, todavia, eram baseados em especulações, opiniões pessoais, em folclore, e se alastravam à medida que as florestas iam sendo derrubadas para dar lugar à agricultura. Por volta de 1900, por exemplo, o movimento conservacionista tinha como objetivo opor-se à destruição das florestas para se evitar a desertização.

Os primeiros trabalhos publicados sobre o assunto surgiram a partir dos séculos XVIII e XIX, versando mais sobre uma aparente .harmonia da natureza e explorando especulações, tais como os trabalhos de BROWN (1877) "Forest and Moisture", e de MARSH (1907) "The Earth as Modified by Human Action".

Ao final do século XIX a idéia de que a floresta funcionava como reguladora do escoamento dos rios tinha muitos defensores e muitos oponentes, nenhum dos lados com informações suficientes para suportar suas posições. Foi quando, no começo do presente século, se iniciaram os primeiros estudos científicos sobre o assunto. Na Europa os experimentos estavam mais voltados para a medição de variáveis (ou processos isolados) do ciclo da água dentro e fora de povoamentos florestais (método físico). Nos Estados Unidos, o ano de 1910 marca o início de uma modalidade diferente de estudo do problema, referido como método hidrométrico, que basicamente procura medir os fluxos de massa da fase terrestre do ciclo da água em microbacias experimentais.

O experimento pioneiro deste método hidrométrico foi o realizado na região denominada de "Wagon-Wheel Gap", no Estado do Colorado, onde duas microbacias (de área aproximada de 80 ha cada), adjacentes e florestadas, foram instrumentadas para a medição precisa da precipitação e do deflúvio. Durante um período inicial em que ambas as microbacias permaneceram inalteradas do ponto de vista da cobertura florestal, estes dois processos hidrológicos (precipitação (P) e deflúvio (Q) foram

medidos durante um certo número de anos, a fim de se obter uma equação de calibração de uma das microbacias em função da outra.

Ao término deste período de calibração, uma das microbacias recebeu o tratamento experimental, o corte raso da floresta, enquanto que a outra permaneceu inalterada, como testemunha. Após o tratamento experimental, as medições se prolongaram em ambas as bacias por mais um determinado número de anos, tendo os resultados finais do experimento mostrado o seguinte (HOYT & TROXELL, 1932):

MICROBACIA TRATADA:
Q médio anual do período de calibragem = 157,5 mm
Q médio anual do período de tratamento = 185,5 mm

MICROBACIA TESTEMUNHA:
Q médio anual pós-tratamento = Q médio calibrado + 2,5 mm

Como a microbacia testemunha permaneceu com sua cobertura florestal inalterada, estes 2,5 mm de diferença no deflúvio anual do período pós-tratamento devem, também, ter sido observados na microbacia tratada. Ao subtrairmos estes 2,5mm da diferença de deflúvio observada na microbacia tratada, o resultado deve ser atribuído ao tratamento aplicado nesta, ou seja, o corte raso da cobertura florestal. Portanto, em conclusão, pode-se dizer que o corte raso da floresta resultou num aumento do deflúvio médio anual da microbacia tratada, ou seja, da sua produção de água, igual a:

$\Delta Q = (185,5 - 157,5) - 2,5 = 25,5$ mm

O experimento, hoje clássico, do Wagon-Wheel Gap serviu de modelo para uma série de outros trabalhos que se sucederam não apenas nos Estados Unidos mas também em vários outros países. Permitiu, ainda, a verificação de que tais resultados dificilmente poderiam ser simplesmente extrapolados para microbacias de outras regiões, uma vez que o fator Q é, na realidade, o produto integrado de pelo menos 5 variáveis da microbacia: solo, geologia, clima, fisiografia e vegetação.

Em 1927, ZON, do Serviço Florestal dos Estados Unidos, publicou o livro *Forest and Water in the Light of Scientific Investigation*, o qual incluiu a revisão de mais de 1000 trabalhos publicados sobre o assunto nos 150 anos anteriores. A partir do trabalho de ZON, experimentos se multiplicaram.

O livro de KITTREDGE (1948), *Florest Influences,* permaneceu como texto padrão durante muito tempo.

Por volta de 1950 todas as unidades do Serviço Florestal americano possuiam um setor de microbacias experimentais. Por este ano havia, nos Estados Unidos, mais de 150 microbacias florestadas experimentais instaladas e até 1970 haviam sido publicados mais de 2000 trabalhos sobre estas pesquisas. Um marco também histórico nesta evolução foi a realização na Pensilvânia, Estados Unidos, do Simpósio Internacional sobre Hidrologia Florestal (SOPPER & LULL, 1967), ao qual compareceram 87 cientistas de 22 países.

O acúmulo de conhecimentos permitiu o esclarecimento de inúmeros pontos duvidosos destes experimentos pioneiros, mas confirmou, por outro lado, a afirmação antiga de ZON (1927):

"De todas as influências diretas da floresta, a sua influência sobre os rios e sobre a regularidade de seus escoamentos é das mais significativas para a economia humana."

Semelhantemente, muitas das antigas especulações a respeito da influência da floresta sobre os recursos hídricos não conseguiram sobreviver ao escrutínio da experimentação científica. Mesmo assim, algumas delas continuam como folclore, de aceitação generalizada, muitas vezes influenciando decisões públicas importantes. Alguns exemplos deste folclore:

"florestas aumentam a precipitação",

"reduzem a energia cinética das gotas da chuva",

"previnem enchentes",

"aumentam a vazão dos rios", etc.

Como em qualquer ramo da hidrologia, na hidrologia florestal o foco central é a água, mas a esfera operacional são as áreas florestadas. Estas cobrem cerca de 4 bilhões de hectares, ou seja, aproximadamente 1/4 da área continental e, em geral, restritas a regiões de precipitação média anual relativamente maior, onde nascem os cursos d'água.

Por exemplo, nos Estados Unidos, a área florestada equivale a aproximadamente 1/3 da superfície territorial total, e estas áreas estão, geralmente, localizadas em regiões de maior altitude, as quais recebem cerca de 50% da precipitação média anual do país, e representam o manancial de onde emana mais de 3/4 do deflúvio médio anual do país como um todo.

Estas evidências entre áreas florestadas, áreas montanhosas, maior precipitação média anual e maior proporção do deflúvio total revelam a importância da floresta e de seu manejo adequado para a permanência da regularidade e da qualidade da água nas bacias hidrográficas.

Assim, Hidrologia Florestal identifica a ciência, ou seja, o conjunto organizado de conhecimentos, enquanto que Manejo de Bacias Hidrográficas implica nas atividades operacionais, isto é, na aplicação prática dos conhecimentos da hidrologia florestal no manejo dos recursos naturais renováveis.

A água é essencial à vida. Todavia, devido a sua distribuição universal e sua aparente inesgotabilidade, nunca o homem se preocupou devidamente com a necessidade de conservação deste importante recurso natural. Para o cidadão comum, água é ponto pacífico: deve estar constantemente disponível à torneira.

Nos dias atuais, todavia, é cada vez maior a preocupação de técnicos e leigos igualmente para com a conservação da água. A escassez de água potável já é um problema levado seriamente em muitos países (WALTON, 1970).

Mas as características peculiares do recurso natural água tornam a sua conservação um problema complicado. A conservação da água não pode ser conseguida independentemente da conservação dos outros recursos naturais. O comportamento da água na terra, ou seja, o comportamento da fase terrestre do ciclo hidrológico reflete diretamente as condições e os usos dos terrenos (solo, vegetação, homem) de onde ela emana (PEREIRA, 1973).

Os dois principais problemas de conservação da água são a quantidade de água disponível e a qualidade da água para um determinado fim. Sob o ponto de vista da quantidade, a fonte de água para o uso do homem são as chuvas, desde o instante em que estas atingem a superfície da terra. Desde que, como já afirmado, o comportamento da água reflete as condições da superfície de onde ela emana, uma medida disciplinar que se torna cada dia mais imperativa consiste no uso racional e combinado do solo não apenas para a agricultura, a silvicultura, a pecuária, ou o desenvolvimento urbano, mas também visando o recebimento, o armazenamento e a distribuição da água da chuva. Os critérios essenciais dessa disciplina devem consistir na habilidade de se conseguir fluxos uniformes de água, ao invés de torrentes devastadoras, e também na minimização da poluição e das perdas por evaporação.

Os grandes avanços científicos e tecnológicos dos últimos tempos facilitaram sobremodo a tarefa do desenvolvimento e do manejo dos recursos hídricos para o benefício do homem. Embora ainda haja muito o que aprender, hoje já se conhece bastante a respeito das relações de causa-e-efeito entre o homem, o ar, a água, o solo, a flora e a fauna.

De modo geral, pode-se dizer que existe a tecnologia capaz de desenvolver os recursos hídricos de uma região ou de um país. Mas esse desenvolvimento não depende apenas da tecnologia. A tecnologia de um país não pode ser simplesmente transferida para a estrutura social diferente de outro povo. O problema é antes de tudo social, e depois ele é biológico, e depois físico. Frequentemente o morador de uma dada cidade não entende que o problema de enchentes e de poluição da água no rio que atravessa a cidade é determinado não pelo que acontece na extensão relativamente pequena do rio que ele enxerga, mas sim pelo que sucede nalgum lugar distante na bacia hidrográfica, as vezes a quilômetros de distância.

Quando o solo é mal cultivado, ou pastoreado em excesso, ou usado incorretamente, não é preciso que ocorra uma chuva excepcional para que os residentes dos vales comecem a pagar os pecados daqueles que maltratam a bacia hidrográfica nas vertentes.

A solução parcial ou total dos problemas decorrentes desta ruptura do funcionamento harmônico da bacia hidrográfica não é competência apenas de uma profissão ou disciplina, e a maneira mais eficaz de alcançar a recuperação das bacias hidrográficas degradadas requer o concurso harmônico e interdisciplinar de diversas áreas profissionais, especialmente da Engenharia Florestal, da Agronomia, da Sociologia, da Engenharia civil, da Geologia, da Economia, etc.

2.3. TERMINOLOGIA, UNIDADES E TRANSFORMAÇÕES EM HIDROLOGIA FLORESTAL

2.3.1. As Unidades

Medir uma grandeza física é compará-la com outra de mesma espécie considerada, convencionalmente, como termo de referência, denominada unidade.

Toda medida consiste de dois elementos: um número e uma unidade. Na expressão de uma determinada grandeza, a unidade é tão essencial quanto o número.

Um sistema de unidades é um conjunto de unidades usadas para a medição de grandezas físicas. No estabelecimento de um sistema de unidades as chamadas unidades básicas ou fundamentais referem-se a conceitos básicos simples e considerados irredutíveis. Todas as demais unidades são derivadas, podendo ser definidas a partir das primeiras mediante relações simples.

Em hidrologia florestal é muito comum ter que se referir a trabalhos científicos cujas unidades adotadas são as do sistema inglês. Como exemplos: polegadas ("inches") de chuva, pés-cúbicos por segundo ("cubic feet per second") de vazão, pé-acre ("acre-feet") de runoff, etc.

Por outro lado, dos vários processos hidrológicos que compõem o ciclo da água em áreas florestadas, algumas unidades utilizadas são familiares, enquanto que outras não são tão facilmente entendidas, assim como não o é o relacionamento entre uma e outra unidade.

Em 1960, a Conferência Geral de Pesos e Medidas aprovou o Sistema Internacional de Unidades, o chamado SI, cuja base é o sistema MKS, visando a padronização das unidades de medições científicas, o qual vendo sendo adotado pela maioria dos países.

2.3.2. O Sistema Internacional de Unidades (SI)

O SI foi adotado após a XI Conferencia Geral de Pesos e Medidas e endossado pela Organização Internacional de Padronização em 1960.

O sistema é uma extensão e um refinamento do sistema métrico tradicional e superior a qualquer outro por ser coerente, racional e abrangente. No sistema existe uma, e apenas uma, unidade para cada quantidade física e o produto ou o quociente de quaisquer duas unidades produz a unidade da quantidade resultante; nenhum fator numérico é envolvido.

As sete unidades básicas e as duas suplementares nas quais o SI se fundamenta são mostradas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Unidades nas quais o SI se fundamenta

QUANTIDADE	**NOME DA UNIDADE**	**SÍMBOLO**
Unidades básicas		
Comprimento	metro	M
Massa	quilograma	Kg
Tempo	segundo	S
Corrente elétrica	ampere	A
Temperatura termodinâmica	kelvin	K
Quantidade de substância	mole	Mol
Intensidade luminosa	candela	Cd
Unidades suplementares		
Ângulo plano	radiano	Rad
Ângulo sólido	estero-radiano	Sr

Todas as outras unidades do SI são derivadas das unidades básicas. Como exemplos, algumas destas unidades derivadas são listadas na Tabela 2.2:

Tabela 2.2: Algumas unidades do SI derivadas das unidades básicas.

QUANTIDADE	**NOME DA UNIDADE**	**SÍMBOLO**
Área	-	m^2
Volume	-	m^3
Densidade	-	kg/m^3
Velocidade	-	m/s
Aceleração	-	m/s^2
Energia	Joule	J
Força	Newton	N
Potência	Watt	W
Pressão	Pascal	Pa
Carga elétrica	Coulomb	C
Diferença potencial elétrico	Volt	V
Resistência elétrica	Ohm	Ω
Condutibilidade elétrica	Siemens	S
Fluxo magnético	Weber	Wb
Capacidade calorífica	-	J/K
Tensão superficial	-	N/m

As frações ou os múltiplos das unidades básicas ou derivadas podem ser obtidas pelos chamados "Prefixos do SI", de acordo com o esquema mostrado na Tabela 2.3:

Tabela 2.3: Prefixos do SI.

QUANTIDADE	MÚLTIPLOS	PREFIXOS	SÍMBOLO
1 000 000 000 000	10^{12}	tera	T
1 000 000 000	10^{9}	giga	G
1 000 000	10^{6}	mega	M
1 000	10^{3}	quilo	K
100	10^{2}	hecto	H
10	10	deca	Da
0,1	10^{-1}	deci	D
0,01	10^{-2}	centi	C
0,001	10^{-3}	mili	mm
0,000 001	10^{-6}	micro	µ
0,000 000 001	10^{-9}	nano	N
0,000 000 000 001	10^{-12}	pico	p
0,000 000 000 000 001	10^{-15}	fento	f
0,000 000 000 000 000 001	10^{-18}	ato	a

Observar que os símbolos das unidades são todos expressos no singular e em letra minúscula. Todavia, usa-se letra maiúscula quando a unidade é derivada de um nome próprio (Ex. K = Kelvin), assim como para os prefixos tera (T), giga (G) e mega (M).

2.3.3. Outras Unidades Utilizadas em Hidrologia Florestal

Algumas unidades de uso comum que não fazem parte do SI são relacionadas na Tabela 2.4.

As transformações das principais unidades mais comuns em Hidrologia Florestal do sistema Ingles para o SI podem ser realizadas com base nos fatores apresentados na Tabela 2.5.

Tabela 2.4: Unidades de uso comum, que não fazem parte do SI

GRANDEZAS E UNIDADES	**SÍMBOLO**	**DEFINIÇÃO**
COMPRIMENTO		
Angstrom	A	10^{-10} m
Mícron	μ	10^{-6} m
Centímetro	cm	10^{-2} m
Quilômetro	km	10^{3} m
ÁREA		
Hectare	ha	10^{4} m²
Quilômetro quadrado	Km^2	10^{6} m²
VOLUME		
Litro	l	10^{-3}m³
MASSA		
Grama	g	10^{-3} kg
Tonelada	t	10³ kg
PRESSÃO		
Bar	b	10^{5} Pa
Milibar	mb	10² Pa
Atmosfera	atm	$1{,}013 \times 10^{5}$ Pa
Quilograma/m²	kg/m^2	9,807 Pa
grama/cm²	g/cm^2	98,07 Pa
ENERGIA		
Erg	erg	10^{-7} J
Caloria	cal	4,187 J
Caloria/cm² /min	cal/cm /min	697,3 w/m²
VAZÃO		
Litros por segundo	l/s	10^{-3} m³/s
VELOCIDADE		
Quilômetro por hora	km/h	0,2778 m/s
FLUXO MAGNÉTICO		
Maxwell	Mx	10^{-8} wb

Tabela 2.5: Coeficiente de conversão do S. Ingles para o SI

MULTIPLICAR POR PARA OBTER		
COMPRIMENTO		
milhas (mi)	1,609	km
jardas (yd)	0,9144	m
pés (ft)	0,3048	m
polegadas (in)	25,4	mm
ÁREA		
milha quadrada (sq.mi)	2,59	km^2
Acre	0,4047	ha
jarda quadrada (sq.yd)	0,8361	m^2
pés quadrados (sq.ft)	0,0929	m^2
polegadas quadradas (sq.in)	645,2	mm^2
VOLUME		
acre-pé (ac.ft)	1234	m^3
jarda cúbica (cu.yd)	0,7649	m^3
pés cúbicos (cu.ft)	0,02832	m^3
galão (gal)	3,785	l
VELOCIDADE		
polegada por hora (in/h)	$7{,}056.10^{-6}$	m/s
pés por segundo (ft/sec)	0,3048	m/s
pés por minuto (ft/min)	0,00508	m/s
milha por hora (mi/h)	0,4469	m/s
VAZÃO		
milhões de galões/dia (mgd)	3785	m^3/dia
	43,81	l/s
galão por minuto (gpm)	5,45	m^3 dia
	0,06309	l/s
pés cúbicos por segundo (cfs)	0,02832	m^3/s
MASSSA		
tonelada (short ton)	0,9072	t
libra (lb)	0,4536	kg
DENSIDADE		
libra por pé cúbico (lb/cuft)	16,02	kg/m^3
CONCENTRAÇÃO		
libras por milhões de galões (lb/mi.gal)	0,1198	mg/l
FORÇA		
libra-forca (lb)	4,448	N
PRESSÃO		
libra por polegada quadrada (psi)	6.895	Pa
ENERGIA		
Unidade Termal Britânica (BTU)	1.055	J

2.3.4. Unidades Usadas em Análise de Qualidade da Água

As expressões "miligrama por litro" (mg/l) e "partes por milhão" (ppm) não são exatamente equivalentes. Todavia, no caso da análise da água, visando à determinação de sua qualidade, devido às concentrações normalmente baixas dos elementos em águas naturais, as duas expressões tem praticamente o mesmo valor numérico.

1 mg/l significa 1 miligrama de material dissolvido em um volume total de 1 litro. Dimensionalmente: ML^{-3}.

1 ppm significa 1 unidade de material dissolvido em um total de 1 milhão de unidades. Portanto a expressão é adimensional.

Exemplos:

1) 1 g de NaCl foi dissolvido em 1 litro de água deionizada:

a) $mg/l = \dfrac{1000\, mg\ NaCl}{1\,\text{litro de solução}(*)} = 1000 mg/l$

b) $ppm = \dfrac{1\,\text{g NaCl}}{1.001\,\text{g solução}(**)} x10 = 999{,}001\ ppm$

2) 1 g de sílica foi adicionada a 1 litro de água:

a) ppm : igual ao exemplo anterior

b) $mg/l = \dfrac{1000\,\text{mg SiO}}{1{,}004\,\text{litros de solução}(***)} = 999{,}60\,\text{mg/l}$

(*) o sal adicionado praticamente não altera o volume da solução.
(**) densidade da água = 1 g/cm.
(***) densidade da sílica = 2,5.
Portanto, o volume da mistura será igual a 1000 + 1/2,5 cm³.

2.3.5. As Grandezas Físicas mais comum em Hidrologia Florestal

Em hidrologia florestal as grandezas físicas de comprimento, área, volume, vazão, velocidade, massa e pressão são as comumentes mais utilizadas.

Medições de comprimento envolvem, por exemplo, os processos de precipitação (altura de chuva em mm), interceptação, infiltração, evaporação, transpiração, deflúvio, assim como as distdncias lineares e curvilíneas envolvidas na quantificação física da bacia hidrográfica, tais como distância entre as linhas de contorno, comprimento das linhas de contorno, perímetro da bacia, comprimento dos canais da rede hidrográfica, etc.

A ÁREA, por sua vez, é uma grandeza bi-dimensional que define o tamanho da superfície, tais como da própria bacia hidrográfica, ou da área florestada dentro dela, do reservatório etc. A área da bacia hidrográfica é uma grandeza cujo conhecimento é

muito importante para a determinação exata do volume de chuva na bacia, do volume do escoamento superficial, da declividade média da bacia, bem como de seus efeitos sobre processos hidrológicos tais como intensidade de chuva, erosão do solo, trocas de calor, regime de vazão etc.

O VOLUME é outra unidade derivada que define a capacidade tridimensional de um dado espaço. Em hidrologia florestal, grandezas de volume são usadas, por exemplo, na expressão da quantidade de água produzida pela bacia hidrográfica, na capacidade de armazenamento do solo, na irrigação, na capacidade de armazenamento de reservatórios, etc.. a expressão "metro cúbico por segundo dia" (m^3/s.dia), por exemplo, refere-se à descarga de 1 m^3/s durante um período de 24 horas, o que equivale a um volume de 86400 m^3 de água. Desde que 1 mm de chuva corresponde a 1 litro/m , este volume corresponde, ainda, a 86,4 mm de chuva em uma bacia hidrográfica de 1 km^2 de área.

DESCARGA ou VAZÃO define, em hidrologia de bacias hidrográficas, o volume de água escoada na unidade de tempo. A unidade mais comum é o m^3/s. Quando se deseja comparar as vazões de diferentes bacias hidrográficas, a unidade adequada é a chamada vazão ou descarga específica, que é dada por m^3/s.km^2 , a qual define a vazão dividido pela área da bacia hidrográfica. No balanço hídrico de bacias hidrográficas o deflúvio é frequentemente expresso em milímetros de altura de água sobre a área da bacia (mm), a fim de facilitar a comparação com a precipitação e a evapotranspiração, também normalmente expressas nesta mesma unidade linear. Para uma bacia hidrográfica de área "A" (km^2), com um deflúvio "Q" (m^3/s), durante um período "T" de dias, é fácil verificar que a transformação do deflúvio em "mm" será dado por:

$$Q(mm) = 86{,}4 \text{ x } \frac{\text{T.Q}}{\text{A}}$$

A VELOCIDADE, unidade expressa em termos de comprimento por unidade de tempo, é usada em hidrologia florestal para a caracterização de movimento, tais como a velocidade do vento, a velocidade do escoamento superficial, a velocidade de queda das gotas de chuva, a condutividade hidráulica do solo, a condutância estomática, etc.

MASSA é a grandeza fundamental da física que representa a medida quantitativa da inércia de um corpo. Quando a massa é expressa por unidade de volume, o resultado é a densidade: densidade do solo, densidade do ar, densidade da água, etc.

PRESSÃO define o peso por unidade de área. Uma unidade padrão de pressão atmosférica (1 atm) é definida como a pressão equivalente de uma coluna de mercúrio de 76 cm. Portanto:

1 atm = 760 mm Hg = 1.013,5 mb = 10 Pa = 14,7 psi
= 1.033 kg/cm = 1000 cm de coluna de água.

2.3.6. Outras Expressões e Constantes Úteis

π = 3,1416
Área do círculo = $\pi.D^2/4$
Superfície esférica = $\pi.D^2$

Volume esférico = $\pi.D^3/6$
Raio equatorial da Terra = 6 378,388 km
Densidade da água (a 4 ºC) = 1,00 g/cm³
Temperatura ºK = 273,16 + t ºC
Temperatura ºC = (ºF - 32)/1,8

2.4. MEDIÇÕES EM MAPAS TOPOGRÁFICOS

Frequentemente a solução de problemas em hidrologia florestal envolve medições de parâmetros fisiográficos em bacias hidrográficas.

Estas medições são usualmente feitas em mapas topográficos ou fotografias aéreas, e envolvem a determinação de comprimento ou distância, declividade ou diferença de elevação, e área.

Tabela 2.6: Escalas de mapas e fatores correspondentes.

ESCALA DO MAPA	km/cm	km2/cm2
1:1000	0,01	0,0001
1:2400	0,024	0,000576
1:10000	0,1	0,01
1:12000	0,12	0,0144
1:20000	0,20	0,0400
1:24000	0,24	0,0576
1:25000	0,25	0,0625
1:30000	0,30	0,09
1:50000	0,50	0,250
1:100000	1,00	1,00
1:125000	1,25	1,562
1:250000	2,50	6,250
1:500000	5,00	25,00

2.4.1. Medição de distâncias: comprimento dos canais, comprimento das linhas de contorno, perímetro da bacia, etc.

a) Compasso: estando o compasso fixo em uma determinada abertura (de acordo com a sinuosidade das linhas), "caminhar" com o compasso através da linha a ser medida (comprimento do canal principal), por exemplo:

Comprimento = número de "passos" x abertura do compasso x fator da escala (Tabela II.6).

b) Fio de linha, cordel, barbante: desde que se possa estender um fio acompanhando a sinuosidade do canal ou da linha que se deseja medir.

c) Tira de papel: acertar a tira tangente ao canal no ponto inicial e marcar este ponto no papel. Com um clipe, prender o papel no ponto a montante onde o papel começa a desviar do alinhamento do canal. Girar o papel até conseguir novo alinhamento, e assim sucessivamente até o fim do canal, que é, também, marcado no papel. A distância entre

os pontos inicial e final da tira de papel multiplicado pelo fator da escala dá o comprimento do canal. O método possibilita ainda a determinação simultânea do perfil longitudinal do curso d'água, marcando-se também a altitude correspondente a cada intersecção desta com uma dada linha de contorno.

d) Curvímetro (medidor de mapa): trata-se de um instrumento provido de uma escala ligada por engrenagem a uma roda dentada. Ao girar a roda dentada ao longo da linha a ser medida, a distância percorrida é lida na escala do aparelho. Por ser difícil manter a roda dentada exatamente ao longo das linhas sinuosas dos mapas, recomenda-se que a medição seja feita pelo menos com tres repetições, tomando-se a média das leituras. As leituras individuais maiores ou menores do que 5% da leitura média devem ser desprezadas e substituídas por outra medição.

2.4.2. Medição da declividade

A declividade média de uma bacia hidrográfica é característica importante no que diz respeito à taxa ou à velocidade do fluxo de água ao longo do canal, bem como ao tempo de residência da água na bacia.

A diferença de elevação entre dois pontos ao longo do canal principal (perfil do curso d'água) pode ser facilmente obtida em mapa planialtimétrico, utilizando, inclusive, o método já descrito de medição de distância com uma tira de papel.

2.4.3. Medição de Área

Em hidrologia, além da área da bacia hidrográfica, outras determinações de área envolvem: área relativa de tipos de solo, de vegetação, de geologia, de uso do solo, etc.

Há vários métodos de determinação de área:

a) Estimativa: comparando-se o mapa da bacia com uma figura geométrica de tamanho semelhante e de dimensões conhecidas.

b) Malha de pontos ("dot grid"): consta de uma transparencia de escala conhecida dotada de pontos, que representam a intersecção das linhas de malha). Colocada sobre a área a ser determinada, contam-se todos os pontos envolvidos pela área. Conta-se, também, metade dos pontos que coincidem com a linha do divisor da bacia (ou a linha de demarcação da área).

$$A\ (\text{km}^2) = \frac{\text{fator de escala x (Nº de pontos)}}{\text{(Nº de pontos por cm}^2\text{)}}$$

c) Malha de linhas paralelas (transversais): semelhantemente ao anterior, consta de transparencia de área conhecida dotada de linhas paralelas de espacamento uniforme.

Nestas condições, colocando-se a transparência sobre a área a ser determinada, a medida linear das linhas é diretamente proporcional à medida da área (ALFRED, 1964):

$a/A = 1/L$

a = área a ser determinada

A = área total da transparencia
1 = comprimento total das linhas da transparência
L = comprimento total das linhas envolvidas pela área problema

O termo "L" é obtido somando-se os comprimentos de todas as linhas da transparência delimitadas pela área a ser determinada.

A(km²) = (L) x (espaçamento das linhas) x (fator de escala, km²/cm²)

d) Planímetro: consta de dois braços, um fixo e um móvel, ligados ao sistema medidor, dotado de um dial, um tambor medidor e um vernier. Fixando-se o braço fixo fora da área a ser medida, centra-se o braço móvel na área de tal sorte que os dois braços formem um ângulo de aproximadamente 90º. Zera-se o vernier e move-se o braço ao longo da área na direção dos ponteiros do relógio, anotando-se ao final:

- o número no "dial"
- o número no tambor
- o vernier

De acordo com a fixação prévia dos braços do planímetro, determina-se a escala do aparelho, ou seja, a área por unidade do vernier. A área problema é, então, determinada por:

A = (leitura no planímetro) x (escala do planímetro)

2.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALFRED, A.H., 1964. Evaluation of the transect area-meter method of measuring maps. Forest Chronicle, 40 (2):175-183.

BROOKS, K.N.; P.F. FFOLLIOT; H.M. GREGERSEN; J.L. THAMES, 1991. Hydrology and the Management of Watersheds. Iowa State University Press. 391 p.

BROWN, J.C., 1877. Forests and Moisture; or Effects of Forests on Humidit of Climate. London, Simpkin, Marshall.

CHOW, V.T., 1964. Hydrology and its development. In: V.T.CHOW (Ed.), Handbook of Applied Hydrology. New York: McGraw-Hill.

HOYT, W.G. & H.C. TROXELL, 1932. Forests and Streamflow. Proc. Amer. Soc. Civil Engineers, 56: 1037-1066.

KITTREDGE, J., 1948. Forests Influences. McGraw-Hill.

LEE, T., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press.

MARSH, G.P., 1907. The Earth as Modified by Human Action. New York: Scribner.s.

PEREIRA, H.C., 1973. Land Use and water Resources. Cambridge University Press.

SOPPER, W.E. & H.W. LULL (Eds.), 1967. International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press.

WALTON, W.C., 1970. The World of Water. Taplinger Publishing Co., New York.

ZON, R., 1927. Forests and Water in the Light of Scientific Investigation. USDA Forest Service. 106 p.

LEITURA ADICIONAL

ALFRED, A.H., 1964. Evaluation of the Transect Area-Meter Method of Measuring Maps. Forest Chronicle, 40 (2): 175-183.

CHANG, M., 1982. Laboratory Notes Forest Hydrology. School of Forestry, Stephen F. Austin State University, Texas. 203 p.

HAMMER, M.J. & K.A.MACKICHAN, 1981. Hydrology and Quality of Water Resources. John-Wiley, New York, 486 p.

HEWLETT, J.D., 1982. Principles of Forest Hydrology. The University of Georgia Press. Athens. 183 p.

LINSLEY, R.K. et al., 1975. Hydrology for Engineers. McGraw-Hill, New York. 482 p.

2.6. QUESTÕES

1) Faça um esquema gráfico do trabalho de Pierre Perrault. Ou seja, desenhe algo parecido com a bacia hidrográfica do Rio Sena (não se preocupe com a localização correta da cidade de Paris em seu mapa) e identifique nele os processos que Perrault mediu em seu trabalho, e os valores que ele encontrou.

2) Idem para o trabalho de Mariotte. Voce conseguiria equacionar a medição da descarga do rio a partir dos parâmetros "velocidade", "largura" e "profundidade" do rio?

3) Considere os resultados obtidos no experimento clássico do "Wagon-Wheel Gap", ou seja, o aumento de 25,5 mm no deflúvio anual da bacia hidrográfica de 80 ha após o corte da floresta. Quantos metros cúbicos de água representa este aumento no deflúvio anual da bacia ? Considerando o consumo médio de água na cidade de São Paulo (120 m^3/pessoas.ano) quantas pessoas a mais este aumento permitiria abastecer por ano ?

4) Qual a sua opinião pessoal hoje a respeito dos chamados folclores florestais?

5) Reflita sobre a colocação do texto: "A conservação da água não pode ser conseguida independentemente da conservação dos outros recursos naturais". O que realmente está implícito nesta colocação ?

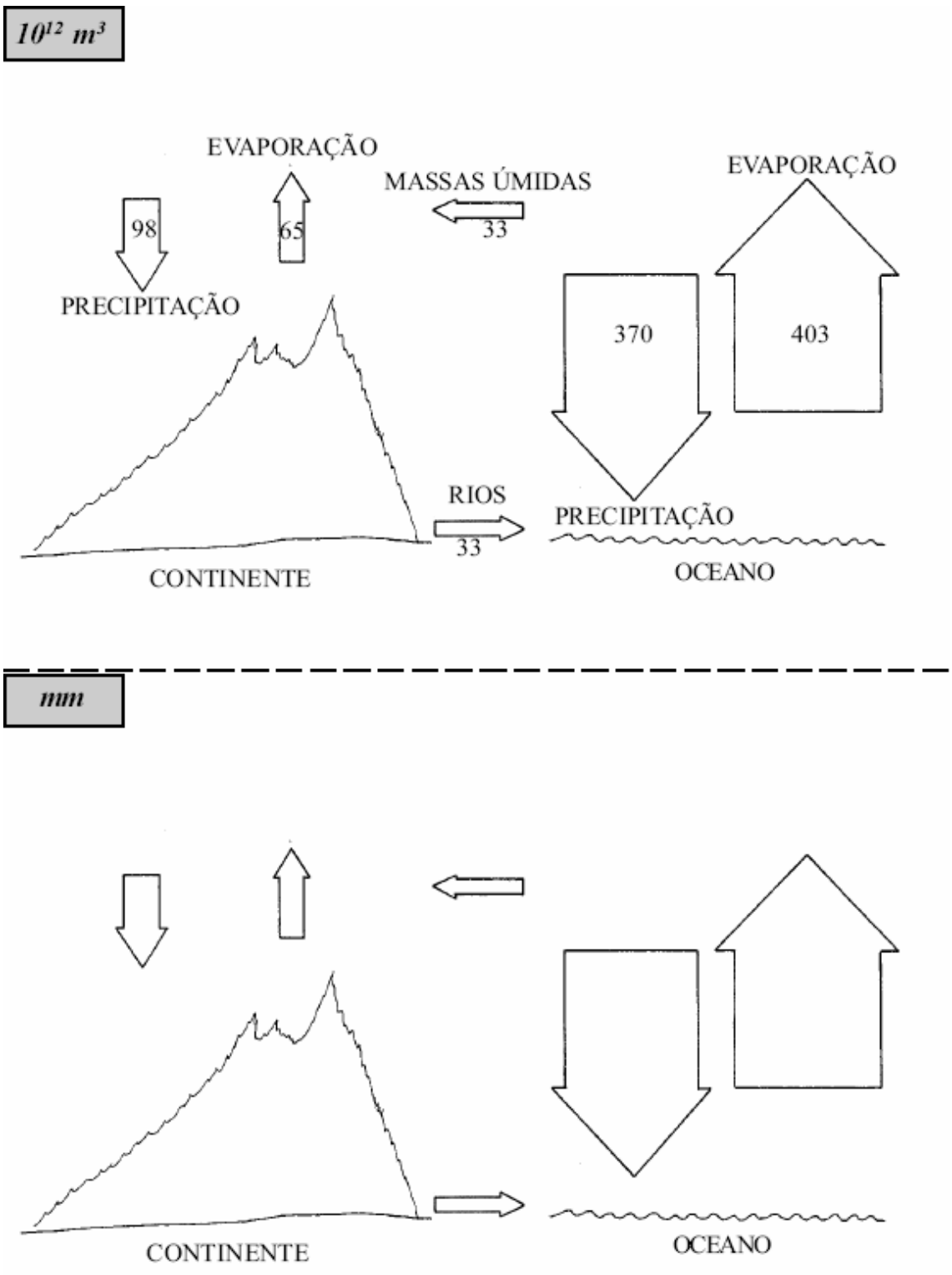
6) Suponha um riacho fluindo uniformemente a uma taxa de 560 litros por segundo. Este riacho está descarregando em um reservatório, o qual não apresenta perdas (nem por drenagem, nem por evaporação). Área da bacia hidrográfica = 20 km^2.
a) converter a vazão em m^3/s;
b) calcular o deflúvio em mm ao final de uma semana;
c) qual o aumento de volume de água do reservatório em m^3 após uma semana?
d) expressar este volume em acre-pé (ac.ft);
e) supondo que a concentração média de sedimentos na água do riacho seja de 10 mg/l, qual a taxa total de sedimentação em kg/ha ao final de 1 semana ?

7) Um reservatório tem capacidade de 0,59 teralitros:
a) calcular a vazão (uniforme) em m^3/s necessária para encher o reservatório durante um dia;
b) qual a taxa (uniforme) de adução em l/s que drenaria este reservatório em uma semana ? (assumir influxo = 0 e perdas por evaporação e drenagem = 0).

8) A bacia hidrográfica do Rio Piracicaba tem 12400 km^2 . Quantos gigalitros de água terão sido precipitados na bacia em um dia durante o qual os pluviômetros registraram 65 mm ?

9) A precipitação média no Brasil é de 1500 mm anuais, um terço dos quais é convertido em deflúvio.:
a) calcular o volume anual do deflúvio em m^3.

10) O esquema anexo representa o ciclo anual global da água. Os números representam 10^{12} m^3.
a) fazer a conversão do ciclo de m^3 para mm;
b) considerar que a área continental representa 30% da superfície global.
c) fazer um esquema semelhante para anotar os respectivos fluxos na unidade pedida.



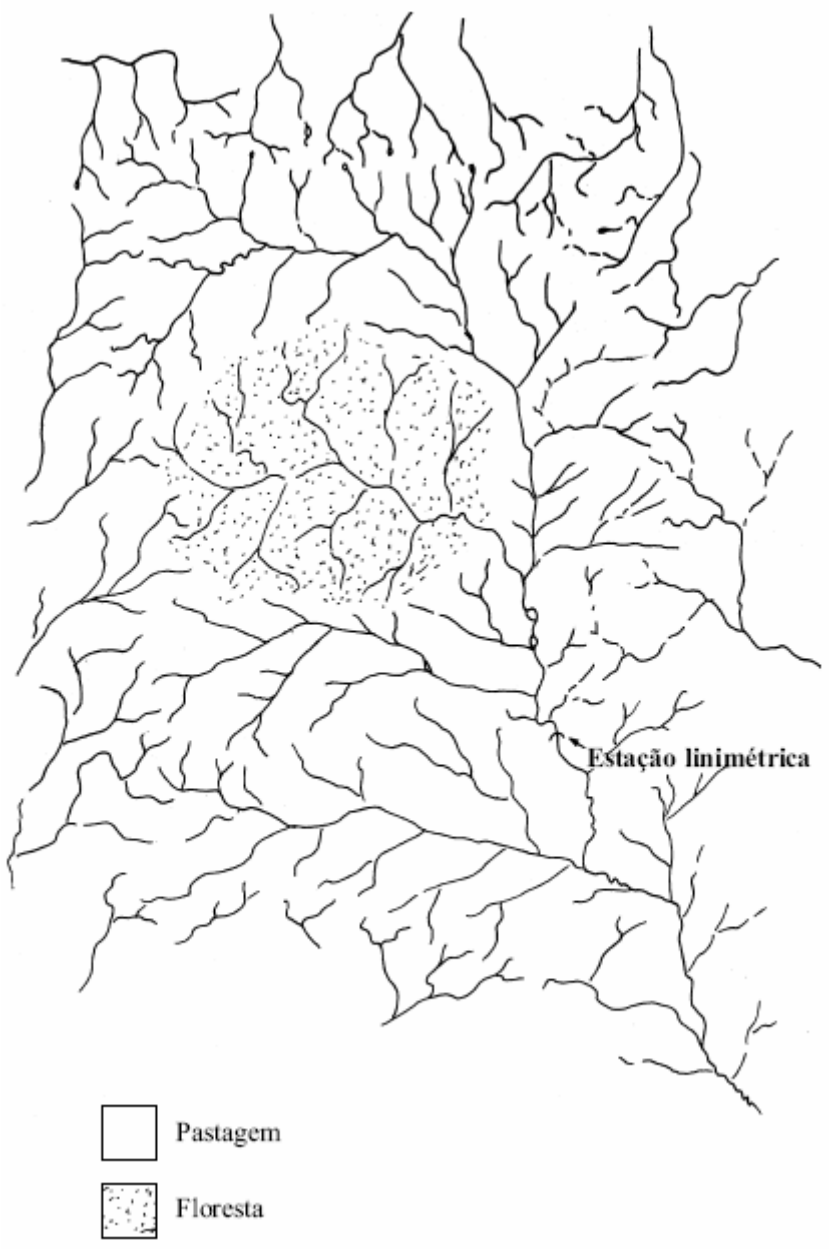
11) A equação para a estimativa da duração "N" (em dias) da recessão de uma cheia é dada por:

$N = A^{0,2}$

onde A = área da bacia hidrográfica em milhas quadradas. Se a área da bacia hidrográfica for dada em km², qual seria o fator a ser acrescentado na equação acima?

12) O mapa anexo foi traçado a partir de folha geográfica na escala de 1:50.000. Para a determinação da área da bacia neste caso em que não se dispme das linhas de contorno, mas apenas da rede de drenagem, o traçado do divisor topográfico vai ser aproximado e deve ser locado à meia distância entre tributários adjacentes.
a) delimitar a bacia hidrográfica a montante da estação linimétrica por este método aproximado;
b) calcular a área da bacia;
c) calcular a área da microbacia florestada;
d) determinar o perímetro da bacia hidrográfica;
e) determinar o comprimento do canal principal.

Instrumentos disponíveis:
- Planímetro;
- Curvímetro;
- Medidor de área (transparência de linhas paralelas);
- etc.



13) Avaliação do impacto das condições de uso do solo na bacia hidrográfica sobre a vida util de uma represa.
O FATO:
Um reservatório de uso múltiplo está sendo planejado para ser construido em 5 anos, com uma vida útil projetada de 60 anos. Para tanto, o reservatório foi dimensionado para uma capacidade de armazenamento de sedimentos da ordem de 14 milhões de metros cúbicos, a partir da qual o reservatório perde a função. A bacia hidrográfica a montante do reservatório tem uma área de 18.200 ha, e encontra-se em péssimas condições hidrológicas, devido à ausencia de práticas de conservação do solo, pastoreio excessivo, desmatamento, etc., resultando em altas taxas de erosão e sedimentação.

Desta forma, paralelamente à construção, planeja-se também o estabelecimento de um programa de manejo da bacia hidrográfica, visando a sua recuperação, a fim de diminuir o assoreamento do reservatório e aumentar sua vida útil. Tal plano preve o reflorestamento de 50% da área da bacia e a recuperação das pastagens, com re-semeadura de gramíneas perenes. Além disto, práticas estruturais de controle da erosão e de voçorocas em áreas críticas da bacia serão também estabelecidas, com a construção de diques de contenção, canais vegetados, etc. Durante a fase inicial de desenvolvimento dos plantios, o pastoreio será controlado, e a área reflorestada será protegida. O plano de manejo da bacia hidrográfica está previsto para um horizonte de 8 anos.

DADOS:
1) Taxa média atual de erosão: 38 t/ha/ano.
2) Densidade dos sedimentos: 1,5 t/m³.
3) Razão de assoreamento: 0,39.
4) Do total de sedimentos que vão se acumular no reservatório, estima-se que 50% é derivado do processo de erosão na bacia hidrográfica (o restante é produzido pela erosão dos canais da rede hidrográfica).
5) Taxa estimada de erosão após o estabelecimento do plano de manejo da bacia hidrográfica:
- pastagem: 12 t/ha/ano
- floresta: 6 t/ha/ano

6) Referência sobre taxas:
LOMBARDI NETO, F. (Ed.), 1989. Simpósio sobre Terraceamento Agrícola. Fundação Cargill.

SUPOSIÇÕES:

1. O programa de recuperação da bacia hidrográfica só comecará a se mostrar efetivo (em termos de redução da taxa de erosão) a partir do oitavo ano.
2. Do oitavo ano em diante, a taxa de erosão na bacia hidrográfica será considerada:

- 50% da área reflorestada: 6 t/ha/ano
- 50% da área com pastagem recuperada: 12 t/ha/ano.

PERGUNTA-SE:

1. Nas condições atuais da bacia hidrográfica (sem o plano de manejo), quanto tempo levaria para o reservatório perder sua função ?

2. Qual seria esse tempo com o estabelecimento do plano de manejo da bacia hidrográfica?

CAPÍTULO III

CICLO HIDROLÓGICO E BALANÇO HÍDRICO

3.1. IMPORTÂNCIA DA ÁGUA

A água na Terra é, a um só tempo, vulgar e vital, rara e ubíqua, útil e destrutiva. Suas propriedades químicas e físicas conferem-lhe características importantes como:

- material básico para as células vivas;
- agente de limpeza e de nutrição;
- solvente universal;
- mobilidade excepcional;
- meio de transporte;
- reguladora das trocas de energia na biosfera;
- moderadora do clima;
- agente erosivo e destruidor.

A história do desenvolvimento da civilização poderia ser escrita em termos da preocupação épica do homem para com a água. Os problemas relativos à água sempre mereceram a atenção e imaginação criativa do homem para a sua solução, como atestam várias obras de engenharia, projetos de recursos hídricos, poços, aquedutos e barragens construídas no passado (FRANK, 1955). A mais antiga represa do mundo foi construída no Egito, há mais de 5.000 anos. O poço de Jacó (Velho Testamento) foi escavado atravessando uma camada de rocha de cerca de 30 metros, e se encontra em uso até hoje.

Também os costumes e as formas de organização social do homem foram influenciadas mais pela associação com a água do que com a terra de onde conseguiram o sustento, associação esta refletida em costumes, crenças, regulamentos e leis e na religião:

"Uma boa terra, terra com ribeiros de água, com nascentes que emanam de vales e montanha... " (Deuteronômio, 8:7).

Da mesma forma como o ar, a água está intimamente associada à evolução do homem em inúmeras maneiras. Uma das condições básicas para a existência de vida na terra é a presença de água na forma líquida. Cada processo orgânico só pode ocorrer em meio aquoso. A água é o constituinte fundamental do protoplasma e o seu papel no metabolismo, no processo regulatório da temperatura do corpo e na nutrição dos tecidos é vital.

A água, além disto, é o lar dos organismos vivos. Cerca de 90% de todos os organismos da Terra estão imersos em água, e o restante, que permanece num "oceano" de vapor d'água, utiliza a água líquida.

O consumo médio anual para uma pessoa adulta é de 5 a 10 vezes o peso do corpo, o que dá uma média de cerca de 450 litros/ano (300 - 600 l/ano).

Em clima temperado, uma pessoa normal consegue sobreviver com 2,5 litros de água por dia em condições de atividade física moderada. Cerca de 1 litro deste total é ingerido na forma de alimentos e também pela transformação no próprio organismo,

através da combustão de açúcares e gorduras. O restante é ingerido na forma líquida. Ao todo, são necessários de 2,5 a 2,8 litros de água para reposição daquela perdida por transpiração e excreção. O consumo de água em quantidades inferiores conduz a estado patológico caracterizado por perda de apetite e, eventualmente, a uma subnutrição. Uma pessoa pode agüentar sem água durante poucos dias no deserto, se permanecer em repouso. Com alguma atividade, talvez não consiga sobreviver nem 1 dia, pois as perdas podem chegar até 5 litros por hora.

A civilização moderna é caracterizada por alta demanda de água. A quantidade de água necessária para o sustento da vida, apenas, é relativamente pouca. Mas mesmo nas sociedades mais simples as pessoas precisam de uma quantidade adicional de água para se lavar, preparar alimentos etc. Nos tempos passados, o consumo "per capita" diário, considerando todos os usos, inclusive a água de beber, era de cerca de 12 - 20 litros. Atualmente, o consumo doméstico "per capita" é de aproximadamente 300 litros por dia. Computados todos os fatores de produção (uso doméstico, irrigação, industrial, na agricultura etc.) o consumo gira ao redor de 15.000 litros por pessoa por dia. A demanda de água aumenta com o aumento de população e com a melhoria do padrão de vida.

Na cidade de São Paulo o consumo "per capita" no final do século passado era de aproximadamente 60 litros. Atualmente o consumo médio gira ao redor de 330 litros por pessoa, o que considerando a população atual, representa uma demanda média de cerca de 1,374 x 10^9 m³ de água por ano (DAEE, 1972). Isto implica em esforços gigantescos para manter o suprimento adequado de água. Los Angeles, por exemplo, capta água não apenas das proximidades (Serra Madre), como também de fontes situadas a 389, 560 e 720 km de distância.

Uma floresta, por outro lado, consome cerca de 200 a 1.000 kg/ano por m² de superfície, para a produção de cerca de 1 a 2 kg de matéria seca/ano.m². Portanto, a relação transpiração / biomassa seca varia de 100 a 1.000, dependendo do clima, do tipo florestal e da disponibilidade de água.

Em virtude de seu calor latente e seu calor específico, a água funciona como regulador térmico para as trocas de energia da Terra, armazenando excesso e aliviando as deficiências térmicas. As flutuações de temperatura são maiores sobre a superfície de terra (continentes) do que sobre água, e os climas marítimos são moderados. Além disto, por sua constante movimentação, a água funciona como moderadora de temperatura na biosfera. As correntes oceânicas transferem energia dos trópicos para os pólos, enquanto que a circulação da atmosfera é sempre na direção de áreas de alta evaporação para áreas de baixa evaporação, o que resulta em efeitos mais acentuados nos climas continentais.

As mesmas propriedades que fazem da água um elemento vital e conveniente para a vida na Terra freqüentemente manifestam-se como inconvenientes e destruidoras, demonstrando a ambivalência e imparcialidade dos fenômenos naturais, bem como a insuficiência da condição humana para fazer frente à ocorrência destes fenômenos naturais.

O vapor atmosférico, por exemplo (água na fase de vapor) pode, como efeito deletério: retardar a secagem de produtos essenciais (grãos, madeira, etc.), reduzir a evaporação, induzir o crescimento de formas antagonísticas de vida causando a deterioração de

alimentos, madeira, etc. Em clima quente a presença do vapor d'água alimenta o desconforto, e em clima frio está associado com a freqüência e a severidade de doenças. A condensação do vapor na superfície ainda, pode tornar-se perigosa à vida, sendo responsável por acidentes causados pela redução de visibilidade.

Ainda, a condensação do vapor d'água na atmosfera é a origem da maior parte da energia associada às tempestades. O calor latente que é liberado numa tempestade média equivale a energia cinética de uma bomba atômica. Num furacão, pode chegar a 10.000 bombas. E os ventos associados a estas manifestações são, também, responsáveis por destruições e pela morte.

Na forma líquida, começa pela energia cinética da gota de chuva, que é capaz de desagregar o solo, tornando-o passível de ser erodido. As enchentes constituem, por sua vez, outra forma de manifestação da força destruidora da água.

Na forma sólida, perigo com a chuva de pedra; o congelamento, além disto, destroi encanamentos, mata tecidos vegetais e até afunda navios.

3.2. CARACTERÍSTICAS DA ÁGUA

A água é uma substância muito difundida na natureza, sendo encontrada principalmente em sua forma líquida. Nas formas líquida e sólida a água cobre mais de 2/3 do planeta, e na forma gasosa é constituinte da atmosfera, estando presente em toda parte (WALTON, 1970).

As mudanças de estado da água envolvem a absorção e a liberação de energia. A fusão de 1 grama de gelo a 0ºC requer 80 calorias (calor latente de fusão), e na solidificação de 1 grama de água a mesma quantidade de energia é liberada. No ponto de ebulição a água passa do estado líquido para o gasoso, ou vice-versa, e a energia envolvida no processo é de 540 cal/g (calor latente de vaporização).

A água pode também passar para o estado gasoso a temperaturas menores que 100ºC, mas tal vaporização, denominada evaporação, requer maior quantidade de calor. O calor latente de vaporização pode ser determinado por:

$Lv = 597,3 - 0,564.T$
Onde:
T = temperatura em ºC, e
Lv = cal/g.

O calor latente de sublimação, por sua vez, é dado pela soma do calor latente de fusão e do de vaporização. A 0ºC, por exemplo, a sublimação de 1 g de gelo envolveria a utilização de 677 cal.

Mais de 3/4 do volume de água doce do planeta encontra-se na forma sólida, estando a maior parte deste total nas regiões polares e em altas altitudes. Em regiões de clima temperado, por outro lado, uma quantidade adicional de água permanece no estado sólido durante alguns meses de cada ano.

Entre as temperaturas de 0ºC (ponto de fusão) e de 100ºC (ponto de ebulição), considerando pressão atmosférica normal, a água encontra-se no estado líquido, correspondendo a 98 % do total de água no planeta. Neste intervalo de temperatura, o calor específico médio da água (estado líquido) é de 1,0 cal/g.ºC. Este calor específico é extremamente alto em comparação com outras substâncias (Exs.: gelo = 0,5; Al = 0,2; Fe = 0,1; Hg = 0,03; ar = 0,17; etc.).

Por esta razão, a água funciona como um "sistema tampão para a energia disponível na natureza" (REICHARDT, 1975). Ou seja, muita energia é normalmente necessária para elevar muito pouco a temperatura da água.

No estado gasoso, o vapor d'água constitui cerca de 0,25 % da atmosfera, ocorrendo em maior quantidade nas regiões tropicais e nas camadas mais baixas da atmosfera.

Sua concentração no ar úmido não chega, em geral, a atingir 2,5 %, ou seja, a 25 g de vapor por kg de ar úmido. Constitui, ainda, cerca de 0,001 % do total de água existente no ciclo hidrológico, equivalente a cerca de 0,04 % do total de água doce do planeta.

Estas proporções parecem ser desprezíveis, mas a importância maior da presença do vapor d'água reside no seu papel de modificador do balanço de radiação, de moderador termal, bem como na sua constante reciclagem. Estima-se que cerca de 10% do total de vapor seja reciclado diariamente.

A densidade e a pressão de vapor variam consideravelmente na superfície. Consequentemente, o vapor d'água está sempre em constante movimentação, sempre em direção às menores densidades ou pressões. A taxa deste fluxo de vapor, na ausência de ventos, é proporcional ao gradiente de pressão de vapor ou de densidade.

A umidade atmosférica é a fonte de água que é essencial para a ocorrência da chuva. Num dado instante, conforme já esclarecido, esta fase do ciclo hidrológico (o vapor atmosférico) representa apenas cerca de 0,001 % do total de água existente no ciclo. Todavia, mesmo em condições mais áridas, a constante movimentação atmosférica transporta enormes quantidades de água.

A capacidade que o ar atmosférico tem de reter vapor d'água é função de sua temperatura. Esta capacidade é máxima no verão, quando o ar se encontra mais quente, e é nesta época que podem ocorrer chuvas pesadas. Esta capacidade varia ainda com a elevação, de forma que mais da metade da umidade presente em uma coluna saturada de ar se encontra nos primeiros dois quilômetros de altura (MCKAY, 1970).

A seguir apresenta-se alguns conceitos que auxiliam na compreensão e no cálculo de vapor d'água na atmosfera:

Ponto de Saturação: é a quantidade máxima de vapor d'água que pode estar contido num volume de ar a uma dada temperatura.

Devido à energia cinética de suas moléculas, qualquer gás exerce uma certa pressão. Em uma mistura de gases como é o caso do ar atmosférico, cada gás exerce a sua pressão parcial, independentemente dos outros gases componentes da mistura.

A pressão parcial exercida pelo vapor de água no ar atmosférico é denominada de pressão de vapor (e) (= % em volume de vapor x pressão total em atm).

Pressão de saturação de vapor (e_s): é a pressão parcial exercida pelo vapor d'água quando o ar se encontra no ponto de saturação. A pressão de vapor pode ser computada pela fórmula psicrométrica:

$$e = e_s - 0{,}00066.p.(t - t\ ).(1 + 0{,}00115.t\ )$$

onde:
e = pressão de vapor em mb
e_s = pressão de saturação de vapor correspondente à temperatura t
p = pressão atmosférica em mb
t = temperatura do termômetro seco (ºC)
t_u = temperatura do termômetro úmido (ºC)

A pressão de saturação (e_s) é função da temperatura do ar e esta relação pode ser encontrada na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Valores da pressão de saturação de vapor (es) (mm Hg) em função da temperatura.

(t)	**0**	**0,1**	**0,2**	**0,3**	**0,4**	**0,5**	**0,6**	**0,7**	**0,8**	**0,9**
0	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,79	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26
2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,45	5,49	5,53	5,57	5,61	5,65
3	5,69	5,73	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,02	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,97
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,57	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,94	7,99
8	8,05	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,79	8,85	8,91	8,97	9,03	9,09	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,59	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,09	11,16
13	11,23	11,31	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91
14	11,99	12,07	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,21	13,29	13,38	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,72	14,81	14,80	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,69	16,79	16,89	17,00	17,11	17,21	17,32	17,43
20	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,09	18,20	18,31	18,42	18,54
21	18,65	18,77	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,57	19,459	19,71
22	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,57	20,69	20,82	20,94
23	21,07	21,20	21,37	21,45	21,58	21,71	21,85	21,98	22,11	22,24
24	22,38	22,51	22,65	22,79	22,92	23,06	23,20	23,34	23,40	23,62
25	23,76	23,90	24,04	24,18	24,33	24,47	24,62	24,76	24,91	25,06
26	25,21	25,36	25,51	25,66	25,81	25,96	26,12	26,27	26,43	26,58
27	26,74	26,90	27,06	27,21	27,37	27,54	27,70	27,86	28,02	28,19
28	28,35	28,51	28,68	28,85	29,02	29,18	29,35	29,53	29,70	29,87
29	30,04	30,22	30,39	30,57	30,75	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64
30	31,82	32,01	32,19	32,38	32,56	32,75	32,93	33,12	33,91	33,50
31	33,70	33,89	34,08	34,28	34,47	34,67	34,86	35,06	35,26	35,46
32	35,66	35,87	36,07	36,27	36,48	36,68	36,89	37,10	37,31	37,52
33	37,33	37,94	38,16	38,37	38,58	38,80	39,02	39,24	39,46	39,68
34	39,90	40,12	40,34	40,57	40,80	41,02	41,25	41,48	41,71	41,94
35	42,18	42,41	42,64	42,88	43,12	43,36	43,60	43,84	44,08	44,32
36	44,56	44,81	45,05	45,30	45,55	45,80	46,05	46,30	46,56	46,81
37	47,07	47,32	47,58	47,84	48,10	48,36	48,63	48,89	49,16	49,42
38	49,69	49,96	50,23	50,50	50,77	51,05	51,32	51,60	51,88	52,16
39	52,44	52,73	53,01	53,29	53,58	53,87	54,16	54,45	54,74	54,503
40	55,32	55,61	55,91	56,21	56,51	56,81	57,11	57,41	57,72	58,03
41	58,34	58,65	58,96	59,57	59,58	59,90	60,22	60,54	60,86	61,18
42	61,5	61,82	62,14	62,47	62,80	63,13	63,46	63,79	64,12	64,46
43	64,80	65,14	65,48	65,82	66,16	66,51	66,86	67,21	67,56	67,91
44	68,00	68,61	68,07	69,33	69,69	70,05	70,41	70,71	71,14	71,51

Umidade relativa (UR): é a relação percentual entre a quantidade real de vapor d'água presente e a quantidade necessária para a saturação do ar nestas mesmas condições de temperatura e pressão. Assim, umidade relativa é, também, a razão entre a pressão de vapor e a pressão de saturação de vapor, ou:

$$UR = \frac{e}{e_s} \text{ x } 100$$

Umidade específica (UE): é a quantidade de vapor d'água existente numa massa de ar, ou seja, é a massa de vapor d'água por unidade de massa de ar. É geralmente expressa em g/kg e pode ser calculada de acordo com a seguinte fórmula:

$$UE = 622 \text{ x } \frac{e}{p}$$

onde:
UE = g de vapor d'água por kg de ar úmido
e = pressão atual de vapor (mb)
p = pressão atmosférica (mb)

Ponto de Orvalho: é a temperatura na qual é atingida a pressão de saturação de vapor quando o ar é esfriado sob pressão constante e mantendo constante o conteúdo de vapor. Pode-se, também, definir ponto de orvalho como sendo a temperatura na qual a pressão de saturação de vapor se iguala à pressão de vapor.

Água Precipitável (precipitação potencial): é a expressão que define a quantidade total de vapor d'água existente na atmosfera, ou seja, é a quantidade de chuva, que resultaria se todo o vapor de água presente numa coluna atmosférica fosse precipitado:

$$\Delta P = 0{,}01 \text{ x } {}_{P}^{P_1} \text{EU x dp}$$

Onde:
ΔP= água precipitável (mm)
UE= umidade específica
P_1 e P= pressão atmosférica (mb)

De acordo com a equação anterior, água precipitável, portanto, define a quantidade de chuva que existe em potencial numa coluna de ar entre as pressões atmosféricas P_1 e P. Substituindo o valor da umidade específica e expressando a integral na forma numérica resulta:

$$\Delta P = 0{,}01.\sum_{P}^{P_1} 622.e.\frac{\Delta P}{P}$$

onde:
$\Delta P = P - P_1$

Acima de 8 km de altura a água precipitável é desprezível (LINSLEY et alii, 1975).

3.3. O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo, obviamente, não tem começo nem fim. A água é evaporada dos oceanos e da superfície continental e se torna parte da atmosfera. A umidade atmosférica precipita-se tanto nos oceanos como nos continentes. Nestes a água precipitada pode ser interceptada pela vegetação, pode escoar pela superfície dos terrenos, ou pode infiltrar-se no solo, de onde pode ser absorvida pelas plantas. Assim, o ciclo da água envolve vários e complicados processos hidrológicos: evaporação, precipitação, interceptação, transpiração, infiltração, percolação, escoamento superficial, etc.

O total de água existente no planeta, presa ao ciclo hidrológico, é estimado em 1,4 x 10^{18} m^3 . Este total, na fase líquida, seria suficiente para cobrir a superfície da esfera terrestre com uma camada de 2,7 km de água.

Deste total, 97 % encontra-se nos oceanos. Ainda, 98 % constitui água na forma líquida, dos quais cerca de 2,6 % é água doce, 15 % da qual encontra-se na bacia amazônica. A água doce corresponde, portanto, a um volume de 3,6 x 10^{16} m^3 . Deste volume, 77,2 % encontra-se na forma sólida, nas calotas polares, 22,4 % constitui a água subterrânea, e cerca de 0,4 % compreende a água dos rios, lagos e o vapor atmosférico. Estas proporções estão esquematizadas na Figura 3.1.

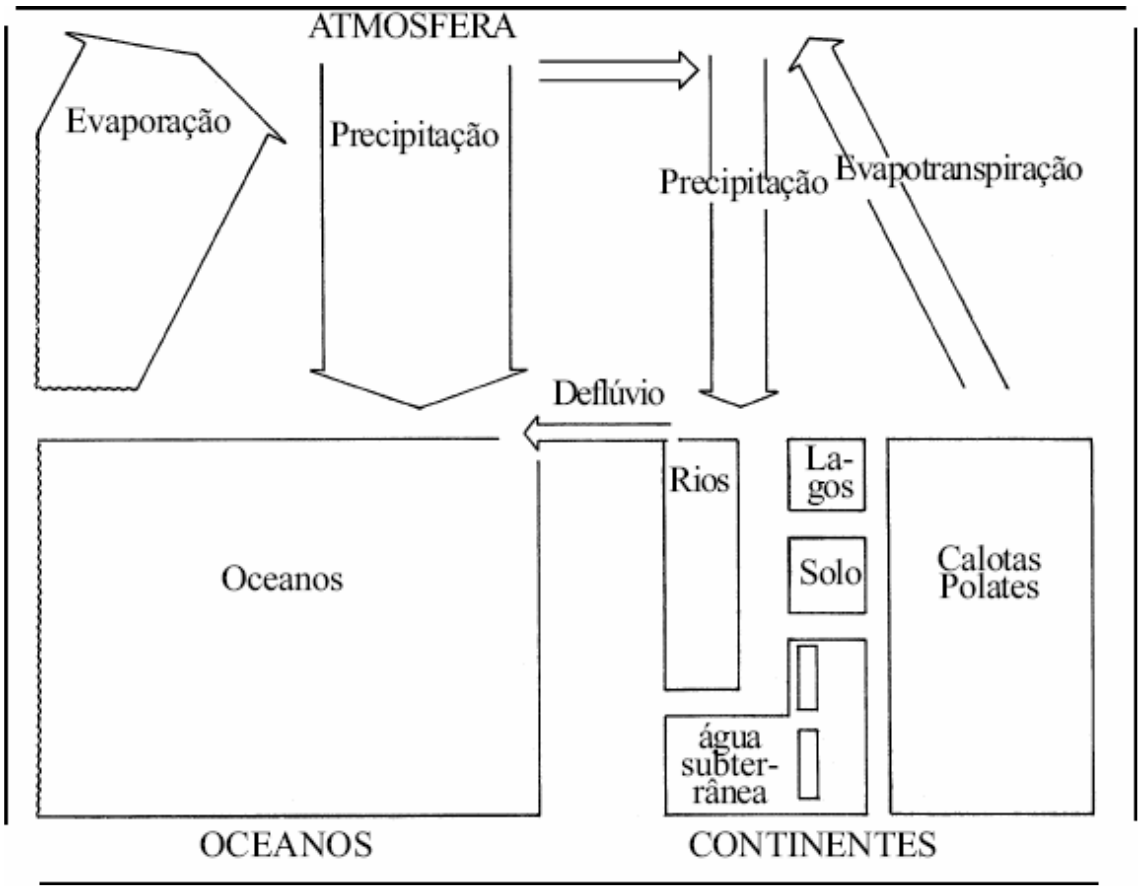


Figura 3.1. Balanço hídrico global. Armazenamentos relativos são mostrados proporcionalmente nas figuras geométricas, assim como as setas representam proporcionalmente os fluxos anuais.

3.4. BALANÇO HÍDRICO

3.4.1. Balanço Hídrico Global

A Hidrologia pode ser entendida como o estudo científico do ciclo hidrológico. O ciclo hidrológico, mais do que uma simples sequência de processos, constitui-se de um conjunto de fases, as quais representam os diferentes caminhos através dos quais a água circula na natureza. Esta circulação ocorre em três partes do sistema terra: a atmosfera, a hidrosfera e a litosfera, numa profundidade aproximada de 1 km na litosfera, até cerca de 15 km na atmosfera.

A água da atmosfera (vapor) constitui a água precipitável. Se o total de vapor atmosférico se precipitasse, a chuva correspondente seria de cerca de 25,5 mm uniformemente distribuída sobre toda a superfície da esfera terrestre. Este reservatório (vapor atmosférico) é reposto continuamente pela evaporação e é descarregado pela precipitação, sendo esta a única fonte renovável de água doce para a superfície.

A precipitação média no planeta é de aproximadamente 940 mm por ano. Cerca de 70 % da precipitação retorna à atmosfera pela evaporação. Numa dada área, a quantidade de água envolvida em cada fase do ciclo hidrológico pode ser avaliada através da chamada equação do balanço hídrico, que é a própria lei da conservação da massa:

$$I - O = \Delta S$$

onde
I= fluxos positivos (entrada de água)
O= fluxos negativos (saída de água)
ΔS= variação no armazenamento.

A água no ciclo hidrológico movimenta-se continuamente: nuvens, chuva, cursos d'água, ondas e correntes oceânicas, etc.

Em escala global, esta movimentação representa as trocas que ocorrem entre a terra, o oceano e a atmosfera. Quantitativamente, estas trocas equivalem aos seguintes valores médios anuais (Tabela 3.2):

Tabela 3.2: Balanço hídrico médio anual para a Terra (Baumgartner & Reichel, 1975, citados por LEE, 1980).

PROCESSOS	CONTINENTES	OCEANOS	PLANETA
Área (10^6 km²)	148,9	361,1	510
Volume (10^3 km³)			
Precipitação (P)	111	385	496
Evaporação (E)	-71	-425	-496
Descarga (Q)	-40	40	0
Altura(mm)			
Precipitação	745	1066	1811
Evaporação	-477	-1177	-1654
Descarga	-269	111	-158

Considerando arbitrariamente P com sinal positivo, E com sinal negativo e Q positivo para o oceano e negativo para o continente, pode-se escrever a equação do balanço hídrico para condições estáticas (isto é, considerando o armazenamento constante) de acordo com o seguinte:

$$P - E \pm Q = 0$$

Examinando a tabela 3.2. pode-se verificar que tanto a precipitação (P), quanto a evaporação (E) giram ao redor de 5 x 10^3 km^3 , o que equivale a uma cobertura uniforme da superfície da esfera terrestre de 973 mm.

Considerando apenas o processo de destilação atmosférica, isto equivale a dizer que seriam necessários 28 séculos para a ciclagem completa de todo o volume de água existente no ciclo.

Verifica-se, ainda, que a precipitação média nos oceanos é cerca de 3,5 vezes à dos continentes, e que a evaporação dos oceanos é cerca de 6 vezes a média dos continentes.

Sobre os continentes P excede E em cerca de 4 x 10^4 km^3/ano, equivalente à descarga anual dos rios, que por sua vez deve ser equivalente ao fluxo anual de vapor dos oceanos para os continentes.

O balanço hídrico global pode ser visualizado no esquema apresentado no exercício 10 do capítulo II, de acordo com os dados de HEWLETT & NUTTER (1969).

3.4.2. Balanço Hídrico dos Continentes

Em escala menor, a Tabela 3.3. permite verificar o balanço hídrico médio anual para os vários continentes.

Tabela 3.3: Balanço hídrico médio dos continentes (TODD, 1970).

CONTINENTE	PRECIPITAÇÃO	EVAPORAÇÃO	DEFLÚVIO
África	670	510	160
Ásia	610	390	220
Austrália	470	410	60
Europa	600	360	240
América do Norte	670	400	270
América do Sul	1350	860	490

A América do Sul, conforme mostra a Tabela 3.3, é o continente mais rico em recursos hídricos, em termos de disponibilidade de água superficial (deflúvio). A Austrália, por outro lado, é o continente mais pobre nesse sentido.

Para o Brasil, considerando dados de 289 postos meteorológicos, cada um com uma média de aproximadamente 20 anos de observações, conforme publicado em C.W. THORNTHWAITE ASSOCIATES (1965), os números da equação do balanço hídrico são conforme o esquema mostrado na Figura 3.2.

PRECIPITAÇÃO - 1496 mm/ano

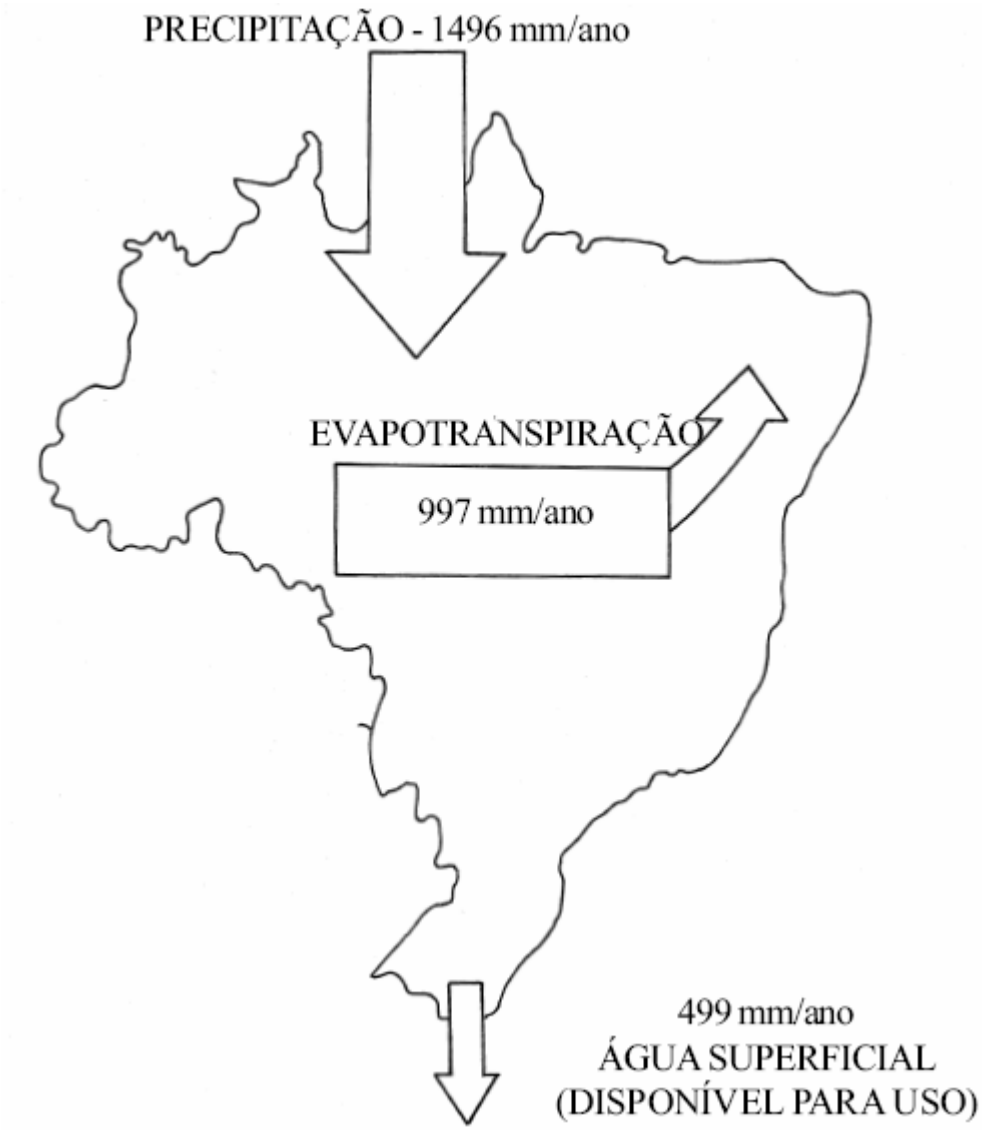


Figura 3.2: Balanço hídrico médio anual para o Brasil

3.4.3. Balanço Hídrico de Bacias Hidrográficas

Em escala menor, o balanço hídrico se completa na bacia hidrográfica (unidade geomorfológica).

Qualquer ponto da superfície faz parte de uma bacia hidrográfica. Desde os menores vales até a grande bacia amazônica, sempre existe uma discreta área de terreno que capta a água da chuva, perde água por evaporação, e produz o restante como deflúvio ou escoamento superficial.

Esquematicamente, os processos envolvidos no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica podem ser observados na Figura 3.3.

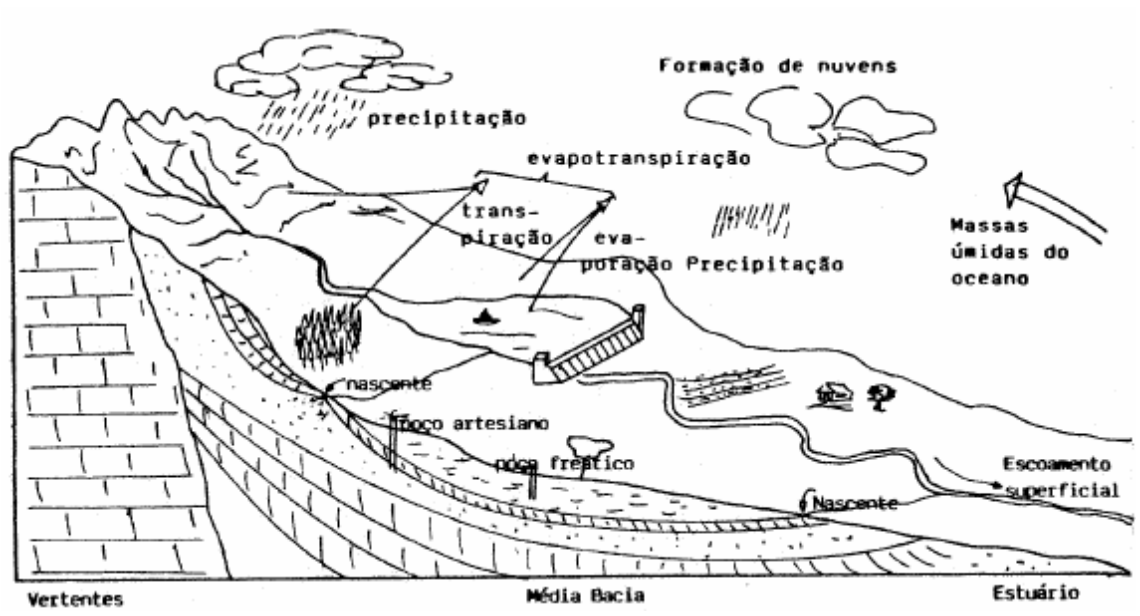
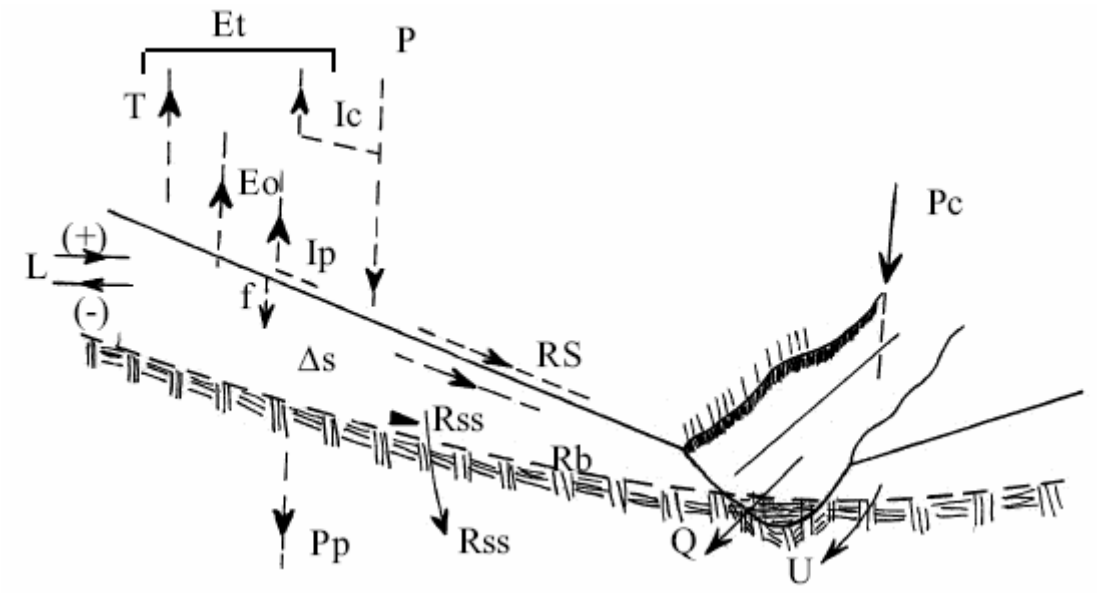


Figura 3.3: Representação esquemática dos processos hidrológicos envolvidos no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica.

A modelagem dos vários processos envolvidos no balanço hídrico de uma bacia, de acordo com a figura 3.3., pode ser visualizada através do esquema da seção transversal de um canal principal, de uma bacia hidrográfica, mostrado na Figura 3.4.



onde:
P= precipitação medida no aberto = P. total
T= transpiração
Ic= interceptação pelas copas
Ip= interceptação pelo piso
Eo= evaporação do solo e de superfícies líquidas
Et= evapotranspiração (total de perdas por evaporação)
Q= deflúvio
Δs= variação do armazenamento da água do solo
L= vazamento freático

Pp= percolação profunda (vazamento por falhas na rocha)
Rs= escoamento superficial (em canais ou para superfície)
Rss= escoamento sub-superficial
Rb= escoamento básico (água subterrânea)
f= infiltração
Pc= precipitação direta nos canais
U= vazamento (água que flui por fora do leito)

Figura 3.4: Secção transversal de uma bacia hidrográfica com as variáveis hidrológicas envolvidas no seu balanço hídrico.

De forma simplificada, para um dado período de tempo a equação do balanço hídrico será:

$$P = (T + Ic + Ip + Eo) + Q + \Delta s \pm L + U$$

Considerando uma bacia hidrográfica ideal, isto é, onde todos os fluxos positivos e negativos possam estar sob controle experimental, e onde não ocorram vazamentos (L ou U), e nem perdas por percolação profunda (PP), para um dado período a equação completa acima pode ser simplificada de acordo com o seguinte modelo:

$$P - ET - Q \pm \Delta S = 0$$

Estas condições ideais são essenciais para que se possa utilizar uma bacia qualquer como área experimental para estudos de hidrologia florestal.

3.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BROOKS, F.A., 1959. An Introduction to Physical Microclimatology. 264 p.

C.W.THORNTHWAITE ASSOCIATES, 1965. Average climatic water balance of the continents. Publications in Climatology, XVIII (2): 433 p.

D.N.A.E.E.,1970. Normas e Recomendações Hidrológicas - Fluviometria. Ministério de Minas e Energia. 94 p.

GEIGER,R. 1966. The Climate Near the Ground. Harvard University Press. 611 p.

HEWLETT, J.D. & W.L. NUTTER, 1969. An Outline of Forest Hydrology. University of Georgia Press. 137 p.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press. 349 p.

LINSLEY,R.K.; M.A.KOHLER; J.L.H.PAULHUS, 1975. Hydrology for Engineers. McGraw-Hill. New York. 482 p.

MCKAY, G.A., 1970. Precipitation. In: Handbook of the Principles of Hydrology. Water Information Center. New York. p.2-1 a 2-111.

MONTEITH, J.L., 1962. Atenuation of solar radiation: a climatological study. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 88 (378): 508-521.

REICHARDT.K., 1975. Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. Fundação Cargil. 286 p.

SATTERLUND, D.R., 1972. Wildland Watershed Management. The Ronald Press, New York. 370 p.

TODD,D.K., 1970. The Water Encyclopedia. Water Information Center. New York. 559 p.

WALTON,W.C., 1970. The World of Water. Taplinger Publishing Co., New York. 318 p.

WOODWELL, G.M., 1970. The energy cycle of the biosphere. In: The Biosphere. W.H. Freeman, San Francisco. p.26-36.

3.6. QUESTÕES

1. Os dados fornecidos na tabela abaixo foram coletados em uma plantação florestal de coníferas e representam a média de uma semana de um período seco de verão. Com o auxílio de uma tabela psicrométrica (Tabela 3.1.), calcular:
    a. A umidade relativa em cada estrato (altura);
    b. A umidade específica em cada estrato;
    c. Fazer um gráfico das relações "estrato x UR" e "estrato x EU";
    d. Comentar os resultados obtidos.

Considerar a pressão atmosférica constante e igual a 635 mm Hg.

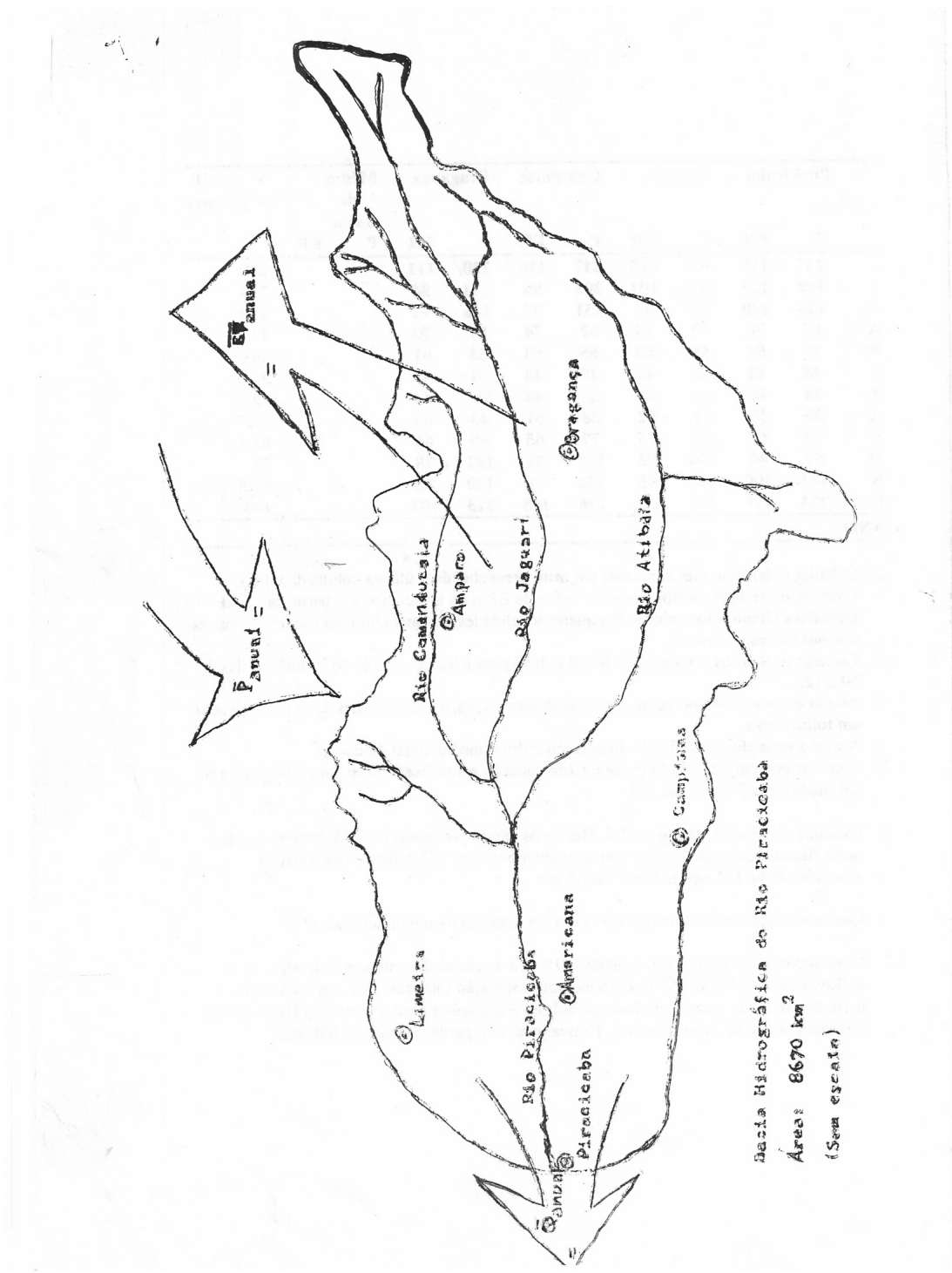
Estrato	t (^oC)	e (mmHg)	e_s(mmHg)	UR	UE
10m (acima das copas)	22,3	11,9			
5m (no topo do dossel)	21,6	11,2			
3m (entre as copas)	21,1	12,2			
2,5m (logo abaixo das copas)	19,6	11,7			
1,5m (na altura da desrama natural)	19,6	11,5			
0,2m (no piso florestal)	18,3	12,5			

2. Qual o calor latente de evaporação da água, em cal/g, à temperatura de: a) 15°C; b) 22 ^{o}C?
3. Quantas calorias são necessárias para evaporar 5 litros de água a 21°C?
4. Examine o esquema mostrado na Figura 3.4. Dentre os vários processos hidrológicos mostrados nesta figura, quais são aqueles que compõem o termo "Q" (deflúvio) da equação simplificada do balanço hídrico? Justifique.
5. Qual a relação entre a descarga ou vazão e o deflúvio de uma microbacia?
6. Uma microbacia recebeu um total de 1219 mm de chuva durante um dado ano. O deflúvio medido foi de 660 mm e a evapotranspiração totalizou 762 mm no mesmo período. Armar a equação do balanço hídrico e resolvê-la para o termo ΔS (variação do armazenamento da água no solo). Houve ganho ou perda no balanço hídrico? Explique.
7. Os dados fornecidos na tabela abaixo são relativos à bacia do rio Piracicaba, cujo mapa esquemático (sem escala) é fornecido na figura a seguir. Os dados de vazão (V) representam médias mensais de um período de 34 anos consecutivos e os dados de precipitação (P) representam médias de acordo com as seguintes localidades dentro da bacia: Amparo=36 anos; Bragança=38 anos; Campinas= 54 anos; Piracicaba= 44 anos. Os dados da evapotranspiração real (ER) foram obtidos de acordo com o método do balanço hídrico de Thornthwaite.

	Piracicaba		Amparo		Campinas		Bragança		Média		V(m^3s)
	P	ER	P	ER	P	ER	P	ER	P	ER	
J	227	116	308	115	247	110	220	111			219
F	189	103	202	101	208	96	184	94			234
M	126	100	153	97	151	97	146	92			210
A	62	76	72	73	62	74	87	70			137
M	47	54	51	53	55	55	53	61			104
J	48	43	63	42	49	43	51	43			89,4
J	24	40	40	41	28	44	31	44			73,1
A	36	55	31	52	38	51	43	53			63,7

S	73	67	69	67	77	65	69	66	62,1
O	87	86	100	83	124	82	122	78	78
N	143	100	153	95	158	99	149	88	88,5
D	223	111	225	112	236	108	213	103	148

a) Calcular o deflúvio médio mensal (Q) em **mm**;
b) Calcular os valores médios mensais de P e de ER para a bacia toda, a partir da média aritmética simples dos valores das quatro localidades, preenchendo as colunas correspondentes na tabela acima;
c) Calcular os valores anuais de P, de ER e de Q para a bacia toda, através do somatório dos valores anotados na coluna "Média" e dos valores mensais calculados em (a);
d) Anotar esses valores anuais nas setas correspondentes do mapa esquemático da bacia hidrográfica;
e) Armar a equação simplificada do balanço hídrico médio anual da bacia;
f) Comentar a respeito da comparação entre os valores de ET (a diferença entre P e Q da equação simplificada) e o ER médio anual calculado em (c).


Bacia Hidrográfica do Rio Piracicaba
Área: 8670 km²
(Sem escala)
Rio Piracicaba
Piracicaba
Americana
Limeira
Campinas
Rio Atibaia
Rio Jaguari
Bragança
Rio Camanducaia
Amparo
Panual =
Panual =

CAPÍTULO IV

ANÁLISE FÍSICA DA BACIA HIDROGRÁFICA

4.1. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Uma bacia hidrográfica compreende toda a área de captação natural da água da chuva que proporciona escoamento superficial para o canal principal e seus tributários.

O limite superior de uma bacia hidrográfica é o divisor de águas (divisor topográfico), e a delimitação inferior é a saída da bacia (confluência, exutório).

O comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica é função de suas características morfológicas, ou seja, área, forma, topografia, geologia, solo, cobertura vegetal etc.. A fim de entender as inter-relações existentes entre esses fatores de forma e os processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica, torna-se necessário expressar as características da bacia em termos quantitativos.

De acordo com o escoamento global, as bacias de drenagem podem ser classificadas em (CHRISTOFOLETTI, 1974):

a) exorreicas: quando o escoamento da água se faz de modo contínuo até o mar, isto é, quando as bacias desaguam diretamente no mar;

b) endorreicas: quando as drenagens são internas e não possuem escoamento até o mar, desembocando em lagos, ou dissipando-se nas areias do deserto, ou perdendo-se nas depressões cársicas;

c) arreicas: quando não há qualquer estruturação em bacias, como nas áreas desérticas;

d) criptorreicas: quando as bacias são subterrâneas, como nas áreas cársicas.

Da mesma forma como as bacias, também os cursos d'água podem, individualmente, ser objeto de classificação. De acordo com o período de tempo durante o qual o fluxo ocorre, distinguem-se os seguintes tipos de rios:

a) perenes: há fluxo o ano todo, ou pelo menos em 90% do ano, em canal bem definido;

b) intermitentes: de modo geral, só há fluxo durante a estação chuvosa (50% do período ou menos);

c) efêmero: só há fluxo durante chuvas ou períodos chuvosos; os canais não são bem definidos.

Dentro da bacia, a forma da rede de drenagem também apresenta variações. Em geral, predomina na natureza a forma dendrítica, a qual deriva da interação clima-geologia em regiões de litologia homogênea. Num certo sentido, considerando-se a fase terrestre do ciclo da água, pode-se dizer que a água procura evadir-se da terra para o mar. Assim fazendo, torna-se organizada em sistemas de drenagem, os quais refletem principalmente a estrutura geológica local. A descrição qualitativa dos diferentes sistemas de drenagem pode ser observada de acordo com os esquemas da Figura 4.1.

Estes chamados padrões de drenagem podem ser observados pelo exame de mapas topográficos de diferentes províncias geológicas.

Esta classificação, baseada mais em critérios geométricos do que genéticos, engloba os seguintes tipos:

a) dendrítica: lembra a configuração de uma árvore. É típica de regiões onde predomina rocha de resistência uniforme;

b) treliça: composta por rios principais consequentes correndo paralelamente, recebendo afluentes subsequentes que fluem em direção transversal aos primeiros. O controle estrutural é muito acentuado, devido à desigual resistência das rochas. A extensão e a profundidade dos leitos serão maiores sobre rochas menos resistentes, dando formação a vales ladeados por paredes de rochas mais resistentes. Este tipo é encontrado em regiões de rochas sedimentares estratificadas, assim como em áreas de glaciação;

c) retangular: variação do padrão treliça, caracterizado pelo aspecto ortogonal devido às bruscas alterações retangulares nos cursos fluviais. Deve-se à ocorrência de falhas e de juntas na estrutura rochosa;

d) paralela: também chamada "cauda equina", ocorre em regiões de vertentes com acentuada declividade, ou onde existam controles estruturais que favorecam a formação de correntes fluviais paralelas;

e) radial: pode desenvolver-se sobre vários tipos e estruturas rochosas, como por exemplo, em áreas vulcânicas e dômicas;

f) anelar: típica de áreas dômicas; a drenagem acomoda-se aos afloramentos das rochas menos resistentes.

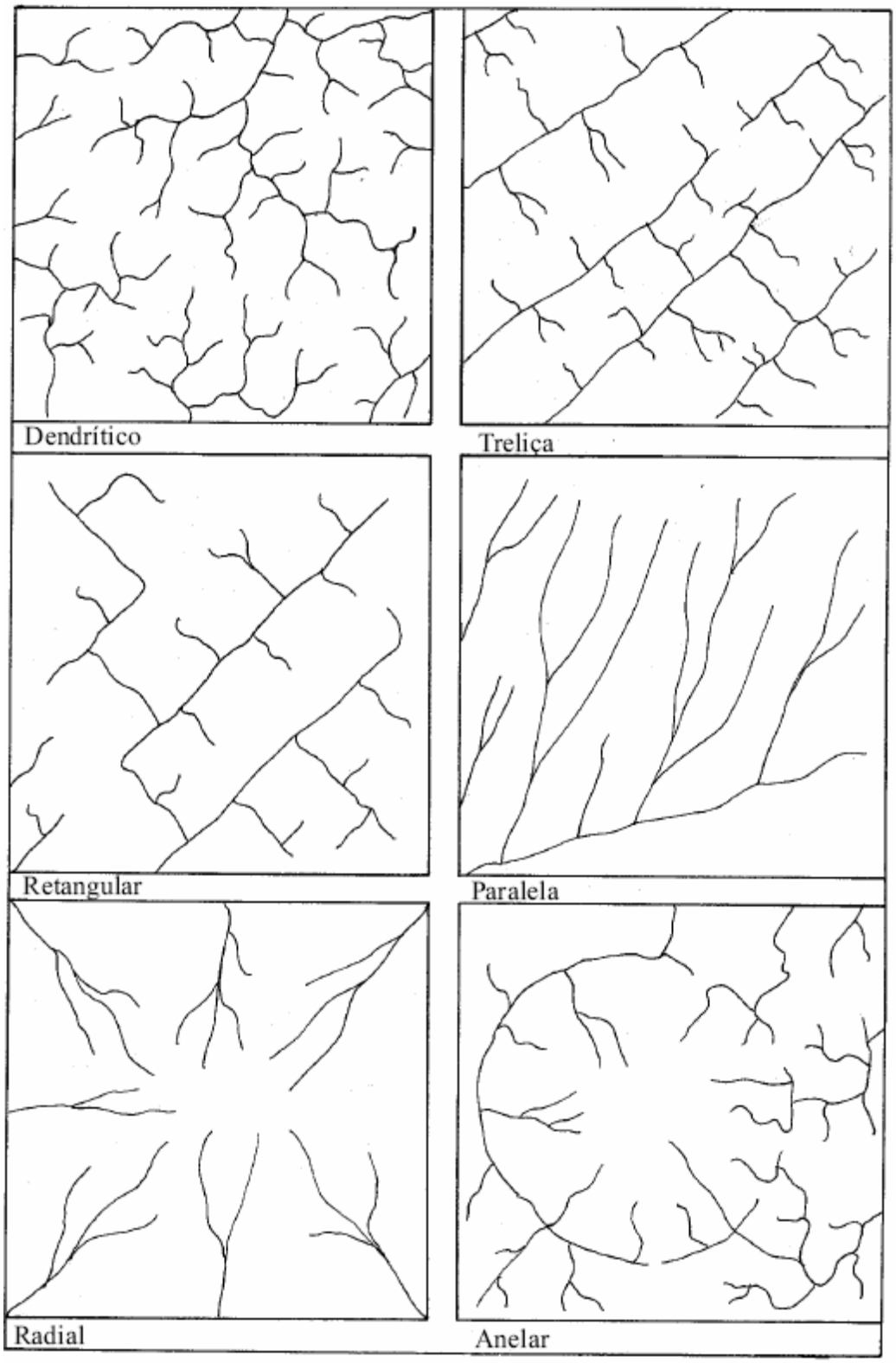


Figura 4.1: Padrões de drenagem (CRISTOFOLETTI, 1974)

Logicamente, em muitos casos a classificação dos padrões de drenagem de áreas distintas feita por diferentes autores, envolvia diferentes interpretações. Desta forma, visando a comparação de padrões de drenagem, assim como o relacionamento destes padrões com processos hidrológicos da bacia, exigia a elaboração de métodos de

expressar os padrões de drenagem em termos quantitativos, o que será visto no ítem seguinte.

4.2. PARÂMETROS FÍSICOS DE BACIAS HIDROGRÁFICAS

Para entender o funcionamento de uma bacia, torna-se necessário expressar quantitativamente as manifestações de forma (a área da bacia, sua forma geométrica, etc.), de processos (escoamento superficial, deflúvio, etc.) e suas inter-relações.

Vários parâmetros físicos foram desenvolvidos, alguns deles aplicáveis à bacia como um todo, enquanto que outros relativos a apenas algumas características do sistema. O importante é reconhecer que nenhum desses parâmetros deve ser entendido como capaz de simplificar a complexa dinâmica da bacia hidrográfica, a qual inclusive tem magnitude temporal.

Estes parâmetros e suas inter-relações podem ser classificados em:

a) parâmetros físicos: área, fator de forma, compacidade, altitute média, declividade média, densidade de drenagem, número de canais, direção e comprimento do escoamento superficial, comprimento da bacia, hipsometria (relação área-altitude), comprimento dos canais, padrão de drenagem, orientação, rugosidade dos canais, dimensão e forma dos vales, índice de circularidade, etc.;

b) parâmetros geológicos: tipos de rochas, tipos de solos, tipos de sedimentos fluviais, etc.;

c) parâmetros de vegetação: tipos de cobertura vegetal, espécies, densidade, índice de área foliar, biomassa, etc.;

d) inter-relações: Lei do Número de Canais (razão de bifurcação), Lei do Comprimento dos Canais (relação entre comprimento médio dos canais e ordem), Lei das Áreas (relação entre área e ordem), etc..

4.2.1. Área

ANDERSON (1957) denominou a área como a "variável do diabo", porque a maioria das características da bacia está, de alguma forma, correlacionada com sua área.. A área deve ser definida em relação a um dado ponto ao longo do canal, ou à própria saída ou confluência da bacia. A área total inclui todos os pontos situados a altitudes superiores à da saída da bacia e dentro do divisor topográfico que separa duas bacias adjacentes (Figura 4.2.).. A determinação da área deve ser feita com muito rigor, a partir de fotografias aéreas, mapas topográficos, ou levantamento de campo, e se possível com auxílio de computadores.

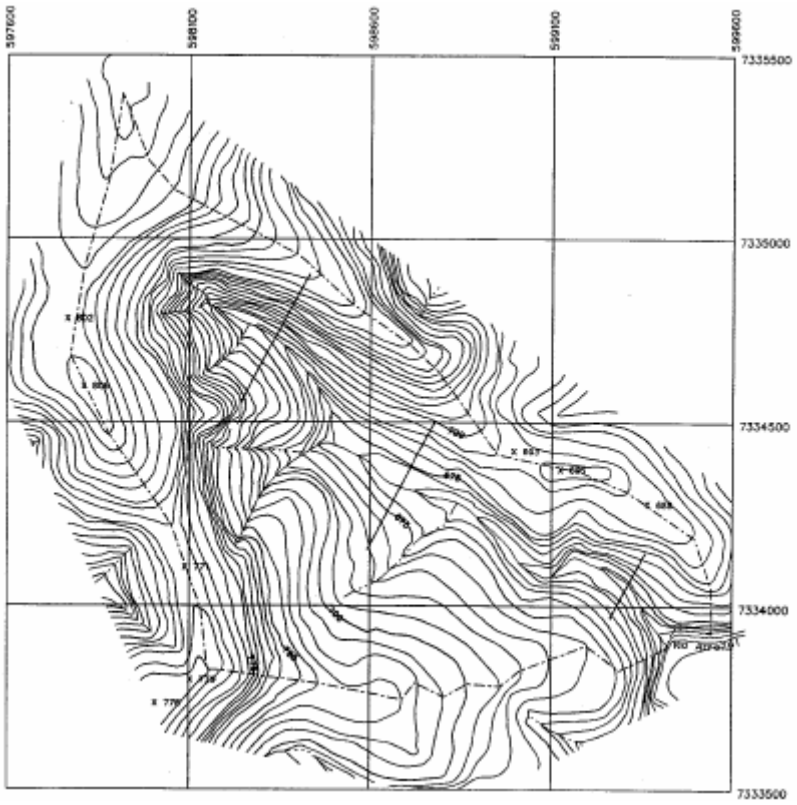


Figura 4.2: Ilustração do traçado do divisor topográfico ao longo dos pontos das linhas de contorno que delimitam uma bacia. (microbacia experimental, Bacia da Cachoeira, INPACEL, Arapoti, PR).

Como a produção de água pela bacia (deflúvio), pode ser originado de componentes superficiais e sub-superficiais, é possível, na paisagem normal, existir uma área de drenagem superficial que não corresponde exatamente aos limites subterrâneos da bacia, ou seja, o divisor topográfico pode não coincidir com o divisor freático. A Figura 4.3. ilustra esta situação.

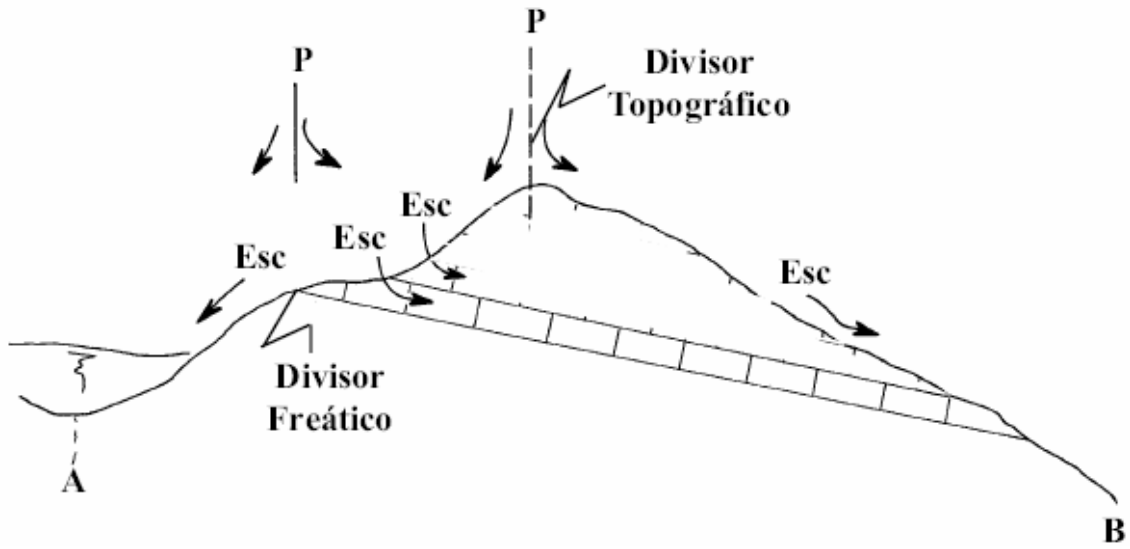


Figura 4.3: Casos em que não ocorre a coincidência entre a área superficial e a área sub-superficial das bacias.

No balanço hídrico ocorre vazamento para fora em A e para dentro em B.

Pela importância da área, tentativas foram feitas no sentido de se desenvolver métodos de classificação ou de ordenamento das bacias de acordo com seu tamanho, principalmente baseados na rede de canais da bacia. O método de ordenamento de STHRALER (1957) é ilustrado na Figura 4.4.

Os canais primários (nascentes) são designados de 1ª ordem. A junção de dois canais primários forma um de 2ª ordem, e assim sucessivamente.

A junção de um canal de uma dada ordem a um canal de ordem superior não altera a ordem deste. A ordem do canal à saída da bacia é também a ordem da bacia.

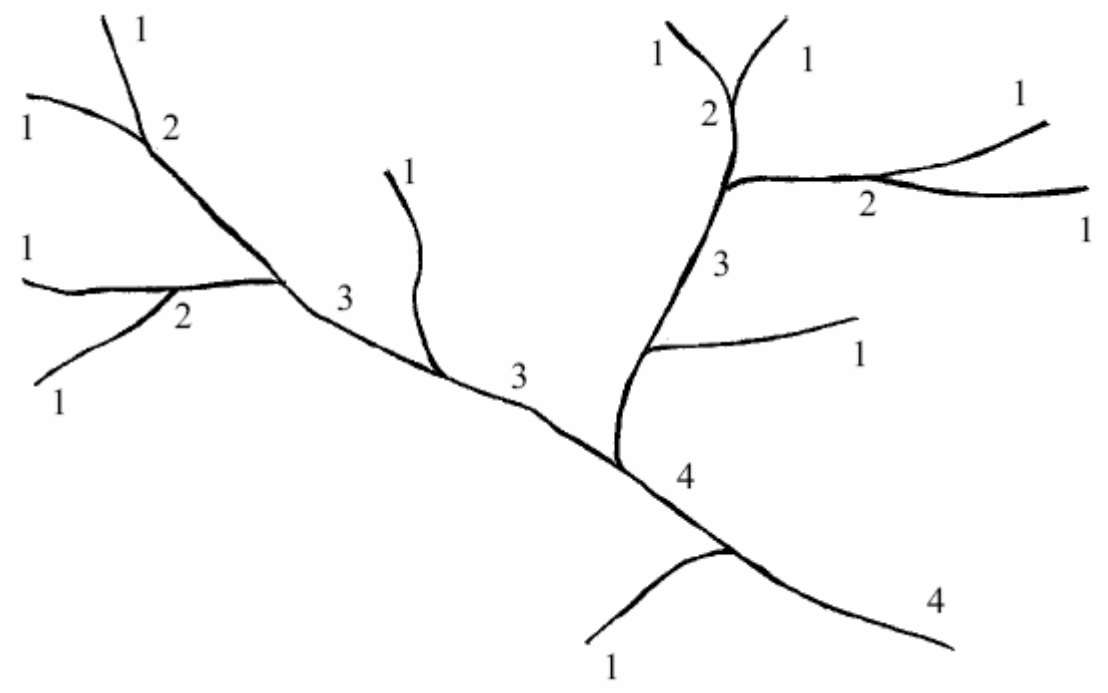


Figura 4.4: Ilustração do método de ordenação dos canais de STHRALER (1957).

Em hidrologia florestal os estudos se concentram em bacias pequenas, microbacias, de 1ª a 3ª ou até 4ª ordens, as quais são comparáveis em tamanho aos compartimentos ou talhões de manejo florestal (10 a 100 ha). Conforme pode ser observado, a menor unidade geomorfológica que caracteriza a bacia hidrográfica é a bacia de primeira ordem. A junção de duas microbacias primárias formam uma microbacia maior, de segunda ordem, e assim sucessivamente, até a formação da macrobacia hidrográfica, a bacia de um rio.

O conceito de microbacia, portanto, é meio vago. Primeiro, porque não há um limite de tamanho para a sua caracterização. Em segundo lugar, porque há que se fazer distinção aqui a dois critérios:

a) Do ponto de vista hidrológico, ou seja, levando em conta o funcionamento hidrológico da bacia: deste ponto de vista, bacias hidrográficas são classificadas em

grandes e pequenas não apenas com base em sua superfície total, mas também nos efeitos de certos fatores dominantes na geração do deflúvio. As microbacias apresentam, como características distintas, alta sensibilidade tanto a chuvas de alta intensidade (curta duração), como ao fator uso do solo (cobertura vegetal). Em bacias grandes, o efeito de armazenamento ao longo dos canais é tão pronunciado que a bacia não mais responde, ou perde sensibilidade àqueles dois fatores.

Desta forma, define-se "microbacia" como sendo aquela cuja área é tão pequena que a sensibilidade a chuvas de alta intensidade e às diferenças de uso do solo não seja suprimida pelas características da rede de drenagem. De acordo com tal definição, a área de uma microbacia pode variar de pouco menos de 1 ha a até 40 ou mais hectares, podendo mesmo atingir, em algumas situações, até 100 ha ou mais.Estes aspectos voltarão a ser discutidos em outros capítulos.

b) Do ponto de vista de programas e políticas de uso do solo de recente estabelecimento no país - os programas de manejo de microbacias: o critério de caracterização da microbacia, neste caso, é eminentemente político e administrativo.

4.2.2. Densidade de Drenagem

HORTON (1932) definiu densidade de drenagem como sendo a razão entre o comprimento total dos canais e a área da bacia hidrográfica.

É um índice importante, pois reflete a influência da geologia, topografia, do solo e da vegetação da bacia hidrográfica, e está relacionado com o tempo gasto para a saída do escoamento superficial da bacia. É dado por:

$$DD = \frac{L}{A}$$

DD = densidade de drenagem (km/km²)
L = comprimento total de todos os canais (km)
A = área da bacia hidrográfica (km²)

Quanto à densidade de drenagem, as bacias podem ser classificadas em (STHRALER, 1957):

baixa DD: 5.0 km/km^2
média DD: 5,0 - 13,5 km/km^2
alta DD: 13,5 - 155,5 km/km^2
muito alta DD: >> 155,5 km/km^2

A densidade de drenagem depende do clima e das características físicas da bacia hidrográfica. O clima atua tanto diretamente (regime e vazão dos cursos), como indiretamente (influência sobre a vegetação).

Das características físicas, a rocha e o solo desempenham papel fundamental, pois determinam a maior ou menor resistência à erosão. Em geral, uma bacia de geologia dominada por argilitos apresenta alta densidade de drenagem, enquanto que outra com

substrato predominante de arenitos apresenta baixa densidade de drenagem (MORISAWA, 1968).

Valores baixos de densidade de drenagem estão geralmente associados a regiões de rochas permeáveis e de regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade.

4.2.3. Forma da Bacia

Uma bacia hidrográfica, quando representada em um plano, apresenta a forma geral de uma pera. Dependendo da interação clima-geologia, todavia, várias outras formas geométricas podem existir.

Em qualquer situação a superfície da bacia é côncava, a qual determina a direção geral do escoamento.

A forma é uma das características físicas mais difíceis de ser expressas em termos quantitativos. A forma da bacia, bem como a forma do sistema de drenagem, pode ser influênciada por algumas outras características da bacia, principalmente pela geologia. A forma pode, também, atuar sobre alguns dos processos hidrológicos, ou sobre o comportamento hidrológico da bacia.

Inúmeros métodos de descrição da forma da bacia foram apresentados, conforme explicado com detalhes na literatura (MORISAWA, 1968), (GREGORY & WALLING, 1973).

HORTON (1932) propôs o fator de forma, definido pela fórmula:

$$F = \frac{A}{L^2}$$

onde:
F = fator de forma
A = área da bacia
L = comprimento do eixo da bacia (da foz ao ponto extremo mais longínquo no espigão)

Este índice de forma pode, por exemplo, dar alguma indicação sobre a tendencia a inundações, conforme ilustrado na Figura 4.5.

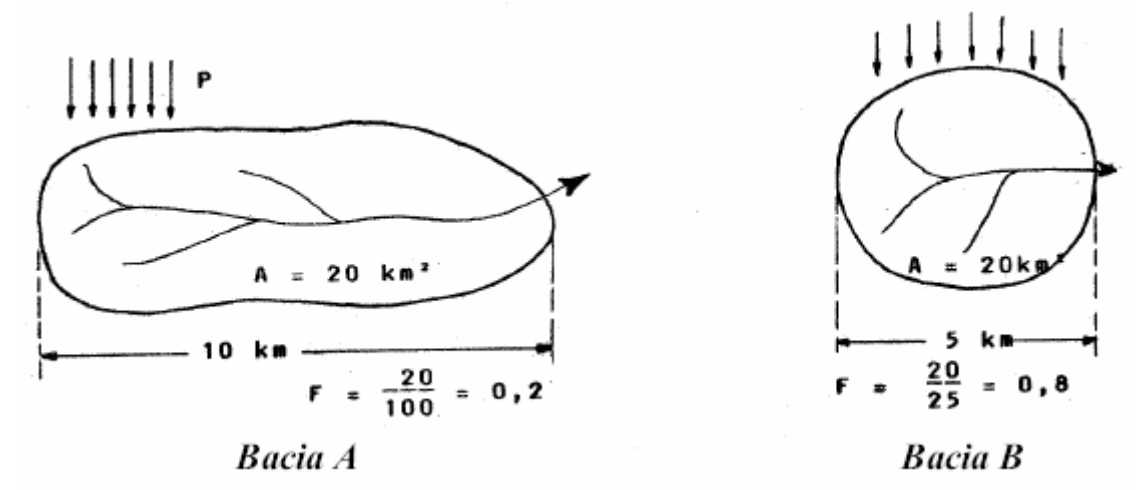


Figura 4.5: Ilustração da determinação do fator de forma para duas bacias de mesma área.

O escoamento direto de uma dada chuva na bacia (A) não se concentra tão rapidamente como em (B), além do fato de que bacias longas e estreitas como a (A) são mais dificilmente atingidas integralmente por chuvas intensas (SCHWAB et alii,1966). Comparativamente, bacias de fator de forma maior tem maiores chances de sofrer inundações do que bacias de fator de forma menor.

Outro índice de forma é o chamado "Indice de Circularidade" proposto por Miller em 1953 (citado por CHRISTOFOLETTI, 1974), de acordo com a fórmula:

$IC = 12,57 * A / P^2$

sendo:
IC = índice de circularidade < 1
A = área da bacia
P = perímetro da bacia

Quanto mais próximo de 1,0 mais próxima da forma circular será a bacia hidrográfica.

4.2.4. Declividade e Orientação

A declividade de uma bacia hidrográfica tem relação importante com vários processos hidrológicos, tais como a infiltração, o escoamento superficial, a umidade do solo, etc.. É, além disto, um dos fatores principais que regulam o tempo de duração do escoamento superficial e de concentração da precipitação nos leitos dos cursos d'água.

A diferença entre a elevação máxima e a elevação mínima define a chamada "amplitude altimétrica" da bacia.

Dividindo-se a amplitude altimétrica pelo comprimento da bacia obtém-se uma medida do gradiente ou da declividade geral da bacia, que guarda relação com o processo erosivo.

A declividade média da bacia pode ser calculada pela fórmula seguinte:

S = (D x L / A) x 100

onde:
S = declividade média (%)
D = distância entre as curvas de nível (m)
L = comprimento total das curvas de nível (m)
A = área da bacia hidrográfica (m^2)

Pelo método acima, verifica-se que o material necessário compreende um mapa plani-altimétrico, um curvímetro para a medição de distâncias no mapa, e um planímetro para a determinação da área.

Para bacias maiores, ou muito acidentadas, pode-se ampliar o intervalo entre duas curvas de nível, isto é, pode-se, por exemplo, medir apenas o comprimento de curvas alternadas.

Apesar de a declividade influir na relação entre a precipitação e o deflúvio, principalmente devido ao aumento da velociade de escoamento superficial, o que reduz, em consequência, a possibilidade de infiltração da água no solo, não se deve desprezar a influência secundária da direção geral da declividade, ou seja, da orientação da bacia.

A orientação define, então, a direção geral para a qual a declividade está exposta. Assim, bacia de orientação norte drena para o norte.

O fator orientação afeta as perdas por evapotranspiração, devido a sua influência sobre a quantidade de radiação solar recebida pela bacia. Esta pode, sem dúvida, afetar as relações entre a precipitação e o deflúvio. Por exemplo, na Estação Experimetal Hidrológica de Coweeta, nos Estados Unidos, foi verificado que bacias de orientação norte e orientação sul respondem diferentemente ao mesmo tratamento experimental aplicado, conforme pode ser observado no gráfico da Figura 4.6., a qual mostra a relação entre o corte raso da floresta e o consequente aumento do deflúvio nas bacias hidrográficas.

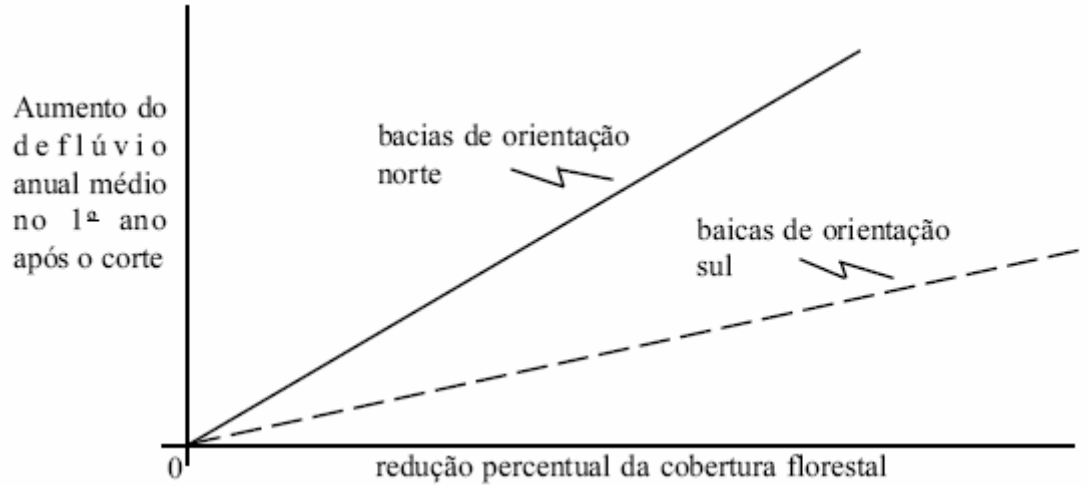


Figura 4.6: Efeito do corte raso da floresta sobre o aumento do deflúvio em bacias de orientação norte e sul (SWIFT JR., 1965).

Várias hipóteses tem sido apresentadas para a explicação do fenômeno observado. Embora se admita que o fator orientação tenha influência na diferença de comportamento, sabe-se também que a relação entre um e outro é complexa.

4.2.5. Altitude Média

A variação altitudinal e também a altitude média de uma bacia hidrográfica são importantes fatores relacionados com a temperatura e a precipitação.

Em bacias hidrográficas grandes, a altitude média pode ser mais facilmente determinada pelo método das interseções. Sobrepondo-se uma transparência reticulada sobre o mapa da bacia, contam-se as interseções que se encontram dentro da área da bacia (deve haver no mínimo 100 interseções para o sucesso do método). A altitude média é, então, obtida por:

$H = \Sigma h / n$

onde:
H = altitude média da bacia
h = altitude nas interseções
n = número de interseções

Uma análise mais completa das características de altitude de uma bacia pode ser feita pela medição, em mapa topográfico conveniente, das sub-áreas compreendidas entre pares sucessivos de curvas de nível. Avalia-se, então, a porcentagem correspondente a cada uma destas sub-áreas, em relação à área total da bacia. Por simples soma, obtém-se, a seguir, a porcentagem da área total que fica acima ou abaixo de uma dada altitude. Este método, descrito em WISLER & BRATER (1964), pode ser melhor compreendido através do esquema demonstrativo da Tabela 4.1., utilizando-se os valores mostrados na Figura 4.2 (microbacia experimental do Onça, Arapoti, PR).

Tabela 4.1: Esquema demonstrativo do cálculo da altitude média da microbacia hidrográfica experimental do Onça).

Intervalo de classe (m)	**Sub-área entre as curvas (km^2)(a)**	**Altitude médias do intervalo (m)(h)**	**(a).(h)**	**% sobre o total**	**% do total acima do limite inferior do intervalo**
380-400	0,03	390	11,7	0,8	100
400-420	0,25	410	61,5	1,2	98,8
420-440	0,45	430	193,5	3	95,8
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
	$\Sigma = A$		$\Sigma(a.h)$		

A altitude média da bacia é, então, calculada pela fórmula seguinte:

$H = \Sigma (a.h) / A$

O dados da Tabela 4.1 servem, ainda, para a determinação da chamada curva hipsométrica da bacia, a qual mostra a porcentagem da área da bacia que se encontra acima de uma determinada altitude básica. A conformação geral da curva hipsométrica é mostrada na Figura 4.7.

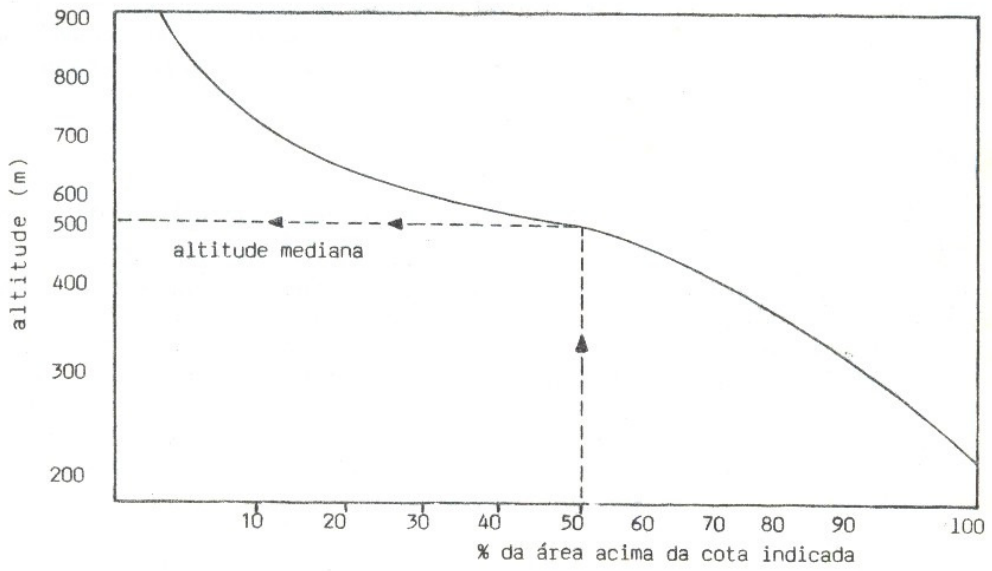


Figura 4.7: Curva hipsométrica hipotética de uma microbacia.

Pela curva hipsométrica, nota-se que é possível determinar uma outra característica altitudinal da bacia - a altitude mediana - que é o valor da escala de altitudes que corresponde a 50% da escala do eixo das abcissas. A altitude mediana é ligeiramente inferior à altitude média, de maneira geral.

4.2.6. Razão de Bifurcação

Como expressão quantitativa das inter-relações entre os parâmetros físicos, a chamada "razão de bifurcação", ou Lei do Número de Canais foi proposta por HORTON (1932). A razão de bifurcação (Rb) é definida como a relação entre o número de canais de uma dada ordem (n) e o número de canais de ordem imediatamente superior (n+1). E assim uma dada bacia de ordem n, n-1 valores de Rb podem ser determinados, conforme ilustra o esquema a seguir:

No de canais (NW)	Ordem (W)	Rb
32	1	
10	2	3,2
3	3	3,3
1	4	3
		Rb médio = 3,2

O valor médio dos Rb individuais da bacia representa a razão de bifurcação média para a bacia.

HORTON verificou que o número de canais diminui com o aumento da ordem dos canais de forma regular, ou seja, existe uma relação geométrica simples entre o número e a ordem dos canais. De fato, plotando-se a ordem dos canais (W) com o logarítmo do número de canais (log NW), os pontos alinham-se em linha reta, conforme ilustrado na Figura 4.8.

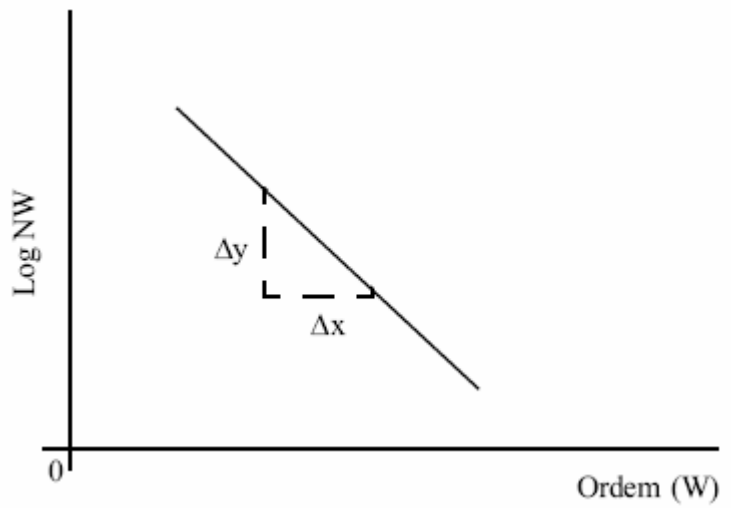


Figura 4.8: Lei do Número de Canais.

Esta relação é denominada "Lei do Número de Canais". A tangente da curva da Figura 4.8 tem o mesmo valor da razão de bifurcação média, ou seja, no exemplo considerado (Rb média = tg a = $\Delta y/\Delta x$ = 3,2). Neste caso, a Lei do Número de Canais permite dizer que para cada canal de 4ª ordem existem em média 3,2 canais de 3ª ordem, e assim sucessivamente.

$$Nu = \overline{Rb}^{k-u}$$

onde:
Nu = número de canais de ordem u
$\overline{Rb}$ = razão de bifurcação média
k = ordem da bacia
u = ordem dada

A maioria das bacias segue, em geral, a Lei de Horton, mas existem exceções (MORISAWA, 1968).

4.2.7. Lei do Comprimento dos Canais

Semelhantemente ao conceito de razão de bifurcação, pode-se estabelecer a chamada "razão do comprimento dos canais", utilizando-se, ao invés do número, o comprimento dos canais existentes na bacia hidrográfica.

Medindo-se acumulativamente o comprimento total de todos os segmentos de uma dada ordem, então o comprimento médio dos segmentos desta ordem é dado por:

$$Lu = \frac{\sum_{i=1}^{n} Lu}{\mathrm{Nu}}$$

Similarmente, também se observa que:

Lu+1 < Lu < Lu-1

HORTON verificou que a razão do comprimento (Rl) tende a ser constante através de uma dada série de ordens em uma bacia, tendo estabelecido, então, a chamada Lei dos Comprimentos, a qual é definida por:

$Lu = L1 \times Rl^{u-1}$

Ou seja, "o comprimento médio dos segmentos de uma dada ordem "u" tende a seguir uma sequência geométrica direta, na qual o primeiro termo é o comprimento médio do segmento de primeira ordem".

Pelas leis de Horton, pode-se concluir que existe uma similaridade geométrica entre as bacias de ordem crescente. Ou seja, uma bacia de 3a ordem é geometricamente similar às sub-bacias de 2a ordem, e assim sucessivamente.

As leis do número e do comprimento de canais podem ser combinadas, permitindo a estimativa do comprimento total de segmentos de uma dada ordem "u", a partir do conhecimento de Rb, Rl e L1, assim como da ordem da bacia:

$$\sum_{i=1}^{n} Lu = L1.Rb^{k-1} \times \mathrm{Rl}^{\mathrm{u-1}}$$

O comprimento total de toda a rede de drenagem de uma bacia de ordem k, por outro lado, é dado por:

$$\sum_{\mathrm{i=1}}^{k} \rightarrow \text{ä} \sum_{\mathrm{i=1}}^{n} Lu = \mathrm{L1} \times Rb^{k-1} \times \frac{\mathrm{Rlb}^{\mathrm{k}} - 1}{\mathrm{Rlb} - 1}$$

onde: Rlb = Rl / Rb

Para um aumento contínuo e uniforme de L, verifica-se que ocorrem aumentos descontínuos na área da bacia (A).

Em termos médios para diferentes regiões fisiográficas, verifica-se que esta relação entre L e A ocorre de acordo com o seguinte modelo:

$L = 1{,}4.A^{0,6}$ (A = milhas quadradas)

ou $L = 1{,}4.(2{,}58.A)^{0,6}$ ($A = km^2$)

Para onde for válida esta relação, pode-se dizer que uma bacia de área igual a 1 milha quadrada deve conter, em média, cerca de 1,4 km de canais de drenagem.

A existência de uma relação entre L e A implica em algumas considerações importantes:

a) a distância entre dois canais adjacentes é, por definição, igual ao recíproco da densidade de drenagem, ou seja:

$D = A / L$

b) a metade desta distância (A/2L), por outro lado, representa o comprimento de terreno onde pode ocorrer escoamento superficial, ou seja, o comprimento de terreno desde o divisor até o canal mais próximo:

$d = A / 2L$

c) o parâmetro "d" pode ser entendido como um indicador do limiar de erosão, em termos do comprimento de rampa por onde ocorre o escoamento superficial de água.

4.3. O ECOSSISTEMA BACIA HIDROGRÁFICA

A bacia hidrográfica pode ser considerada como um bom exemplo de um sistema geomorfológico: o geossistema.

Define-se sistema como um conjunto de elementos, seus atributos, e as relações entre si. De acordo com o critério funcional, os sistemas podem ser classificados em sistemas fechados e sistemas abertos.

Diz-se que um sistema é fechado quando apresenta limites bem definidos, através dos quais não ocorre nem importação nem exportação de matéria. Um sistema fechado desenvolve-se a partir de um fornecimento inicial de energia, ao passo que um sistema do tipo aberto requer suprimento contínuo de energia, funcionando pelo recebimento e pela perda contínua de energia (GREGORY & WALLING, 1973), (CHRISTOFOLETTI, 1974). A bacia hidrográfica pode, desta forma, ser considerada como um sistema geomorfológico aberto, recebendo energia do clima reinante sobre a bacia, e perdendo continuamente energia através do deflúvio.

Todo sistema é um organismo autônomo, mas ao mesmo tempo componente de um sistema maior (bacia unitária, microbacia, macrobacia).

No sistema aberto, portanto, a ênfase recai sobre as interações e inter-relações do conjunto, ou seja, do todo, do "holon" (holística).

A bacia hidrográfica, como sistema aberto, pode desta forma ser descrita em termos de variáveis interdependentes, as quais oscilam ao longo de um padrão, ou de uma média. Como tal, ela se encontra, mesmo quando não perturbada, em contínua flutuação, num estado de equilíbrio transacional ou dinâmico. Ou seja, a adição de energia, e a perda de energia o próprio sistema, encontram-se sempre em delicado balanço.

Em qualquer momento existe equilíbrio entre forma e forma (ex. entre a variável "área" e a variável "comprimento do canal" da bacia), ou entre forma e processo (ex. "área" x "vazão média"), ou entre processo e processo (ex. .vazão. x .sedimentos em suspensão.). Se ocorre alguma modificação no recebimento ou na liberação de energia, ou ainda na forma do sistema, deve ocorrer uma mudança compensatória que tende a minimizar o efeito da modificação e restaurar o estado de equilíbrio (resiliência) (GREGORY & WALLING, 1973), (LEOPOLD et al., 1964).

A área da bacia hidrográfica tem influência sobre a quantidade de água produzida como deflúvio. A forma e o relevo, por outro lado, atuam sobre a taxa, ou sobre o regime desta produção de água, assim como a taxa de sedimentação. O caráter e a extensão dos canais (padrão de drenagem) afetam a disponibilidade de sedimentos, bem como a taxa de formação do deflúvio. Muitas destas características físicas da bacia hidrográfica, por sua vez, são em grande parte controladas ou influenciadas pela sua estrutura geológica.

O manejo ecossistemico da bacia hidrográfica, desta forma, deve levar em conta este estado transacional e esta contínua interdependência entre todos os fatores da bacia, a fim de que os impactos (reações) decorrentes das atividades antrópicas sejam sempre minimizados.

4.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CHRISTOFOLETTI, A., 1974. Geomorfologia. Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP. 149 p.

GREGORY, K.J. & D.F. WALLING, 1973. Drainage Basin Form and Process - a Geomorphological Approach. John-Wiley & Sons., New York. 456p.

HORTON, R.E., 1932. Drainage Basin Characteristics. Trans. American Geophysical Union, 13: 350-361.

LEOPOLD, L.B.; M.G. WOLMAN; J.P. MILLER, 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman & Co. San Francisco. 522 p.

MORISAWA, M., 1968. Streams: their Dynamics and Morphology. McGraw-Hill Book Co., New York, 174 p.

SCHWAB, G.O.; A.K. FREVERT; T.W. EDMINSTER, K.K. BARNES, 1966. Soil and Water Conservation Engineering. John-Wiley & Sons. New York. 683 p.

STHRALER, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Trans. American Geophysical Union, 38: 913-920.

SWIFT JR., L.W., 1965. A specific application of the energy balance approach to the interpretation of watershed response. Research Conference on Energy Balance, Washington, D.C., 21 p.

WISLER, C.D. & E.F. BRATER, 1964. Hidrologia. Ao Livro Técnico. Rio de Janeiro. 484 p.

4.5. QUESTÕES

1. Fala-se muito em microbacias atualmente. O que voce realmente entendeu por microbacia ? Leve em conta na sua resposta:
a) superfície;
b) funcionamento hidrológico;
c) programa de planejamento de uso do solo.

2. No caso da definição hidrológica da microbacia, o que vem a ser essa referida "sensibilidade" da microbacia a chuvas de alta intensidade ?

3. Suponha duas microbacias de mesma área, mas com diferentes densidades de drenagem. Qual delas está mais sujeita à erosão ? Por que ?

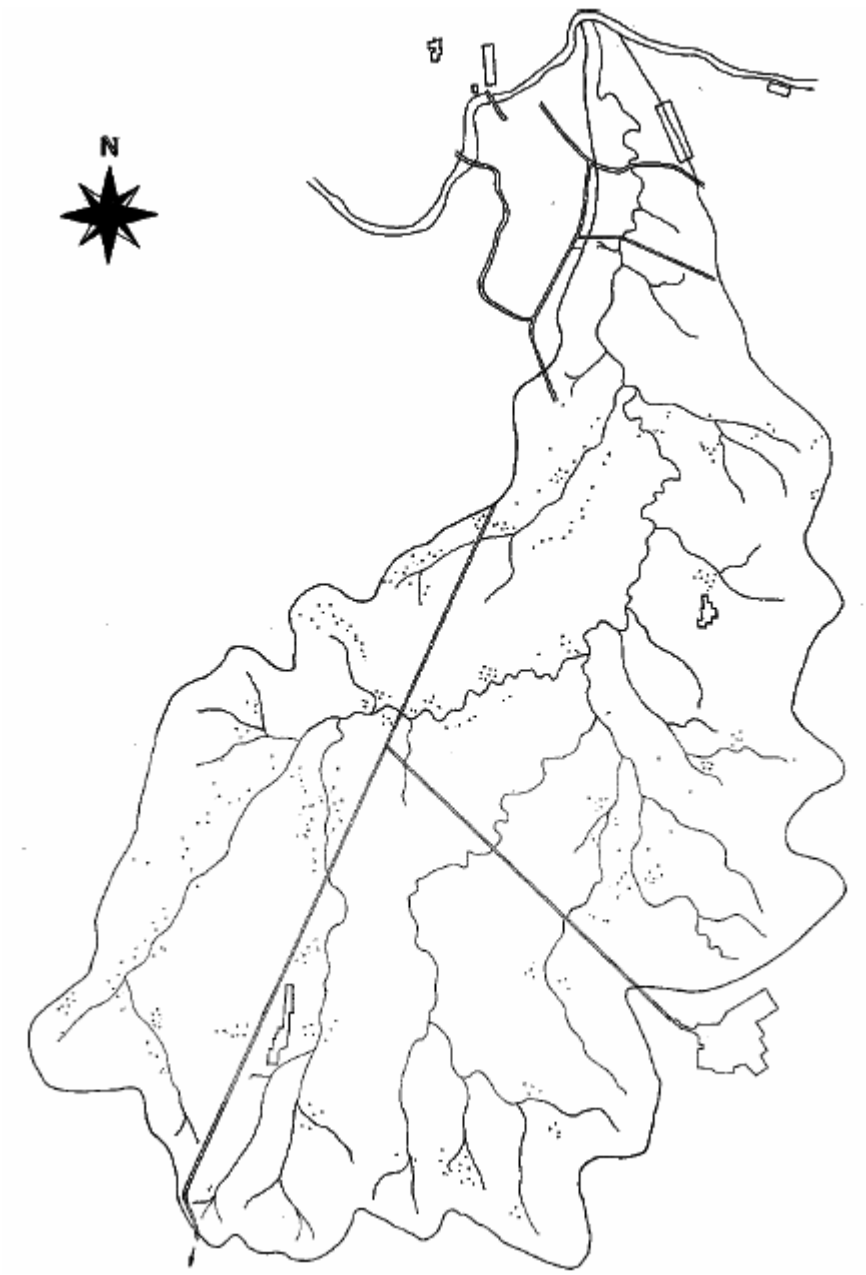
4. Qual a relação entre declividade e deflúvio na microbacia ?

5. Examine atentamente o gráfico da Figura 2.5. Considerando que os dados são do hemisfério norte, e levando em conta a diferença na quantidade de radiação solar recebida por microbacias de orientação norte e sul naquele hemisfério, voce considera este resultado normal ou conflitivo ? Por que ?

6. Uma bacia de 6ª ordem apresenta razão de bifurcação média = 3.2. Quantos canais primários possui a bacia ?

7. Como sistema aberto, a microbacia subexiste num estado de equilíbrio transacional. Qual o significado prático desta condição do ponto de vista de manejo de recursos naturais?

8. Mapa planimétrico da Bacia do Ribeirão Piracicamirim, fora de escala. Área aproximada: 120 km². Determinar:
a) padrão de drenagem
b) ordem da bacia
c) densidade de drenagem
d) fator de forma
e) orientação


N

CAPÍTULO V

PRECIPITAÇÃO

5.1. FORMAS DE PRECIPITAÇÃO

Precipitação é toda água líquida ou sólida que cai da atmosfera para a superfície da Terra. Representa o elo entre as fases atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico.

Quando a precipitação atmosférica atinge a superfície superior da cobertura florestal de uma bacia hidrográfica, ela se torna, então, no elemento básico em hidrologia florestal, constituindo a entrada ("input") do sistema hidrológico.

Considerando a equação simplificada do balanço hídrico em uma bacia hidrográfica, de um modo geral apenas cerca de um quarto da precipitação anual se torna disponível para o escoamento dos rios. A maior parte, portanto, retorna à atmosfera pelo processo de evaporação.

Acreditava-se, no passado, que esta alta evaporação de áreas continentais constituia a fonte principal de umidade para alimentar a precipitação em uma dada área, e que o aumento da evaporação local, portanto, deveria necessariamente resultar num aumento da precipitação na região. Baseado nesta premissa, várias alternativas foram, inclusive, sugeridas para se conseguir aumentar a precipitação de uma dada região, tais como a construção de represas e açudes, o reflorestamento etc..

Com o avanço do conhecimento dos processos da dinâmica da atmosfera e do balanço hídrico global, hoje reconhece-se que esta relação não pode ser assim tão simples (LINSLEY et alii, 1949), (GILMAN, 1964), (HEWLETT, 1967), (PEREIRA, 1973).

Na realidade, a umidade atmosférica, ou seja, a quantidade de vapor d'água presente na atmosfera, embora essencial para que possa ocorrer a precipitação, é apenas um dos fatores envolvidos neste processo. Pode-se dizer que a precipitação varia diretamente com a umidade disponível na atmosfera, mas variações em outros fatores meteorológicos podem obscurecer o efeito da umidade (LINSLEY et alii, 1949).

As formas pelas quais a umidade atmosférica se precipita na superfície são garoa, chuva, neve, graniso e orvalho, descritos resumidamente a seguir.:

a) Garoa: precipitação uniforme consistindo de gotas de diâmetro inferior a 0,5 mm, de intensidade geralmente baixa (inferior a 1 mm/h).

b) Chuva: precipitação cujas gotas apresentam diâmetro superior a 0,5 mm. A intensidade pode geralmente enquadrar-se em três categorias: leve (até 2,5 mm/h), moderada (2,6 a 7,5 mm/h), pesada (superior a 7,5 mm/h). A gota em queda atinge rapidamente a velocidade terminal de queda, quando é atingido o equilíbrio entre a resistência do ar e o peso da gota. As gotas podem crescer por coalizão e condensação durante sua trajetória descendente, até um limite máximo de aproximadamente 6 mm, acima do qual a deformação pode ser suficiente para romper a gota em gotículas de menor diâmetro (HEWLETT & NUTTER, 1969).

c) Graniso: precipitação na forma de pedras de gelo. Ocorre durante tempestades, quando há formação de violentas correntes ascendentes e descendentes nas nuvens. É um fenômeno que ocorre no final da primavera ou do verão, ao invés de no inverno, pois uma das condições é que a temperatura próxima ao solo seja superior a 0ºC.

d) Neve: cristais de gelo formados a partir do vapor de água quando a temperatura do ar é de 0ºC ou menos.

5.2. CAUSAS DA PRECIPITAÇÃO

A condensação do vapor d'água da atmosfera é a primeira condição essencial para a ocorrência de precipitação. A condensação ocorre como resultado do esfriamento do ar à temperatura inferior ao ponto de saturação de vapor. O esfriamento do ar pode ocorrer como resultado de vários processos, mas nem todos são normalmente suficientes para produzir precipitação. Por exemplo, o esfriamento do ar durante a noite, devido a perda de calor por radiação, não é tão intenso a ponto de causar chuva, embora possa haver condensação em superfícies expostas (orvalho).

O único mecanismo físico de esfriamento do ar que é eficiente na produção de precipitação é o da redução de pressão que ocorre quando massas de ar são forçadas a se elevar (GILMAN, 1964). Quando uma massa de ar se eleva até uma altura onde a pressão é menor, ocorre expansão. Esta expansão esfria o ar, pois diminui a frequência de colisão entre as moléculas. Este esfriamento é referido como adiabático, pois não há perda de calor para o meio. Assim, pode-se afirmar que a causa básica para a ocorrência de chuva é a ascensão de uma massa de ar úmida. Consequentemente, pode-se classificar as chuvas de acordo com os diferentes processos pelos quais ocorre ascensão de massas de ar. De modo geral, são três os mecanismos básicos de ascensão de massas de ar, dos quais resultam, então, os seguintes tipos básicos de precipitação:

a) Chuva frontal ou cliclônica: são chuvas associadas às chamadas frentes, ou seja, o conflito entre massas de ar.

b) Chuvas convectivas: resultam da ascensão do ar cuja temperatura ficou maior que a do meio. O contraste de temperatura que dá início ao processo de convecção pode resultar de várias causas, como por exemplo pelo aquecimento da superfície. Chuvas convectivas podem variar de leve a pesada, dependendo das condições de umidade e do contraste térmico. Frequentemente as tempestades com trovão são do tipo convectivo, originando pancadas fortes de chuva, que despejam grande volume de água, em curto período de tempo, e sobre uma área relativamente pequena.

c) Chuvas orográficas: resultam da ascensão do ar sobre barreiras físicas, como as montanhas, por exemplo. A orografia é menos efetiva em remover a umidade do ar, em comparação com os outros dois mecanismos de ascensão. Todavia, ela é muito efetiva em causar precipitação numa mesma área ou região, ano após ano, ou mesmo continuamente durante longos períodos (GILMAN, 1964).

Estes são os três processos físicos básicos de produção de chuva. Não obstante, vários processos podem agir simultaneamente, de sorte que algumas precipitações não são necessariamente devidas a uma causa única (LINSLEY et alii, 1949).

Por outro lado, o mecanismo de esfriamento da massa de ar é, na realidade, apenas uma das condições necessárias para a ocorrência de uma chuva (GILMAN, 1964).

5.3. MEDIÇÃO DA CHUVA

5.3.1. Fundamentos:

A precipitação constitui a entrada de água na microbacia.

As análises que podem ser realizadas com os dados de precipitação são de vários tipos: desde as que envolvem a distribuição temporal da precipitação, as análises de frequência, e até as análises dos dados de chuvas isoladas.

Do ponto de vista da medição e preparo dos dados de precipitação em bacias experimentais, os tipos de análises mais comumente envolvidos são:
a) análise pontual;
b) verificação da homogeneidade dos dados;
c) cálculo da precipitação média em uma dada área.

No primeiro caso, procede-se às tabulações dos dados obtidos nos aparelhos medidores individuais, quer pela leitura direta dos pluviômetros, quer pela tabulação dos diagramas de aparelhos registradores (pluviógrafos).

Ocasionalmente alguma estação ou posto pluviométrico pode, por uma razão ou outra, estar sem observação, ou seja, pode ter uma falha na série de dados. A estimativa dos dados perdidos pode ser feita por pelo menos três métodos.

O segundo tipo de análise diz respeito à verificação da consistência, ou da homogeneidade, dos dados de que se dispõe, a fim de adequá-los aos dados médios históricos regionais.

O terceiro tipo, finalmente, se relaciona com o cálculo da precipitação média para uma dada área, uma microbacia por exemplo, a partir de dados pontuais de vários pluviômetros distribuídos ao longo da área. Os métodos utilizados para esta determinação incluem:
a) média aritmética;
b) polígonos de Thiessen;
c) método das isoietas.

5.3.2. Análise Pontual

Os objetivos da medição da precipitação podem variar. Pode-se, por exemplo, estar interessado apenas na obtenção de dados pluviométricos para um dado local, e a medição realizada com apenas um posto pluviométrico pode ser suficiente em tais situações.

Por outro lado, em certas situações é interessante ou necessário conhecer-se a distribuição espacial da chuva ao longo de uma dada área, como uma microbacia por exemplo. Neste caso, torna-se necessário, evidentemente, ampliar os pontos de medição.

O interesse na obtenção de dados da precipitação pode, ainda, estar relacionado com a determinação de características de distribuição temporal de cada chuva, ou seja, de sua intensidade. E neste caso é necessário dispor-se de um aparelho registrador.

Em qualquer situação, torna-se necessário instalar os dispositivos medidores de tal forma que os valores por eles registrados sejam a medida real da precipitação no local, não sendo afetados pelas características físicas do meio.

Exemplificando, não se deve, como é óbvio, instalar o pluviômetro debaixo ou mesmo ao lado, de uma árvore, ou próximo a um edifício. Como regra prática, o pluviômetro deve ficar situado a uma distância pelo menos igual a duas vezes a altura do objeto (uma árvore, um edifício, etc.).

Por outro lado, instalar o pluviômetro em local completamente aberto não é tampouco recomendado, pois correntes fortes de vento podem alterar sensivelmente a precisão da medida.

A chuva, assim como outras formas de precipitação, é medida em termos de altura de água que se acumularia numa superfície plana e impermeável (mm de altura de água).

A medição propriamente dita consiste em se expor um recipiente com abertura cilíndrica (pluviômetro), no qual a altura (mm) de chuva é calculada em função da área desta abertura cilíndrica.

A medição, desta forma, é um processo simples e fácil, mas os erros a ela associados são, também, fáceis de aparecer, podendo atingir 10 %. Em geral, as principais dificuldades resultam de:

a) a própria presença do pluviômetro pode interferir com a corrente de vento, alterando a queda natural das gotas;

b) obstruções físicas tais como árvores, edifícios, muros, etc., podem alterar a medição;

c) parte da precipitação captada no pluviômetro pode ser perdida por evaporação;

d) parte pode, ainda, ser perdida por aderência às paredes do recipiente e das provetas medidoras;

e) deformação na abertura cilíndrica pode conduzir a erros no cálculo da altura de chuva;

f) a medição do volume de água coletada pode dar origem a erros;

g) em algumas situações, respingos de dentro para fora ou de fora para dentro do recipiente podem, também, contribuir para alterar a medição da quantidade verdadeira de chuva.

A velocidade do vento é um dos principais fatores de erro na medição de chuva, podendo ser responsável por até cerca de 80 % do erro total. Uma ilustração típica da

participação destes fatores no erro envolvido na medição da chuva pode ser observada na Tabela 5.1.

Tabela 5.1: Estimativa do erro na medição da chuva (CHANG,1982).

FONTES	% ERRO TOTAL
Evaporação	-1
Aderencia	-0,5
Inclinação do pluviômetro	-0,5
Respingos	1
Outros	-0,5
Vento	- 5,0 a - 80,0

De acordo com Lee (1972), citado por CHANG (1982), o efeito do vento na captação da chuva pelo pluviômetro desprovido de proteção adequada pode ser estimado a partir da determinação da inclinação da trajetória de queda das gotas (i), a qual é dada por:

$$i = \tan^{-1} (W/Vt)$$

onde:
W = velocidade do vento
Vt = velocidade terminal de queda das gotas

A deficiência na captação, ou na medição da chuva, é dada por:

$$D\ \% = 100\ (1 - \cos i)$$

A precipitação real (Pr), após a remoção do efeito devido ao vento, pode ser obtida a partir do valor medido pelo pluviômetro (Po) e da estimativa do ângulo de inclinação das gotas (i), de acordo com a equação:

$$Pr = Po/\cos i$$

De modo geral, grande parte das fontes de erro associadas à medição da chuva pode ser evitada levando-se em conta certas precauções:

a) Desde que a velocidade do vento aumenta com a altura acima do solo, é recomendado que o aparelho seja instalado tão baixo quanto possível, mas numa altura tal que possam ser evitados outros danos, tais como respingos de fora para dentro da abertura cilíndrica, presença de animais, etc.;

b) A superfície receptora do pluviômetro, constituída pela aresta viva e o funil, é a parte delicada do instrumento. O funil atua, também, na diminuição da perda por evaporação da água armazenada no recipiente;

c) Em áreas florestadas o pluviômetro deve ser instalado em clareiras de tamanho tal que um observador possa fazer uma visada radial de 45º a partir do pluviômetro. Em áreas declivosas esta clareira pode tornar-se muito grande e, portanto, impraticável. Alguns hidrologistas sugerem instalar o aparelho em torres acima das copas das árvores, mas nesta situação o efeito da turbulência poderia aumentar ainda mais;

d) para a redução do efeito do vento pode-se adaptar um dispositivo protetor contra o vento ao redor da abertura cilíndrica do aparelho;

e) em terreno plano, a captação das gotas de chuva pelo pluviômetro independe da inclinação da trajetória de queda das gotas. Em regiões de topografia acentuada, todavia, a instalação do pluviômetro na posição vertical (abertura cilíndrica no plano horizontal) vai afetar a captação, tanto em função da declividade do terreno, quanto em função do ângulo de inclinação da chuva. A fim de evitar tal erro, pode-se adaptar um dispositivo sobre a abertura cilíndrica do pluviômetro, o qual é dotado de uma inclinação capaz de torná-la paralela à declividade do terreno.

Além do pluviômetro, o qual armazena o volume de chuva ocorrida num dado período, existe, conforme já comentado, o pluviógrafo, o qual proporciona o registro contínuo da precipitação em um diagrama. Este registro, desta forma, possibilita a estimativa da intensidade com a qual a chuva ocorreu, ou seja, da quantidade de chuva por unidade de tempo (mm/h).

Os mecanismos de funcionamento do pluviógrafo são de tres tipos: balança, basculante e sifão. O esquema de um pluviógrafo de sifonamento é mostrado na Figura 5.1.

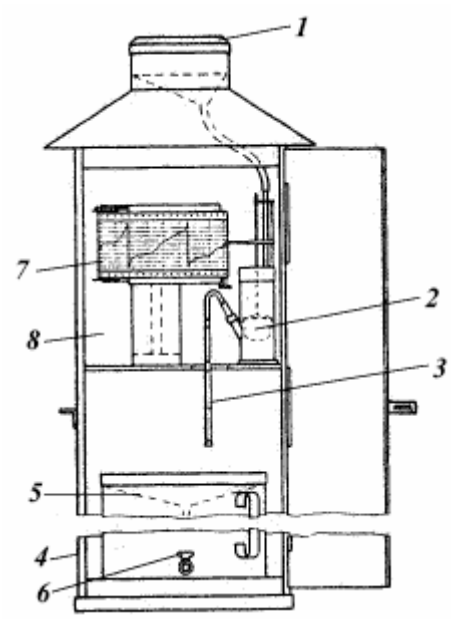


Figura 5.1: Estrutura fundamental de um pluviógrafo de sifonamento. 1 = abertura cilíndrica; 2 = bóia; 3 = sifão; 4 = recipiente coletor; 5 = funil de seguranca; 6 = torneira; 7 = diagrama e mecanismo de relojoaria; 8 = corpo com porta.

Os pluviômetros são, em geral, verificados diariamente. A precipitação ocorrida no período é expressa em termos de altura de chuva (mm).

O processamento dos dados obtidos pelo pluviômetro envolve, usualmente, o seguinte:

a) resumo dos totais diários, mensais e anuais;

b) resumo das máximas diárias, mensais e anuais;
c) resumo das mínimas diárias, mensais e anuais;
d) resumo dos totais estacionais.

O processamento dos dados obtidos por pluviógrafos é, em geral, mais complexo, mas proporciona maior volume de informações.

Inicialmente a curva do diagrama é separada em segmentos, estabelecidos de acordo com a mudança de declividade da curva. Em outras palavras, a curva é fracionada em todos os seus pontos de inflexão. Os intervalos de tempo e as respectivas alturas de chuva são, a seguir, tabulados, conforme ilustrado na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Tabulação dos dados de pluviógrafo.

DATA	**TEMPO**		**PRECIPITAÇÃO**		
	Hora	**Intervalo**	**Acumulada**	**Intervalo.**	**Intensidade**
		(Min)	**(mm)**	**(mm)**	**(mm/h)**
20/4/1989	03:15	-	0	0	0
	04:00	45	0,7	0,7	0,93
	04:40	40	2,95	2,25	3,37
	05:25	45	3,05	0,1	0,13
	06:25	60	10	6,95	6,95
	07:15	50	11	1	1,2
	07:45	30	14,5	3,5	7

A tangente de cada segmento da curva do diagrama indica a intensidade da chuva naquele intervalo:

Intensidade (mm/h) = Precipitação (mm) no intervalo / Intervalo de tempo

Na Tabela 5.2, a última coluna fornece os valores de intensidade da chuva nos respectivos intervalos. A intensidade máxima que se estima para as chuvas em geral é de cerca de 500 mm/h (HEWLETT & NUTTER, 1969). De acordo com TODD (1970), algumas chuvas mais intensas já ocorridas no mundo são listadas na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Algumas das chuvas mais intensas já ocorridas

DURAÇÃO	TOTAL	(mm) LOCAL
1 min	32,2	Estados Unidos
8 min	126	Bavária
1 hora	381	Estados Unidos
2 horas	457	Estados Unidos
1 dia	1168	Filipinas
2 dias	1676	China
1 semana	3327	Índia
1 mes	9296	Índia
1 ano	26467	Índia

De um modo geral, as chuvas de alta intensidade são de curta duração e atingem áreas de menor extensão, comparativamente às chuvas de baixa intensidade, em geral mais prolongadas e mais abrangentes.

A Tabela 5.4 contém informações a respeito de algumas características distintas entre chuvas de diferentes intensidades.

Tabela 5.4: Intensidade, diâmetro das gotas e velocidade de queda das chuvas (HEWLETT & NUTTER, 1969).

TIPO DE CHUVA	INTENSIDADE (mm/h)	DIÂMETRO MÉDIO DAS GOTAS (mm)	VELOCIDADE FINAL (m/s)
Nevoeiro	0,25	0,2	-
Chuva leve	1 – 5	0,45	2
Chuva forte	15 - 20	1,5	5,5
Tempestade	100	3	8

O gráfico da intensidade da chuva (ordenada) e do tempo (abcissa) é denominado histograma. Desde que é rara a ocorrência de duas chuvas que tenham exatamente a mesma intensidade e o mesmo período de duração, o histograma permite a classificação das chuvas em quatro padrões distintos. O conhecimento destes padrões é importante, por exemplo, para a avaliação da provável resposta hidrológica da microbacia a um dado evento chuvoso. Os quatro padrões de chuvas são os seguintes:

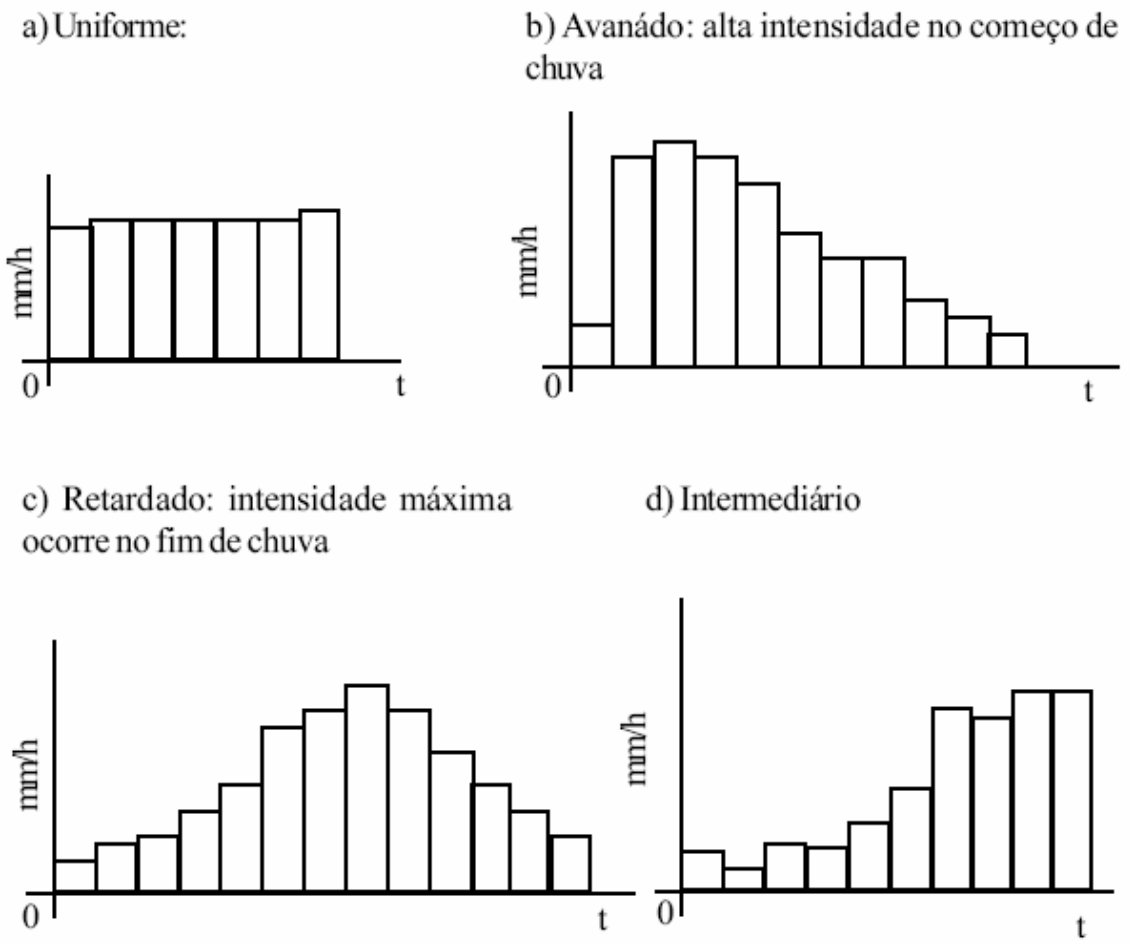


Figura 5.3: Os quatro padões de chuva.

Frequentemente acontece de se perder dados de um pluviômetro, quer por defeito no aparelho, quer por impossibilidade de coleta na ocasião, ou por outro motivo qualquer. A estimativa destes dados perdidos pode ser conseguida através da seguinte fórmula (PINTO et alii., 1973):

$$Px = 1/3\ [(Mx/Ma)Pa + (Mx/Mb)Pb + (Mx/Mc)Pc]$$

onde:
Px = dado de chuva que se quer estimar
Mx = média anual do pluviômetro perdido
Ma = média anual do pluviômetro "a"
Pa = precipitação medida no pluviômetro "a"
"a", "b", "c" = pluviômetros vizinhos ao pluviômetro problema

5.4. CÁLCULO DA PRECIPITAÇÃO MÉDIA PARA UMA MICROBACIA

O pluviômetro fornece a medida da precipitação em um dado ponto da área. Frequentemente é necessário obter-se, a partir dos dados de vários pluviômetros distribuídos ao longo da área, a precipitação média para uma dada área (um horto florestal, uma microbacia experimental, etc.). Existem vários métodos para tal estimativa:

a) Média aritmética: este é o método mais simples e o mais comumente utilizado, principalmente em regiões de topografia relativamente plana. Consiste em se obter a média aritmética simples de um certo número de pluviômetros.

b) Polígonos de Thiessen: permite a atribuição de um peso arbitrário a cada pluviômetro, de acordo com o seguinte procedimento:

- no mapa da área, a localização de cada pluviômetro é unida umas às outras por meio de linhas retas (ver Figura 5.4);
- em seguida traçam-se linhas perpendiculares a cada segmento de reta que une dois pluviômetros adjacentes;

- ao final do processo, estas perpendiculares devem circunscrever um polígono ao redor de cada pluviômetro (polígonos de Thiessen); todos os pontos dentro de cada polígono estarão mais próximo do pluviômetro por ele circunscrito do que de qualquer outro pluviômetro da área;

- a precipitação medida pelo pluviômetro de cada polígono é considerada representativa para toda a área circunscrita pelo polhgono. A fração percentual da área do polígono em relação à área total constitui o peso que se atribui ao pluviômetro respectivo.

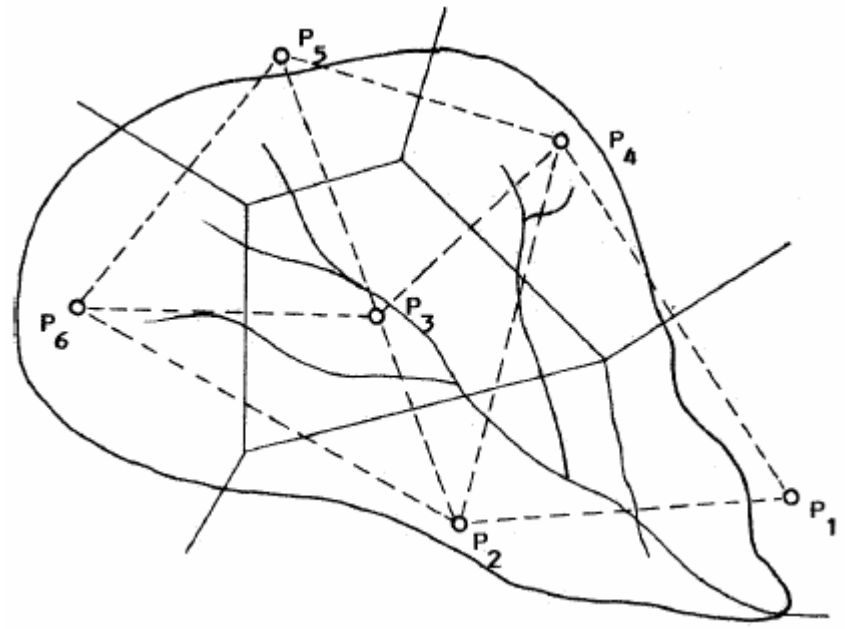


Figura 5.4: Mapa de uma microbacia com 6 pluviômetros distribuídos ao longo da área (inclusive dois situados ligeiramente fora do divisor), mostrando as linhas auxiliares que unem dois pluviômetros adjacentes (tracejadas), bem como as perpendiculares definitivas que delimitam os polígonos de Thiessen.

A precipitação média (de uma chuva ou de um período chuvoso) é, então, calculada com o auxílio do esquema mostrado na Tabela 5.5.

Tabela 5.5: Exemplo de cálculo da precipitação média pelo método de Thiessen.

Pluviômetro Nº	**(a) Precipitação (mm)**	**Área do polígono (ha)**	**(b) % do total ponderada**	**(a)(b) Precipitação**
1	25,2	5,2	6,4	1,6
2	20,1	13,1	16,2	3,3
3	28,4	21,4	26,5	7,5
4	32	12,5	15,5	5
5	30	10,5	13,1	3,9
6	19,8	18	22,3	4,4

Na Tabela 5.5, a soma da terceira coluna representa a área total da microbacia, enquanto que a soma da última coluna representa a precipitação média para a microbacia.

Pelo método da média aritmética, a média dos valores da coluna (a) da Tabela 5.1 fornece o resultado de 25,9 mm para a precipitação média para a microbacia em questão.

c) Método das Isoietas: consiste em se traçar linhas de valores iguais de precipitação (isoietas), de modo semelhante ao traçado de curvas de nível em mapas altimétricos. Uma vez traçadas as isoietas, a precipitação média na área é calculada pela soma das médias ponderadas entre isoietas adjacentes, conforme ilustrado na Figura 5.5 e na Tabela 5.6.

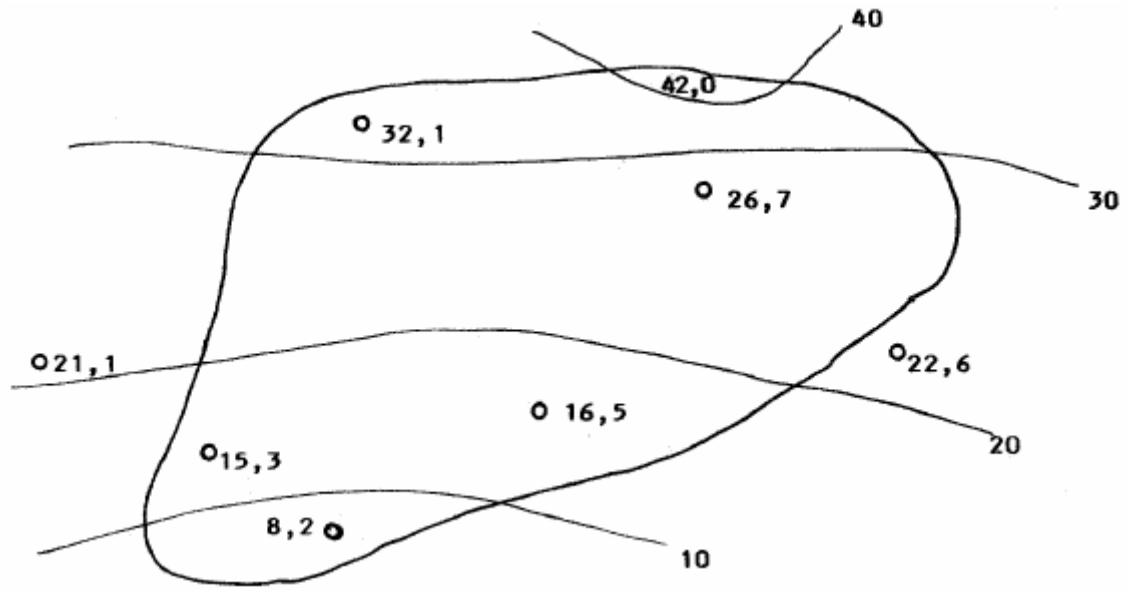


Figura 5.5: Mapa de uma microbacia com os respectivos valores de precipitação medidos em sete postos pluviométricos (dois deles inclusive fora do divisor) e com o traçado das isoietas correspondentes.

Tabela 5.6: Exemplo de cálculo da precipitação média pelo método das isoietas a partir do esquema hipotético da Figura 5.2.

LIMITE DAS ISOIETAS (mm)	**ÁREA (ha)**	**(a) % DO TOTAL**	**(b) PRECIPITAÇÃO MÉDIA (mm)**	**(a)(b) PRECIPITAÇÃO PONDERADA (mm)**
> 40	19	7,8	42	3,3
30 – 40	48	19,6	35	6,9
20 – 30	87	35,7	25	8,9
10 – 20	61	25	15	3,8
< 10	29	11,9	8,2	1
TOTAL	**244**	**100**		**23,9**

Na Tabela 5.6, a soma da segunda coluna fornece a área total da microbacia em questão, e a soma da última coluna fornece o valor da precipitação média na microbacia.

A média aritmética dos valores de precipitação de cada posto pluviométrico da Figura 5.5, por outro lado, resulta num valor de 23,1 mm para a precipitação média (aritmética) na microbacia.

CORBETT (1967) discute os problemas relativos à medição da precipitação em microbacias experimentais. De acordo com este autor, as vantagens e desvantagens dos tres métodos de obtenção da precipitação média são, resumidamente, as seguintes (Tabela 5.7):

Tabela 5.7: Comparação entre os três métodos

Método	Vantagens	Desvantagens
Média Aritmética	● método mais simples. ● se o número de pluviômetros for adequado e se estes se encontram bem distribuídos ao longo da área, o método apresenta boa estimativa. ● em áreas montanhosas só dá bons resultados se o fator topografia for levado em conta na localizaçào dos pluviômetros.	● se há poucos pluviômetros e se a distribuição destes não for adequada os resultados não serão bons. ● requer maior número de pluviômetros para uma mesma precisão, em comparação com os demais métodos.
Método de Thiessen	● proporciona resultados mais precisos do que os obtidos pela média aritmética. ● não é influênciado pela distribuição desuniforme dos pluviômetros. ● os pluviômetros colocados fora, mas próximos aos limites da área podem ser utilizados nos cálculos.	● o método é muito trabalhoso. ● os polígonos devem ser refeitos quando ocorre uma mudança na rede de pluviômetros
Método das isoietas	● teoricamente é o método mais preciso. ● permite a visualização da variação espacial da precipitação ao longo da área. ● os pluviômetros colocados fora, mas próximos aos limites da área podem, também, ser utilizados nos cálculos.	● é o mais trabalhoso dos métodos. ● requer muita prática. ● o procedimento de cálculo pode ter erro subjetivo

Além de CORBETT (1967), também os trabalhos de HOLTAN et alii (1962), LAINE (1969) e JACKSON (1969) contém inúmeras outras informações relacionadas com os cuidados que devem ser observados para a correta medição da precipitação em uma dada área.

HOLTAN et alii (1962), por exemplo, dão recomendações quanto ao número mínimo de pluviômetros a ser utilizados para a obtenção da precipitação média em microbacias experimentais (Tabela 5.8).

Tabela 5.8: Número mínimo de pluviômetros em microbacias experimentais

Área da microbacia (ha)	Número mínimo de pluviômetros
0 – 12	1
12 – 40	2
40 – 80	3
80 – 200	1/40 há
200 – 1000	1/100 há
1000 – 2000	1/150 há
> 2000	1/500 há

5.5. ANÁLISE DE FREQUÊNCIA

Frequentemente é necessário conhecer a frequência com que uma chuva de certa magnitude pode ocorrer, ou pode ser igualada ou excedida. Este tipo de informação é básico, por exemplo, para o dimensionamento de uma represa, a fim de se construir uma estrutura que seja segura e econômica.

Período de recorrencia, tempo de recorrência, ou período de retorno (Tr) é definido como sendo a frequência de ocorrência de uma chuva de certa magnitude. Por exemplo, uma chuva com tempo de recorrencia Tr = 10 anos corresponde a uma chuva que pelas leis da probabilidade tem possibilidade de ocorrer (ou ser excedida) pelo menos uma vez a cada dez anos, em termos médios.

A probabilidade de ocorrencia (P) de uma dada chuva durante o período de um ano é dada por:

$$P = 1/Tr$$

ou seja, a probabilidade de ocorrência é igual ao inverso do tempo de recorrência. No exemplo já mencionado, a probabilidade de ocorrencia da chuva cujo Tr = 10 anos é dado por:

$$P = 1/10 = 0,1 = 10\ \%$$

Isto é, existe uma chance em cada 10 de que esta chuva ocorra durante o ano.

A probabilidade de não ocorrência do evento (q) é dado, então, por:

$$q = 1 - P$$

ou, substituindo:

$$q = (Tr - 1) / Tr$$

Se se quizer determinar qual a probabilidade de ocorrência de uma dada chuva, de período de recorrência Tr, durante um período n de anos, tem-se:

$$Pn = 1 - q^n$$

Exemplo: uma barragem vai ser construída com capacidade para conter uma chuva de Tr = 100 anos. Qual a probabilidade de que tal chuva ocorra nos primeiros 25 anos de vida útil da barragem?

$$Pn = 1 - q^{25}$$
$$Pn = 1 - [(100 - 1)/100]^{25}$$
$$Pn = 22\ \%$$

Em muitos estudos hidrológicos há necessidade de se conhecer a frequência de ocorrência de chuvas de uma dada intensidade, tal como a frequência de ocorrência de uma chuva de 30 minutos de duração. Para a região centro-sul, por exemplo, PINTO et

alii (1973) apresentam mapas e tabelas contendo as frequências (Tr) de 10, 25 e 50 anos para chuvas com duração de 15, 30, 60, 120 e 240 minutos.

5.6. INFLUÊNCIAS DA FLORESTA

Como já afirmado, havia, no passado, uma crença de que o aumento da evaporação numa dada região, por alguma modificação das condições da superfície, poderia contribuir para aumentar a precipitação local. Semelhantemente, a partir da observação de que a precipitação média é em geral maior em áreas florestadas do que em áreas abertas, havia, também, a crença de que as florestas contribuiam para o aumento da precipitação local por apresentarem normalmente uma alta taxa de evapotranspiração.

Pela mesma razão se atribuia ao desmatamento a ocorrência de secas.Esta crença pode ser inclusive encontrada registrada na literatura (RAKHMANOV, 1966), (SHPAK, 1971), (MOLCHANOV, 1963). Alguns destes trabalhos inclusive se baseiam em resultados de medições realizadas no campo.

Todavia, na maioria destes trabalhos os autores chegaram à conclusão de que chovia mais em áreas florestadas do que em áreas abertas através da comparação simples de dados de precipitação medidos na floresta e na área aberta. Somente com relação ao vento, por exemplo, sabe-se que as diferenças entre estas duas condições (área florestada e área aberta) são suficientes para causar enormes diferenças na medição da chuva pelo pluviômetro, o que não foi levado em conta por estes autores.

Desde há muito tempo sabia-se que as florestas apresentavam microclima caracterizado por alta umidade relativa. Assim, esta alta concentração de vapor do ambiente florestal sugeria maior possibilidade de ocorrência de chuva.

No início do Período das Medições (A Ciência Hidrologia - capítulo II), quando resultados mais acurados foram se tornando disponíveis, esta idéia foi reforçada pela observação de que sobre os oceanos, onde a umidade relativa é normalmente alta, a precipitação média também é, em geral, cerca de 43 % maior do que sob áreas continentais (CHANG, 1982).

Também desde há muito se sabe que as florestas conseguem se desenvolver somente em áreas de precipitação relativamente alta (mínimo de 400 mm/ano). E a indagação "é a floresta que faz chover ou é a chuva que faz a floresta ?", por mais trivial que possa parecer, ainda permance difícil de ser resolvida experimentalmente.

Em 1877, em seu livro "Forest and Moisture", Brown (citado em CHANG, 1982) argumentava que as massas de ar quente seriam resfriadas ao passarem por áreas florestadas, o que poderia provocar a condensação do vapor.

Mais tarde ZON (1927) novamente comenta o assunto quando escreveu:

"As florestas aumentam tanto a abundância quanto frequência da precipitação local, o excesso de chuva, em comparação com áreas abertas, podendo chegar a 25% em alguns casos. A influência das montanhas sobre a precipitação (orografia) é aumentada pela presença da floresta.As idéias de ZON, que prevaleceram por várias décadas, estavam baseadas na maior transpiração normalmente desenvolvidas pelas florestas. Esta maior

taxa de fornecimento de vapor para a atmosfera, aliada ao fato de que a floresta pode contribuir com algum efeito orográfico, assim como com o aumento da turbulência, em virtude da maior rugosidade aerodinâmica de suas copas, foram utilizadas como suporte para o alegado efeito sobre as chuvas."

Um reforço ainda maior a estas idéias vinha de alguns resultados experimentais. Um destes trabalhos foi o de HURSH (1948), que mediu a chuva, durante um período de quatro anos, na região da chamada "bacia do cobre", no Estado de Tennessee, Estados Unidos, onde cerca de 2800 hectares de florestas naturais haviam sido destruídas pelas emanações das usinas de processamento do minério de cobre.

HURSH mediu a chuva de forma comparativa em tres locais diferentes: numa parcela que ainda mantinha sua cobertura florestal original, numa parcela onde a floresta foi destruída pela poluição, e numa área campo aberto, todas próximas uma da outra. O resultado foi de que na floresta a precipitação foi cerca de 25% maior do que nas áreas abertas.

Ainda no mesmo ano da publicação do trabalho de HURSH, um outro autor (KITTREDGE, 1948), referindo-se a estes resultados experimentais, argumentava que as diferenças encontradas provavelmente deviam ser atribuídas mais às diferenças de temperatura e de correntes de convecção entre as áreas estudadas, do que à maior transpiração da parcela florestada.

Para permitir, finalmente, condições de avaliação criteriosa tanto dos argumentos em favor de um efeito positivo da floresta sobre as chuvas, como de resultados experimentais similares aos obtidos por Hursh, é necessário levar em conta os seguintes aspectos:

a)a participação efetiva do processo de evaporação continetal como fornecedor de umidade para a atmosfera;
b)a participação efetiva do conteúdo de umidade na atmosfera na ocorrencia de chuva:
c)a participação relativa da evapotranspiração florestal no fornecimento de vapor para a atmosfera;
d)a participação do vento no processo de medição da chuva em áreas florestadas e em áreas abertas.

A evaporação local não controla a precipitação neste mesmo local, nem tampouco se correlaciona com o padrão de distribuição das chuvas sobre a Terra. Tem sido demostrado que a evaporação continental pode, eventualmente, contribuir apenas com uma fração ínfima para a precipitação em áreas continentais (GILMAN, 1964).

Mas para se considerar que a evaporação de um dado local possa contribuir para aumentar a chuva nesta mesma área é preciso, antes, levar em conta a constante movimentação do ar.

De fato, a camada de ar que recebeu a água evaporada pode, algumas horas mais tarde, encontrar-se a quilômetros de distância de onde o vapor se originou. Para o período anual, e para a Terra como um todo, a maior parte da umidade atmosférica que eventualmente se precipita em áreas continentais provém da evaporação dos oceanos.Embora os oceanos sejam o maior fornecedor de vapor para a atmosfera,

algumas regiões costeiras, e portanto bem próximas da fonte de fornecimento de vapor para a atmosfera, são desérticas, como na costa do Peru, da África, da Austrália, etc.

O padrão de distribuição de chuva do planeta, por outro lado, corresponde com o padrão de circulação geral da atmosfera. Esta circulação geral da atmosfera, mais os efeitos locais de fatores fisiográficos, governam a distribuição horizontal das chuvas no planeta. Como já afirmado, a umidade atmosférica é apenas um dos fatores envolvidos na ocorrência de chuva.

O vapor presente na atmosfera, conforme apresentado no capítulo III, seria responsável por uma precipitação potencial de 25,5 mm. Todavia, frequentemente ocorrem chuvas em quantidades muitas vezes superior a este valor potencial teórico.

PENMAN (1963) chamou a atenção para o fato de que o conteúdo de vapor no ar acima de desertos pode ser inclusive maior do que o verificado sobre florestas tropicais.GILMAN (1964) explica que deve haver pelo menos quatro condições para a ocorrência destas chuvas pesadas:

a) mecanismo de resfriamento do ar;
b) mecanismo de condensação do vapor;
c) mecanismo de crescimento das gotículas;
d) mecanismo de acumulação de nuvens.

Conforme já comentado no capítulo III, o balanço hídrico médio em escala global deve satisfazer a equação simples

$$P = ET,$$

ou seja, o fornecimento de vapor para a atmosfera através do processo de evaporação (ET) deve ser igual ao fornecimento de água da atmosfera para a superfície (P).

Em escala global ainda, pode-se dizer, então, que qualquer alteração em ET deve corresponder a uma alteração idêntica em P, a fim de satisfazer a equação do balanço hídrico.

Desde que as florestas apresentam maior ET do que as outras formas de vegetação, pode-se, finalmente, esperar que nelas a precipitação deva, também, ser maior. Argumento irrefutável em escala global. Mas só em escala global.

Primeiro, a evaporação continental corresponde a apenas cerca de 14% da evaporação total do planeta. Desta forma, se toda a evaporação continental fosse reduzida a zero, a precipitação global deveria diminuir 14 %, supondo que a evaporação dos oceanos permanecesse constante. Na área continental do planeta, as florestas ocupam cerca de 25%.

Portanto, se apenas a evaporação da área florestada fosse cessada, a diminuição correspondente da precipitação global seria de 25 % de 14%, ou seja, cairia para apenas 3,5 %. Mas a eliminação da floresta não cessa totalmente o processo de evaporação da área. Apenas a diminui de aproximadamente 1/3 ou menos. Assim, com a eliminação da cobertura florestal, a diminuição correspondente na precipitação ficaria reduzida a apenas 1/3 de 3,5 %, ou seja, apenas 1 a 2 % em escala global.

Em segundo lugar, pode-se chegar a números idênticos a partir de resultados obtidos em bacias hidrográficas experimentais. HIBBERT (1967) e BOSCH & HEWLETT (1982) publicaram trabalhos de revisão analisando mais de 30 resultados obtidos em bacias experimentais.

De modo geral, tais resultados mostram que o corte raso total da floresta em uma bacia hidrográfica aumenta o deflúvio anual da bacia numa taxa média de aproximadamente 150 mm no primeiro ano após o corte (esse aumento tem variado de 34 a 450 mm nas diferentes regiões do mundo).

Baseando-se nesta taxa média de aumento do deflúvio anual, e considerando a área total de florestas do planeta (cerca de 4 bilhões de hectares), o corte raso total de todas as florestas do mundo reduziria o fornecimento de vapor de água para a atmosfera em cerca de 6×10^{12} m³.

Comparando este valor com o volume de precipitação média anual do planeta , ou seja, $4{,}9 \times 10^{14}$ m³ , a redução estimada na precipitação média anual global seria de apenas 1,3 %, valor bem próximo daquela estimativa anterior. Este percentual de redução, por outro lado, é inclusive inferior ao erro normalmente associado à metodologia de medição da chuva.

Em escala regional, a influência da floresta sobre a precipitação é ainda mais complicada de ser confirmada. Em regiões tropicais, como na bacia Amazônica por exemplo, a circulação interna pode ser fator importante. Mas aqui também é preciso levar em conta o fator escala.

Conforme já comentado, a evaporação de uma dada região ingressa na atmosfera e passa a fazer parte da dinâmica atmosférica, movendo-se a velocidades de centenas de quilômetros por dia. Consequentemente, a contribuição da evaporação para a precipitação local é pequena, variando de 6 a 27% para bacias com área variando de 10^5 a 107 km², tornando-se praticamente desprezível para bacias com área inferior a 10³ km² (LEE, 1980).

É evidente que se faz necessário, aqui, reconhecer um efeito positivo indiscutível da presença da floresta sobre a precipitação local, que é a chamada "precipitação oculta". Quando uma nuvem (neblina) penetra numa floresta, gotículas de água são depositadas na folhagem, as quais se acumulam e gotejam para o solo. Esta captação física de gotículas de água da neblina pode contribuir significativamente para o balanço hídrico local, constituindo-se, sem dúvida, num aumento da precipitação local, o que não ocorreria se não houvesse a presença da floresta. Mas evidentemente esse aumento só tem importância em locais ou regiões onde pode ocorrer o fenômeno, como em regiões costeiras, áreas montanhosas etc.

Outro efeito importante desempenhado pela floresta diz respeito ao processo de interceptação da água da chuva pela copa. Pelo processo de interceptação, a floresta desempenha importante papel na distribuição de energia e de água à superfície do solo, afetando a distribuição temporal e espacial da chuva que atinge sua copa, e diminuindo a quantidade de água da chuva que chega efetivamente ao solo.

É evidente, finalmente, que o corte raso da floresta, além do efeito significativo sobre a diminuição da transpiração, pode acarretar, também, modificações no microclima da

área cortada, com possíveis efeitos sobre a hidrologia local em termos de escoamento superficial, erosão, ciclagem de nutrientes, etc.

Mas não há, como vimos, nenhuma razão para esperar que a atmosfera superior deva ser correspondentemente afetada, ou seja, que o corte de uma determinada porção de floresta da área continental deva afetar os processos atmosféricos de condensação do vapor e de formação de chuva.

Para concluir, convém retomar os resultados experimentais de HURSH já mencionados, que mediu a chuva em áreas contíguas de floresta, de campo e de solo nu, obtendo resultados maiores na área florestada. Conforme poderá ser quantificado na aula prática deste capítulo, o ponto importante na análise destes resultados é o papel do efeito do vento na medição da chuva pelo pluviômetro.

Sabe-se que a precipitação não ocorre uniformememte distribuída numa dada região, mesmo para áreas relativamente pequenas. Portanto, é praticamente impossível medir a chuva simultaneamente em duas áreas distintas. O erro normalmente associado à melhor técnica disponível de medição é de cerca de 5 % ou mais.

A ação do vento, além disto, é fator crucial na precisão com a qual o pluviômetro capta as gotas de chuva, captação esta que diminui com o aumento da velocidade do vento. Assim, levando-se em conta a diminuição da velocidade do vento na área florestada, um aparelho colocado numa área de floresta deve captar mais do que outro pluviômetro colocado em área aberta adjacente. A diferença a mais observada na floresta, desta forma, é meramente circunstancial.

Assim, a idéia de que a floresta, devido a sua maior evapotranspiração, tende a aumentar a precipitação local foi praticamente abandonada. Como colocado por RAKHMANOV (1966):

Portanto a propalada idéia de que as florestas funcionam como umidificadoras da atmosfera e aceleradoras do ciclo hidrológico é bem irrealística. É a conclusão da qual não se pode escapar, e que deriva das evidencias obtidas com base nos conceitos modernos do ciclo hidrológico. Isto não quer dizer, todavia, que se esteja negando o fato de que a transpiração florestal participa da umidificação da atmosfera. Significa apenas que a quantidade de vapor liberado pela transpiração das florestas não é diferente daquela liberada por outros tipos de terreno. Em outras palavras, as florestas não liberam uma quantidade adicional de umidade suficientemente diferente para suportar sua reputação como "umidificadoras", comparativamente a áreas não florestadas. Assim, não se deve considerar a floresta como aceleradora da reciclagem das chuvas (páginas 14-15)"

HEWLETT (1967), resumindo os trabalhos discutidos em sessão técnica do Simpósio Internacional de Hidrologia Florestal, realizado em 1965 nos Estados Unidos (SOPPER & LULL, 1967), afirma:

Muito apropriadamente, a primeira sessão técnica deste simpósio tratou do assunto relativo à entrada de água nas bacias hidrográficas. Houve interesse muito grande dos participantes no que diz respeito ao papel das florestas como redistribuidoras das chuvas... Um estudo completo sobre o assunto "floresta x precipitação" deve incluir dois tópicos:

a) o efeito da floresta sobre a precipitação;
b) o efeito das florestas sobre a medição, redistribuição, interceptação e armazenamento da precipitação...

O primeiro tópico foi bastante popular há alguns anos, mas não foi discutido neste simpósio. Aparentemente os participantes concordam com as conclusões de PENMAN, publicadas em 1963, que na ausênencia de dados convincentes deve-se admitir que a mera presença da floresta não afeta necessariamente a precipitação sobre a área... Há, aparentemente, algumas exceções, se se considerar o que é chamado de precipitação oculta, isto é, a captação de neblina e a condensação ou orvalho, que respinga das folhas e dos ramos. Há, inclusive, um trabalho em outra sessão técnica deste simpósio que atesta a importância deste fenômeno...

Os outros trabalhos desta sessão foram relacionados com o segundo tópico, isto é, com o papel da floresta como receptoras e redistribuidoras da chuva e da neve..

5.7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOSCH, J.M. & J.D. HEWLETT, 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 55:3-23.

CHANG, M.,1982. Laboratory Notes - Forest Hydrology. The School of Forestry, Stephen F.Austin State University. Nacogdoches. 203 p.

CORBETT, E.S., 1967. Measurement and estimation of precipitation on experimental watersheds. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p. 107-129.

GILMAN,C.S., 1964. Rainfall. In: Handbook of Applied Hydrology. V.T.Chow (Ed.). McGraw-Hill. p.9-1 a 9-68.

HEWLETT, J.D., 1967. Summary of Forests and Precipitation Session. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p.241-243.

HEWLETT, J,D. & W.L. NUTTER, 1969. An Outline of Forest Hydrology. University of Georgia Press. 137 p.

HOLTAN, H.N.; N.E. MENSHALL; L.L. HARROLD, 1962. Field Manual for Research in Agricultural Hydrology. Agricultural Research Service, Agricultural Handbook N 224. 215 p.

HURSH, C.R., 1948. Local climate in the Copper Basin of Tennessee as modified by the removal of vegetation. USDA Circular 774. 38 p.

JACKSON, I.J., 1969. Tropical rainfall variation over a small area. Journal of Hydrology, 8:99-110.

KITTREDGE, J., 1948. Forest Influences. McGraw-Hill. 394 p.

LAINE, R.J., 1969. Measuring rainfall on forest catchments. Journal of Hydrology, 9: 103-112.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press.349 p.

LINSLEY,JR., R.K.; M.A. KOHELER; J.L.H. PAULUS, 1949. Applied Hydrology. McGraw-Hill. 689 p.

MOLCHANOV, A.A., 1963. Hidrologia Florestal. Fundação Calouste Gulbenkian. 419 p.

PENMAN, H.L., 1963. Vegetation and Hydrology. Technical Communication 53. Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden, England. 124 p.

PEREIRA, H.C., 1973. Land Use and Water Resources. Cambridge University Press. 246 p.

PINTO, N.L.S; A.C.T. HOLTZ; J.A. MARTINS, 1973. Hidrologia de Superfície. Editora Edgard Blucher. 179 p.

RAKHMANOV, V.V., 1966. Role of Forests in Water Conservation. Israel Program for Scientific Translation. 192 p.

SHPAK, I.S., 1971. The Effect of Forests on the Water Balance of Drainage Basins. Israel Program for Scientific Translations. 258 p.

SOPPER, W.E. & H.W. LULL (Eds.), 1967. International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. 813 p.

TODD, D.K., 1970. The Water Encyclopedia. Water Information Center. New York. 559 p.

ZON, R., 1927. Forests and Water in the Light of Scientific Investigation. USDA Forest Service. 106 p.

5.8. QUESTÕES

1. Por que é difícil a obtenção de resultados experimentais que possam esclarecer o folclore "a floresta aumenta a precipitação"?

2. Comentou-se a respeito do balanço hídrico médio global onde, nesta escala global, deve-se esperar que P = ET. Ou seja, o fornecimento de vapor da superfície para a atmosfera deve, em escala global, ser igual à precipitação. Os parágrafos que se seguem a esta colocação no texto contem alguns cálculos baseados em fatos e em resultados experimentais. Todavia, mesmo lendo criticamente estes dois parágrafos fica difícil acompanhar o raciocínio numérico. Desta forma, tente lê-los novamente, mas agora fazendo um esquema anotado daqueles valores.

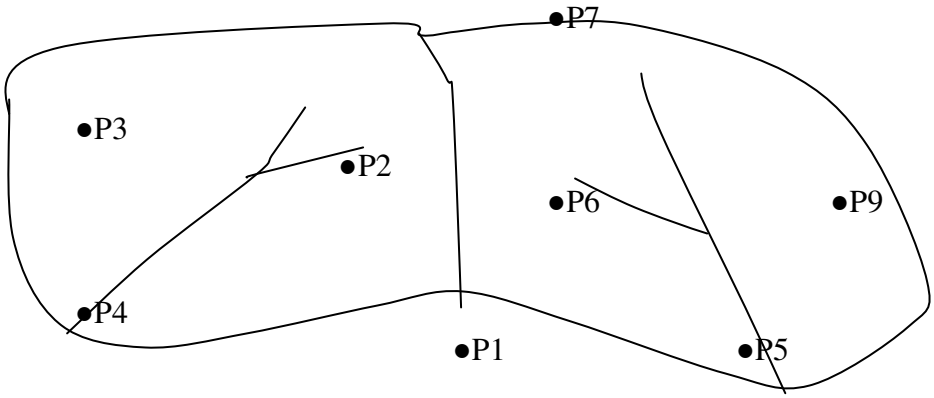
3. O que voce entendeu por "precipitação oculta" ?

4. Assumindo uma chuva caindo verticalmente, calcular a captação por um pluviômetro inclinado de 15º em relação à vertical, em valor percentual à captação que ocorreria se o pluviômetro estivesse na vertical.

5. Deseja-se instalar um pluviômetro em uma área florestada, cujas árvores apresentam altura de 25 m. O aparelho deve ser instalado a uma altura de 1,50 m do solo. O terreno apresenta declividade uniforme de 20º. Determinar a clareira que deve ser aberta, considerando que a árvore mais prpxima do pluviômetro deve estar aquém da linha de visada de 45º a partir do pluviômetro (na direção radial). Resolver apenas graficamente.

6. Qual é a probabilidade de ocorrência, nos próximos 100 anos, de uma chuva de tempo de recorrencia de 100 anos ? Se se for construir uma estrutura com vida útil prevista para 100 anos, e se apenas 1% de risco (isto é, de probabilidade de ocorrência do evento) for recomendado, para que tempo de recorrência deve a estrutura ser dimensionada ?

7. Dadas as duas microbacias do mapa anexo, calcular a precipitação média em cada microbacia pelos métodos da Média Aritmética, de Thiessen, e das Isoietas. Comentar os resultados. Os valores medidos nos respectivos pluviômetros instalados ao longo da área são os seguintes:
P1 = 53,2 mm P4 = 60,1 mm P7 = 63,7 mm
P2 = 54,5 mm P5 = 67,9 mm P8 = 56,1 mm
P3 = 58,9 mm P6 = 65,0 mm P9 = 50,7 mm



8. O experimento de medição comparativa da precipitação da Bacia do Cobre referido por HURSH (1948) mostrou os seguintes resultados em termos de precipitação média mensal (Po em mm) e velocidade média do vento (W em cm/s):

MES	**FLORESTA**		**CAMPO**		**SOLO NU**	
	W	**Po**	**W**	**Po**	**W**	**Po**
	(cm/s)	**(mm)**	**(cm/s)**	**(mm)**	**(cm/s)**	**(mm)**
JAN	49	213	224	191	282	184
FEV	54	154	255	142	293	137
MAR	58	138	255	121	295	118
ABR	58	174	250	158	295	153

MAI	25	105	156	92	217	92
JUN	16	113	123	96	192	96
JUL	11	167	96	154	168	148
AGO	13	110	89	107	163	98
SET	13	57	96	60	165	56
OUT	25	57	134	62	206	49
NOV	36	56	163	49	224	45
DEZ	36	115	159	107	217	103
ANO	**33**	**1459**	**167**	**1339**	**226**	**1279**

- Usando as equações fornecidas no texto, fazer, inicialmente, o ajuste dos dados de Po, determinando os respectivos valores mensais da precipitação corrigida (Pr);

- A velocidade terminal (Vt) é função do diâmetro médio das gotas. Para as características pluviométricas do local do experimento, o diâmetro médio das gotas é de cerca de 1,0 mm e o valor de Vt é de 403 cm/s;

- comparar os dados da precipitação corrigida entre as tres parcelas experimentais.

CAPÍTULO VI

INTERCEPTAÇÃO DA CHUVA PELA FLORESTA

6.1. INTRODUÇÃO

Se o efeito da floresta sobre a precipitação pluviométrica em uma dada área é, como discutido no capítulo anterior, considerado desprezível, a influência da floresta sobre o recebimento e a redistribuição das chuvas é, todavia, de importância significativa dentro do contexto do balanço hídrico de um determinado local.

Pela interceptação, a floresta causa uma diminuição no total de chuva que atinge a superfície do solo. Conforme o tipo de floresta, esta redução pode chegar a cerca de 25 % da precipitação anual (LINSLEY et alii, 1949). Em regiões de clima úmido dos Estados Unidos, por exemplo, as perdas por interceptação podem atingir 254 mm por ano (HELVEY & PATRIC, 1965a).

Durante períodos sem chuva, a transpiração e a evaporação direta da água do solo compõem o consumo total de água por uma superfície vegetada. Durante períodos chuvosos, todavia, a interceptação também passa a fazer parte das perdas de água pelo ecossistema (RUTTER, 1968).

De uma chuva pequena, de 5 mm por exemplo, quase toda a água será retida pelas copas e de lá evaporada diretamente. Ou seja, 100 % de perda por interceptação. Aproximadamente a mesma quantidade de chuva (5 mm) será perdida de uma chuva maior, digamos 100 mm. A percentagem de perda desta última será, evidentemente, menor (5 %).

Os aspectos físicos do processo de interceptação são discutidos com detalhes em vários textos básicos, como por exemplo em LINSLEY et alii (1949), LEONARD (1967), CZARNOWSKI & OLSZENSKI (1968).

O modelo esquematizado na Figura 6.1. permite visualizar as inter-relações entre o recebimento e a redistribuição da chuva em uma floresta.

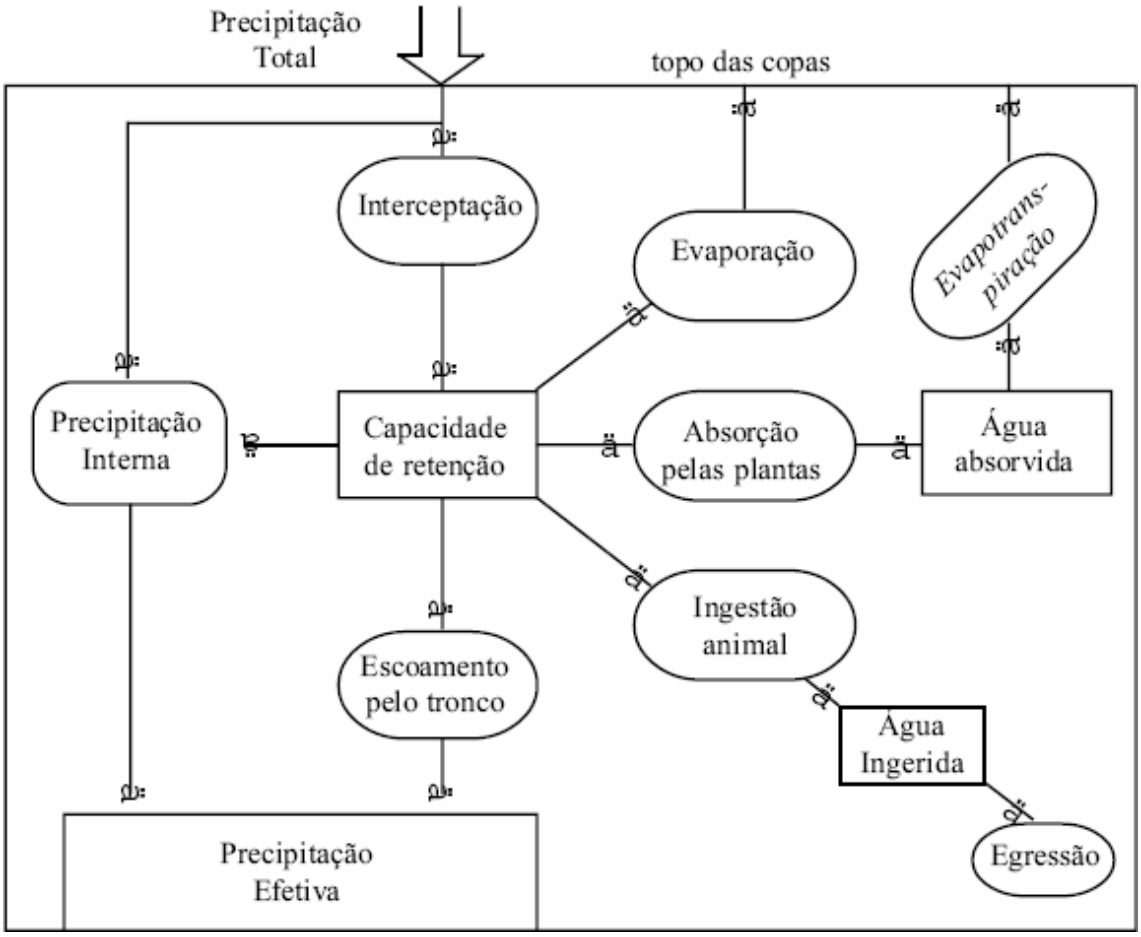


Figura 6.1: Modelo do processo de interceptação da chuva por uma floresta.

6.2. O PROCESSO INTERCEPTAÇÃO

Em estudos de interceptação por florestas, os processos de "absorção pelas plantas" e "ingestão animal", devido à proporção insignificante e devido à impossibilidade de medição, não são normalmente considerados.

Os processos hidrológicos envolvidos, conforme mostrado na Figura 6.1, podem, segundo HELVEY & PATRIC (1965b), ser conceituados de acordo com o seguinte:

Interceptação: é o processo pelo qual a água da chuva é temporariamente retida pelas copas das árvores, sendo subsequentemente redistribuída em:

a) água que goteja ao solo;
b) água que escoa pelo tronco;
c) água que volta à atmosfera por evaporação direta.

Precipitação incidente (P): quantidade total de chuva que é medida acima das copas, ou em terreno aberto adjacente à floresta.

Precipitação interna (Pi): chuva que atravessa o dossel florestal, incluindo as gotas que passa diretamente pelas aberturas existentes na copa, assim como as gotas de respingam da água retida na copa.

Escoamento pelo tronco (Et): água da chuva que, após retida pela copa, escoa pelos troncos em direção à superfície.

Precipitação efetiva (PE): chuva que efetivamente chega ao solo, logo :

PE = Pi + Et.

Perda por interceptação (I): a fração da chuva que é evaporada diretamente da copa, não atingindo, portanto, o solo. Desprezando-se a absorção e a ingestão, pode-se escrever a equação do balanço hídrico do modelo da Figura 6.1 da seguinte forma:

P - Pi - Et - S - E = 0

onde:
S = capacidade de retenção da copa (quantidade de água que pode ser retida temporariamente na copa antes do início dos processos Pi e Et)
E = evaporação da água retida na copa (inclui a evaporação que ocorre durante a duração da chuva, e, cessada a chuva, a evaporação de S.

No início da chuva é preciso primeiro que ocorra a saturação da copa, ou seja, é preciso que "S" seja completado. Atingida a saturação, e com a continuação da chuva começam, então, os processos de precipitação interna e escoamento pelo tronco.

Esta capacidade "S" é função da espécie e da parte aérea da biomassa, representando uma quantidade mais ou menos fixa para cada condição. Cessada a chuva, esta água (S) será, também, evaporada. Em geral a folha não é capaz de absorver quase nada da água retida em sua superfície e a capacidade individual de retenção de água de cada folha é função de seu tamanho, de sua configuração e composição, da viscosidade da água e de pressões externas sobre as folhas (precipitação, ventos, etc.).

Estes aspectos todos operam, conjuntamente, para a produção de tensão superficial entre a superfície foliar e a água presente nesta superfície. Em função desta tensão superficial a água tende a ficar retida ao longo da folha, até que seja atingido o equilíbrio entre a tensão superficial e a gravidade, a partir do qual a água começa a gotejar.

A viscosidade da água, por sua vez, é função da temperatura. A viscosidade, e portanto a tensão superficial, diminui com o aumento da temperatura.

Os ventos atuam no sentido de quebrar as forças de adesão entre a água e a superfície das folhas. Assim, é de se esperar valores mais altos de "S" nas seguintes condições:

- espécies de folhas grandes e rugosas
- baixa temperatura do ar
- ausência de ventos

A concepção da perda por interceptação (I) como sendo a soma da evaporação durante a chuva (E) e da evaporação de "S" pode ser visualizada através da Figura 6.2.

No início da chuva a evaporação (E) deve provavelmente representar o componente principal da perda por interceptação. À medida que a chuva continua, todavia, as

condições microclimáticas (temperatura, gradiente de pressão de vapor e disponibilidade de energia) na região das copas se modificam, tendendo a diminuir a taxa de evaporação.

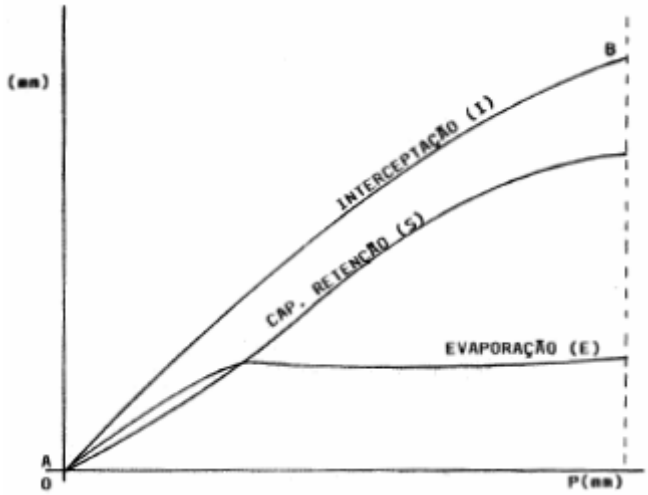


Figura 6.2: Relação entre precipitação incidente (P) e perda por interceptação (I), considerando os componentes de perda “E” (evaporação durante a chuva) e “S” (evaporação após o fim da chuva).

No ponto B a capacidade de retenção atingiu o máximo e, se a chuva continuar, o aumento da perda por interceptação ocorre devido à continuação da evaporação, embora em taxas menores.

No modelo da Figura 6.1, o componente evaporação representa as perdas e refere-se, portanto, à chamada "perda por interceptação", englobando o "E" e o "S".

A perda total por interceptação, desta forma, vai variar com o clima. Em regiões de regime pluviométrico caracterizado pela ocorrência de chuvas prolongadas, mas pequenas, ou seja, em condições tais que a copa da floresta permance molhada durante longa parte do ano, a perda anual por interceptação pode ser alta.

Portanto, deve-se escrever que a perda por interceptação (I) é igual à soma da água retida (S) e da água evaporada durante a chuva (E):

$$I = S + R.E.t$$

onde:
I = perda por interceptação (mm)
S = capacidade de retenção (mm)
E = evaporação durante a chuva (mm/h)
t = duração da chuva (h)
R = índice de área foliar.

A equação acima produz um valor de I que independe da quantidade de chuva (P). Neste caso ela assume, então, que toda chuva seja suficiente para completar a capacidade de retenção (S).

LINSLEY et alii (1949) sugerem que a interceptação pode ser considerada como descrevendo uma curva de forma exponencial. Há realmente trabalhos na literatura que mostram que a interceptação aumenta exponencialmente com o aumento da precipitação. Se isto for o caso, a equação que melhor descreve o processo assume a forma

$$I = (S + R.E.t)(1 - e^{cp})$$

onde:
e = base dos logarítmos naturais
c = constante
P = precipitação (mm)

A curva hipotética da Figura 2.1. mostra que, conforme já mencionado, para chuvas pequenas a interceptação é praticamente igual a precipitação incidente, depois assumindo uma diminuição (ou um aumento) exponencial com a continuação da chuva.

6.3. INFLUÊNCIA DA FLORESTA

A interceptação vem sendo estudada desde há muito tempo em diversos países. Há quase meio século ZON (1927) apresentava uma revisão da literatura sobre o assunto, comentando vários trabalhos de medição da interceptação em florestas na Europa. De acordo com HELVEY & PATRIC (1965b), o primeiro trabalho de interceptação nos Estados Unidos foi desenvolvido em 1919.

KITTREDGE et alii (1941) mediram, durante 6 anos, a interceptação em uma plantação de pinheiros (Pinus canariensis), de idade aproximada de 28 anos, determinando que as perdas por interceptação variaram de 17 a 28 %. Verificaram, ainda, que a proporção do componente Et foi de apenas 1% da precipitação medida no aberto.

VOIGT (1960) realizou observações durante dois anos numa área florestada nos Estados Unidos, encontrando perdas por interceptação de 19 % em pinheiros e 25 % em florestas de espécie latifoliada (Fagus).

Na Inglaterra, RUTTER (1963) mediu a interceptação em uma plantação de Pinus sylvestris, de 19 anos de idade, encontrando valor de 32 % de perda por interceptação. O autor verificou, ainda, que existe correlação positiva entre o componente escoamento pelo tronco (Et) e o DAP das árvores. Todavia, DEWALLE & PAUSELL (1969), medindo a interceptação em floresta natural de latifoliadas mistas, não encontraram correlação entre Et e DAP, sendo que o valor da perda por interceptação no caso foi de 12 %.

Estes e outros trabalhos mostram que conhferas interceptam mais do que latifoliadas, de modo geral (RAPP & ROMANE, 1968), (FRECHETTE, 1969), (DELÀs, 1967), (SWAMK et alii, 1972), (ROGERSON & BYRNES, 1968), (NIHLGARD, 1969), (SMITH, 1973), (MOLCHANOV, 1963).

Tem sido verificado, também, que as perdas por interceptação tendem a aumentar com a idade do povoamento florestal (HELVEY, 1967), (DELFS, 1967).

De modo geral sempre existe uma defasagem entre o início da chuva e o início dos processos Pi e Et. Conforme já discutido anteriormente, isto ests relacionado com o tempo gasto para atingir a saturação da copa (S). Por exemplo, numa floresta de latifoliadas na Nova Zeldndia, ALDRIDGE & JACKSON (1973) verificaram que o Pi inicia-se após 0,5 mm de precipitação incidente, enquanto que o Et sp se iniciou após 1,3 mm de chuva. Estes números servem para dar uma idéia da dimensão do valor de "S".

Para alguns tipos de florestas, a perda por interceptação pode ser determinada apenas pela medição de Pi, uma vez que o processo Et ou não se verifica ou ocorre em proporções desprezíveis (ROTACHER, 1963), (SKAU, 1964).

Nesta interação com a copa da floresta, não é apenas em termos quantitativos que a precipitação incidente é modificada, mas também em termos da taxa com a qual ela é redistribuída ao solo. TRIMBLE & WEITZMAN (1954), colocando pluviógrafos, ao invés de pluviômetros, debaixo da copa, realmente verificaram que no piso florestal a precipitação interna chega com intensidade diminuída em até 20 %, relativamente à intensidade da precipitação incidente.

Evidentemente que pode haver também perdas evaporativas da água interceptada pelo piso florestal, se bem que em proporções relativamente insignificantes, não sendo, em geral, considerado nos estudos. HELVEY (1964) mostrou que em florestas naturais de latifoliadas mistas a interceptação pelo piso (subosque) pode atingir cerca de 50 mm anuais.

Neste sentido, pode-se falar também em interceptação por vegetação de menor porte, gramíneas por exemplo, semelhantemente ocorrendo em proporções insignificantes (KERENSKI, 1970), (BURGY & POMEROY, 1958), (CROUSE et alii, 1966).

Muito pouco tem sido feito a respeito da medição da interceptação em florestas tropicais. JACKSON (1971) estimou que seria necessário um número muito grande de intercept[metros a fim de que se pudesse medir a precipitação interna com precisão razoável nestas condições. LOW (1972) sugere que as perdas por interceptação são responsáveis pela redução de 50% na precipitação incidente em florestas tropicais da Malásia. De fato, SIM (1972) observou que nesta mesma região as perdas por interceptação variam de 25 a 80 % da precipitação incidente.

No Brasil, uma referencia pioneira refere-se a um trabalho realizado em 1936, em condições de floresta sub-tropical, citado por GEIGER (1966). Segundo esta referência, os seguintes resultados percentuais de precipitação interna, escoamento pelo tronco e perda por interceptação foram encontrados, relativamente à precipitação incidente: 34 %, 28 % e 38 %.

Outros trabalhos em condições de floresta tropical no país são, por exemplo, os de FRANKEN et alii (1982), (CASTRO, 1983), LLOYD et alii (1988).

Para as florestas de espécies latifoliadas mistas de toda a região leste dos Estados Unidos, HELVEY & PATRIC (1965b) sugerem que as equações

$$PI = 0{,}901.P - 0{,}031$$
$$Et = 0{,}041.P - 0{,}005$$

podem ser utilizadas para a estimativa de Pi e de Et a partir da medição da precipitação em áreas abertas.

Em Israel, KARSCHON & HETH (1967) mediram a interceptação em plantações homogeneas de eucalipto (E.camaldulensis), obtendo as seguintes equações de regressão, de acordo com a idade do povoamento:

aos 7 anos: PE = 0,857.P - 0,04
aos 8 anos: PE = 0,851.P - 0,03
aos 9 anos: PE = 0,889.P - 0,33
aos 10 anos: PE = 0,904.P - 0,75

Em termos médios anuais, aos proporções de Pi, Et e I deram os seguintes resultados: 80,8%, 4,5% e 14,6%, respectivamente.

LIMA (1976) mediu a interceptação em povoamentos homogeneos de *Eucalyptus saligna* e de *Pinus caribaea caribaea*, durante dois anos consecutivos, em Piracicaba, São Paulo, obtendo as seguintes equações, as quais permitem, para as condições do experimento, a estimativa de Pi, de Et e de PE a partir da medição da chuva no aberto (P), tanto para o eucalipto como para o pinheiro:

O autor verificou ainda que a interceptação média para o eucalipto, aos 6 anos de idade, foi de 12,2%; para os pinheiros à mesma idade a interceptação média foi de 6,6%.

6.4. INTERCEPTAÇÃO E TRANSPIRAÇÃO

A perda por interceptação resulta da evaporação da água da chuva que fica retida temporariamente na copa. Alguns autores sugerem que enquanto está havendo esta evaporação, não ocorre a transpiração, uma vez que a energia disponível é canalizada para a evaporação direta da água interceptada (THORNTHWAITE & MATHER, 1955), (RAKHMANOV, 1966), (NICOLSON et alii, 1968).

Aceitar este raciocínio significa concluir que a interceptação não se constitui em perda para o balanço hídrico local. Embora o assunto tenha sido considerado controvertido na literatura (GOODEL, 1963), (LEYTON et alii, 1967), resultados recentes da modelagem do processo de interceptação em florestas tem mostrado que a perda por interceptação pode representar parte significativa do consumo total de água por uma dada cobertura florestal.

De fato, quando a copa de uma floresta encontra-se molhada, ou seja, durante o processo de interceptação de uma chuva, tem sido verificado que nestas condições a evaporação ocorre em taxas significativamente maiores do que a taxa normal da transpiração (PENMAN, 1967), (RUTTER, 1968), (MCNAUGHTON & BLACK, 1973), (MURPHY & KNOERR, 1975), (STEWART, 1977), (JARVIS & STEWART, 1979), (SINGH & SZEICZ, 1979).

Estes aspectos tem importante implicação com a hidrologia de uma dada área florestada (LIMA & NICOLIELO, 1983), sendo fator decisivo na estimativa do consumo total de

água por um dado ecossistema florestal, conforme será discutido com mais detalhes na seção seguinte.

6.5. MEDIÇÃO DA INTERCEPTAÇÃO

A medição da interceptação envolve a quantificação dos vários componentes da seguinte equação:

I = P - Pi - Et

onde:
I = perda por interceptação (mm)
P = precipitação incidente (mm)
Pi = precipitação interna (mm)
Et = escoamento pelo tronco (mm)

Estes termos podem ser visualizados no esquema mostrado a seguir:

a) Medição de P - conforme discutido no capítulo V. Observar, na figura, o detalhe da correta localização do pluviômetro em área florestada: ou numa clareira de abertura tal que se possa, a partir do pluviômetro, tirar uma linha de visada de 45 em direção radial, ou então acima da copa.

A utilização de 2 a 4 pluviômetros bem distribuhdos nas proximidades das parcelas tem sido satisfatória para a maioria dos experimentos de medição da interceptação.

b) Medição de Pi - Dois tipos de dispositivos tem sido utilizados: pluviômetros comuns (interceptômetros) e calhas.

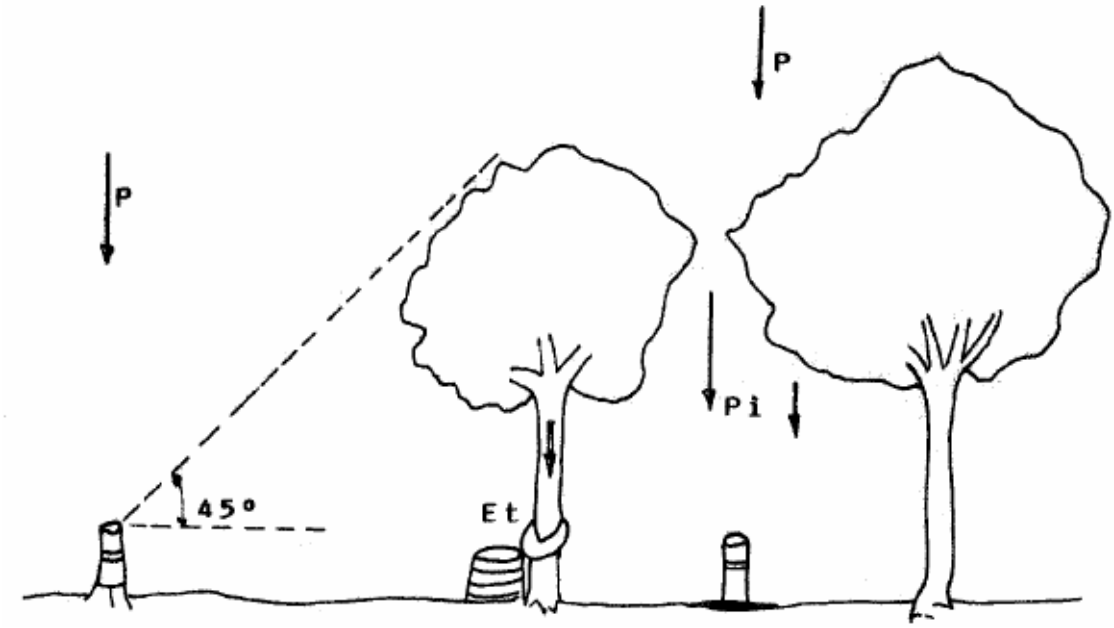


Figura 6.3: Esquema para medição dos componentes da precipitação efetiva.

As calhas podem ser de vários tamanhos, dependendo de cada situação em particular. Por apresentar área de captação bem maior que o pluviômetro padrão, é recomendável que a sua bordadura seja dobrada para dentro, a fim de diminuir os respingos de água para fora da calha.

A precipitação interna apresenta alta variabilidade, o que requer a utilização de vários interceptômetros, a fim de que se possa obter uma estimativa desta variação. Em geral são necessários cerca de 10 a 12 interceptômetros para obter-se a mesma precisão de 1 pluviômetro no aberto. O efeito desta alta variabilidade de Pi pode ser reduzido ainda mais pela contínua relocação periódica dos interceptômetros dentro da parcela.

c) Medição de Et - Onde for possível, o escoamento pelo tronco pode ser medido pela colocação de uma canaleta bem vedada ao redor do tronco da árvore, da qual a água que esoca é coletada em um reservatório.

Em florestas naturais com grande número de espécies e com grande número de árvores pequenas, a medição de Et é muito difícil. Estudos tem mostrado, todavia, que o Et constitui apenas uma fração muito pequena da interceptação, variando de espécie para espécie, principalmente no que diz respeito à rugosidade da casca. Em espécies de tronco liso, pode variar de 5 a 8 % da precipitação incidente, caindo para 1 a 2 %, e até menos, em espécie de casca rugosa.

Embora pequeno, o escoamento pelo tronco é, também, bastante variável, devendo ser medido em diversas árvores numa parcela, e em cerca de 5 a 10 parcelas ao acaso dentro da floresta.

Outra dificuldade é a transformação do volume de água coletada em cada árvore para a unidade **mm** de altura de água, que deve evidentemente levar em conta a área de captação, ou a área da copa da árvore. Uma alternativa seria medir o Et em todas as árvores de uma parcela pequena e transformar o volume total em relação à área da parcela.

Na Inglaterra um experimento de interceptação eliminou estes problemas todos pela colocação de um lencol plástico sobre a superfície de toda a área da parcela, sendo o lencol cuidadosamente vedado ao redor de todos os troncos. Coletando-se toda a água captada no lençol plástico mede-se, simultaneamente, o escoamento pelo tronco e a precipitação interna, ou seja, mede-se a precipitação efetiva que chega ao piso florestal.

d) Perda por Interceptação - Precipitação efetiva, conforme acima colocado, vem a ser a soma de Pi + Et. Portanto, a diferenca entre a precipitação incidente (P) e a precipitação efetiva (PE) representa a perda por interceptação (I), ou seja, a fração da água da chuva que é perdida por evaporação antes de chegar ao piso florestal.

A perda por interceptação tem sido relacionada através da equação de regressão linear do tipo:

$$I = aP + b$$

onde:
I = perda por interceptação
P = precipitação incidente

a e b = constantes.

Ao assumir que a relação entre P e I seja linear, como na equação acima, e desde que as medições de ambas tenham sido feitas durante período envolvendo amplitude considerável das respectivas variações, a constante "a" da equação acima representa uma estimativa razoável da chamada capacidade de retenção, ou valor de saturação, da copa (S).

6.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALDRIDGE, R. & R.J.JACKSON, 1973. Interception of rainfall by Hard Beech (Nothofagus truncata) at Taita, New Zealand. New Zealand Journal of Science, 16 (1): 185-198.

BURGY, R.H. & C.R. POMEROY, 1958. Interception losses in grassy vegetation. Transaction of American Geophysical Union, 39 (6): 1095-1100.

CASTRO, P.S.; O.F.VALENTE; D.T.COELHO; R.S.RAMALHO, 1983. Interceptação da chuva por mata natural secundÁria na região de ViÇosa, MG. Revista Árvore, 7 (1): 76-89.

CROUSE,R.P.; E.S. CORBETT; D.W. SEEGRIST, 1966. Methods of measuring and analysing rainfall interception by grass. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, 11 (2): 110-120.

CZARNOWSKI, M.S. & J.L. OLSZENSKI, 1968. Rainfall interception by a forest canopy. Oikos, 19 (2): 345-350.

DELF, J., 1967. Interception and stemflow in stands of Norway Spruce and Beech in West Germany. In: International Symposium on Forest Hydrology, Pergamon Press, p. 179-185.

DEWALLE, D.R. & L.K. PAULSELL, 1969. Canopy interception, stemflow and streamflow on a small drainage in the Missouri Ozarks. Res. Bull. Mc. Agric. Exp. Sta. No. 951. 26 p. In: Forestry Abstracts, 31 (2): 1854.

FRANKEN, W.; P.R.LEOPOLDO; E.MATSUI; M.N.G.RIBEIRO, 1982. Interceptação das precipitações em floresta amazônica de terra firme. Acta Amazonica,12 (3): 15-22.

FRECHETTE, J.G., 1969. Interception of rainfall by a Laurentian Balsam Fir forest. Naturalist Canadian, 96 (4):523-529. In: Forestry Abstracts, 32: 66, 1971.

GEIGER, R., 1966. The Climate Near the Ground. Harvard University Press. Cambridge, Mass. 611 p.

GOODELL, B.C., 1963. A reapraisal of precipitation interception by plants and attendant water loss. Journal of Soil and Water Conservation, 18 (6): 231-234.

HELVEY, J.D., 1964. Rainfall interception by hardwood forest litter in the Southern Appalachians. Southeast Forest Experiment Station Research Paper SE-8,

HELVEY, J.D., 1967. Interception by eastern White Pine. Water Resources Research, 3 (3): 723-729.

HELVEY, J.D. & J.H. PATRIC, 1965a. Canopy and litter interception of rainfall by hardwood of Eastern United States. Water Resources Research, 1 (2): 193-206.

HELVEY J.D. & J.H PATRIC, 1965b. Design criteria for interception studies. Intern. Assoc. of Scient. Hydrology Bulletin, 67: 131-137.

JACKSON,I.J., 1971. Problems of throughfall and interception assessment under tropical forest. Journal of Hydrology, 12: 234-254.

JARVIS P.G. & J.STEWART, 1978. Evaporation of water from plantation forest. In: The Ecology of Even-aged Plantations. IUFRO, Edinburgh, 1978.

KARSCHON R. & D. HETH, 1967. The water balance of plantation of Eucalyptus camaldulensis Dehn. Contributions of Eucalyptus in Israel, III: 7-34.

KERENSKI, S., 1970. Interception of rainfall by the crown and litter of Pinus nigra. Gorskostop, Nauka, 7(5):39-52. In: Forestry Abstracts, 32 (4), 1971.

KITTREDGE, J.; J.J.LOUGHEAD; K.MAZURAK, 1941. Interception and stemflow in a pine plantation. Journal of Forestry, 39: 505-522.

LEONARD,R.E., 1967. Mathematical theory of interception. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p. 131-136.

LEYTON, L.; E.R.C. REYNOLDS; F.B. THOMPSON, 1967. Rainfall interception in forest and moorland. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press.p. 163-178.

LIMA, W.P., 1976. Interceptação da chuva por povamentos de eucaliptos e de pinheiros. IPEF, 13: 75-90.

LIMA,W.P. & N.NICOLIELO, 1983. Precipitação efetiva e interceptação em florestas de pinheiros tropicais e em reserva de cerrado. IPEF, 24: 43-46.

LINSLEY Jr., R.K.; M.A.KOELER; J.L.H.PAULHUS, 1949. Hydrology. McGraw-Hill. 689 p.

LLOYD,C.R.; J.H.C. GASH; W.J.SHUTTLEWORTH; A.O.MARQUES, 1988. The measurement and modelling of rainfall interception loss for Amazonian rain forest. Agricultural and Forest Meteorology, 43: 277-294.

LOW, K.S., 1972. Interception loss in the humid forested areas (with special reference to Sungai Lui catchment, (West Malaysia). Malayan Nature Journal, 25 (2): 104-111. In: Forestry Abstract, 35 (3): 615, 1974.

MCNAUGHTON. K.G. & T.A. BLACK, 1973. A study of evapotranspiration from a Douglas Fir forest using the energy balance approach. Water Resources Research, 9 (6): 1579-1590.

MOLCHANOV, A.A., 1963. The Hydrological Role of Forest. Israel Program for Scientific Translations. 405 p.

MURPHY,Jr., C.R. & K.R. KNOERR, 1975. The evaporation of intercepted rainfall from a forest stand: an analysis by simulation. Water Resources Research, 11 (2): 273-280.

NICOLSON, J.A.; D.B.THORUD; E.I. SUCOFF, 1968. The interception-transpiration relationship of White Spruce and White Pine. JournalHof Soil and Water Conservation, 23 (5): 181-184.

NIHLGARD, B., 1969. Distribution of rainfall in Beech and Spruce Forest, a comparison. Abst. in Bot. Notiser, 122 (2): 308-309. In: Forestry Abstracts, 31 (1): 70, 1970.

PENMAN, H.L., 1967. Evaporation from forests: a comparison of theory and observation. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p. 373-380.

RAKHMANOV, V.V., 1966. Role of Forests in Water Conservation. Israel Program for Scientific Translations. 192 p.

RAPP, M. & F. ROMANE, 1968. The water balance in the Mediterranean Ecosystems. I - Throughfall of precipitations in stands of Quercus ilex and Pinus halepensis. Ecology Plant., 3 (4): 271-284. In: Forestry Abstracts, 31 (1): 68, 1970.

ROGERSON, T.L. & W.R.B BYRNES, 1968. Net rainfall under hardwoods and Red Pine in Central Pennsylvania. Water Resources Research, 4 (1): 55-57.

ROTHACHER, J., 1963. Net precipitation under a Douglas-Fir forest. Forest Science, 9(4): 423-429.

RUTTER, A.J., 1963. Studies in the water relations of Pinus sylvestris in plantation conditions. I-Measurements of rainfall and interception. Journal of Ecology, 51: 191-203.

RUTTER, A.J., 1968. Water consumption by forests. In: Water Deficits and Plant Growth.. Academic Press.. p. 23-84.

SIM, L.K., 1972. Interception loss in the humid forested areas. Malay Nat. J. 25 (2): 104-111. In: Selected Water Resources Abstracts, 7 (13): 7, 1974.

SINGH, B. & G. SZEICZ, 1979. The effect of intercepted rainfall on the water balance of a hardwood forest. Water Resources Research, 15 (1): 131-138.

SKAU, C.M., 1964. Interception, throughfall, and stemflow in Utah and Aligator Juniper cover types of Northern Arizona. Forest Science, 10 (3): 283-287.

SMITH, M.K., 1973. Throughfall, stemflow and interception in pine and eucalypt forests. Australian Forestry, 36 (3): 190-197.

STEWART, J.B., 1977. Evaporation from the wet canopy of a pine forest. WaterHResources Research, 13 (6): 915-921.

SWANK, W.T.; N.B.GOEBEL; J.D. HELVEY, 1972. Interception in Loblolly pine stands on the South Caroline Piedmont. Journal of Soil and Water Conservation, 27 (4): 160-164.

THORNTHWAITE, C.W. & J.R. MATHER, 1955. The Water Balance. Drexel Inst. of Technology. Publ. in Climatology, Vol. VIII, No. 1. 86 p.

TRIMBLE, Jr., G.R. & S.WEITZMAN, 1954. Effect of a hardwood forest canopy on rainfall intensities. Transactions of the American Geophysical Union, 35 (2): 226-234.

VOIGT, G.K., 1960. Distribution of rainfall under forest stands. Forest Science, 6 (1): 2-10.

ZON, R., 1927. Forest and Water in the Light of Scientific Investigation. USDA Forest Service. 106 p.

6.7. QUESTÕES

1. Considerando duas florestas exatamente iguais em tudo, a perda por interceptação (para uma mesma chuva) deve ser maior em Brasília do que em Campos de Jordão. Certo ou errado ? Justifique.

2. Florestas de Pinus em regiões temperadas apresentam perda média por interceptação de acordo com a seguinte equação:

$I = 0,1\ P - 0,1\ n$

sendo:
I = perda por interceptação (mm)
P = precipitação incidente (mm)
n = número de chuvas no ano

Calcular a interceptação em dado ano cuja precipitação, em número de 80 chuvas, atingiu o total de 820 mm. Expressar I de forma percentual a P.

3. Na região de Agudos, São Paulo, resultados de medição da interceptação em plantações de *Pinus oocarpa*, com idade de 13 anos, comparativamente a medição realizada simultaneamente em reserva adjacente de cerradão, que constituia a vegetação original da região, deram as seguintes equações:

Pinus: $Pi = 0,90\ P - 0,86$
Cerradão: $Pi = 0,69\ P + 1,74$

A bacia hidrográfica da área experimental tem 390 ha, e a precipitação média anual é de 1300 mm.
a) Calcular a precipitação interna média para os dois tipos florestais;
b) calcular a diferenca a mais (em litros) de água da chuva anual que chega ao solo da bacia após a substituição do cerrado por plantações de *Pinus ocarpa*;
c) com as devidas abstrações, considerando uma vazão média de 15 litros/segundo para o riacho da bacia, quantos dias seriam necessários para drenar esta diferença?

4. Na região de florestas naturais de *Eucalyptus regnans*, Austrália, foi desenvolvido um trabalho em uma bacia hidrográfica experimental de 52,8 ha. A floresta adulta natural da bacia tinha cerca de 150-200 anos de idade, com árvores de altura variando entre 70 e 80 metros, DAP médio de 36 cm, denso sub-bosque, área basal de 30 m /ha, e densidade aproximada de 110 árvores/ha.

Nestas condições, para uma precipitação anual de 1100 mm, o deflúvio anual da bacia foi de 256 mm, com perda por interceptação da ordem de 23 %.

Em 1971/72 realizou-se corte raso total da floresta em toda a bacia, mantendo-se apenas uma faixa ciliar de proteção (mais ou menos 15 % da área). Após a queima da vegetação remanescente, a área foi semeada (semeadura direta a lanço de cerca de 2 kg/ha de sementes). A regeneração foi rápida e vigorosa. Em 1977 a nova floresta apresentava cerca de 10 m de altura média, DAP médio de 13 cm, e densidade de cerca de 3400 árvores/ha. Em 1978, 13,3 m de altura e 18 cm de DAP médio.

No primeiro ano após o corte, o aumento no deflúvio da bacia foi de 308 mm. em 1978 o aumento havia se reduzido para 48 mm. Medições da interceptação realizadas na floresta em desenvolvimento mostraram os resultados dados na tabela seguinte:

a) determinar as equações de regressão entre as varisveis independente (x = P) e dependente (y = Pi) para cada ano. Supor Et = 0 e, portanto, I = P - Pi;

b) plotar as respectivas curvas de regressão para cada ano, identificando cada uma delas com as respectivas equações, e anotando o valor do coeficiente de determinação (r2);

c) calcular o valor médio de Pi, percentualmente em relação a P, para cada mes e o valor médio anual para cada ano;

d) após o corte da floresta natural, quanto do ΔQ (aumento no deflúvio no primeiro ano após o corte) verificado foi devido à interceptação ?;

MESES	**1975**		**1976**		**1977**		**1978**	
	P	**Pi**	**P**	**Pi**	**P**	**Pi**	**P**	**Pi**
JAN	44	41,9	39	37,9	71,8	62,4	77,8	67,4
FEV	6,2	6,2	16,8	16,8	71,4	54,6	96,8	86,7
MAR	85	85	45,4	37,7	82,3	63,7	124,4	104,5
ABR	64,2	64,2	54,8	50,9	147	123,7	64	57,7
MAI	81	80,8	41,8	41	109,8	86,5	126,6	109,2
JUN	65,2	65,2	99	96,6	298,6	277,4	114,2	104
JUL	83,2	82,9	46,2	46,2	119,3	117	110,4	94,5
AGO	221	217,6	168,4	165,3	57,8	55,4	172,6	167,3
SET	155,6	153,8	153,2	152,2	63,8	56,2	185,8	166,5
OUT	216,2	216,2	130	126,7	39	35,8	99,8	93,1
NOV	101,4	101,2	182,8	172,9	47	42,2	162,8	144,7
DEZ	110,2	108,6	85,2	79,8	49,2	44,6	187,8	163,4

e) qual a interceptação média em 1978 (mm) e qual foi a participação deste valor na redução do aumento no deflúvio ?;

f) faça uma apreciação resumida da variação da interceptação com o desenvolvimento da floresta.

CAPÍTULO VII

REGIME DA ÁGUA DO SOLO EM MICROBACIAS FLORESTADAS

7.1. INTRODUÇÃO

Do ponto de vista hidrológico, a manta de material intemperizado que fica à superfície da crosta terrestre é classificada em duas zonas: zona de aeração e zona de saturação.

A fase sub-superficial do ciclo hidrológico, ou seja, a água sub-superficial, que inclui a água subterrânea e a água do solo, ocorre nos interstícios da crosta terrestre, conforme ilustrado na Figura 7.1.

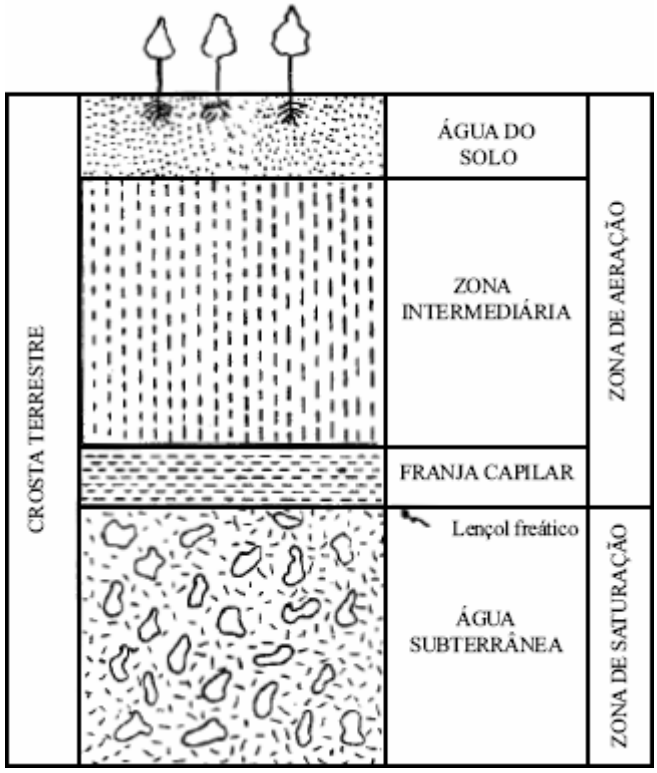


Figura 7.1: Ocorrência de água do solo e água subterrânea na crosta terrestre (LEE, 1980).

Conforme pode ser observado na Figura 7.1, a parte superficial da camada intemperizada que se encontra acima do lençol freático é referida como zona de aeração. Nesta zona os interstícios estão cheios de ar e de água.

Esta água contida na zona de aeração é referida como água do solo; esta zona de aeração caracteriza-se, pelo predomínio de forças capilares e a pressão num ponto qualquer da água no solo é menor do que a pressão atmosférica.

A espessura da zona de aeração varia de local para local, de acordo com as condições de profundidade do lençol freático. Em áreas alagadicas, por exemplo, chega a ser virtualmente ausente. Já em regiões montanhosas pode alcançar algumas centenas de

metros de profundidade. Em termos médios, esta espessura não ultrapassa 30 metros (WALTON, 1970).

A zona de aeração pode, ainda, ser subdividida em três camadas: zona das raízes, onde subsiste a água do solo propriamente dita, zona intermediária, e franja capilar.

A zona intermediária existe onde o lençol freático é de profundidade tal que a água do solo não se estende, normalmente, até a franja capilar. Esta zona consiste, então, na camada que vai desde o limite inferior da zona radicular até o limite superior da franja capilar.

Sua espessura pode variar, sendo mínima quando o lençol freático é superficial. Contém, normalmente, alguma umidade capilar. A franja capilar é formada pela ascensão capilar da água subterrânea. É, assim, normalmente mais pronunciada em solos de textura mais fina.

Em condições onde a franja capilar encontra-se a pouca profundidade, o sistema radicular das plantas pode normalmente alcançá-la, e a transpiração proporciona uma contínua movimentação desta ascensão capilar da água do lençol freático.

Finalmente, na zona de saturação a água lá existente é referida como água subterrânea. Esta zona caracteriza-se pelo fato de que os poros, na sua quase totalidade, encontram-se completamente cheios de água. Observa-se, também, ausência de forças capilares, e a pressão num ponto qualquer é sempre igual ou maior do que a pressão atmosférica.

7.2. ÁGUA DO SOLO

7.2.1. Conceitos

O complexo denominado solo é composto de partículas minerais, matéria orgânica, solução do solo, ar, bactérias, fungos, algas, protozoários, insetos etc.

A parte mineral pode ser dividida em diversas classes de tamanho: cascalho, areia grossa, areia fina, limo, argila. Destas, apenas a argila tem tamanho coloidal.

A textura do solo refere-se às quantidades relativas destes vários componentes. Já a maneira pela qual estes vários componentes encontram-se arranjados para formar os agregados define a estrutura do solo.

A estrutura do solo pode ser afetada pela textura, pela matéria orgânica, pela atividade biológica, etc.

Uma camada de areia fina, por exemplo, só apresenta grãos individuais, sem qualquer arranjo entre si, isto é, sem agregação, com fraca estrutura. Com a adição de argila ou de matéria orgânica, todavia, pode-se criar uma tendência para a formação de agregados, ou seja, uma tendência de estruturação.

Esta melhor estruturação vai mudar a distribuição dos tamanhos dos poros (mudar a proporção de poros grandes e poros pequenos), e, em geral, conduzir a um aumento da porosidade total.

A maioria dos poros pequenos (microporosidade) está, agora, dentro dos agregados, ao passo que os poros grandes (macroporosidade) estão entre os agregados. Esta estruturação, enfim, contribuirá para a decisiva melhoria de várias outras características do solo: aeração, infiltração, percolação, capacidade de armazenamento de água, melhor desenvolvimento do sistema radicular etc.

Estas propriedades todas, no final das contas, estão associadas ao funcionamento hidrológico do solo. Portanto, esta melhora na estrutura do solo significa, também, caminhar na direção de melhoria do funcionamento hidrológico do solo.

Os agregados do solo, todavia, não são estáveis, mas podem ser destruídos por várias causas: excesso de umidade, destruição da microfauna do solo, impacto das gotas de chuva, pisoteio excessivo, compactação mecânica, etc. Esta tendência de destruição da estrutura do solo, portanto, significa caminhar na direção da destruição do funcionamento hidrológico do solo.

As partículas do solo estão envolvidas por um filme molecular de água. Esta água, referida como água higroscópica, encontra-se presa às partículas por forças moleculares muito fortes (potenciais superiores a -3 MPa), não estando, portanto, disponíveis para as plantas. A água higroscópica, todavia, pode ser removida pelo secamento do solo em estufa.

A água pode, ainda, ser retida no solo como resultado de forças capilares, as quais resultam da tensão superficial. Estas forças capilares prendem a água no solo em contraposição à gravidade. Estas forças capilares definem o chamado potencial capilar, ou matricial, do solo, e dependem do tamanho dos poros.

Este "reservatório" capilar do solo alimenta, normalmente, a transpiração. A partir da saturação um volume enorme de água do solo pode movimentar-se através da macroporosidade em resposta à força da gravidade. Esta água em trânsito é referida como água gravitacional. A movimentação da água gravitacional define o processo de percolação.

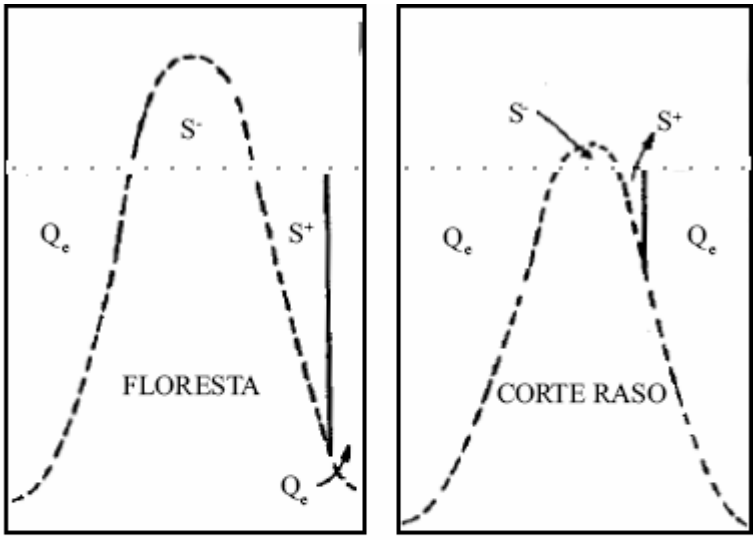
A quantidade máxima de água capilar que pode ficar retida no solo contra a força gravitacional define a chamada "capacidade de campo", e representa a capacidade de armazenamento do solo, a qual é função da textura e da estrutura..

Nem toda esta água capilar é, normalmente, utilizada pelas plantas. O limite mínimo de utilização desta umidade do solo pelas plantas é referido como "ponto de murchamento permanente".

7.2.2. Influências da Florestas

O conhecimento da influência das florestas sobre os vários aspectos da água do solo é de fundamental importância no que diz respeito à avaliação do papel da floresta no ciclo hidrológico, bem como à elaboração de normas práticas de manejo florestal com finalidade de manutenção do funcionamento hidrológico das microbacias hidrográficas.

A cobertura florestal geralmente reduz o nível da água do solo mais do que qualquer outra cobertura vegetal. LEE (1980) sugere os climatogramas esquemáticos da Figura 7.2, supondo uma distribuição uniforme da precipitação e uma curva normal para a marcha anual da evapotranspiração para ilustrar este aspecto. As figuras ilustram os processos de depleção e de recarga da água do solo ao longo do ano, de forma comparativa entre floresta e solo nu.



S- = depleção da água do solo;
S+ = recarga da água do solo
Q_e = excedente hídrico (deflúvio);
. . . . . = precipitação;
- - - - = evapotranspiração

Figura 7.2: Climatograma comparativo entre floresta e solo nu (corte raso) (LEE, 1980).

Observa-se que sob floresta a depleção da água armazenada no solo é maior. Correspondentemente, quando começa a estação chuvosa o período necessário para a recarga do perfil é, também, maior no caso de floresta.

SHPAK (1971), com base em inúmeros trabalhos desenvolvidos principalmente na Rússia, apresenta algumas conclusões gerais no que diz respeito às variações da água do solo sob diferentes tipos de vegetação. Afirma, por exemplo, que na estação de crescimento as camadas superficiais em áreas abertas secam mais rapidamente do que em áreas florestadas, ao passo que no outono as camadas mais profundas do solo são mais secas sob florestas do que em áreas abertas. Conclui ainda que tais variações dependem do tipo de solo; em solos arenosos, a diferenca entre o conteúdo de água do solo sob floresta e sob vegetação de menor porte é mínima.

Na região dos Apalaches, Estados Unidos, estudos conduzidos sob florestas naturais de latifoliadas mistas de clima temperado mostraram, também, que as perdas de água do solo foram significativamente maiores sob florestas do que sob solo nu (TROENDLE, 1970), (PATRIC et al., 1965).

Assim, comparativamente, o solo sob floresta deve apresentar maior déficit de água (diferença abaixo do conteúdo de umidade correspondente à capacidade de campo) do que solo sob vegetação de menor porte, ou do que solo desprovido de cobertura vegetal, como mostram vários outros trabalhos: (FLETCHER & LULL, 1963), (GIFFORD & SHAW, 1973), (REPNEVSKAJA, 1969).

Deve ser notado, todavia, que há resultados contrastantes na literatura, o que indica que deve haver outros fatores envolvidos, além da simples diferença da transpiração entre os tipos de cobertura vegetal. HERING (1970) comparou, por exemplo, os regimes da água do solo em povoamentos de *Pinus ponderosa* e em parcela com vegetação herbácea natural, não notando diferença marcante entre ambos.

Esta semelhança entre os regimes da água do solo sob povoamentos florestais em comparação com vegetação natural foi também estudada por LIMA (1975), em Piracicaba, e LIMA (1983) na região de Agudos, ambas no Estado de São Paulo. Outros trabalhos que mostram resultados semelhantes de regime da água do solo sob diferentes coberturas vegetais são, por exemplo, os de METZ & DOUGLAS (1959), BABALOLA & SAMIE (1972), BALDY et al (1970) e BUBLINEC (1972).

A densidade da floresta é fator importante no manejo da água do solo. ORR (1968), por exemplo, verificou que o solo sob povoamento desbastado de pinheiro apresentava maior quantidade de água armazenada do que antes do desbaste. Esta variação, por sua vez, tem importantes implicações silviculturais (LIMA, 1979).

7.3. ÁGUA SUBTERRÂNEA

7.3.1. Conceitos

Água subterrânea, como já esclarecido, refere-se à água contida na zona de saturação de um estrato geológico.

Juntamente com a água do solo, perfaz a fase do ciclo hidrológico referida como "água sub-superficial". Esta água sub-superficial constitui a maior reserva de água doce disponível, muitas vezes maior do que todos os rios, lagos e reservatórios.

Desta forma, é um recurso natural renovável cujo manejo adequado é de elevada importância do ponto de vista de abastecimento de água para uso do homem.

A água subterrânea ocorre em formações geológicas permeáveis cujas características são tais que permitem o abastecimento e a liberação de quantidades apreciáveis de água. Esta formação geológica recebe o nome de aquífero.

Toda a água subterrânea faz, essencialmente, parte do ciclo hidrológico, isto é, a água dos aquíferos é água da chuva que se infiltrou no solo e percolou até o lençol subterrâneo (água meteórica).

Pequenas quantidades de água de outra origem, todavia, podem, eventualmente, ser adicionadas ao ciclo: água conata (ou água aprisionada nos interstícios de rochas sedimentares por ocasião de sua formação) e água juvenil (de origem magmática ou vulcânica).

A idéia de aquífero, como acima exposta, bem como a terminologia relativa ao estudo de água subterrânea, podem melhor ser entendidas através da análise da Figura 7.3.

Referindo-se à Figura 7.3, os aquíferos podem ser de dois tipos: não confinados e confinados, dependendo da presença ou ausencia do lençol freático livre.

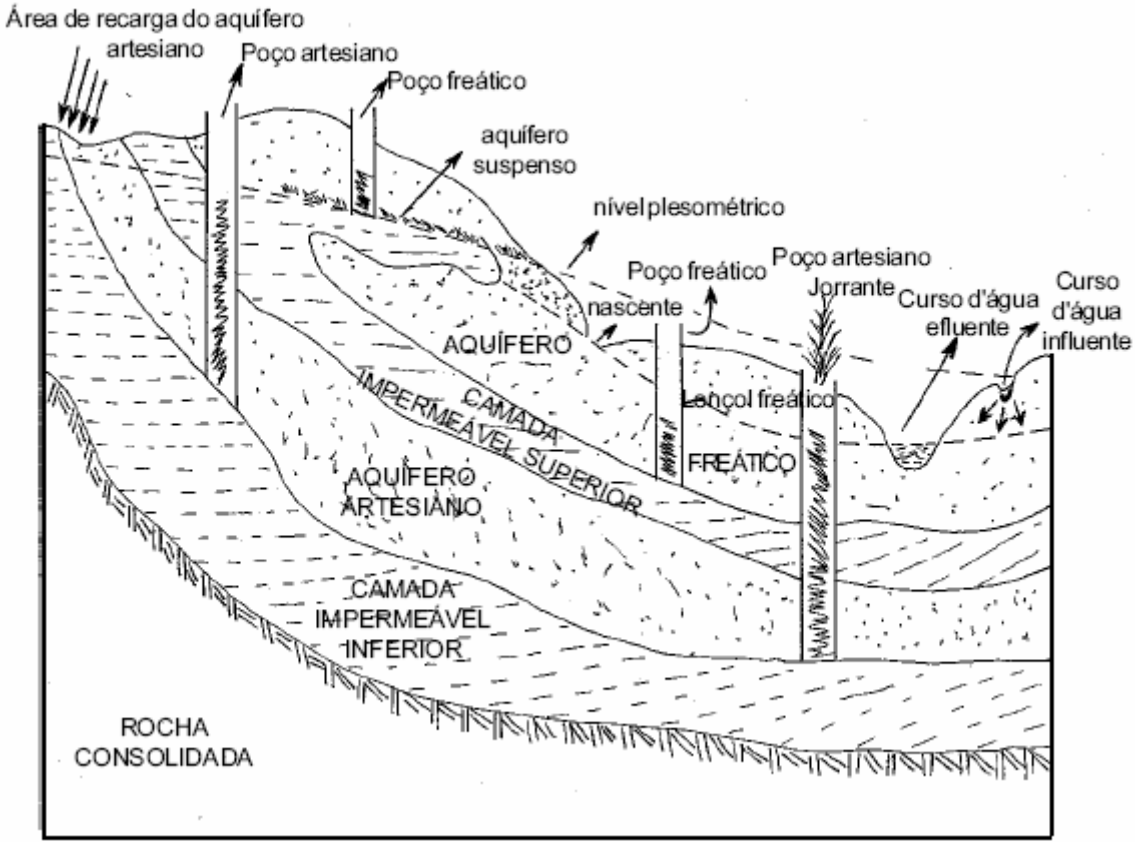


Figura 7.3: Terminologia relativa à água subterrânea.

Aquífero suspenso é um caso particular do tipo não confinado. Aquífero não confinado é aquele em que a água subterrânea apresenta uma superfície livre ligada à atmosfera através de formações porosas. Esta superfície livre, que é o limite superior da zona de saturação, recebe o nome de lençol freático.

Aquífero confinado, por outro lado, é aquele no qual a água está confinada sob pressão maior que a atmosférica por camadas impermeáveis suprajacentes. Recebe também o nome de aquífero artesiano. A linha imaginária que une o nível de água em uma série de poços que penetram um aquífero artesiano denomina-se nível piezométrico.

O nível piezométrico de um aquífero artesiano coincide com o nível de pressão hidrostática da água no aquífero. O nível da água em um poço artesiano define a elevação da superfície piezométrica naquele ponto. Quando a superfície piezométrica se encontra acima da superfície do terreno, o poço será jorrante.

O movimento da água subterrânea se dá tanto no sentido vertical descendente, quanto lateralmente. O movimento horizontal é, em geral, muito lento, dependendo do gradiente hidráulico e das características do aquífero. A declividade do lençol freático

determina a direção do fluxo da água subterrânea, a qual pode variar dependendo da quantidade de recarga e de descarga do aquífero (ASCE, 1957).

O lençol freático geralmente emerge no canal de um curso d'água. Nestas condições, isto é, quando o curso d'água é alimentado pela água subterrânea, o rio é chamado efluente.

Por outro lado, pode ocorrer de o rio perder água para o aquífero, quando recebe, então, o nome de influente.O lençol freático pode, ainda, atingir a superfície do terreno em outras situações: em áreas alagadiças, em lagos, em nascentes.

Em locais onde o lençol freático é superficial, a água pode subir até a superfície do terreno, ou até a zona das raízes, através da franja capilar, tornando-se, neste caso, em fonte de água para a evapotranspiração.

Em determinadas situações, como nas regiões desérticas, o lençol freático é profundo. De uma maneira geral, o lençol freático acompanha a topografia da superfície, mas de forma bem menos irregular do que esta (GILLULY et al., 1968).

O nível do lençol freático, assim como o nível piezométrico, podem sofrer flutuações devidas a várias causas (TODD, 1964):

- efeitos cíclicos: produzidos pela alternância secular de anos úmidos e anos secos, nos quais a precipitação anual é maior ou menor do que a normal. Existe correlação entre a variação da precipitação anual e a do nível do lençol freático;

- evapotranspiração: lençois freáticos superficiais frequentemente apresentam flutuações diurnas em decorrência da evapotranspiração. Em lençois freáticos com profundidade superior a 1 m este efeito torna-se insignificante;

- pressão atmosférica: variações na pressão atmosférica não tem qualquer influência sobre o lençol freático, mas produzem, por outro lado, significativas flutuações em aquíferos confinados;

- marés: lençois freáticos de aquíferos litorâneos apresentam flutuações de acordo com o fenômeno da maré.

7.3.2. Influências da Floresta

Pelo fato de que o solo florestal apresenta, normalmente, boas condições de infiltração, as áreas florestadas constituem importantes fontes de abastecimento de água para os aquíferos.

Em locais onde o lençol freático é superficial (zona ripária, planícies costeiras, áreas alagadiças etc.) a cobertura florestal provoca, pela evapotranspiração, um rebaixamento do lençol freático. Nestas mesmas áreas, o corte da floresta pode, frequentemente, resultar na subida do lençol freático (HEWLETT & NUTTER, 1969), (WILDE et al., 1953), TROUSDELL & HOOVER, 1955), (ADAMS et al., 1972), (URIE, 1971), (BIRYUKOV, 1968).

Nestas condições de lençol freático superficial, dando ensejo à formação de áreas alagadiças, esta influência da cobertura florestal pode ser benéfica do ponto de vista de utilização da área.

Por outro lado, em situações onde o recurso água já é naturalmente escasso, a possibilidade da competição devida a esta influência da floresta deve ser analisada de maneira mais abrangente.

Em regiões montanhosas a drenagem mais eficiente da água subsuperficial, conforme já comentado, limita o armazenamento da água subterrânea. A presença da floresta nestas regiões é responsável pela manutenção de taxas ótimas de infiltração de água no solo e, consequentemente, de alimentação do lençol freático.

Em terrenos de topografia mais plana, e desde que subsistam condições de lençol freático superficial, conforme já esclarecido, alguns trabalhos tem mostrado significativo efeito da presença da floresta sobre o lençol freático (MOLCHANOV, 1963), (HOLSTENER-JORGENSEN, 1967), (COLVILLE & HOLMES, 1972).

Desde que o rebaixamento do lençol freático pela floresta (em regiões de lençol freático superficial) é consequência principalmente do efeito do sistema radicular e da densidade da floresta, diferentes métodos de manejo florestal podem afetar a água subterrânea de forma também diferente.

Outro aspecto interessante relativo ao efeito da floresta sobre a água subterrânea é a possível influência sobre o comportamento de nascentes. Tampouco neste caso seria possível alguma conclusão genérica, uma vez que os fatores envolvidos na origem e no funcionamento de uma nascente são complexos (BRYAN, 1919), (CURTIS, 1963). Além disto, são poucos os trabalhos já realizados com o objetivo de se determinar os efeitos da vegetação sobre o fluxo de nascentes.

BISWELL & SCHULTZ (1958), por exemplo, citam referência segundo a qual um ensaio conduzido na California, Estados Unidos, mostrou um aumento na vazão de uma nascente após a eliminação de toda a vegetação (arbustos e árvores) existentes num raio de 30 metros ao seu redor. Estes mesmos autores, por outro lado, conduziram um trabalho semelhante, verificando o efeito do corte da vegetação sobre a vazão de 10 nascentes. Os resultados indicaram que algumas delas apresentaram aumento da vazão imediatamente após o corte.

Na maioria delas, todavia, os aumentos verificados foram efêmeros, isto é, as nascentes voltaram rapidamente à vazão que prevalecia antes do corte. Os autores resumiram alguns princípios que podem ser válidos nestes casos:

- a substituição de plantas de raízes profundas por vegetação de raízes superficiais libera a água das camadas do solo para a alimentação da nascente;

- a eliminação da vegetação cujas raízes atingem, normalmente, o lençol freático resulta em aumento imediato na vazão das nascentes;

- práticas que tendem a diminuir a infiltração da água no solo tendem a diminuir a vazão das nascentes a médio e longo prazos.

7.4. DINÂMICA DA ÁGUA NO SOLO

7.4.1. Infiltração

7.4.1.1. Conceitos

A infiltração da água no solo é um processo importante da fase terrestre do ciclo hidrológico, uma vez que determina quanto de água da chuva penetra no solo e quanto escoa superficialmente.

As atividades de uso da terra exercem significativa influência sobre a infiltração, e o homem pode, assim, modificar a capacidade de infiltração dos solos através do manejo. A meta maior de um programa de manejo integrado de microbacias hidrográficas deve ser a manutenção das condições ótimas da infiltração.

O processo de infiltração define a entrada de água no solo. Já o movimento da água dentro do perfil é comumente referido como percolação. A infiltração é, desta forma, um processo de superfície, ao passo que a percolação é um processo interno.

Os dois processos, todavia, estão intimamente ligados, já que a infiltração não pode continuar se não houver percolação da água dentro do solo.

O conceito de infiltração no ciclo hidrológico foi introduzido por HORTON (1933). Este autor definiu "capacidade de infiltração" (fc) como sendo a taxa máxima com que um dado solo, em determinadas condições, pode absorver água.

Quando a intensidade da chuva for inferior ao valor de fc, então a infiltração ocorre a uma taxa menor, referida como "taxa real de infiltração", ou simplesmente infiltração (f). Estas relações são ilustradas na Figura 7.4.

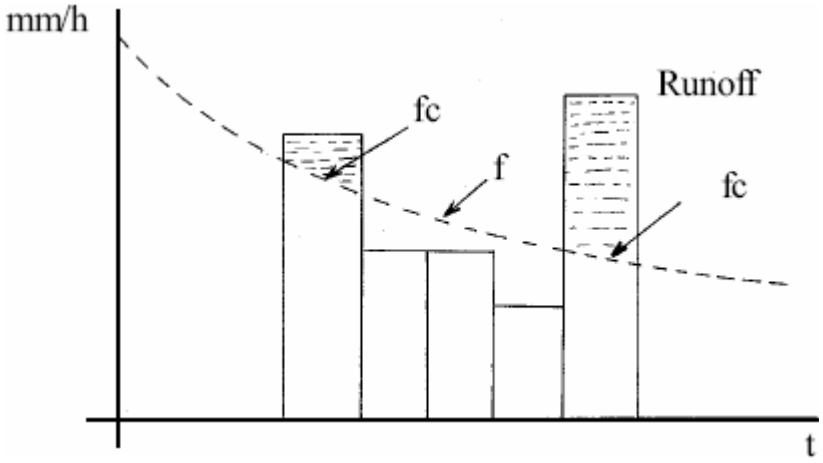


Figura 7.4: Ilustração da taxa de infiltração (f) e da capacidade de infiltração (fc).

Segundo este conceito Hortoniano, toda vez que a intensidade da chuva for maior que a capacidade de infiltração (fc), ocorre escoamento superficial. Por outro lado, quando a intensidade da chuva for menor que o valor de fc, toda a água se infiltra (f) e não ocorre escoamento superficial.

De maneira geral, a partir de condições de solo seco, a infiltração apresenta uma taxa inicial alta, a qual diminui gradativamente durante uma chuva prolongada, até que atinge um valor constante (fc), de acordo com a seguinte equação (HORTON, 1940):

$$f = fc + (fo - fc).e^{-kt}$$

onde:
f= taxa real de infiltração
fc= capacidade final de infiltração
fo= capacidade inicial de infiltração
e= base do logarítmo natural
k= constante para cada solo
t= tempo desde o inhcio da chuva

A equação acima apresenta a forma geral mostrada na Figura 7.5.

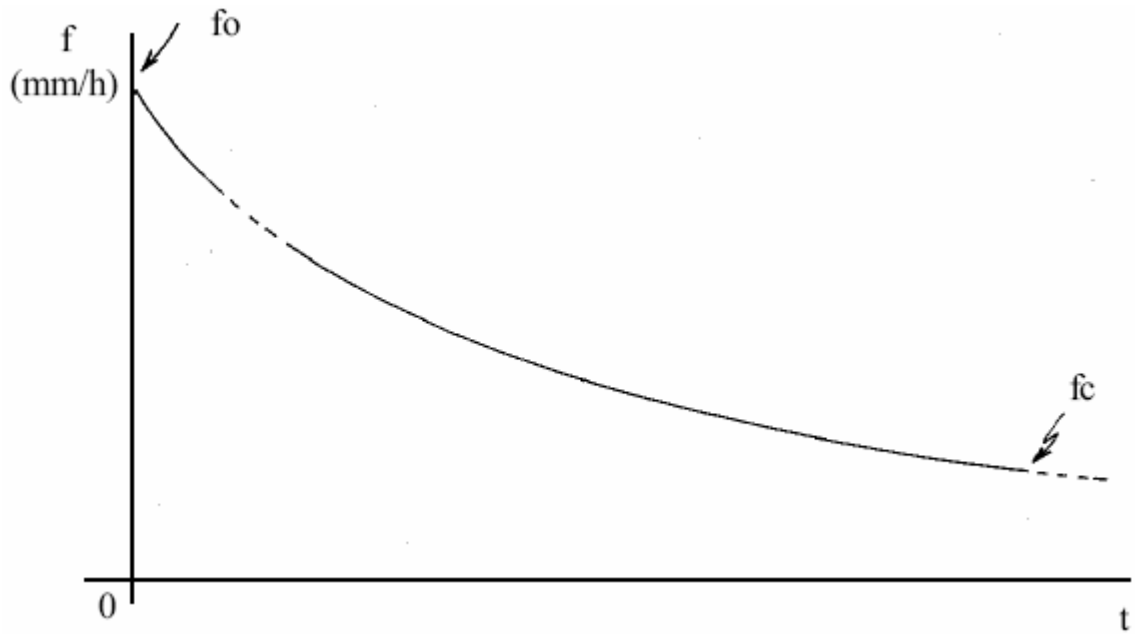


Figura 7.5: Curva típica de variação de f com o tempo

De acordo com MUSGRAVE & HOLTAN (1964), a infiltração da água no solo pode ser considerada como sendo a sequencia das tres seguintes fases:

- a entrada de água pela superfície;
- a transmissão da água através do perfil do solo;
- a depleção da capacidade de armazenamento da água do solo.

Portanto, estes três fenômenos governam a infiltração. Além deles, a infiltração é também influênciada pelas características do solo, assim como pela própria água (temperatura, viscosidade, turbidez, etc.).

A penetração da água através da superfície pode ser prejudicada pelo entupimento dos poros causado pelo deslocamento e rearranjamento das partículas finas (compactação da superfície). Desta forma, embora um solo possa apresentar excelentes condições

internas de transmissão e de armazenamento de água, as condições da superfície podem reduzir a taxa de infiltração.

A cobertura vegetal é um dos importantes fatores que podem influir sobre esta condição superficial do solo. De fato, a presença da vegetação e da camada de material orgânico (serrapilheira, "litter") fornece proteção contra o impacto das gotas da chuva, reduzindo a compactação e a desagregação.

Se as condições de transmissão da água através do perfil não são satisfatórias, a infiltração da água no solo será prejudicada mesmo que as condições da superfície do solo sejam ótimas. As taxas de transmissão variam de acordo com os diferentes horizontes do perfil.

O horizonte superficial, por exemplo, pode tornar-se impermeável por várias razões: tráfico intenso, pisoteio exagerado, cultivo ininterrupto, etc. Também a presença de camadas de impedimento que dificultam a permeabilidade pode, assim, afetar a taxa de infiltração.

No que diz respeito à disponibilidade de armazenamento de água no solo, a porosidade, a profundidade e a quantidade de água antecedente são os fatores envolvidos. A porosidade, por sua vez, depende de inúmeros fatores: textura, estrutura, matéria-orgânica, atividade biológica, etc..

Quanto às características do solo, isto é, do meio permeável onde ocorre a infiltração, os fatores se relacionam principalmente com a porosidade, isto é, com o tamanho e com a distribuição dos poros presentes. Em solos arenosos, os poros são relativamente estáveis, desde que as partículas de areia que os formam não são facilmente desintegradas pela ação das gotas da chuva, nem tampouco sofrem expansões ao contacto com a umidade.

Durante uma chuva, poderá haver algum rearranjamento das partículas, mas tais mudanças são mais lentas e de menor efeito sobre a infiltração do que aquelas que normalmente ocorrem em solos argilosos. Estes, durante uma chuva, podem estar sujeitos à desintegração dos agregados, assim como podem sofrer dilatação de volume ao contacto com a umidade, devido à presença de material coloidal. Os agregados, em condições secas, proporcionam a formação de poros de diâmetro grande.

Desta forma, o impacto das gotas da chuva, as expansões e o acúmulo de partículas finas nos poros conduzem, no conjunto, a uma rápida deterioração da permeabilidade dos solos argilosos, em comparação com os arenosos. Estas diferenças hidrológicas entre argila e areia são ilustradas na Figura 7.6., a qual mostra as respectivas curvas de capacidade de infiltração comparativamente entre estes dois extremos texturais.

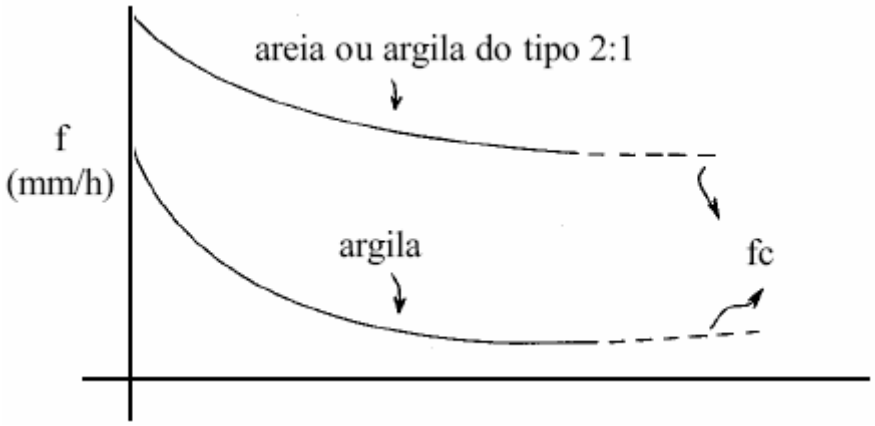


Figura 7.6: Capacidade de infiltração relativa entre argila e areia (HARROLD et al., 1974).

Em condições de campo, normalmente podem ocorrer modificações no tamanho dos poros, assim como na distribuição dos mesmos. O pisoteamento e o tráfego excessivo podem, por um lado, compactar os horizontes superficiais. Por outro lado, a aração pode, pelo menos por um período de tempo, conduzir à melhoria da porosidade. A presença da vegetação é particularmente importante na manutenção das condições de porosidade do solo, quer pelo desenvolvimento das raízes, quer pela matéria orgânica adicionada.

O uso a que foi submetido o solo no passado pode, em geral, mascarar as características de infiltração inerentes do solo. Da mesma forma, o efeito potencial de uma boa cobertura vegetal pode tornar-se nulo pela presença de uma camada impermeável no perfil do solo.

Em resumo, as características do meio permeável (o meio poroso onde ocorre a infiltração) são governadas pelo tipo de solo, sua textura e estrutura, a quantidade e o tipo de argila que este contém, a espessura e a profundidade de suas camadas mais permeáveis e o uso a que foi submetido no passado.

De acordo com as diferenças encontradas no que diz respeito à infiltração, os solos podem ser classificados em quatro grupos principais (USDA, 1972):"

"A" - SOLOS COM ALTA CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO (ou baixo potencial de runoff) quando totalmente molhados, consistindo de camadas de areias e cascalhos profundos, de drenagem boa a excessiva. Tais solos apresentam alta taxa de transmissão de água.

"B" - SOLOS COM CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO MODERADA quando totalmente molhados, consistindo de solos de profundidade moderada a alta, drenagem moderada a alta, textura moderadamente fina a moderadamente grosseira. Tais solos apresentam taxas moderadas de transmissão de água.

"C" - SOLOS COM BAIXA CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO quando totalmente molhados, consistindo de solos contendo camadas impermeáveis que impedem o

movimento descendente da água, ou solos de textura moderadamente fina a fina. Tais solos apresentam baixas taxas de transmissão de água no perfil.

"D" - SOLOS COM CAPACIDADE DE INFILTRAÇÃO MUITO BAIXA (alto potencial de runoff) quando totalmente molhados, consistindo de solos argilosos com alto potencial de intumescimento, ou com lençol freático permanentemente superficial, ou com camada de impedimento superficial, ou solos rasos assentados sobre estrato impermeável. Tais solos apresentam taxa de transmissão de água muito baixa.

Os valores de fc que delimitam estes grupamentos hidrológicos dos solos são fornecidos na Tabela 7.1.

Tabela 7.1: Classes de capacidade de infiltração (fc) dos grupamentos hidrológicos dos solos (ENGLAND, 1970).

Grupamento Hidrológico	fc (mm/h)
A	7,6 - 11,4
B	3,8 - 7,6
C	1,3 - 3,8
D	0,0 - 1,3

Outro grupo de fatores que podem afetar a infiltração diz respeito ao próprio fluido infiltrante, isto é, a água. Tem sido verificado, por exemplo, que há maior volume de enxurrada quando a água aplicada sobre o solo é túrbida, em comparação com água cristalina.

Também tem sido encontrados resultados experimentais que mostram que a enxurrada em áreas florestadas ou revestidas de gramíneas é menor que a de áreas cultivadas, onde a água contém, em geral, enorme quantidade de sedimentos em suspensão.

O efeito, nestes casos, é que o material em suspensão atua no sentido de bloquear os poros superficiais, impedindo a continuidade do processo de infiltração.

A água pode, ainda, estar contaminada por diferentes sais em solução, que podem alterar sua viscosidade e, consequentemente, a infiltração.

A viscosidade da água pode, também, sofrer alteração com a temperatura (Tabela 7.2). Estes efeitos são, evidentemente, difíceis de serem detectados no campo, mas tem sido observado, por exemplo, maior volume de runoff (menor infiltração) na primavera e no outono do que no verão (MUSGRAVE et al., 1964).

Tabela 7.2: Viscosidade dinâmica da água (medida da resistência interna ao escoamento).

Temperatura	Viscosidade (g/cm.min)
0	1,08
10	0,78
20	0,6
30	0,48

7.4.1.2. Influências da floresta

Sob condições de cobertura de floresta natural não explorada, a taxa de infiltração é normalmente mantida em seu máximo. De fato, nestas condições raramente ocorre a formação de escoamento superficial, a não ser em locais afetados pelas atividades relacionadas com a exploração da floresta (PIERCE, 1967).

O assim chamado piso florestal (serapilheira) constitui-se em uma das condições principais para a manutenção da infiltração. TRIMBLE & WEITZMAN (1954) mostraram que a intensidade da chuva registrada sob floresta de latifoliadas mistas é muito similar s intensidade da chuva registrada em terreno aberto. Desta forma, o efeito de proteção do solo contra o impacto das gotas de chuva é fornecido mais pelo piso florestal do que pelas copas das árvores.

Também LAWS (1941) já mostrara que as gotas de chuva atingem 95 % de sua velocidade terminal após cairem de cerca de 8 metros. Assim, se o dossel ultrapassa esta altura, o efeito protetor da cobertura florestal sobre a velocidade de queda das gotas é mínimo.

Este efeito do piso florestal sobre a infiltração pode ser melhor apreciado através de resultados obtidos em alguns experimentos. Por exemplo, AREND (1942) comparou a infiltração em diferentes tratamentos quanto às condições do piso florestal, encontrando os resultados mostrados na Tabela 7.3.

Tabela 7.3: Infiltração média em parcelas contendo diferentes condições de piso florestal (AREND, 1942).

Tratamento	Infiltração (mm/h)
Piso florestal intacto	59,9
Piso removido mecanicamente	49,3
Piso queimado anualmente	40,1
Pastagem degradada	24,1

A compactação do solo reduz sua porosidade total, sendo que esta redução afeta principalmente a porosidade não-capilar. A compactação do solo é uma das razões pelas quais áreas cultivadas apresentam menor infiltração do que áreas adjacentes florestadas.

A análise destes resultados, assim como de vários outros disponíveis na literatura (TRIMBLE & LULL, 1956), (JOHNSON, 1940), (LULL, 1964), (KITTREDGE, 1948), (HEWLETT & NUTTER, 1969), (PIERCE, 1967), permitem concluir que de maneira geral a taxa de infiltração é tanto maior quanto maior for a cobertura florestal. É também maior em florestas adultas do que em florestas mais jovens.

As atividades silviculturais relacionadas com o preparo do solo, o corte e a retirada da madeira constituem as causas principais de alteração da infiltração. A preocupação de manutenção de condições ótimas de infiltração durante estas atividades deve estar centrada na manutenção da integridade do piso florestal.

7.4.2. Movimento da Água no Solo

O potencial da água no solo define seu estado de energia no ponto considerado. E o movimento da água no solo se dá sempre de acordo com a tendência natural que a água apresenta de assumir estado de menor potencial. Ou seja, a direção do movimento é sempre de regiões de maior potencial para regiões de menor potencial.

A água no solo encontra-se presa por forças; em condições de saturação, a água do solo movimenta-se principalmente devido a atuação da gravidade.

À medida que o solo seca, todavia, a água remanescente começa a ficar presa por forças cada vez maiores de coesão e de adesão, juntas referidas por capilaridade.

Estas condições da água do solo talvez fiquem melhor definidas em termos de sua energia livre, ou seja, em comparação com as condições de água livre.

Normalmente, a água no solo subsiste em estado de energia livre negativa, ou seja, em estado de tensão, de sucção, de pressão negativa.

Desta forma, pode-se definir o potencial da água do solo como representando o trabalho necessário para trazer uma massa unitária de água para condições de água livre.

Este potencial representa, ainda, o trabalho necessário para mover uma massa unitária de água de um ponto qualquer no perfil até um plano de referência, que é o lençol freático.

O potencial total da água no solo é o resultado da atuação de vários potenciais, principalmente o de pressão, o osmótico e o gravitacional. Ou seja:

$$\psi = \psi_p + \psi_o + \psi_z$$

onde:
ψ = potencial total
ψ_p = potencial de pressão
ψ_o= potencial osmótico
ψ_z= potencial gravitacional

A rigor deveria ser considerado também o potencial térmico, normalmente desprezado, pois os processos que ocorrem no solo são aproximadamente isotérmicos (REICHARDT, 1975).

Do ponto de vista da hidrologia, ainda, o potencial osmótico, o qual é devido às diferenças de concentração da solução do solo, também pode ser desprezado.

Assim, o potencial total torna-se, basicamente, função do componente gravitacional, sempre presente e sempre atuando no sentido vertical descendente, e do potencial de pressão.

Este potencial de pressão pode ser subdividido em dois componentes:

1º) potencial de pressão propriamente dito,ou carga hidráulica (ψ_p): componente positivo de pressão que aparece toda vez que ocorre a formação de uma carga hidráulica, conforme ilustra a Figura 7.7.

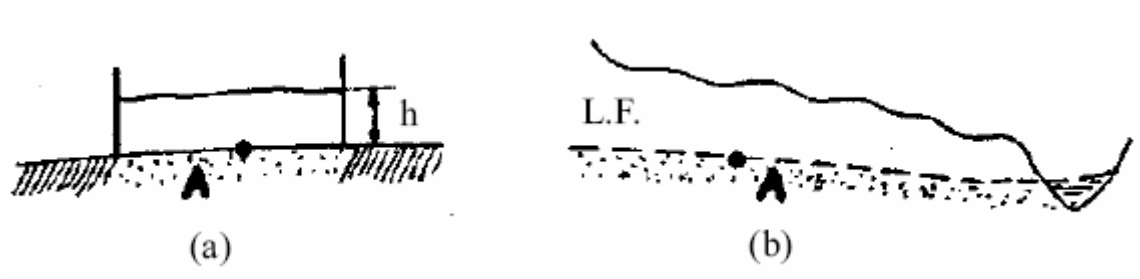


Figura 7.7: Situações em que ψ_p é positivo. a) formação de uma lâmina d'água na superfície; b) zona de saturação.

Assim, considerando-se a coluna de água o lado (a) da Figura 7.7., a pressão no ponto A será positiva e igual a altura da coluna (h) de água. Ou, da hidrostática:

$P = \rho.h.g$

Conforme mostrado no lado (b) da figura, a pressão da água do solo é também positiva abaixo do lençol freático (água livre).

2º) potencial matricial (ψ_m): este componente ocorre em solos não saturados. É, portanto, o componente normal de potencial de pressão nos solos. Resulta da atração entre as moléculas de água (coesão), e da atração entre água e as partículas do solo (adesão). Estas duas forças definem a capilaridade, razão pela qual o potencial matricial é referido também como potencial capilar.

Nos solos o potencial matricial está relacionado com o conteúdo de umidade. Quanto mais úmido estiver o solo, menor (mais próximo de zero) será o potencial matricial. Ou seja, a medida que o solo se torna mais úmido, o potencial matricial tende a se tornar cada vez mais desprezível.

A medida que o solo seca, por outro lado, o potencial matricial começa a predominar, tornando-se a principal força que retém a água no solo em condições de não-saturação.

Esta relação entre o potencial matricial e o conteúdo volumétrico de água define uma característica hidrológica importante dos solos, referida como "curva característica da água do solo" (Figura 7.8.).

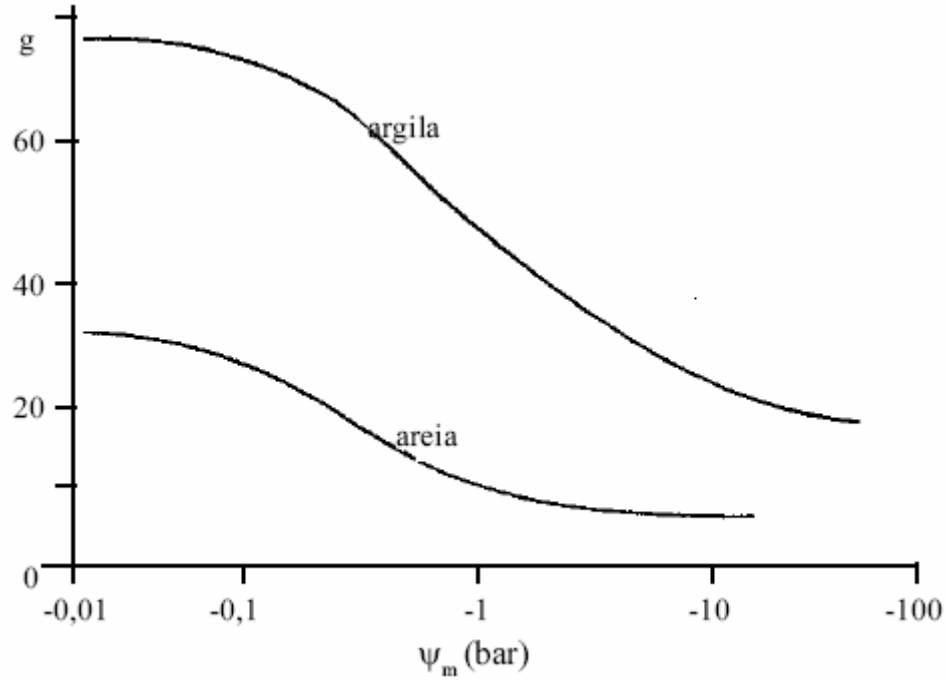


Figura 7.8: Curva característica da água do solo.

Examinando a curva característica da água do solo, fica mais fácil visualizar os conceitos de capacidade de campo, ponto de murcha permanente, água gravitacional, água disponível, etc., que definem a extensão do "reservatório" solo.

A umidade θ correspondente ao potencial matricial de -1/3 atm seria a capacidade de campo do solo.

Desde a saturação e até que o solo atinja a capacidade de campo, o excesso de água corresponde à água gravitacional.

A umidade correspondente ao potencial matricial de -15 atm define o ponto de murcha permanente. Este valor define o limite de utilização da água do solo pelas plantas e, consequentemente, a dimensão do "reservatório" de água disponível para as plantas.

É bom lembrar que este conceito de água disponível é relativo. Há plantas que conseguem retirar água do solo mesmo que o potencial matricial seja superior a -15 atm.

A água que ainda permanece no solo quando o potencial matricial ultrapassa -30 atm é referida como água higroscópica.

A respeito da contínua movimentação da água no solo, pode-se, do ponto de vista hidrológico, imaginar o solo como um imenso reservatório, o qual é constantemente recarregado pela precipitação e descarregado pela evapotranspiração e pela percolação profunda.

Entre a saturação e o conteúdo de água onde começam a predominar as forças de capilaridade (capacidade de campo), a água é detida no solo por um período muito curto de tempo (porosidade não capilar, ou armazenamento de detenção).

A partir da capacidade de campo, a água remanescente permance retida no solo por um período maior (porosidade capilar, ou armazenamento de retenção).

Os dados da Tabela 7.4 ilustram a variação das quantidades de água armazenada nestes diferentes compartimentos do reservatório solo em função da textura.

Tabela 7.4: Água armazenada no solo (mm/m de perfil) (LEE, 1980)

Textura	**Capacidade de Campo**	**Ponto de Murcha Permanene**	**Água Disponível**
Arenosa	100	25	75
Limosa	267	100	167
Argilosa	325	208	117

O movimento da água do solo é normalmente descrito em termos de uma equação geral de fluxo de massa:

Fluxo = (condutividade) (força impulsora)

a qual é aplicada tanto em condições de saturação, quanto de não-saturação.

A condutividade representa a medida da permeabilidade intrinseca do meio poroso.

A força impulsora decorre da existência de um gradiente de potencial, o qual, como vimos, depende da tensão e da gravidade.

Esta equação básica de fluxo pode, então, ser escrita da seguinte maneira:

$Jw = -k\ (\Delta_{\psi h} / \Delta Z)$

onde
Jw = fluxo de água (cm/s)
k = condutividade hidráulica do solo (cm/s)
$\Delta_{\psi h}$ = gradiente de potencial
ΔZ = distância vertical (cm)

O termo Jw é o volume de água que flui por unidade de tempo e por unidade de área da seção transversal normal à direção do fluxo, ou seja:

$Jw = Q / A.t$

onde:
Q = volume da água
A = área da secção transversal
t = tempo

O termo k deve ser determinado experimentalmente. A condutividade hidráulica do solo varia com o teor de umidade, apresentando um valor máximo (k_o) em condições de saturação, e diminuindo rapidamente com o secamento do solo.

Em condições de equilíbrio, e em solos não salinos, pode-se escrever

$\psi_m = -\psi_z = -\rho gh$

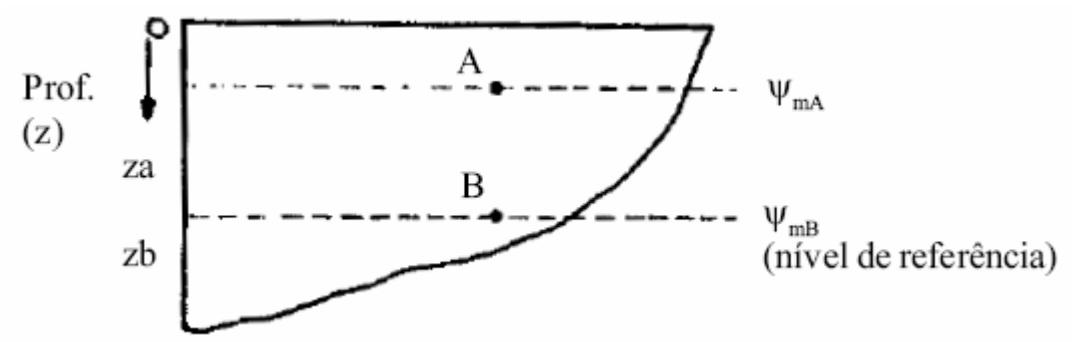
Pela transpiração ou pela evaporação direta da água do solo, ψ_m tende a aumentar, criando um desequilíbrio, que pode resultar em um fluxo ascendente de umidade por capilaridade.

Em condições onde o sistema radicular encontra-se a mais de um metro do lençol freático, todavia, este fluxo ascendente de umidade não é suficiente para atender a demanda transpirativa.

Por outro lado, por percolação o fluxo tende a ser descendente. Após a saturação de todo o perfil do solo, e supondo que a chuva continue, a taxa final de infiltração (o fc da Figura 7) se torna constante, e o fluxo vertical para baixo se reduz simplesmente a

$q = fc = k_o$

O outro termo da equação básica do fluxo, ou seja, o termo $\Delta_{\psi h} / \Delta Z$, é calculado de acordo com o procedimento esquematizado a seguir:



No ponto A o potencial hidráulico (total) será dado por:

$\psi_{hA} = \psi_{mA} + \psi_{zA}$

Semelhantemente, no ponto B tem-se que:

$\psi_{hB} = \psi_{mB} + \psi_{zB}$

E finalmente:

$\Delta Z = Z_A - Z_B$

A direção do fluxo é determinada em função do sinal do resultado. Inicialmente estabelece-se, por convenção, a direção do fluxo. Por exemplo, de cima para baixo o sinal será negativo.

Para completar esta abordagem dinâmica da hidrologia do solo, seria interessante algumas considerações em termos da microbacia hidrográfica como um todo. Isto seria importante, por exemplo, para entender melhor o processo de geração do deflúvio pela microbacia.

A água do reservatório solo da microbacia pode:

a) deixar a microbacia de forma rápida após uma chuva através do processo de escoamento sub-superficial;

b) percolar em direção ao lençol freático;

c) preencher e ficar retida temporariamente no compartimento "água disponível".

Em áreas de topografia acentuada, assim como nas microbacias primárias e secundárias das cabeceiras de drenagem, o potencial gravitacional é função, evidentemente, da diferença vertical entre o ponto considerado e a saída da microbacia. Isto significa que o gradiente de potencial e a força impulsora será maior nestas regiões. Portanto o solo drena mais rapidamente.

A Figura 7.9, por exemplo, ilustra os componentes do escoamento sub-superfícial nestas condições. Durante períodos de estiagem (parte "a" da Figura 7.9), a água do solo percola lentamente na direção predominante do aquífero, o qual alimenta o fluxo base da microbacia.

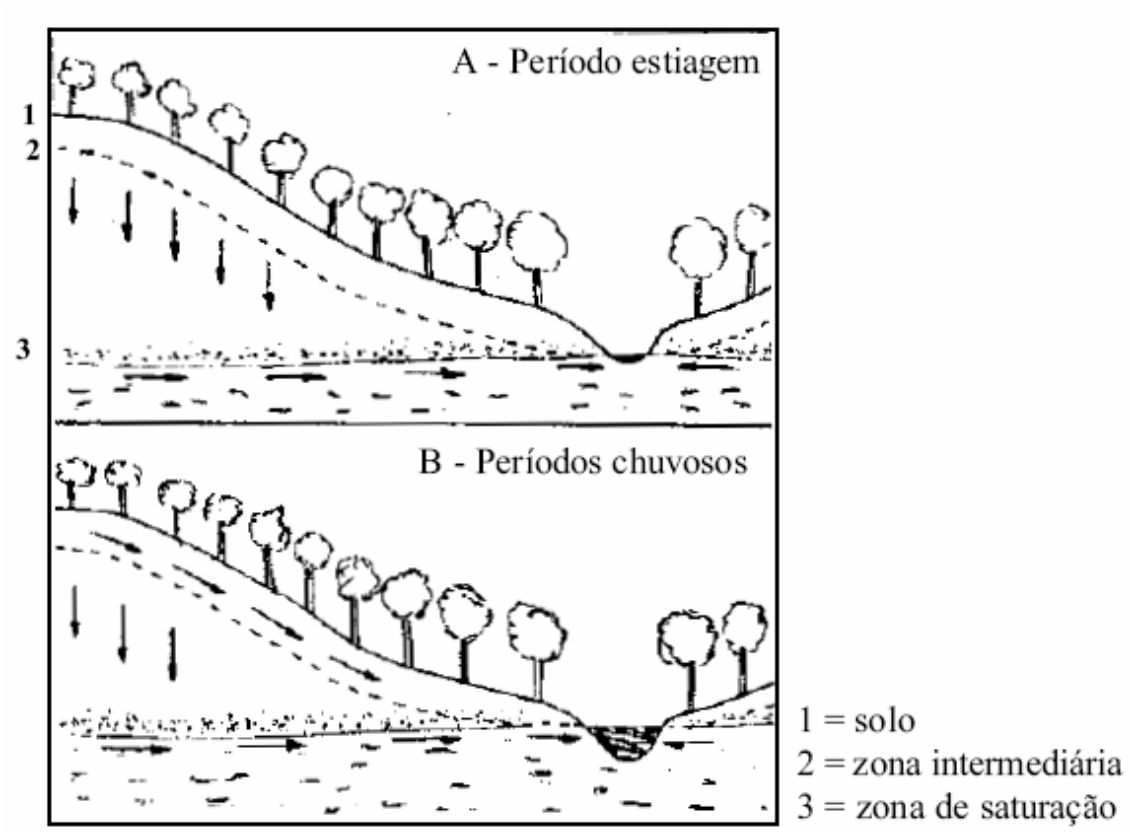


Figura 7.9: Fluxo ou escoamento sub-superficial em microbacias florestadas (LEE, 1980).

Em períodos chuvosos (parte b), a infiltração é alta, e as camadas superficiais do solo tendem à saturação. Nestas condições, à medida que a frente de molhamento estende-se em direção às camadas mais profundas do solo, em geral de menor permeabilidade, a direção do fluxo da água na camada superficial do solo tende a se desviar na direção da

declividade do terreno, resultando no chamado escoamento sub-superficial ou interfluxo.

Como será estudado oportunamente, este escoamento é o principal responsável pela ascensão rápida da vazão durante uma chuva em microbacias florestadas.

7.5. MEDIÇÃO DA ÁGUA DO SOLO

7.5.1. Relações Massa-Volume

Os poros do solo contém água, ar e vapor d'água. Em um volume Vt de solo haverá:

- Vp = volume de partículas sólidas
- Va = volume de água
- Var = volume de ar + vapor d'água

Assim, podemos escrever que:

$$Vt = Vp + Va + Va \qquad (1)$$

O volume total de poros, isto é, o termo (Va + Var) da equação (1), varia de cerca de 35% para solos de estrutura pobre, até ao redor de 65% para solos bem estruturados.

a) Densidade Aparente (ρ_s): também referida como densidade global, ou massa específica global, define a massa de solo seco que ocupa um determinado volume no perfil. Ou, em outras palavras, é a massa de solo seco por unidade de volume total:

$$\rho_s = m_s / Vt \qquad (2)$$

onde:
ρ_s = densidade aparente ($g.cm^{-3}$)
m = massa de solo seco
Vt = volume total de solo

A densidade aparente, conforme pode ser facilmente deduzido, não se mantém fixa, mas varia com a variação da porosidade do solo. Pode variar, portanto, com o manejo do solo.

b) Densidade real (ρ): também referida como densidade de partículas, define a massa de solo seco existente em um dado volume de partículas de solo.

$$\rho = m_s / Vp \qquad (3)$$

onde:
ρ = densidade real (g.cm-3)
Vp = volume de partículas

Desde que a densidade de partículas ou real leva em conta apenas as partículas sólidas do solo, esta característica é uma constante para um dado solo. Para muitos solos o valor da densidade real situa-se ao redor de 2,65 $g.cm^{-3}$.

c) Porosidade (P%): vem a ser a fração do volume total do solo que é constituhda por poros. Ou:

$P\% = (Va + Var)/Vt.10$ (4)

Substituindo o valor de (Va + Var) da equação (1) e os valores de Vp e Vt das equações (2) e (3), respectivamente, e rearranjando resulta:

$P\% = (1 - \rho_s / \rho).100$ (5)

A medição do conteúdo de umidade do solo é baseada na quantidade de água perdida por uma amostra seca em estufa a 105ºC durante 24 h.

Assim, nesta quantidade de água medida está incluída, também, a parte correspondente ao vapor de água presente na amostra.

Da equação (1) pode-se verificar que o conteúdo de umidade existente em um volume total de solo é dado por:

$\theta = Va / Vt$ (6)

onde:
θ = conteudo de umidade com base em volume (cm3.cm-3)

Na ciência do solo é mais frequente a expressão da umidade com base no peso seco de uma amostra, de acordo com a seguinte expressão:

$U = (m_a / m_s).100$ (7)

onde:
U = umidade com base em peso seco (%)
m_a = massa de água existente na amostra

A relação entre θ e U é dada por:

$\theta = U.\rho_s / 100$ (8)

Em hidrologia não é muito comum expressar-se a umidade existente no perfil do solo com base no peso seco, ou seja, em termos de U%. Primeiro, porque de acordo com a equação (8) solos com idênticos valores de U podem apresentar diferentes valores de θ.

Em segundo lugar, é importante que a expressão do conteúdo de água no solo, principalmente quando se refere à variação do armazenamento de água (ΔS), seja na forma de milímetros de altura de água (mm), semelhantemente à unidade que se usa para a precipitação, para a evapotranspiração e para o deflúvio.

Da equação (6) pode-se entender melhor o significado do termo θ. De fato, θ indica que em qualquer volume de solo, θ% desse volume será água, e (100 - θ%) será solo (partículas + ar).

Desta forma, conhecendo-se a profundidade do perfil considerado, a transformação de θ em mm é dada por:

θ x profundidade (mm) = mm de água no perfil (9)

7.5.2. Métodos de Medição da Água do Solo

7.5.2.1 Conteúdo Gravimétrico de Água (U%)

Na determinação da umidade do solo, o método gravimétrico é considerado o método padrão.

Após a coleta de uma amostra de solo no campo, esta deve ser acondicionada hermeticamente para evitar evaporação. No laboratório determina-se o peso úmido da amostra (m_u), colocando-a em seguida para secar na estufa, após o que determina-se o peso seco (m_s).

O conteúdo de água, finalmente, é calculado pela equação (10), onde:
$m_a = m_u - m_s$.

REYNOLDS (1970) apresenta uma análise detalhada desta metodologia gravimétrica de determinação do conteúdo de umidade do solo.

De acordo com GRAY et al. (1973), as vantagens e desvantagens do método gravimétrico são as seguintes;

Vantagens:
- equipamento necessário é simples, barato e facilmente encontrado;
- método é preciso;
- método se aplica em todo o limite de variação do conteúdo de umidade no solo.

Desvantagens:
- o método não pode ser desenvolvido "in situ" e, desta forma, provoca-se alterações na área de coleta das amostras;
- método é lento e cansativo;
- o resultado obtido é em termos de umidade com base em peso seco da amostra (U%).

Existem, é claro, vários outros métodos de determinação da umidade do solo, e não é obejtivo aqui detalhar todos eles. Do ponto de vista de trabalhos em hidrologia florestal, o método de moderação de neutrons, por exemplo, se mostra particularmente adequado, principalmente quando se requer o conhecimento do regime de variação do conteúdo de umidade no solo, ou seja, quando se necessita realizar medições periódicas em um mesmo local durante um dado período experimental.

O mecanismo e a aplicação do método de moderação de neutrons podem ser apreciados em trabalhos específicos, como os de GARDNER & KIRKHAN (1952), SALATI (1960), HEWLETT et al. (1964).

Basicamente o método consiste no seguinte: uma fonte de emissão de neutrons é introduzida no solo através de um tubo de alumínio previamente instalado. Numa dada

profundidade do perfil, os neutrons emitidos pela fonte chocam-se com núcleos atômicos do solo, perdendo energia, ou seja, tornando-se moderados. Esta perda de energia é máxima quando o choque ocorre com núcleos de hidrogênio, devido à semelhança de massa entre os dois. E o hidrogênio existente no solo é principalmente aquele que faz parte da molécula de água. Portanto, a quantidade de neutrons moderados fica proporcional ao conteúdo de umidade do solo naquela profundidade.

Após moderados, os neutrons lentos difundem-se ao acaso no solo ao redor da fonte. Um contador específico para neutrons lentos colocado junto à fonte possibilita, então, a contagem do número de neutrons moderados num dado intervalo de tempo. Esta contagem permite determinar o conteúdo de umidade.

As vantagens e desvantagens do método são, resumidamente, as seguintes:

Vantagens:
- perturbação mínima do solo ao longo do período de medições;
- determinação direta das variações volumétricas de água no solo;
- medições repetidas podem ser feitas no mesmo ponto de amostragem durante o período experimental;
- amostragem de um volume relativamente grande de solo em cada ponto da profundidade do perfil.

Desvantagens:
- equipamento caro, delicado e que exige cuidados de manuseio de fontes radioativas;
- para solos rasos e para o horizonte superficial de solos mais profundos a medição é problemática;
- para solos orgânicos ou com elevado teor de matéria orgânica há necessidade de se recalibrar o aparelho.

7.5.2.2. Infiltração

A infiltração é a entrada da água no solo.

Pode ser medida a partir de observações simultâneas da chuva e do escoamento superficial. Após o início da chuva e antes que possa haver formação de escoamento superficial, certa quantidade de água fica normalmente presa em três compartimentos da superfície: vegetação (interceptação), a própria superfície do solo (retenção superficial) e nas pequenas depressões da superfície do terreno (acumulação nas depressões).

Terminada a chuva, esse volume de água acumulada eventualmente é drenado do terreno, ou infiltra-se no solo, ou evapora-se. Estas perdas devem ser levadas em conta ao se tentar estimar a infiltração pela simples diferença entre a precipitação e o escoamento superficial.

A soma das quantidades de água retidas pelo processo de interceptação (capacidade de retenção) mais a acumulação nas depressões define a chamada "abstração inicial". Antes que possa ocorrer escoamento superficial, esta abstração inicial deve ser completada.

Estando completada esta abstração inicial, se a intensidade da chuva exceder a capacidade de infiltração do solo, a diferença será denominada "excesso de chuva". Este excesso de chuva deve, primeiro, completar a já referida retenção superficial, após o que a água começa a escoar pelo terreno em direção aos canais (escoamento superficial). O escoamento superficial, portanto, só pode ocorrer quando a precipitação apresentar "excesso de chuva".

7.5.2.2.1. Infiltrômetro

Consiste de um anel metálico de cerca de 30 cm de diâmetro e 60 cm de altura.

Para a medição o anel é introduzido no solo deixando-se cerca de 10 cm acima da superfície, e a água é adicionada no anel até a uma altura de mais ou menos 5 cm, onde deve haver um dispositivo de marcação do nível de referência.

A água do anel é, então, mantida neste nível de referência pela adição, a intervalos regulares, de volumes conhecidos de água. A taxa de infiltração é então calculada pela relação entre os volumes de água adicionados e os intervalos de tempo gastos para a sua penetração no solo.

A medição demora cerca de 2 a 3 horas, até que seja obtida uma taxa constante de infiltração (fc).

A medição da infiltração através de infiltrômetros é problemática. A própria introdução do anel no solo pode causar perturbações na estrutura do solo. Um outro aspecto é que a água é despejada dentro do anel, o que é totalmente diferente das condições naturais da infiltração, quando a água da chuva chega à superfície do solo na forma de gotas. O infiltrômetro, assim, não simula este efeito do impacto das gotas da chuva sobre a infiltração.

Assim uma outra dificuldade está relacionada com a possibilidade de a água adquirir movimentação lateral assim que ultrapassar, dentro do solo, o limite interior do anel, o que pode contribuir para a superestimação do processo. Para contornar este fenômeno, pode-se introduzir um segundo anel metálico, de diâmetro maior, concentricamente ao infiltrômetro (infiltrômetro de anéis concêntricos).

7.5.2.2.2. Simulador de Chuva

Com o uso do simulador de chuva, as duas primeiras desvantagens do infiltrômetro são, em parte, contornadas.

Trata-se de um dispositivo capaz de simular uma chuva de determinada intensidade sobre uma parcela delimitada de terreno, de onde o escoamento superficial produzido pela chuva artificial é coletado e medido.

A chuva simulada de intensidade conhecida é produzida até que a taxa de escoamento superficial seja constante. Neste ponto as acumulações superficiais já estão todas completadas e a taxa de infiltração já atingiu o valor final constante (fc), conforme ilustrado na Figura 7.11.

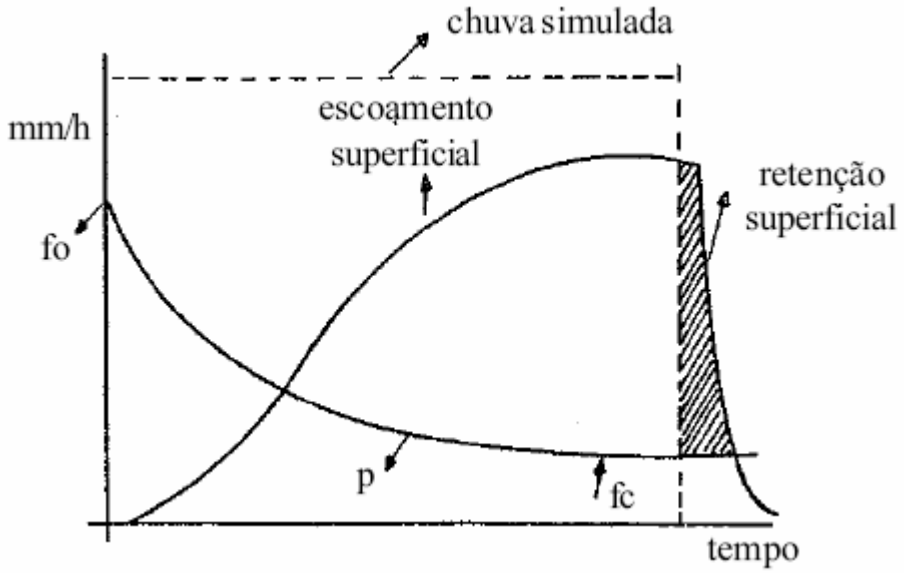


Figura 7.11: Registro da infiltração e do escoamento superficial com uso de simulador de chuva.

Após o término da chuva simulada, a recessão do hidrograma do escoamento superficial é alimentada pela água armazenada no "reservatório" da retenção superficial.

7.5.2.2.3. Infiltração em Bacias Hidrográficas

Além das acumulações superficiais já referidas, uma bacia hidrográfica apresenta outro "reservatório" de armazenamento representado pelos canais (acumulação nos canais), o qual tende a aumentar com a área da bacia hidrográfica.

O método de estimativa da infiltração pelo uso do simulador de chuva pode, também, ser utilizado para o caso de bacias hidrográficas, envolvendo as seguintes etapas:

a) obtém-se o hidrograma de uma dada chuva, do qual o escoamento base é subtraído, considerando-se apenas o escoamento direto de uma dada chuva;
b) a chuva deve ter abrangido toda a área da bacia;
c) o volume do escoamento direto é transformado em mm, e é plotado acumulativamente com a chuva (Figura 7.12.);
d) na Figura 7.12., a curva acumulada da infiltração é obtida pela diferença entre a curva da precipitação e a do escoamento superficial (traça-se a curva média pelos pontos considerados). A tangente nesta curva média de infiltração fornece a taxa de infiltração no ponto considerado).

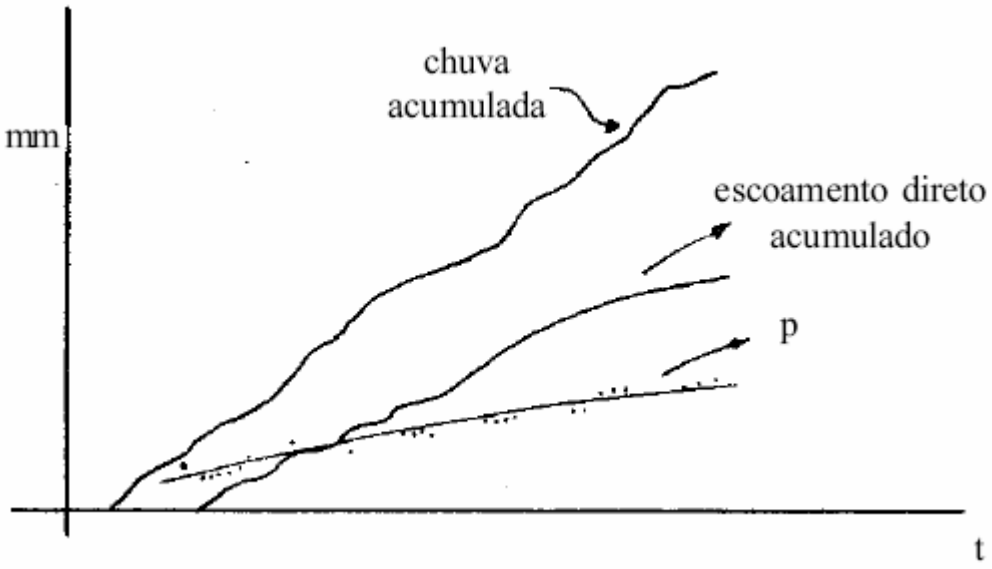


Figura 7.12: Determinação de f a partir das curvas de massa da chuva e do escoamento direto.

7.5.2.2.4. Índice de Infiltração

Quando se dispõe do registro da chuva e do escoamento superficial, a diferença entre a massa de chuva e a massa do escoamento superficial pode ser definida em termos do chamado "índice (ϕ)"

O índice (ϕ) representa a intensidade de chuva acima da qual o volume do escoamento superficial se iguala ao volume da chuva.

A curva de massa da infiltração (Figura 7.13.) pode ser chamada de "recarga da bacia", e o índice (ϕ) pode ser obtido pela seguinte expressão:

(ϕ) = recarga da bacia / duração da chuva

O conceito do índice (ϕ) pode ser visualizado na Figura 7.13.

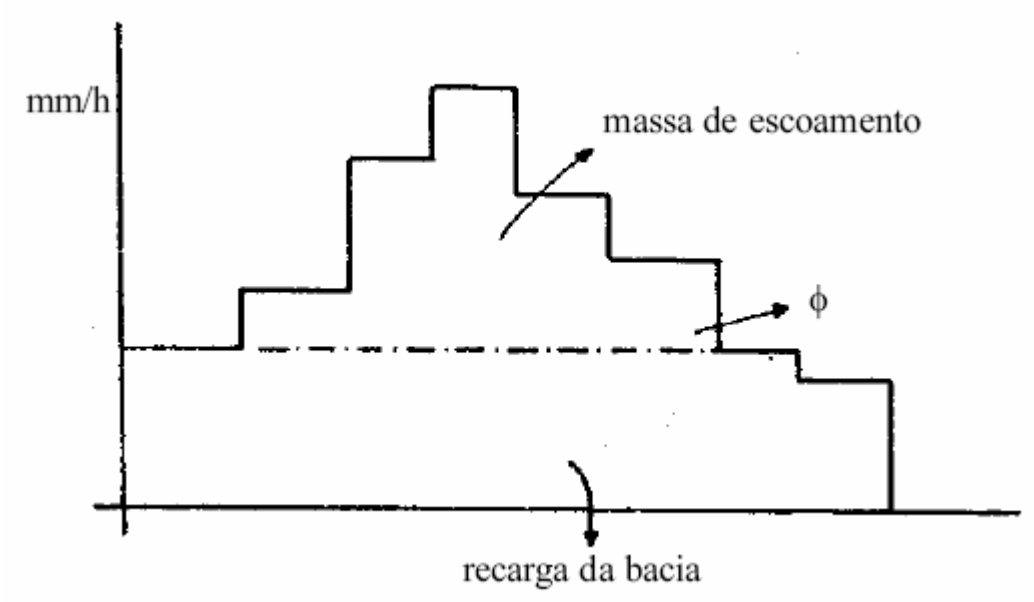


Figura 7.13: Representação esquemática do conceito do índice (ϕ).

O índice (ϕ) tem sido criticado por representar uma simplificação exagerada do processo de infiltração. Para o caso de bacias hidrográficas grandes, todavia, o conceito é útil. De fato, o hidrograma de uma chuva isolada em uma dada bacia (escoamento direto) é composto de três componentes: escoamento superficial, escoamento sub-superficial e precipitação nos canais. Assim, para casos em que o hidrograma em análise tenha sido produzido por quantidade considerável de escoamento sub-superficial, o índice (ϕ) de infiltração será, evidentemente, subestimado.

7.5.2.3. Potencial Matricial da Água do Solo

O potencial matricial pode ser medido pelo tensiômetro (Figura 7.14.), o qual consiste de uma cápsula porosa posicionada a uma dada profundidade no perfil do solo e ligada a um manômetro.

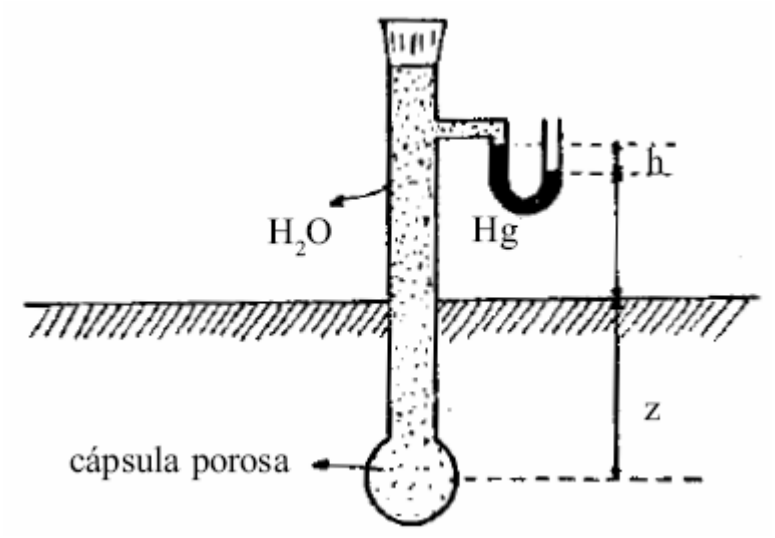


Figura 7.14: Esquema de um tensiômetro.

A cápsula porosa e o tubo são enchidos com água. Dependendo das condições de umidade do solo, haverá formação de um gradiente de tensão entre a cápsula e o solo. No equilíbrio o manômetro mede a tensão da água no solo (h).

A tensão de equilíbrio, na Figura 7.14., é dada pela leitura do manômetro (h) subtraindo-se o valor correspondente à coluna de água do conjunto, ou seja:

$\psi_m = -[13{,}6h - (h + h_m + z)]$

ou:

$\psi_m = -12{,}6h + h_m + z$

onde:
ψ_m = potencial matricial em cm de coluna de água
h = leitura do manômetro
h_m = altura do manômetro em relação à superfície
z = profundidade da cápsula porosa

A aplicabilidade do tensiômetro está limitada ao intervalo de tensão que vai de 0 a aproximadamente 800 cm de coluna de água, ou seja, desde condições de saturação até conteúdo de umidade correspondente a 0,8 atm de pressão negativa. Valores maiores de tensão podem resultar na entrada de ar pelas paredes da cápsula porosa, inviabilizando o aparelho.

7.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, S.N.; D.A.DISKSON; I.S.CORNFORTH, 1972. Some effects of soil water tables on the growth of Sitka Spruce in Northern Ireland. Forestry, 45 (2): 129-133.

AREND, J.L., 1942. Infiltration as affected by the forest floor. Soil Science Society of America Proc., 6: 430-435.

ASCE, 1957. Hydrology Handbook. American Society of Civil Engineers, Manuals of Engineering Practices No. 28. 184 p

BABALOLA, O. & A.G. SAMIE, 1972. The Use of a neutron technique in studying soil moisture profiles under forest vegetation in the Northern Guinea Zone of Nigeria. Tropical Science, 14 (2): 159-168.

BALDY,C.; H. POUPON; A. SCHOENENBERGER, 1970. Variations in soil moisture content as a function of stand type in Northern Tunisia. Ann. Inst. Nat. Rech. For. Tunis., 4(3). In: Forestry Abstracts, 33 (1): 318, 1972.

BIRYUKOV, N.S., 1968. Investigations into the Effect of Forests on Groundwater. Translated from Russian. Israel Program for Scientific Translations. No. 5222. 21 p.

BIZWELL, H.H. & A.M. SCHULTZ, 1958. Effects of vegetation removal on spring flow. California Fish and Game, 44 (3): 211-230.

BRYAN, K., 1919. Classification of springs. Journal of Geology, 27: 522-561.

BUBLINEC, E., 1972. Influence of pine monocultures on momentary soil moisture. Acta Inst. Forestalis Zvolen, 3: 125-160. In: Forestry Abstracts, 35 (7): 3470, 1974.

COLVILLE, J.S. & J.W. HOLMES, 1972. Water table fluctuations under forest and pasture in a karstic region of southern Australia. Journal of Hydrology, 17: 61-80.

CURTIS, W.R., 1963. Flow characteristics of two types of springs in southwestern Wisconsin. U.S.Forest Service Research Note LS 1.

ENGLAND, C.B., 1970. Land capability: a hydrologic response unit in agricultural watersheds. USDA, Agricultural Research Service 41-172. 12 p.

FLETCHER, P.W. & H.W. LULL, 1963. Soil moisture depletion by a hardwood forest during drouth years. Soil Science Society of American Proc., 27 (1): 94-98.

GARDNER, W.R. & F.J. KIRKHAM, 1952. Detemining soil moisture by neutron scattering. Soil Science, 73: 391-401.

GIFFORD, G.F. & C.B. SHAW, 1973. Soil moisture patterns on two chained pinyon-juniper sites in Utah. Journal of Range Management, 26(6): 436-440.

GILLULY, J.; A.C. WATERS; A.O. WOODFORD, 1968. Principles of Geology. W.H. Freeman, San Francisco. 687 p.

GRAY, D.M.; D.I. NORUM; J.M. WIGHAM, 1973. Infiltration and de physics of flow through porous media. In: Handbook of the Principles of Hydrology. D.M.Gray (Ed.). Water Information Center, New York, p. 5-1 a 5.58.

HARROLD,L.L.; G.O.SCHUAB; B.L.BONDURANT, 1974. Agricultural and Forest Hydrology. The Ohio State University. 273 p.

HERING, H.C., 1970. Soil moisture trends under three different cover conditions. U.S. Forest Service, Research Note PNW-114. In: Forestry Abstracts, 32:29, 1971.

HEWLETT, J.D.; J.E. DOUGLAS; J.L. CLUTTER, 1964. Instrumental and soil moisture variance using the neutron scatering method. Soil Science, 97: 19-24.

HEWLETT, J.D. & W.L. NUTTER, 1969. An Outline of Forest Hydrology. University of Georgia Press. 137 p.

HORTON, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Amer. Geoph. Union, 14: 446-460.

HORTON, R.E., 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society of America Proc, 5: 399-417.

JOHNSON, W.M., 1940. Infiltration capacity of forest soil as influenced by the litter. Journal of Forestry, 38: 520.

KITTREDGE, J., 1948. Forest Influences. McGraw-Hill.

LAWS, J.O., 1941. Measurements of the fall velocity of water drops and raindrops. Trans. Amer. Geoph. Union, 22:709-721.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press. 349 p.

LIMA, W.P., 1975. Estudo de Alguns Aspectos Quantitativos e Qualitativos do Balanço Hídrico em Plantações de Eucaliptos e de Pinheiros. ESALQ, Tese de Doutorado. 111 p.

LIMA, W.P., 1979. A água do solo e o crescimento da floresta. Circular Técnica IPEF No. 59. 8 p.

LIMA, W.P., 1983. Soil moisture regime in tropical pine plantations and in cerrado vegetation in the State of São Paulo, Brazil. IPEF, 23: 5-10.

LULL, H.W., 1964. Ecological and silvicultural aspects. In: Handbook of Applied Hydrology. V.T.Chow (Ed.). McGraw-Hill. p. 6-1 a 6-30.

METZ. L.J. & J.E. DOUGLAS, 1959. Soil moisture depletion under several Piedmont cover types. USDA Forest Service, Technical Bulletin No. 1207, 23 p.

MOLCHANOV, A.A., 1963. The Hydrological Role of Forests. Israel Program for Scientific Translations. 407 p.

MUSGRAVE, G.W. & H.N. HOLTAN, 1964. Infiltration. In: Handbook of Applied Hydrology. V.T.Chow (Ed.). McGraw-Hill. p. 12.1 a 12.30.

NORR, H.K., 1968. Soil moisture trends after thinning and clearcutting in a second-growth ponderosa pine stand in the Black Hills. USDA Forest Service Research Note RM-9. 8 p.

PATRIC, J.H.; J.E. DOUGLAS; J.D. HEWLETT, 1965. Soil moisture absorption by mountain and piedmont forests. Soil Science Society of American Proc., 29: 303-308.

PIERCE, R.S., 1967. Evidence of overland flow on forest watershed. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p. 247-254.

REPNEVSKAHA, M.A., 1969. Soil moisture regime in the scots pine forests of the Kola Peninsula. Lesoved, movska, 3: 78-82. In: Forestry Abstracts, 31 (2): 2143, 1970.

REYNOLDS, S.G., 1970. the gravimetric method of soil moisture determination. Journal of Hydrology, 11: 258-300.

SALATI, E., 1960. Introdução ao estudo da água do solo pela moderação de neutrons. ESALQ/USP, Tese de Livre-Docência.

SHPAK, I.S, 1971. The Effects of Forests on the Water Balance of Drainage Basins. Israel Program for Scientific Translations. 258 p.

TODD, D.K., 1964. Groundwater. In: Handbook of Applied Hydrology. V.T.Chow (Ed.). McGraw-Hill. p.13-1 a 13-55.

TRIMBLE, JR., G.R. & W.H.LULL, 1956. The role of forest humus in watershed management in New England. U.S. Forest Service, Northeastern Forest Research Station, Station Paper No. 85.

TRIMBLE,JR., G.R. & S. WEITZMAN, 1954. Effect of a hardwood forest canopy on rainfall intensities. Trans. Amerc. Geoph. Union, 35: 226-234.

TROENDLE, C.A., 1970. A comparison of soil moisture loss from forested and clearcut areas in West Virginia. USDA Forest Service Research Note NE-120. 8 p.

TROUSDELL, K.B. & M.D. HOOVER, 1955. A change in groundwater level after clearcutting of loblolly pine in the Coastal Plain. Journal of Forestry, 53 (7): 493-498.

URIE, D.H., 1971. Estimated groundwater yield following strip cutting in pine plantations. Water Resources Research, 7 (6): 1497-1510.

USDA, 1972. National Engineering Handbook. Section 4, Hydrology. Soil Conservation Service. Washington, D.C.

WALTON, W.C., 1970. The World of Water. Taplinger Publishing Co., New York. 318 p.

WILD, S.A.; E.C. STEINBRENNER; R.S. PIERCE; R.C. DOSEN; D.T PRONIN, 1953. Influence of forest cover on the state of groundwater table. Soil Science Society of American Proc., 65-67.

7.7: QUESTÕES

1. É comum atribuir à cobertura florestal um efeito benéfico sobre a presença de erosão devido ao fato de que as copas agem como absorvedora da energia cinética das gotas da chuva, diminuindo, assim, sua erosividade. Pela leitura do texto, qual a sua posição sobre este aspecto ?

2. Uma amostra de solo tem volume de 20 cm³ e pesa 30,6 g. Após seca em estufa a 105ºC durante 24 h o peso da amostra foi de 25,5 g. Determinar:
a) a densidade aparente do solo;
b) o conteúdo de umidade com base em peso seco;
c) o conteúdo de umidade com base em volume;
d) se a amostra for representativa de um perfil com profundidade de 60 cm, quantos mm de água existem no solo ?

3. Considerar um solo areno-barrento com peso seco de 1400 kg/m³, com Ponto Murcha Permanente (PMP) e Capacidade de Campo (CC) respectivamente equivalentes a 7 e 15 % com base em peso seco. Sendo a profundidade da zona radicular de 1,2 m, calcular a quantidade de água em mm nessa zona correspondente a:
a) PM
b) C

4. Um cubo de solo com as dimensões de 10 x 10 x 10 cm pesou, após a coleta (massa úmida) 1460 g. Apps a secagem, verificou-se que a massa de água contida na amostra era de 260 g. Calcular:
a) o teor de umidade com base em peso seco;
b) o teor de umidade com base em volume;
c) a altura de água em mm;
d) a densidade aparente do solo;
e) a porosidade do solo;
f) a capacidade de retenção de água (% de umidade na saturação).

Dados:densidade da água = 1,0 g/cm ; densidade real do solo = 2,65 g/cm.

5. Um tambor cheio de solo úmido pesou 220 kg. A determinação gravimétrica do conteúdo de umidade revelou U = 18 %. Calcular:
a) a massa de solo seco;
b) a massa de água.

6. A profundidade do solo em uma área a ser plantada é de 80 cm, e o conteúdo de umidade com base em volume é de 0,12 cm³/cm³. Quanto de irrigação (mm) deve ser adicionado para trazer o conteúdo de umidade do solo para 30 % ?

7. Num teste de infiltração, 491 ml de água infiltraram-se no anel interno (diâmetro = 25 cm) de um infiltrômetro, num período de 20 min. Calcular a taxa de infiltração instantânea em mm/h.

8. Num ensaio de infiltração com infiltrômetros de anéis concêntricos foram obtidos os resultados da tabela seguinte:

Tempo (h)	Volume de água adicionadon o anel central (ml)*
0915**	-
0921	320
0927	157
0933	126
0939	94
0945	71
0957	31
1003	31

* diâmetro do anel central = 25 cm
** início do teste

a) determinar a taxa de infiltração (mm/h) para os respectivos períodos;
b) cosntruir o gráfico infiltração x tempo;
c) qual o valor de fc?
d) fazer os cálculos de acordo com o procedimento ilustrado na tabela seguinte:

Tempo (h)	Minutos Int. Acum.	Volume de Água (ml)	Infiltração Instantânea (mm/h)	mm de Água Int. Acum.	Infiltr. Média (mm/h)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)

Legenda:
(1) e (3)= dados fornecidos;
(2) = intervalo de tempo em min. acumulado;
(4) = mm de água infiltrada no intervalo x 60/intervalo em min.;
(5) = mm acumulado;
(6) = mm de água infiltrada x 60/intervalo acumulado.

9. Num experimento de infiltração com o uso do simulador de chuva, os resultados obtidos são fornecidos na tabela seguinte:

Tempo (min)	Chuva (mm)	Escoamento Superficial (mm)	mm de Água Infiltrada (mm)	Infiltração Acumulada (mm/h)
0	0	0		
5	8,1	0		
10	17,7	3		
15	25,9	7,5		
20	36,9	14		
25	46,6	21,1		
30	55,5	28		
35	64,5	34,6		
40	74,4	41,1		

45	83,8	48,4		
50	93,2	56		
55	103,2	62,9		
60	112,4	70,2		

a) calcular a altura de água infiltrada (coluna 4) pela diferença entre a chuva e o escoamento (fazer a coluna 4 acumulada);
b) calcular a infiltração em cada intervalo (observar que a coluna 4 é acumulada e a coluna do tempo também);
c) plotar a coluna 4 com a coluna 1: curva de massa de infiltração;
d) plotar, em outra folha de papel milimetrado, a curva de infiltração (coluna 5 x coluna 1). Os pontos poderão parecer dispersos. Traçar uma curva média entre eles visualmente;
e) qual é o valor de fc?

10. Em uma bacia hidrográfica experimental a análise do hidrograma de uma chuva isolada mostrou que o escoamento direto foi de 45,5 mm, enquanto que a chuva causadora foi de 151,1 mm. Pela tabulação do diagrama do pluviógrafo, a distribuição horária das quantidades de chuva ao longo da duração do evento foi a seguinte:

Hora	**Chuva (mm)**
13-14	12,9
14-15	19,1
15-16	46,7
16-17	20,3
17-18	33
18-19	19,1

a) calcular o índice (ϕ);
b) fazer o histograma da chuva com os dados da tabela acima e plotar, nele, a linha representativa de (ϕ);
c) verificar se o valor do índice (ϕ) encontrado é superior a todas as quantidades horárias de chuva. Em caso negativo, recalcular a recarga da bacia, subtraindo, também, os valores da chuva horária inferiores ao valor de (ϕ) (nestes casos não houve excesso de chuva e, portanto, escoamento);
d) para cada hora, recalcular os respectivos valores do excesso de chuva (precipitação horária - (ϕ));
e) comparar o total de excesso de chuva com o escoamento direto medido na bacia.

11. A capacidade de campo de um dado solo é de 30% com base em volume (θ). Valores do conteúdo de umidade com base em peso seco (U%) e da densidade aparente (ρ_s) das diferentes camadas do solo são fornecidos a seguir. Até que profundidade penetrará a água de uma chuva de 50 mm no referido solo?

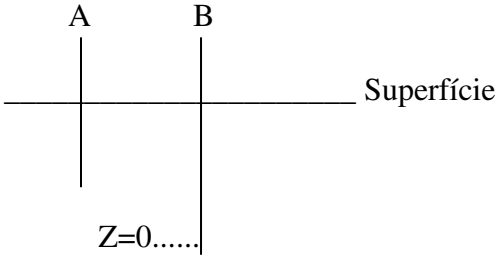
Prof. (cn)	**U%**	**ρs (g/cm³)**
0 - 5	5	1,2
5 - 20	10	1,3
20 - 80	15	1,4
80 - 100	17	1,4

12. No esquema abaixo, o tensiômetro A encontra-se a profundidade de 5 cm e o tensiômetro B à profundidade de 15 cm. As leituras observadas nos aparelhos são, respectivamente,

ψ_{mA} = -10 cm
ψ_{mB} = -100 cm

O valor médio da condutividade hidráulica do solo para a camada situada entre as cápsulas porosas dos dois tensiômetros é de k = 10^{-2} cm/s.

Calcular a quantidade de água, e a direção do fluxo, que fluirá por uma área de 10 cm² durante o intervalo de 10^4 s.



CAPÍTULO VIII

CONSUMO DE ÁGUA POR ESPÉCIES FLORESTAIS

8.1. INTRODUÇÃO

O conjunto de perdas evaporativas de uma dada área vegetada recebe o nome de evapotranspiração. A evapotranspiração é enormemente controlada por condições meteorológicas, isto é, sua taxa pode ser calculada a partir de dados de energia solar, velocidade do vento, temperatura do ar, umidade atmosférica e outros dados climáticos.

Mas o processo, em geral, é controlado pelos seguintes grupos de fatores:

a) suprimento externo de energia (radiação solar) à superfície evaporante;
b) capacidade do ar de remover vapor, isto é, velocidade do vento, turbulência, e decréscimo de concentração de vapor com a altura;
c) natureza da vegetação, especialmente sua capacidade de refletir radiação incidente (albedo), sua capacidade de ocupação do solo, e profundidade do sistema radicular;
d) natureza do solo, especialmente no que diz respeito à quantidade de água disponível na zona das raízes.

Numa microbacia florestada, além da transpiração as perdas de água podem ocorrer também por evaporação direta da água do solo, das superfícies líquidas e, quando chove, da interceptação.

No balanço hídrico do sistema, muitas vezes é desnecessário diferenciar cada processo envolvido, e o termo evapotranspiração (ET) compreende as perdas evaporativas pela bacia como um todo, cuja quantificação pode resultar da análise conjunta da precipitação e do deflúvio durante um determinado período.

Inúmeros resultados experimentais têm mostrado que a evapotranspiração na escala de microbacias, ou seja, obtida pela diferença entre a precipitação anual e o deflúvio anual de uma microbacia hidrográfica, pode chegar a até 400 mm se a microbacia estiver coberta com floresta, em comparação com bacias submetidas a corte raso da floresta, nas mesmas condições climáticas (HIBBERT, 1967), (BOSCH & HEWLETT, 1982).

Estes resultados permitem uma primeira avaliação global do consumo de água pela floresta em termos do efeito no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica.

Em resumo, a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica florestada engloba três componentes: a evaporação direta (da água do solo, de superfícies líquidas, do orvalho depositado nas folhas, etc.), a transpiração e a interceptação.

Do ponto de vista da hidrologia florestal, é importante saber de que forma a floresta atua em cada um deles, comparativamente a outros tipos de vegetação, a fim de possibilitar a aplicação de planos de manejo florestal visando a diminuição das perdas evaporativas e, consequentemente, aumento da água superficial disponível para o uso humano.

8.2. BALANÇO DE ENERGIA

8.2.1. Balanço de Energia de uma Superfície

O termo balanço de energia, ou balanço de radiação, se refere ao estudo das proporções existentes entre a quantidade de radiação recebida por determinada superfície e a quantidade de radiação por ela refletida ou transmitida.

A diferença entre a radiação que chega e a que se perde é chamada de "radiação líquida", e é este saldo de energia que mantém a biosfera em atividade.

Conforme pode ser observado na Figura 8.1., nem toda a radiação solar atinge a superfície terrestre: parte é refletida pelas nuvens e parte é espalhada pela atmosfera, transformando-se em radiação difusa. Parte da radiação difusa é emitida para o espaço, e a restante chega à superfície (radiação do céu).

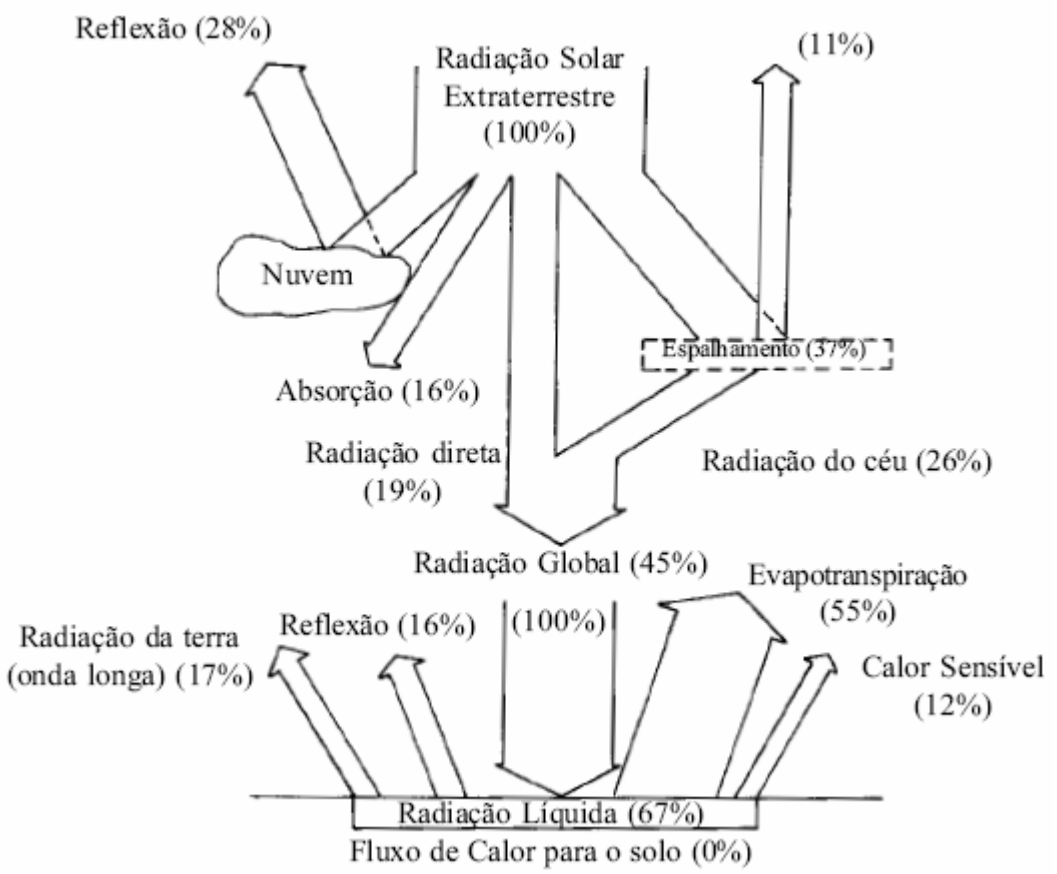


Figura 8.1: Distribuição da radiação extra-terrestre e da radiação global. (Adaptado de GEIGER, 1966).

O balanço de energia de uma dada superfície vegetada pode ser dado pela seguinte equação (HEWLETT & NUTTER, 1969);

$$Rn - H - \beta - LvE - P = 0$$

onde:

Rn = radiação líquida, ou seja, a soma das radiações curta e longa que chegam, menos a radiação de onda curta refletida e a radiação de onda longa emitida pela superfície. Em geral, Rn é positivo durante o dia e negativo à noite.
H = convecção: troca de calor sensível com a atmosfera. Representa a radiação que aquece o ar.
β = condução: transferência de calor para o solo, para as árvores, etc.
LvE = calor latente de evapotranspiração. Lv é o calor latente de vaporização e E é a taxa de evaporação. Durante o dia, E representa, em geral, uma perda de calor. À noite pode representar ganho de calor, desde que ocorra condensação.
P = energia utilizada na fotossíntese e respiração. Representa apenas cerca de 1/10 de 1% da radiação recebida (WOODWELL, 1970).

Todos os componentes da equação podem ser positivos ou negativos, depedendo da hora do dia. A soma algébrica dos mesmos, todavia, deve ser igual a zero em qualquer instante.

a) Radiação (Rn): A habilidade de emitir energia radiante é uma propriedade de toda a matéria, mas a qualidade da radiação emitida (espectro de comprimento de onda) depende da temperatura do corpo.

O sol emite à temperatura de cerca de 6.000ºK e por esta razão sua radiação é chamada de radiação de onda curta (S), pois ocorre primariamente na faixa de 0,1 a 4,0 micra.

Os corpos terrestres apresentam temperaturas significativamente menores (em torno de 300ºK) e emitem radiação de comprimento de onda longo (L), na faixa de 4 a 100 micra.

Portanto o termo Rn na equação do balanço de energia é um fluxo líquido que deve ser avaliado em termos de S e de L.

A radiação solar (S) sofre, na atmosfera, fenômenos de reflexão, difusão e absorção. Como mostrado na Figura 8.1., parte de S consegue atingir diretamente a superfície sem sofrer qualquer destes fenômenos: radiação direta (Sb). A outra parte chega à superfície na forma de radiação difusa (Sd).

O termo Sb é muito influenciado pelas características topográficas da superfície (declividade, exposição, etc.), enquanto que o termo Sd é menos afetado.

A soma de Sb e Sd compreende a radiação global (St).

A radiação global é parcialmente refletida pela superfície, e o fluxo de energia refletida (Sr) é dado por ‘r.St", onde "r" representa o albedo, ou seja, a capacidade de reflexão da radiação solar incidente. Valores médios do albedo de algumas superfícies são fornecidos na Tabela 8.1.

Levando em conta o albedo da superfície, o saldo de radiação solar incidente fica:

$$S = St.(1 - r)$$

S é positivo durante o dia e virtualmente igual a zero à noite. Ou seja, S (≥) 0.

Tabela 8.1: Albedo de algumas superfícies (Modificado de SATTERLUND, 1972).

Superfície	**Albedo (%)**
Água	5 – 10
Solo nu (seco, claro)	20 – 25
Solo nu (úmido, escuro)	8 – 15
Grama (baixa, verde, não molhada)	25 – 35
Grama (baixa, verde, molhada)	15 – 20
Grama (alta, passada)	25 – 30
Grama (alta, verde)	15 – 20
Alagadiços	15 – 20
Floresta de coníferas	5 – 10
Floresta mista (coníferas+latifoliadas)	10 – 15
Florestas de latifoliadas	15 - 20
Floresta tropical	15
Floresta de eicalipto	20
Neve	80 - 95

Da radiação de onda longa (L) deve-se avaliar tanto a radiação atmosférica, chamada contra-radiação (Li), a qual é emitida continuamente pelos gases da atmosfera, principalmente vapor e CO_2, bem como por aerossóis e núvens, assim como a radiação terrestre (Lo), emitida pela sperfície de acordo com a Lei de Stefan-Boltzman.

Em valor absoluto, Lo é sempre maior que Li, e o fluxo líquido L é sempre negativo, representando sempre uma perda de energia pela superfície.

A radiação líquida (Rn), portanto, fica:

$$Rn = s + L$$

Para uma dada superfície, desta forma, $Rn > 0$ durante o dia e $Rn < 0$ durante a noite (L é negativo).

A Tabela 8.2 ilustra a contabilização destes componentes de Rn para uma dada superfície.

Tabela 8.2: Valores típicos dos componentes de Rn para uma superfície vegetada, em latitudes médias (LEE, 1980).

Radiação	**Verão**		**Média Estacional**	
	1/2 dia	**Noite**	**Verão**	**Inverno**
	(ly/min)*		**(ly/dia)**	
Onda Curta (S)				
Direta (Sb)	1	-	290	100
Difusa (Sd)	0,1	-	210	100
Refletida (r.St)	-0,2	-	-100	-60
Líquida (S)	0,9	-	400	140
Onda Longa (L)				
Atmosférica (Li)	0,55	0,45	750	550
Terrestre (Lo)	-0,7	-0,55	-850	-600
Líquída (L)	-0,15	-0,1	-100	-50
Total (Rn)	0,75	-0,1	300	90

* 1 ly (Langley) = 1 cal/cm2.

b) Condução (β): Do ponto de vista hidrológico, este componente do balanço de energia representa um elemento de armazenamento, atuando como absorvedor de calor durante períodos de alta radiação (período diurno, período de verão), e como fonte de calor durante períodos sem radiação (noite, inverno), quando pode alimentar, por exemplo, a transpiração noturna.

A taxa média de armazenamento de calor de um dado corpo é função de sua densidade, de seu calor específico, de sua espessura e de sua temperatura. O produto da densidade pelo calor específico é referido como "capacidade calorífica" de um corpo (ver tabela 8.3.). O alto calor específico da água faz com que sua capacidade térmica seja cerca de 2 vezes maior do que a do gelo e da rocha, 3 vezes maior que a da madeira, e cerca de 3.000 vezes maior que a do ar.

Pelos valores mostrados na Tabela 8.3., por outro lado, pode-se verificar que a capacidade térmica do solo e de material orgânico aumenta com o seu teor de umidade.

Tabela 8.3: Propriedades térmicas de alguns materiais (LEE, 1980).

Material	**A**	**B**	**C**
	Densidade	**Calor Específico**	**A x B**
	(g / cm³)	**(cal/g/ºC)**	**(cal/cm³/ºC)**
Rocha	2,7	0,18	0,49
Solo arenoso (U=20%)	1,8	0,3	0,54
Solo argilose (U=20%)	1,8	0,28	0,5
Turfa (U = 10%)	0,4	0,55	0,22
Turfa (U = 40%)	0,7	0,74	0,52
Turfa (U = 70%)	1,0	0,82	0,82
Madeira	0,6	0,64	0,38
Água (4ºC)	1,0	1,00	1,00
Gelo	0,9	0,5	0,45
Neve	0,8	0,5	0,4
Ar	0,0012	0,24	0,0003

A taxa de armazenamento de calor por unidade de tempo de um corpo de volume V, ocupando uma área A é dada por:

$$B = - (\rho c/t). (V/A).\Delta T$$

ou:

$$B = - (\rho c Z/t).\Delta T$$

onde:
ρc = capacidade térmica
t = tempo
Z = V/A = espessura efetiva
ΔT = variação da temperatura do corpo

A capacidade calorífica da parte aérea de uma floresta é relativamente pequena, da ordem de 2,5 ly/ºC para uma floresta de 20 m de altura, o que equivale à capacidade calorífica de uma camada de 5 cm de solo (LEE, 1980). Desta forma, o elemento primário de armazenamento de calor em uma floresta é o solo.

c) Convecção (H): O fenômeno de convecção de energia ocorre toda vez que o ar (ou um fluído qualquer) se move através de uma superfície.

Quando a superfície encontra-se mais quente do que o ar (situação típica durante o período diurno), ocorre transferência de calor da superfície para o ar (convecção negativa). Durante a noite, estando a superfície normalmente mais fria do que o ar circundante, ocorre o inverso (convecção positiva).

d) Calor Latente (LvE): Este componente da equação do balanço de energia é muito importante em hidrologia florestal, uma vez que envolve grande quantidade de energia utilizada na mudança de estado da água, e também porque envolve a transferência simultânea de energia e de água. Ou seja, constitui um termo comum das equações do balanço hídrico e do balanço de energia.

Além disto, em climas úmidos é o componente que perfaz a maior parte do balanço de energia de uma superfície.

Desde que o termo "Lv" (calor latente de vaporização da água) possa ser rigorosamente determinado, então o fluxo de massa "E" (água evaporada) pode ser avaliado em termos do fluxo equivalente de energia (LvE), ou seja, em termos do fluxo de energia por unidade de tempo (cal/cm²/min).

Para a água (1 g = 1 cm³) pode-se, por unidade de área, escrever que:

LvE (cal/cm²/min) = E (mm/h)

8.2.2. Balanço de Energia em Florestas

O conhecimento do balanço de energia em florestas é importante por várias razões:

a) a radiação solar fornece a energia necessária ao crescimento da floresta;
b) certas espécies florestais crescem melhor a plena luz, enquanto que outras precisam de ambientes sombreados durante sua fase jovem; outras, ainda, completam o ciclo vital em ambientes de sombra;
c) o comprimento do dia está relacionado com o florescimento, com a frutificação e com o desenvolvimento foliar;
d) o balanço de energia, finalmente, explica as causas físicas do comportamento hidrológico de microbacias hidrográficas experimentais submetidas a corte raso.

Uma floresta adulta difere radicalmente de uma superfície de vegetação de menor porte (cultura agrícola, por exemplo), devido a existência de um ambiente peculiar da floresta, que é o espaço compreendido entre a copa e o piso. O microclima deste ambiente florestal é basicamente diferente daquele que se observa sobre outra superfície (GEIGER, 1966).

As Figuras 8.2. e 8.3. e a Tabela 8.4. ilustram algumas características importantes deste ambiente florestal.

A Figura 8.2. ilustra as curvas de diminuição da luminosidade em uma floresta de latifoliadas de aproximadamente 150 anos de idade e altura média de 31 metros.

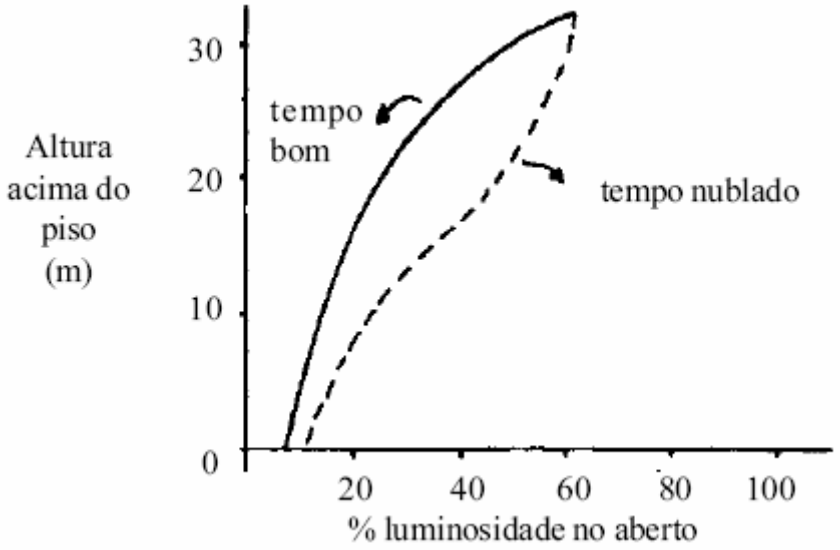


Figura 8.2: Diminuição da luminosidade em floresta latifoliada com densa foliagem (Modificado a partir de GEIGER, 1966).

Observa-se que em tempo nublado a intensidade absoluta de luz dentro da floresta é, normalmente, menor, mas sua taxa vertical de decréscimo é mais suave, por causa da maior proporção de radiação difusa que predomina em dia nublado.

Isto é mais ou menos o que também aparece nos dados da Tabela 8.4, obtidos em uma floresta de pinheiros (Pinus sp) de cerca de 40 anos de idade (REIFSNYDER & LULL, 1965).

Tabela 8.4: Resultados da medição da radiação de ondas curta e longa em florestas de Pinus (Modificado a partir de REIFSNYDER & LULL, 1965).

Nível	**Tempo Bom**		**Tempo Nublado**	
	Longa	**Curta**	**Longa**	**Curta**
	(ly/min)			
Acima da copa	0,72	1,16	0,71	0,51
Abaixo da copa	0,66	0,16	0,67	0,14
% Abaixo/acima	92	14	94	27

Nota-se, na Tabela 8.4, que a chegada de radiação de onda longa permanece praticamente inalterada tanto acima como abaixo da copa nas duas situações (tempo bom e tempo nebuloso). Já com relação à radiação de onda curta, a nebulosidade reduz praticamente a metade do fluxo que chega acima da copa. Abaixo da copa, todavia, a quantidade permanece praticamente a mesma, mas a relação abaixo/acima logicamente dobra quando o tempo está nublado.

Uma floresta pode, portanto, reduzir de 73 a 86% a quantidade de radiação de onda curta incidente e é este, provavelmente, um dos grandes efeitos da floresta sobre o clima. Isto se reflete, por exemplo, na redução de até 6ºC na temperatura do ar dentro da floresta no verão (GEIGER, 1966).

Perfis típicos da temperatura, velocidade do vento e concentração de vapor dentro do ambiente florestal, comparativamente ao observado sobre solo nu, podem ser observados na Figura 8.3.

Dentro da floresta, conforme mostram os gráficos da Figura 8.3, a isotermia, a ausência de vento, e a inexistência de um gradiente de concentração de vapor contribuem para que praticamente não ocorra evaporação direta do solo. Ou seja, em período sem chuva, a evapotranspiração da floresta é praticamente só transpiração.

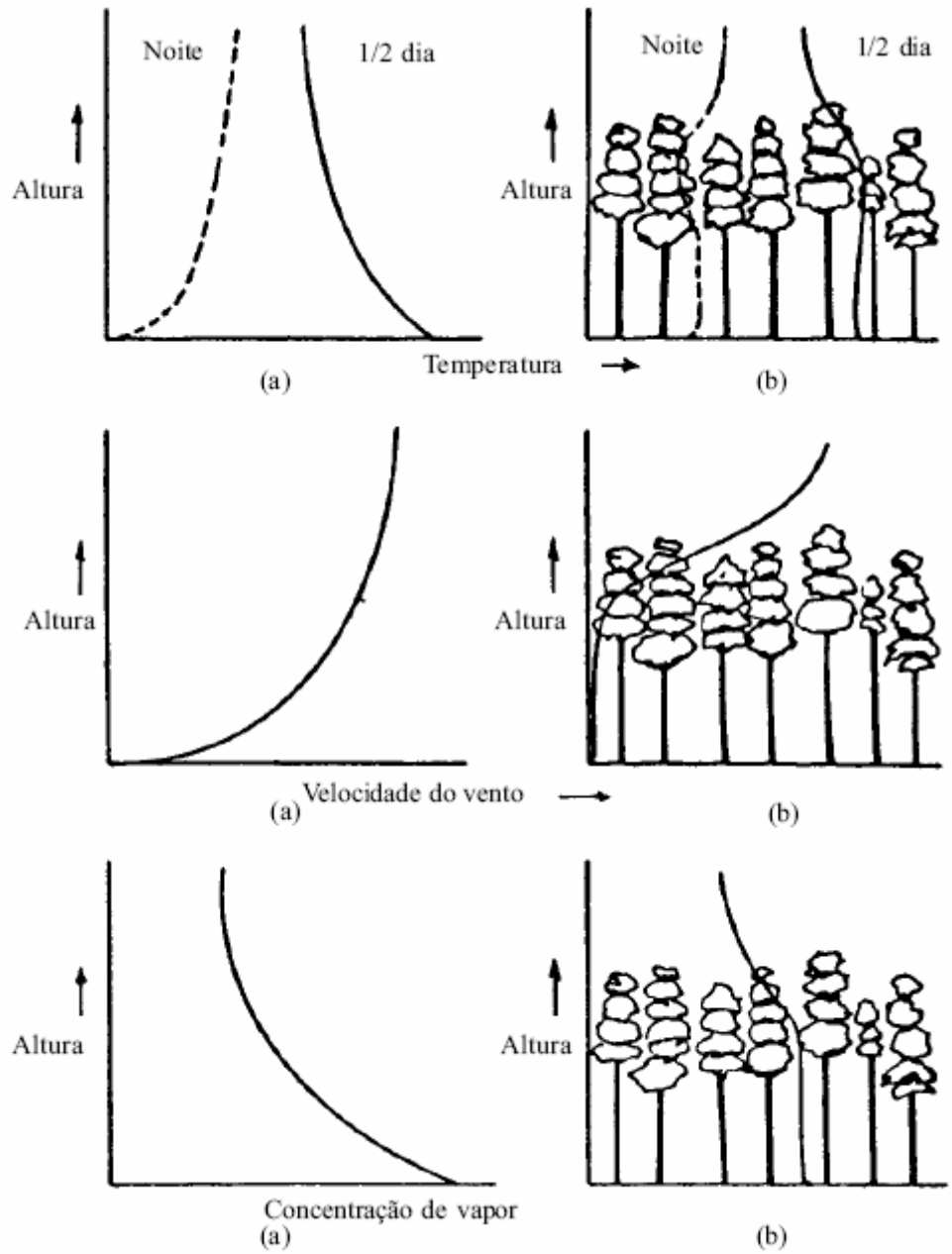


Figura 8.3: Curvas de temperatura, velocidade de vento e concentração de vapor sob uma floresta (b) e sobre solo nu (a). (SATTERLUND,1972).

Um outro aspecto interessante é com relação ao coeficiente de absorção da radiação solar incidente, mostrados de forma comparativa entre a floresta e outras superfícies na Tabela 8.5.

Tabela 8.5: Valores médios do coeficiente de absorção da radiação solar para algumas superfícies (BROOKS, 1959).

Água	0,94
Solo úmido (75 - 95% nu)	0,86 - 0,91
Floresta de coníferas	0,86
Floresta latifoliada	0,82
Solo seco, gradeado	0,75 - 0,80
Deserto	0,75
Grama	0,67
Neve	0,13 - 0,33

Uma floresta, portanto, absorve de 60 a 90% da radiação solar incidente, dependendo essencialmente da densidade e do desenvolvimento foliar. Para uma floresta densa e bem desenvolvida, a absorção varia de 75 a 90%; para um povoamento de densidade baixa e copa mal desenvolvida a absorção é de aproximadamente 60% (REIFSNYDER & LULL, 1965).

Esta radiação absorvida é dissipada de acordo com a equação do balanço de energia. Parte é convertida em calor sensível (β + H), que aquece a copa (β) e depois é dissipado emissão de onda longa, e que aquece o ar (H). A maior parte, todavia, é consumida no processo de evaporação (LvE). Como já afirmado, uma fração diminuta é utilizada na fotossíntese (P).

Valores típicos destes componentes do balanço de energia em uma floresta jovem de coníferas (Picea sp), em clima temperado e para um dia claro de verão são fornecidos na Tabela 8.6.

Tabela 8.6: Balanço de energia médio para um dia claro de verão em uma floresta jovem de coníferas (Picea sp). (LEE, 1980).

Intervalo (hora)	**Rn**	**B**	**H (mly/min)**	**LvE**	**β***
5 – 8	330	-37	-60	-233	0,26
8 – 11	930	-63	-343	-524	0,65
11 – 14	1.150	-53	-373	-724	0,52
14 – 17	813	3	-250	-566	0,44
17 – 20	197	37	-107	-127	0,84
20 – 23	-60	40	13	7	2,00
Rn < 0	-52	30	14	8	1,86
Rn > 0	684	-22	-227	-435	0,52

* Razão de Bowen = H/LvE

A Figura 8.4 permite uma melhor visualização desta variação diuturna dos componentes do balanço de energia em uma floresta

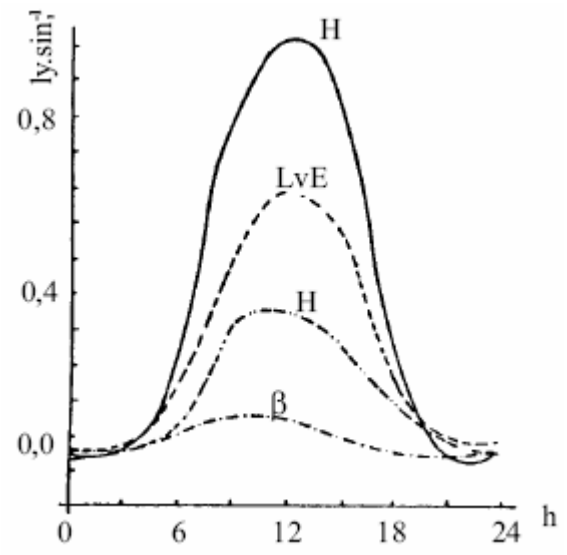


Figura 8.4: Variação horária típica dos componentes do balanço de energia em uma floresta durante um dia claro de verão (LEE, 1980).

Conforme pode ser observado, desde que o solo esteja provido de água disponível, em condições normais a maior parte da energia líquida (aproximadamente 3/4) é utilizada nas florestas para a evaporação da água.

De acordo com o comentado na Figura 8.3, a transpiração é o principal processo envolvido, uma vez que a evaporação direta da água do solo é normalmente ínfima.

A noite a transpiração continua, utilizando parte da energia armazenada (β), mas ocorre em taxas bem menores (5 a 10%).

Desta forma, o conhecimento do balanço de energia, ou da repartição da energia líquida em superfície vegetadas, é fundamental para o entendimento do balanço hídrico de microbacias experimentais submetidas a alteração de sua cobertura vegetal.

As diferentes taxas de evaporação total mostrada por diferentes superfícies vegetadas, ou por diferentes espécies vegetais, podem ser explicadas quantitativamente em termos do balanço de energia. As florestas, pelo fato de apresentarem maiores coeficientes de absorção de radiação de onda curta, apresentam maiores taxas de evaporação do que outros tipos de vegetação de menor porte.

O trabalho realizado por BAUMGARTNER (1967) permite exemplificar estas diferenças quantitativas do balanço de energia e dos fluxos equivalentes de energia (LvE) entre diferentes superfícies. O autor, com o propósito de examinar a magnitude da economia de água que se pode esperar pela modificação da cobertura vegetal, mediu o balanço de energia em quatro diferentes superfícies, obtendo os seguintes resultados:

Floresta: 59.000 ly/ano
Culturas agrícolas: 53.000 ly/ano
Campo: 44.000 ly/ano
Solo nu: 35.000 ly/ano

Levando em conta a partição relativa destes valores de Rn em termos dos outros dois componentes do balanço de energia (H e B), e calculando o fluxo equivalente de energia (LvE) para cada uma das superfícies estudadas, BAUMGARTNER pode, finalmente, estimar a vaporização equivalente (E = mm/ano), cujos resultados foram os seguintes;

Floresta: 1000 ly/ano
Culturas agrícolas: 900 ly/ano
Campo: 750 ly/ano
Solo nu: 595 ly/ano

Observa-se que a floresta foi a superfície que apresentou maior radiação líquida, o que corresponde a dizer que tal superfície dispõe de maior quantidade de energia para o processo evaporativo.

Estes resultados permitem explicar, do ponto de vista físico, a razão pela qual o corte da cobertura florestal de uma microbacia hidrográfica experimental, seguida da conversão para uma cobertura de gramíneas, por exemplo, resulta num decréscimo das perdas por evaporação e, consequentemente, num aumento da produção de água pela microbacia, conforme verificado no experimento pioneiro do "Wagon-Wheel Gap".

LEE (1963), trabalhando com dados de microbacias experimentais, encontrou correlação negativa entre os escoamentos médios anual e mensal e a insolação potencial (energia teoricamente recebida pela microbacia por radiação direta). Para valores anuais, a análise de covariância mostrou que 92,5% das diferenças de produção de água por 12 microbacias estavam associadas às respectivas diferenças de insolação potencial.

8.3. O PROCESSO EVAPORAÇÃO

A evaporação é o processo físico de conversão da água em vapor. Como já visto, esta mudança de fase requer o fornecimento de cerca de 580 calorias por grama de água evaporada, dependendo da temperatura da água.

A energia necessária à sustentação do processo evaporativo é fornecida por radiação (fonte primária) e por processos de condução e convecção de calor da camada de ar suprajacente.

Desta forma, a evaporação é um processo que envolve:

a) transferência de energia para a superfície evaporante;
b) difusão molecular (do vapor) na camada de ar suprajacente;
c) difusão turbulenta do vapor gerado.

Nestas condições, a evaporação é um processo que depende de vários fatores: temperatura da água, gradiente de pressão de vapor, densidade do ar, ventos, temperatura do ar, etc.

A evaporação ocorre desde que haja um gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar, cessando quando a umidade relativa do ar é 100 %. Mas se a camada de ar suprajacente é renovada pela ação dos ventos, a taxa de evaporação pode ser mantida alta continuamente.

O fluxo equivalente de energia (LvE) envolvido na evaporação da água livre, segundo a fórmula de Dalton, pode ser escrito da seguinte forma:

$$LvE = Lv \cdot C (e_s - e_a)$$

onde:
LvE = fluxo equivalente de energia($cal.cm^{-2}.min^{-1} = mm.h^{-1}$)
Lv = calor latente de evaporação
C = coeficiente que depende da velocidade do vento
e_s = pressão de saturação de vapor (à temperatura da superfície evaporante
e_a = pressão atual de vapor.

A velocidade do vento (C) e a pressão de vapor (e_a) são normalmente medidos à altura de 2 m acima da superfície. A temperatura exata da superfície evaporante é problema de difícil solução. Um método mais simples envolve o conceito referido como "Razão de Bowen", definida pela relação:

$$\beta = H/LvE$$

onde os termos H e LvE já foram definidos no item anterior.

Por definição, uma superfície (um plano) não tem como armazenar calor (o termo B da equação do balanço de energia). Assim, os dois termos acima (H e LvE) representam os processos segundo os quais a energia líquida (Rn) é transferida na superfície. Isto é, para evaporar a água (calor latente = LvE) e para aquecer o ar (calor sensível = H).

Portanto, a partir da equação do balanço de energia,

$$Rn - B - H - LvE = 0$$

tem-se que: $LvE + H = Rn - B$

Mas como $\beta = H/LvE$, e portanto $H = \beta.LvE$, resulta:

$$LvE + \beta.LvE = Rn - B$$

E, finalmente:

$$LvE = (Rn - B) / 1 + \beta$$

A variação típica destes componentes sobre uma floresta foi mostrada anteriormente.

A Razão de Bowen (ver última coluna da Tabela 8.6) é de especial interesse. Valores baixos de β significa que a maior parte da energia líquida está sendo usada na evaporação da água: bastante água disponível para ser evaporada e atmosfera com alto gradiente de umidade relativa e baixo gradiente de temperatura.

Valores maiores de β, por outro lado, implicam em condições secas (a maior parte da energia disponível está sendo dissipada em calor sensível).

Uma condição interessante a ser considerada seria $\beta < 0$ (Razão de Bowen negativa). Normalmente, a superfície perde calor sensível. Todavia, pode haver situações onde o fluxo de H se dá do ar circundante para a superfície evaporante (temperatura da superfície é menor que a do ar circundante).

Por exemplo, o chamado "efeito oásis" é uma condição típica de Razão de Bowen negativa. Suponha uma superfície úmida circundada por superfície seca (daí o nome "oásis"). Nesta última, Rn é principalmente transferida em H, pois não há água para ser evaporada, o que causa um aquecimento do ar.

Este ar quente tende a fluir em direção ao ar mais frio da superfície úmida (Rn é principalmente transferida em LvE), e este calor adicional é também utilizado para evaporar mais água. Este processo de fluxo de calor de superfícies mais quentes para mais frias por difusão horizontal (referido como advecção) pode, inclusive, concorrer para o aumento da evapotranspiração em bacias florestadas durante alguns períodos típicos, como ocorre durante e logo após uma chuva, quando a copa da floresta encontra-se molhada, ou seja, encontra-se com gotas de chuva em suas folhas.

Pela maior rugosidade aerodinâmica da floresta, e estando, nestas condições de "copa molhada" a temperaturas inferiores à do ar circundante, pode ocorrer fluxo adicional de energia para o sistema, a qual é responssvel pela evaporação mais acelerada da água interceptada (ver item 8.4, a seguir).

Pelas razões já explicadas, com a presença da floresta ocorre uma redução drástica da evaporação direta pelo piso e do solo florestal. Consequentemente, no caso de áreas florestadas, a evaporação da água deve ser precedida pela movimentação desta desde o solo até a copa, de onde é transpirada pelas folhas.

A transpiração é essencialmente um processo de evaporação e, como tal, governada pelos mesmos princípios físicos que regem a evaporação da água do solo, de um lago, etc. Apenas que na transpiração há um fator adicional a influênciar, representado pelo chamado "controle biológico da transpiração", ou seja, o controle que a própria planta exerce sobre a transpiração, através da dinâmica de seus estômatos.

Além disto, um outro aspecto a considerar na transpiração é que a área efetiva da superfície evaporante é muito maior. Por exemplo, 1 ha de eucalipto contém cerca de 4 a 5 ha de área foliar, enquanto que 1 ha de coníferas corresponde a aproximadamente 15 ha de superfície foliar.

No processo de evaporação da água do solo, a movimentação vertical da água na forma líquida ao longo do perfil do solo é crítica do ponto de vista da continuidade do processo. De fato, partindo-se de um solo saturado e desprovido de cobertura vegetal, a evaporação direta no início do período ocorre a taxas elevadas.

À medida que a camada superficial do solo vai secando, todavia, a tensão criada atua no sentido de forçar a ascensão da água das partes mais profundas, onde a tensão é menor. Este movimento é lento (menor do que a taxa de evaporação) e cedo a evaporação tende a ir diminuindo por causa desse descompasso.

Com a continuação do secamento, é atingido um estágio em que começa a haver ruptura dos contínuos capilares ao longo do perfil do solo. Quando isto acontece, a movimentação vertical ascendente de água deve ocorrer na forma de vapor, e o fornecimento fica ainda mais lento.

À medida que o solo seca, também ocorre aumento de seu albedo, bem como dininuição de sua condutividade térmica.

Portanto, tanto a quantidade de energia disponível, quanto a transferência de calor para as camadas mais profundas do solo ficam prejudicadas. Com o secamento, ainda, uma maior proporção de radiação líquida é utilizada no aquecimento do solo, pois há menor quantidade de água para ser evaporada, o que resulta em aquecimento do solo.

Consequentemente as perdas de calor por emissão aumentam, e a disponibilidade de energia para a evaporação e a difusão do vapor no interior do solo dimini.

Desta forma, o que se tem é que a partir de uma taxa inicialmente alta de evaporação direta da água do solo, esta tende rapidamente a se tornar nula ou muito baixa. A evaporação direta do solo pode secar esta camada superficial onde ela atua mais efetivamente mais intensamente do que a transpiração.

A evaporação direta pode mesmo deixar esta camada superficial tão seca quanto uma amostra de solo colocada em estufa. Este aspecto, todavia, tem sido alvo de especulações.

Afirma-se, por exemplo, que "a floresta aumenta a vazão dos rios porque previne o secamento excessivo do solo". Na realidade, o fenômeno de secamento intenso do solo pela evaporação direta, conforme discutido, restringe-se à camada superficial. Assim que esta camada seca, ela própria passa a agir como barreira física que previne a continuidade do secamento em profundidade. A extensão desta camada superficial varia com a textura do solo e com as condições climáticas.

Em climas úmidos, varia de 20 a 30 cm, sendo mais profunda em climas áridos (SATTERLUND, 1972). Com a presenca da floresta, por outro lado, o que se tem é uma exploração mais abrangente do perfil do solo, ao longo do alcance do sistema radicular das árvores, retirando água de todo o perfil, ou pelo menos de uma profundidade mais abrangente do perfil do solo, e devolvendo-a à atmosfera pela transpiração.

Esta transpiração continua ocorrendo em taxas normais até que o processo começa a ser restringido por mecanismos fisiológicos de reação da planta à redução da disponibilidade de água no solo.

Desta forma, a partir de condições similares, comparando-se o volume total de água retirado do perfil do solo durante um dado período pela evaporação direta (parcela de solo nu) e pela transpiração (parcela florestada), o que se observa é mais ou menos como mostrado na Figura 7.2 do capítulo anterior.

8.4. TRANSPIRAÇÃO

A transpiração é influênciada por diversos fatores: clima, solo, idade da floresta, disponibilidade de água no solo, e a própria espécie florestal. Para uma dada espécie, a transpiração depende da chamda resistência superficial.

Resistência superficial é a integral da resistência estomática (resistência que os estômatos oferecem à difusão do vapor) de todos os estômatos da copa (ROBERTS et al., 1982).

Esta resistência superficial varia constantemente ao longo do dia e de dia para dia (STEWART, 1981), (WHITEHEAD et al., 1981). Desta forma, deve-se esperar diferenças nas taxas de transpiração entre diferentes espécies florestais, bem como na taxa de transpiração de uma dada espécie em função das condições de clima e umidade disponível no solo (RUTTER, 1968), (LIMA, 1984).

Do total de água transpirada pelas árvores apenas uma fração ínfima contribui quimicamente para a produção de matéria seca. Por exemplo, para um incremento médio anual de cerca de 20 t/ha de matéria seca, e considerando um consumo total de água (evapotranspiração) de 1000 mm anuais, apenas cerca de 1,2 mm deste consumo fica fixado quimicamente nesta produção (RUTTER, 1968).

No que diz respeito à espécie florestal, tanto a parte aérea como a subterrânea influênciam a transpiração. Estudos em lisímetros, fitômetros, câmaras de ventilação e outras técnicas têm mostrado diferenças na taxa de transpiração de diferentes espécies florestais.

O efeito do sistema radicular de cada espécie é fator importante a ser levado em consideração na avaliação da transpiração, uma vez que o sistema radicular, em termos de seu comprimento, de sua profundidade, distribuição, concentração etc., está diretamente relacionado com a disponibilidade de água para as plantas.

O movimento da água no solo, mesmo em condições de teor elevado de umidade, pode ser lento demais para suprir as necessidades das plantas. Assim, a menos que o sistema radicular seja amplamente distribuído, o solo poderá conter umidade suficiente alguns centímetros de distância da raiz, mas se não houver água em contacto com as raizes a transpiração diminui.

Se o solo não se encontra totalmente ocupado, como no caso de espécies de sistema radicular superficial, o perfil abaixo do alcance do sistema radicular permanecerá úmido, embora a camada superficial explorada pelas raízes possa atingir o ponto de murcha permanente.

Em condições de suprimento adequado de umidade no solo, todavia, o efeito da diferença no sistema radicular tende a desaparecer, ficando as diferenças na transpiração mais associadas às diferencas no balanço de energia.

Considere-se, por exemplo, a comparação hipotética entre duas espécies florestais, uma de sistema radicular profundo e outra de sistema radicular superficial, ambas em solo uniforme de 250 cm de profundidade. A primeira espécie, evidentemente, ocupa todo o perfil de solo, enquanto que a segunda ocupa apenas os primeiros 100 cm do perfil.

Supondo ainda que a capacidade de armazenamento de todo o perfil seja de 400 mm de água, e que a taxa de evapotranspiração potencial da região seja de 6,5 mm/dia, e que o solo se encontre, inicialmente, na capacidade de campo, a evapotranspiração em ambas as espécies, nestas condições, ocorre à taxa potencial, o que indica que ao final da primeira semana a evapotranspiração em ambas as espécies seria de 46 mm.

Este total representa, para o caso da primeira espécie, cerca de 11 % do total de água disponível no perfil. Para a espécie de sistema radicular superficial, este mesmo valor representa, evidentemente, 30 % do total.Se ao final da primeira semana chover e o solo, desta forma, voltar à condição inicial de capacidade de campo, o processo se repete. Não havendo chuva, todavia, o secamento do solo progride. Com a diminuição do teor de água disponível no solo a transpiração diminui, conforme tem sido verificado em inúmeros trabalhos (ZAHNER, 1967), (KARSCHON & HETH, 1967), (KNOERR, 1967), (GINDEL, 1968), (BIROT & GALABERT, 1969), (QURAISHI & KRAMER, 1970), (KARSCHON, 1971), (GINDEL, 1971), (KAPLAN, 1974), (STIBBE, 1975), (PEREIRA & KOZLOWSKI, 1976), (BLACK, 1979), (TAJCHMAN et al., 1979), (GREENWOOD et al., 1982), (RAWAT et al., 1984).

ZAHNER (1967), por exemplo, baseado na análise de curvas de tensão de umidade, verificou que a retirada da água do solo pelas raízes ocorre à taxa pontencial enquanto o teor de umidade do solo for superior a 1/3, 1/2 e 3/4 da capacidade de água disponível, respectivamente para solos argilosos, limosos e arenosos.

Desta forma, com a depleção (exaustão) da água do solo que ocorre de forma relativamente mais rápida pela espécie de sistema radicular superficial (o reservatório proporcional é menor), sua taxa de transpiração começa a diminuir mais cedo. Comparativamente, a espécie de sistema radicular profundo continuaria a ter condições de transpirar à taxa potencial por tempo mais prolongado.

A despeito destas diferenças específicas, estudos da transpiração florestal em condições de campo tem mostrado resultados surpreendentemente similares entre diferentes tipos florestais.

ZAHNER (1955), por exemplo, verificou que a depleção da água do solo em florestas de *Pinus taeda* e de *Pinus echinata* foi igual à observada em florestas de Carvalho (*Quercus* sp) durante um período de verão.

ROBERTS (1983) cita resultados de vários trabalhos realizados em florestas de coníferas e de latifoliadas na Europa, cujos totais anuais de transpiração são, também, bastante semelhantes, conforme pode ser observado na Tabela 8.7.

Tabela 8.7: Transpiração anual de diferentes espécies florestais na Europa (Adaptado de ROBERTS, 1983).

Espécie	**Transpiração (mm/ano)**
Picea sitchensis (Inglaterra)	340
Picea abies (Inglaterra)	340
Picea abies (Alemanha)	362
Pinus sylvestris (Alemanha)	324
Pinus sylvestris (Inglaterra)	353
Quercus sp (Alemanha)	327
Quercus sp (Inglaterra)	320
Fagus grandifolia (Bélgica)	344
Fagus grandifolia (Europa)	333

Em condições semelhantes de sistema radicular e de crescimento das árvores, pode-se dizer que o consumo de água por diferentes tipos florestais não difere.

Na Austrália a comparação entre florestas naturais de eucalipto e plantações de *Pinus radiata* também mostrou resultados similares de evaporação total (SMITH et al., 1974), (DUNIN & MACKAY, 1982), (PILGRIM et al., 1982).

Em Piracicaba (SP), estimativas da evapotranspiração em plantações de *Eucalyptus saligna* e *Pinus caribaea* var. *caribaea*, ambas com a mesma idade, também mostraram resultados similares (LIMA & FREIRE, 1976).

Já em 1972 AUSSENAC (1972), na França, também encontrava resultados semelhantes de evapotranspiração em quatro plantações de diferentes espécies, concluindo que "...as diferenças relativamente pequenas (de evapotranspiração) indicam que em climas temperados e em condições de solo semelhantes às do experimento, povoamentos florestais de idade e estrutura semelhantes apresentam valores iguais de evapotranspiração."

Conclusões semelhantes podem ser encontradas em vários outros trabalhos (WICTH, 1949), (BELL & GATENBY, 1969), (WICTH, 1974), (COSTIN et al., 1964).Dependendo de certas condições de clima e de solo, a evapotranspiração de uma floresta pode até mesmo se igualar à evapotranspiração de gramíneas (JARVIS & STEWART, 1978).

A resistência estomática de espécies florestais é, em geral, maior do que a de gramíneas, o que implica em maior controle da transpiração pelas primeiras do que pelas segundas. De fato, estas evidências já foram inclusive confirmadas em um experimento conduzido em microbacias experimentais nos Estados Unidos.

Neste experimento (HIBBERT, 1969), a cobertura de floresta natural de latifoliadas mistas da microbacia foi eliminada e a área toda foi semeada com grama Festuca variedade Kentucky 31. Com adubação pesada e num ano com condições satisfatórias de disponibilidade de água no solo, a produção de biomassa da pastagem foi elevada e o autor verificou que o deflúvio anual da microbacia nesse ano foi menor do que o que ocorreria se a microbacia estivesse ainda com sua cobertura florestal original.

Evidentemente que em condições de estrutura diferente, de sistema radicular diferente, e de diferenças no conjunto de fatores externos que influênciam as perdas por evaporação, o consumo total de água por diferentes coberturas vegetais deve ser diferente.

É o que encontraram, por exemplo, SWANK & DOUGLAS (1975), nos Estados Unidos, e VAN LILL et al (1980), na África do Sul. No primeiro caso, a substituição de uma floresta natural de latifoliadas mistas por plantações homogeneas de *Pinus strobus*, em uma microbacia experimental, resultou, aos 13 anos de idade, num consumo a mais de cerca de 200 mm/ano.

Na África do Sul, o plantio de *Eucalyptus grandis* numa microbacia experimental com vegetação original de savana resultou, aos 5 anos de idade, num aumento de aproximadamente 300 mm/ano a mais no consumo de água.

Resumindo o que foi até aqui analisado tem-se:

a) evaporação direta praticamente desprezível em condições de cobertura florestal;
b) transpiração anual aparentemente uniforme e similar para diferentes tipos florestais;
c) consumo anual de água diferente para diferentes coberturas florestais.

Para completar então este aparente conflito, seria interessante lembrar, conforme já esclarecido, que o consumo total de água por uma floresta compreende, além da transpiração, também as perdas por interceptação.

8.5. INTERCEPTAÇÃO

Embora estudada há muito tempo, somente recentemente, com a elaboração de modelos físicos do processo de interceptação, tem sido possível entender melhor o importante papel desmpenhado pela interceptação como componente do consumo anual de água por uma floresta (STEWART, 1981).

Para florestas de estrutura similar e para um mesmo regime pluviométrico, as perdas por interceptação se equivalem. Por outro lado, num mesmo regime de chuvas, florestas de diferentes espécies e estrutura apresentam diferentes perdas por interceptação e estas diferenças podem ser a principal causa da diferença no balanço hídrico da microbacia hidrográfica, conforme os resultados experimentais mencionados há pouco.

Os resultados encontrados por PILGRIM et al (1982), relativos à medição do balanço hídrico em microbacias contendo diferentes coberturas florestais na Austrália, servem como ilustração, conforme resumidos na Tabela 8.8.

Tabela 8.8: Balanço hídrico de microbacias hidrográficas contendo diferentes coberturas florestais (adaptado de PILGRIM et al, 1982).

Processo	**Pinus**	**Eucalyptus**
	(valores em mm)	
Precipitação anual	871	895
Interceptação anual	163	95
Transpiração + evaporação	627	638
Deflúvio anual	72	127
Variação do armazenamento no solo	9	35

Conforme pode ser observado nesta tabela, em termos da evapotranspiração, ou seja, do consumo total de água, a soma da interceptação mais a transpiração e evaporação direta do solo alcança 790 mm na microbacia com Pinus e 733 mm para a microbacia com Eucalyptus. A diferença entre estes dois valores é da mesma ordem de grandeza da diferenca no deflúvio anual das duas microbacias (72 e 127 mm, respectivamente).

Além disto, a evaporação da água interceptada pelas copas das árvores ocorre a uma velocidade 2 a 3 vezes maior do que a taxa normal de transpiração (JARVIS & STEWART, 1978). E este aspecto é muito importante para entender melhor a participação quantitativa da interceptação no consumo de água pela floresta.

Admitindo que enquanto ocorre a evaporação da água interceptada não ocorra, simultaneamente, a transpiração, então esta maior velocidade permite concluir que cerca de 1/4 do total de perdas por interceptação corresponde a uma consequente economia na transpiração.

Da mesma forma, cerca de 75 % da interceptação verificada representa uma perda evaporativa que não ocorreria se não tivesse chovido.

Do exposto pode-se concluir que um aspecto importante que deve ser considerado na avaliação do consumo de água pela floresta diz respeito ao regime de chuvas do local.

Quanto maior é o número de chuvas num ano, maior vai ser a perda por interceptação, e maior o consumo total de água pela floreta. Portanto, uma mesma floresta deverá apresentar consumos diferentes dependendo do local. Se ela se encontra localizada em região de precipitação anual uniformemente distribuída ao longo de todo o ano, maior vai ser a participação da interceptação no consumo total, comparativamente ao que ocorreria em um local de distribuíção estacional de chuvas.

Em certas situações, por causa desta particularidade da interceptação, a evapotranspiração anual de uma floresta pode mesmo exceder a evapotranspiração potencial ditada pelas condições climáticas locais.

Um exemplo desta afirmação pode ser encontrado no trabalho experimental conduzido por RUTTER (1968), que mediu o balanço hídrico e o balanço de energia em uma plantação de **Pinus sylvestris** na Inglaterra, cujos resultados encontram-se resumidos na Tabela 8.9.

Tabela 8.9: Quantificação de parâmetros do balanço hídrico e do balanço de energia em plantações de *Pinus sylvestris* na Inglaterra. (Adaptado de RUTTER, 1968).

Processo	**mm/ano**	**Observação**
Evapotranspiração Potencial(PET)	475	calculada pela equação Penman-Monteith
Radiação líquida (Rn)	559	Relação percentual PET/Rn 85%
Evapotranspiração real (ER)	427	medida pelo balanço hídrico do solo
Interceptação (I)	229	
Evapotranspiração real total (ER+I)	656	
Diferença [PET - (ER + I)	181	

Portanto, por causa da alta taxa de interceptação, o consumo total de água da plantação florestal ultrapassou, inclusive, a taxa máxima de evapotranspiração ditada pelas condições climsticas da região (evapotranspiração potencial).

Esta maior velocidade de evaporação da água interceptada é devida a alterações aerodinâmicas que ocorrem na superfície quando a copa da floresta encontra-se molhada por chuva recente. Esta condição "copa molhada" resulta num aumento da chamada rugosidade aerodinâmica da superfície.

Ainda, pela mesma razão, a temperatura da copa pode tornar-se inferior à do ar suprajacente, o que ocasiona um fluxo adicional de energia à superfície, resultante do fluxo descendente de calor específico do ar suprajacente para a copa.

Com isto o fluxo de calor latente (LvE) pode, nestas condições, atingir 1,25 vezes o valor de Rn (GASH & MORTON, 1978), (STEWART, 1981), conforme observado nos resultados da Tabela 8.9.

Do exposto pode-se concluir que um aspecto importante que deve ser considerado na avaliação do consumo total de água por uma floresta é o relativo ao regime de chuvas da região. Se este regime é tal que as copas das árvores permanecem molhadas durante longo período do ano, a evapotranspiração pode ser elevada, podendo ultrapassar até a taxa potencial ditada pela disponibilidade de energia do meio.

Por outro lado, em situações onde o regime pluviométrico resulte em um período menor de copas molhadas, este consumo deve ser normal, qualquer que seja a espécie florestal.

8.6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO COMO COMPONENTE DO BALANÇO HÍDRICO DE UMA MICROBACIA HIDROGRÁFICA.

Na quantificação do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica é muito importante a medição das chamadas perdas evaporativas, ou evapotranspiração.

A medição destas perdas em bacias hidrográficas é difícil, e os vários métodos existentes podem ser classificados em diretos e indiretos.

Os métodos indiretos englobam modelos de estimativa da evapotranspiração - as conhecidas equações empíricas que incorporam variáveis meteorológicas.

A expressão "evapotranspiração potencial" (PET) foi definida como a evaporação que ocorre quando não há deficiencia de umidade no solo. Quando o suprimento de água do solo disponível para as plantas for inferior ao exigido pelo conceito de PET, a evaporação tende a diminuir, ou seja, sua taxa se torna inferior à taxa potencial, até que cesse totalmente no ponto de murcha permanente.

Pode-se considerar, para efeitos práticos, que a evapotranspiração potencial é equivalente à evaporação de uma superfície líquida extensa (um lago por exemplo), mas com capacidade de armazenamento de calor desprezível.

No caso de estudos em hidrologia florestal, às vezes o interesse reside na determinação da evapotranspiração média anual da bacia, para efeitos do cálculo da disponibilidade

hídrica, ou ainda com a finalidade de se determinar o efeito de algum tratamento florestal na produção de água pela bacia. Algumas destas metodologias serão vistas a seguir.

8.7. MEDIÇAO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

a) Tanque Classe A - A estimativa da evaporação de uma superfície líquida pode ser obtida através dos chamados tanques de evaporação, dos quais existem vários tipos.O mais comumente usado é o Tanque Classe A.

As leituras obtidas no tanque classe A não podem ser diretamente tomadas como representativas da evaporação de uma superfície líquida mais extensa, como uma represa por exemplo, pois a evaporação por unidade de área do tanque é, geralmente, maior do que a que ocorre por unidade de área no lago. Inúmeros resultados experimentais mostram que o coeficiente de correção envolvido situa-se ao redor de 0,70.

Ou seja, pode-se calcular a evaporação potencial a partir das medições feitas em um Tanque Classe A através da seguinte relação:

$$PET = E_A \cdot 0{,}70$$

Este coeficiente varia de lugar para lugar e ao longo do ano, em virtude da variação da capacidade de armazenamento de calor entre uma superfície líquida extensa e o tanque.

b) Fitômetro - Trata-se de um vaso contendo solo e uma ou mais plantas. As perdas por transpiração são obtidas pela pesagem sucessiva do vaso. A parte superior do vaso deve ser vedada de sorte a evitar a evaporação direta do solo exposto. Os resultados são válidos apenas para as condições experimentais e representam, em geral, condições excepcionais em relação às condições reais do campo.

c) Evapotranspirômetro e Lisímetro - Tratam-se de tanques inseridos no solo e plantados com vegetação. O evapotranspirômetro apresenta, em geral, fundo fechado, enquanto que o termo lisímetro tem sido mais empregado para os dispositivos que apresentam mecanismos de manutenção de pressão negativa, ou tensão, na coluna de solo nele colocado.

Em ambos os casos a evapotranspiração é determinada pelo balanço hídrico dos dispositivos. No caso do lisímetro, este geralmente é construído acoplado a uma balança de precisão, de sorte que a variação do peso do sistema corresponde à evapotranspiração no intervalo.

Desde que adequadamente construído e operado, os evapotranspirômetros podem fornecer valores confiáveis da evapotranspiração. Esta adequação de construção e de operação envolve, em primeiro lugar, a instalação do mesmo no centro de uma área homogênea, de sorte a fornecer uma zona de proteção (bordadura) ao redor, a fim de eliminar os efeitos de advecção; em segundo lugar, o cuidado com a manutenção do suprimento adequado de água no tanque, de sorte a não haver deficiência nem tampouco excesso de umidade no solo.

Resultados experimentais tem mostrado que o lisímetro, desde que suficientemente grande (diâmetro > 5 m), dotado de mecanismo de manutenção de pressão negativa na base do tanque, de sorte a limitar as condições naturais do perfil de solo, e que apresente condições para o crescimento desimpedido do sistema radicular, assim como da parte aérea da vegetação, é um dispositivo capaz de fornecer uma medição razoável da evapotranspiração.

Pelo exposto, pode-se concluir que o lisímetro apresenta sérias limitações para a estimativa da evapotranspiração em florestas.

d) Balanço Hídrico do Solo - Trata-se de metodologia que produz resultados satisfatórios desde que as condições sejam ideais, o que é raramente atingido. Conforme o nome sugere, o método consiste na quantificação do balanço hídrico de um determinado volume ou perfil de solo (uma parcela no campo com área e profundidade limitadas).

O problema principal é a dificuldade de medição da percolação profunda, isto é, da água de percolação gravitacional que se movimenta além do limite inferior, ou da profundidade previamente estabelecida do solo.

Em condições semi-áridas, ou nas estações secas do ano, este problema diminui, e o método torna-se viável. Nestas condições, a variação do conteúdo de água no solo representa a própria evapotranspiração no intervalo considerado.

Como esta variação do conteúdo de água no solo, embora de natureza aleatória, é muito grande, o método não é adequado para estimar a evapotranspiração de períodos curtos.

Para períodos maiores, evapotranspiração de uma estação, ou evapotranspiração anual, o método apresenta resultados satisfatórios, e tem sido usado extensivamente em vários experimentos.

Basicamente o método pode ser esquematizado de acordo com o seguinte:

- para cada uma das parcelas adjacentes (A e B), pode-se escrever a equação do balanço hídrico:

$$ETA = PA - QA - \Delta SA$$

$$ETB = PB - QB - \Delta SB$$

onde:
ET = evapotranspiração
P = precipitação
Q = percolação profunda (além do limite z)
ΔS = variação do armazenamento da água no solo

- subtraindo as duas equações, obtém-se a diferença entre as parcelas A e B:

$$ETA - ETB = (PA - PB) + (QA - QB) + (\Delta SA - \Delta SB)$$

- sendo as duas parcelas adjacentes, P e Q devem ser identicos em ambas. Portanto:

$ETA - ETB = \Delta SA - \Delta SB$

Pode-se, então, medir apenas ΔS, ou seja, a variação do conteúdo de água no solo de profundidade "z" durante determinado período, e esta medição da água no solo permite detectar a hipótese $ET_A - ET_B = 0$.

A suposição de que Q_A e Q_B sejam iguais, conforme já discutido, é passível de críticas. Mesmo considerando a aplicabilidade do método para regiões semi-áridas ou para a estação seca do ano, em parcelas florestadas a profundidade "z" deve ser no mínimo de 2 metros para permitir maior segurança.

e) Balanço Hídrico de Microbacias - Desde que se disponha de uma bacia hidrográfica em condições adequadas, esta pode ser usada para a estimativa da evapotranspiração através da simples resolução da equação do balanço hídrico:

$ET = P - Q - \Delta S$

onde:
ET = evapotranspiração
P = precipitação
Q = deflúvio
ΔS = variação do armazenamento da água do solo

Portanto, supõe-se, no método, que os termos P, Q e ΔS da equação acima possam ser medidos adequadamente em uma bacia. Ainda, a precisão do método depende grandemente do intervalo de tempo considerado.

Em geral, a estimativa de ET é razoável apenas quando obtida a partir da média de vários anos de medições de P e Q. Nestas condições as variações da água armazenada no solo (ΔS) tornam-se desprezíveis.

Se o objetivo experimental for a determinação do efeito de um dado tratamento (alteração da cobertura florestal, por exemplo) sobre a evapotranspiração da bacia hidrográfica, este método não é tão preciso, uma vez que não se dispõe de rígido controle climático, ou seja, não é possível determinar se os efeitos sobre a evapotranspiração são devidos unicamente ao tratamento aplicado, ou se resultam, também, de variações na precipitação ou no balanço de energia do meio.

Com o objetivo de eliminar esta dificuldade, os pesquisadores desenvolveram a metodologia de microbacias pareadas, que consta basicamente da utilização simultânea de duas microbacias adjacentes, uma das quais permanece inalterada durante todo o período experimental, como testemunha.

Durante um determinado número de anos, ambas as bacias são monitoradas em suas condições originais, e os dados obtidos neste período são utilizados para a calibração da bacia que vai receber o tratamento em relação à testemunha.

Após a calibragem, aplica-se o tratamento experimental, e os dados coletados após o tratamento são, então, comparados com o modelo estabelecido na calibragem.

f) Medições Indiretas - Inúmeras técnicas empíricas de estimativa da evapotranspiração tem sido desenvolvidas a partir de dados meteorológicos. São as chamadas equações empíricas, das quais existem várias, todas baseadas em correlações entre a evapotranspiração potencial e variáveis climáticas tais como radiação solar, temperatura do ar, temperatura da água, pressão de vapor, velocidade do vento, precipitação, etc.

As equações existentes variam muito, desde simples relações empíricas até aproximações matemáticas complexas dos processos físicos envolvidos no processo. Estas equações empíricas fornecem estimativas da evapotranspiração potencial, uma vez que a determinação da evapotranspiração real envolve mecanismos de controle relacionados não apenas com fatores atmosféricos, mas também fatores de cobertura, fatores relacionados com a disponibilidade de água no solo, e fatores biológicos.

Portanto, do ponto de vista da necessidade de determinação da evapotranspiração real de uma dada cobertura florestal para efeitos de tomadas de decisão sobre a relação cobertura vegetal e recursos hídricos, a melhor metodologia é, sem dúvida, o balanço hídrico de microbacias, em que pese as dificuldades inerentes deste método.

Das equações empíricas existentes, citam-se, como principais, as seguintes:

1) Thornthwaite & Matter:

$PET = 1,6\ (10.t/I_a)$

onde:
PET = evapotranspiração mensal
t = temperatura média do mes
I = índice de calor, obtido pela relação:

$$I = \sum_{I=1}^{12} (t/5)^{1,514}$$

a = função cúbica de I, dada pela relação:
$a = 0,49239 + 0,01792(I) + 0,0000771(I)^2 - 0,000000675(I)^3$

A determinação da evapotranspiração potencial de Thornthwaite é, na prática, feita de acordo com as seguintes etapas:

- obtenção do índice de calor mensal (I), conforme a equação acima, ou através da Tabela 8.10.;
- obtenção da função cúbica (a) usando o valor de (I) obtido anteriormente;
- cálculo da PET não ajustada através da equação de Thornthwaite;
- cálculo da PET ajustada: os valores da PET obtidos anteriormente representam valores mensais para mês de 30 dias com 12 horas cada.

Devem, portanto, ser ajustados em função da duração real do dia e do número de horas de insolação em cada mes. O ajuste pode ser feito com o auxílio da Tabela 8.11.

O valor de PET obtido de acordo com os procedimentos descritos representa a quantidade de água perdida por uma superfície, desde que a disponibilidade de água no solo não seja limitante.

Representa, desta forma, a evapotranspiração máxima que ocorre nas condições climáticas reinantes. Se o conteúdo de água no solo encontra-se superior à demanda de PET, haverá excedente hídrico (água para alimentar o deflúvio).

Quando a PET é maior que o suprimento de água do solo durante um dado período, a evapotranspiração ocorrerá a taxas menores que PET (evapotranspiração real = ET). A diferenca entre PET e ET define o déficit hídrico.

Tabela 8.10: Valores mensais do índice de calor (I) correspondente à temperatura média mensal (CHANG, 1982).

TºC	**.0**	**.1**	**.2**	**.3**	**.4**	**.5**	**.6**	**.7**	**.8**	**.9**
0	-	-	.01	.01	.02	.03	.04	.05	.06	.07
1	.09	.10	.12	.13	.15	.16	.18	.20	.21	.23
2	.25	.27	.29	.31	.33	.35	.37	.39	.42	.44
3	.46	.48	.51	.53	.56	.58	.61	.63	.66	.69
4	.71	.74	.77	.80	.82	.85	.88	.91	.94	.97
5	1.00	1.03	1.06	1.09	1.12	1.16	1.19	1.22	1.25	1.29
6	1.32	1.35	1.39	1.42	1.45	1.49	1.52	1.56	1.59	1.63
7	1.66	1.70	1.74	1.77	1.81	1.85	1.89	1.92	1.96	2.00
8	2.04	2.08	2.12	2.15	2.19	2.23	2.27	2.31	2.35	2.39
9	2.44	2.48	2.52	2.56	2.60	2.64	2.69	2.73	2.77	2.81
10	2.86	2.90	2.94	2.99	3.03	3.08	3.12	3.16	3.21	3.25
11	3.30	3.34	3.39	3.44	3.48	3.53	3.58	3.62	3.67	3.72
12	3.76	3.81	3.86	3.91	3.96	4.00	4.05	4.10	4.15	4.20
13	4.25	4.30	4.35	4.40	4.45	4.50	4.55	4.60	4.65	4.70
14	4.75	4.81	4.86	4.91	4.96	5.01	5.07	5.12	5.17	5.22
15	5.28	5.33	5.38	5.44	5.49	5.55	5.60	5.65	5.71	5.76
16	5.82	5.87	5.93	5.98	6.04	6.10	6.15	6.21	6.26	6.32
17	6.38	6.44	6.49	6.55	6.61	6.66	6.72	6.78	6.84	6.90
18	6.95	7.01	7.07	7.13	7.19	7.25	7.31	7.37	7.43	7.49
19	7.55	7.61	7.67	7.73	7.79	7.85	7.91	7.97	8.03	8.10
20	8.16	8.22	8.28	8.34	8.41	8.47	8.53	8.59	8.66	8.72
21	8.78	8.85	8.91	8.97	9.04	9.10	9.17	9.23	9.29	9.34
22	9.42	9.49	9.55	9.62	9.68	9.75	9.82	9.88	9.95	10.01
23	10.08	10.15	10.21	10.28	10.35	10.41	10.48	10.55	10.62	10.68
24	10.75	10.82	10.89	10.95	11.02	11.09	11.16	11.23	11.30	11.37
25	11.44	11.50	11.57	11.64	11.71	11.78	11.85	11.92	11.99	12.06
26	12.13	12.21	12.28	12.35	12.42	12.49	12.56	12.63	12.70	12.78
27	12.85	12.92	12.99	13.07	13.14	13.21	13.28	13.36	13.43	13.50
28	13.58	13.65	13.72	13.80	13.87	13.94	14.02	14.09	14.17	14.24
29	14.32	14.39	14.47	14.54	14.62	14.69	14.77	14.84	14.91	14.99
30	15.07	15.15	15.22	15.30	15.38	15.45	15.53	15.61	15.68	15.76
31	15.84	15.92	15.99	16.07	16.15	16.23	16.30	16.38	16.46	16.54
32	16.62	16.70	16.78	16.85	16.93	17.01	17.09	17.17	17.24	17.33
33	17.41	17.49	17.57	17.65	17.73	17.81	17.89	17.97	18.05	18.13
34	18.22	18.30	18.38	18.46	18.54	18.62	18.70	18.79	18.87	18.95
35	19.03	19.11	19.20	19.28	19.36	19.45	19.53	19.61	19.69	19.78
36	19.86	19.95	20.03	20.11	20.20	20.28	20.36	20.45	20.56	20.62
37	20.70	20.79	20.87	20.96	21.04	21.13	21.21	21.30	21.38	21.47
38	21.56	21.64	21.73	21.81	21.90	21.99	22.07	22.16	22.25	22.33
39	22.42	22.51	22.59	22.68	22.77	22.86	22.95	23.03	23.12	23.21
40	23.30									

Tabela 8.11: Duração média de insolação, em unidades de 30 dias com 12 horas cada (CHANG, 1982)

	J	**F**	**M**	**A**	**M**	**J**	**J**	**A**	**S**	**O**	**N**	**D**
N.Lat.												
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
S.Lat.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.01	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.09	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

2) Penman:

PET = [(Δ/γ)H + Ec] / [(Δ/γ) + 1]

onde:
PET = evapotranspiração diária (mm/dia)
Δ = tangente à curva de saturação de vapor
γ = constante psicrométrica
H = radiação líquida
Ec = (0,35 + 0,184.U).(e_s - e_a),

sendo:
U = velocidade do vento a 2 metros de altura
(e_s - e_a) = déficit de saturação de vapor

Exemplos de aplicação, assim como tabelas contendo os valores de Δ e de γ podem ser encontrados em CAMARGO (1962) e em OMETTO (1981).

3) Thornthwaite-Holzman:

$$PET = \left[\frac{1451(e_1 - e_2).(w_2 - w_1)}{(T + 273).[\ln(h_2 / h_1)} \right]^2$$

onde:
PET = evapotranspiração potencial (mm/h)
w = velocidade do vento (m/s)
T = temperatura média entre os níveis 1 e 2 de medição (oC)
e = pressão de vapor (mm Hg)
h_1 = altura ou nível inferior
h_2 = altura ou nível superior.

8.8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUSSENAC, G., 1972. Etude de l'evapotranspiration reele de quatre peuplements forestieres dans l'est de la France. Ann. Sci. For. 29: 369-389. In: Selected Water Research Abstracts, 7 (11): 5, 1974.

BAUMGARTNER, A., 1967. Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands. In: International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press, New York. p. 381-389.

BELL, F.C. & M.T.GATENBY, 1969. Effects of exotic softwood afforestation on water yield. Water Resources Foundation of Australia. Bulletin No.15. 99 p.

BIROT, Y. & J. GALABERT, 1969. Economics de l'eau et travail du sol dans le plantations forestieres de zone seche. Application a la zone Sahelo-Soudanaise. Bois et Forests des Tropiques No. 127: 29-49.

BLACK, T.A., 1979. Evapotranspiration from Douglas-fir stands exposed to soil water deficits. Water Resources Research, 15 (1): 164-170.

BOSCH, J.M. & J.D. HEWLETT, 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. Journal of Hydrology, 55: 3-23.

BROOKS, F.A., 1959. An Introduction to Physical Microclimatology. 264p.

CAMARGO, A.P., 1962. Contribuição para a determinação da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. Bragantia, 21 (12): 163-213.

CHANG, M., 1982. Laboratory Notes - Forest Hydrology. The School of Forestry, Stephen F. Austin State University, Texas. 203 p.

COSTIN,A.B.; D.J.WIMBUSH; R.N.CROMER, 1964. Studies in catchment hydrology in the Australian Alps. 5: Soil moisture characteristics and evapotranspiration. CSIRO, Division of Plant Industry, Technical Paper 20. 20 p.

DUNIN, F.K. & S.M. MACKAY, 1982. Evaporation by eucalypt and coniferous forests communities. The First National Symposium on Forest Hydrology. Australia, The Institution of Engineers. National Conference Publication No. 82/6: 12-17.

GASH, J.H.C. & A.J. MORTON, 1978. An application of the Rutter Model to the estimation of the interception loss from Thetford Forest. Journal of Hydrology, 38: 49-58.

GEIGER, R. 1966. The Climate Near the Ground. Harvard University Press. 611 p.

GINDEL, I., 1968. Some eco-physiological properties of three tree xerophytes grown in desert. Oecologia Plantarum, 3(1): 49-67. In: Forestry Abstracts, 30 (2): 2127. 1969.

GINDEL, I., 1971. Transpiration of three Eucalyptus species as a function of solar energy, soil moisture and leaf area. Physiologia Plantarum, 24 (1): 143-149.

GREENWOOD, E.A.N., J.D. BERESFORD; DJ.R. BARTLE; R.J.W. BARRON, 1982. Evapotranspiration from vegetation in landscape developing secondary salinity using the ventilated chamber technique. IV-Evaporation from a regenerating forest of Eucalyptus wandoo on land formerly cleared for agriculture. Journal of Hydrology, 58 (3): 357-366.

HEWLETT, J.D. & W.L., NUTTER, 1969. An Outline of Forest Hydrology. University of Georgia Press. 137 p.

HIBBERT, A.R., 1967. Forest treatment effects on water yield. International Symposium on Forest Hydrology. New York. Pergamon Press. p.527-543.

HIBBERT, A.R., 1969. Water yield changes after converting a forested catchment to grass. Water Resources Research, 5(3): 634-640.

JARVIS, P.G. & J. STEWART, 1978. Evaporation of water from plantation forests. The Ecology of Even-Aged Forest Plantations. Edinburgh: 325-356.

KAPLAN, J., 1974. The ecology of Eucalyptus camaldulensis Dehn in Israel. La-Yaran, 2491 (2):7-2, 31-30.

KARSCHON, R., 1971. The effect of coppice cutting on the water balance of Eucalyptus camaldulensis Dehn. The Israel Journal of Agriculture Research, 21 (3): 115-126.

KARSCHON, R. & D. HETH, 1967. The water balance of a plantation of Eucalyptus camaldulensis Dehn. Contributions on Eucalyptus in Israel, III: 7-34.

KNOERR, D.R., 1968. Exponential depletion of soil moisture by evapotranspiration of forest sites in the Sierra Nevada as related to available soil moisture and vapor pressure deficit. In: Forestry Abstracts, 29 (11):

LEE, R., 1963. Evaluation of solar beam irradiation as a climatic parameter of mountain watersheds. Colorado State University Hydrology Paper No. 2. 50 p.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Cambridge University Press. New York. 341 p.

LIMA,W.P., 1984. Hidrologia de florestas implantadas. EMBRAPA, XV Seminário sobre atualidades e perspectivas florestais. Curitiba, 12 p.

LIMA, W.P. & O. FREIRE, 1976. Evapotranspiração em plantações de eucalipto e de pinheiro e em vegetação herbácea natural. IPEF, Piracicaba, 13: 75-90.

MONTEITH, J.L., 1962. Atenuation of solar radiation: a climatological study. Quarierly Journal of the Royal Meteorological Society. 88(378): 508-21.

OMETTO, J.C.,1981. Bioclimatologia Vegetal. Ed. Agronômica Ceres Ltda. 425 p.

PEREIRA, J.S. & T.T. KOZLOWSKI, 1976. Leaf anatomy and water relations of Eucalyptus camaldulensis and E. globulus seedlings. Canadian Journal of Botany, 54: 2868-2880.

PILGRIM, D.H.; D.G. DORAN; J.A. RONBOTTON; S.M. MACKAY; J. TSENDANA, 1982. Water balance and runoff characteristics of mature and cleared pine and eucalypt catchments at Lidsdale, New South Wales. The First National Symposium on Forest Hydrology. Australia, The Institution of Engineers. National Conference Publication No. 82/6, p.103-110.

QURAISHI, M.A. & P.J. KRAMER, 1970. Water stress in three species of Eucalyptus. Forest Science, 16 (1): 74-78.

RAWAT, P.S.; B.B. GUPTA; J.S. RAWAT, 1984. Transpiration as affected by soil moisture in E. tereticornis seedlings. Indian Forester, 110 (1): 35-39.

REIFSNYDER, W.E. & H.W. LULL, 1965. Radiant energy in relation to forests. USDA Forest Service Technical Bulletin No. 1344. 111 p.

ROBERTS, J., 1983. Forest transpiration: a conservative hydrological process? Journal of Hydrology, 66: 133-141.

ROBERTS, J.; R.M. PITMAN; J.S. WALLACE, 1982. A comparison of evaporation from stands of scots pine and corsican pine in Thetford Chase, East Anglia. Journal of Applied Ecology, 19: 858-872.

RUTTER, A.J., 1968. Water consumption by forests. In: Water Deficits and Plant Growth. T.T.Kozlowski (Ed.). Academic Press, New York. p. 23-84.

SATTERLUND, D.R., 1972. Wildland Watershed Management. The Ronald Press. New York. 370 p.

SMITH, M.K.; K.K. WATSON; D.N. PILGRIM, 1974. A comparative study of the hydrology of radiata pine and eucalypt forests at Lidsdale, New South Wales. I.E. Australia. G.E. Transactions CE-16: 82-86.

STEWART, J. 1981. Evaporation from forests. XVIII World Congress. Kyoto, Japan. p. 130-138.

STIBBE, E., 1975. Soil moisture depletion in summer by an Eucalyptus grove in a desert area. AgroEcosystems, 12(2):117-126.

SWANK, W.T. & J.E. DOUGLAS, 1975. Streamflow greatly reduced by converting deciduous hardwood stands to pine. Science, 185: 857-859.

TAJCHMAN, S.; F. HADRICH; R. LEE, 1979. Energy budget evaluation of the transpiration-pF relationship in a young pine stand. Water Resources Research, 15 (1): 159-163.

VAN LILL, W.S.; F.J. KRUGER; D.B.VAN NIK, 1980. The effect of afforestation with Eucalyptus grandis Hill ex- Maiden and Pinus patula Schlecht et Chann on streamflow from experimental catchments at Molobulaan, Transvaal. Journal of Hydrology, 48: 107-118.

WHITEHEAD, D.; D.U.U. OKALI; F.E. FASEHUN, 1981. Stomatal response to environmental variable in two tropical forest species during a dry-season in Nigeria. Journal of Applied Ecology, 18: 571-587.

WICHT, C.L., 1949. Forestry and water supplies in South Africa. Bulletin Dept. Agric. S. Africa, 33. 58 p. In: Forestry Abstracts, 11 (2): 851, 1949.

WICHT, C.L., 1974. Timber and water. South African Forestry Journal, 85: 3-11.

WOODWELL, G.M., 1970. The energy cycle of the biosphere. In: The Biosphere. W.H. Freeman, San Francisco. p. 26-36.

ZAHNER, R., 1955. Soil water depletion by pine and hardwood stands during a dry season. Forest Science, 1: 258-264.

ZAHNER, R., 1967. Refinement of empirical functions for realistic soil moisture regions under forest cover. International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press, New York, p. 261-274.

8.9. QUESTÕES

1. Em termos médios anuais, pode-se escrever a equação do balanço hídrico de uma microbacia florestada de acordo com:

P - Q - ET = 0

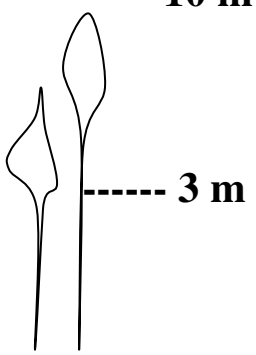
Quais são os componentes do termo ET neste caso ?

2. Que vem a ser o "controle biológico" da transpiração ?

3. Levando em conta o conceito de "evapotranspiração potencial", como explicar os resultados da tabela 8.9.?

4. Calcular a evapotranspiração potencial mensal para Piracicaba de acordo com o método de Thornthwaite.

7. Os dados abaixo foram obtidos em uma floresta na Alemanha e expressam valores médios para um período de 24 horas:



Nível	Altura (m)	Pressão de vapor "e" (mm Hg)	Vento (m/s)	T °C
h_a	10	11,9	6,0	21,7
h_d	3	12,2	1,4	21,2
h_s	0,2	12,4	0	18,8

a) calcular a evaporação potencial nos níveis h_1 e h_2, ou seja, ao nível da superfície do solo e ao nível do dossel, utilizando a equação de Thornthwaite-Holzman.

b) explicar as diferenças encontradas.

CAPÍTULO IX

GERAÇÃO DO DEFLÚVIO EM MICROBACIAS FLORESTAIS

9.1. INTRODUÇÃO

Deflúvio: "volume total de água que passa, em determinado período, pela secção transversal de um curso d'água" (DNAEE, 1970). Ex. deflúvio anual, mensal, semanal, diário, etc. O deflúvio é expresso em mm de altura de água sobre a bacia correspondente.

O deflúvio anual define, desta forma, a expressão "produção de água" ou "rendimento hídrico" de uma bacia hidrográfica.

Milímetros de altura de água (mm): ganho ou perda de água de uma bacia, ou de uma área qualquer, expresso em termos de altura uniformemente distribuída sobre a área. Unidade já familiar no caso da medição da chuva. É uma unidade linear. Só pode ser transformada em volume quando a área for especificada, de acordo com a seguinte relação fundamental:

1 mm = 1 litro/m²

Descarga ou vazão: é o deflúvio na unidade de tempo. Unidade: m³/s, litros/segundo.

- descarga diária: média das descargas ocorridas durante o dia;
- descarga média anual: média aritmética das descargas ocorridas em cada dia do ano;
- descarga unitária, vazão unitária, escoamento unitário: é o quociente descarga/área da bacia hidrográfica em km². Modo de expressar vazões de sorte que elas possam ser comparadas, pois independem da área da bacia contribuinte.

Cota (nível): altura da lâmina d'água referida a um plano pré-estabelecido.

Curva-chave, curva de descarga: relação entre cota e descarga.

Estação fluviométrica: instalação onde se mede os vários parâmetros de um curso d'água (cota, descarga , velocidade, etc.).

9.2. CONCEITUAÇÃO

A expressão "produção de água" ou rendimento hídrico refere-se à descarga total da bacia durante um determinado período. Em termos da equação simplificada do balanço hídrico de uma bacia, representa, portanto, a fração da precipitação que não é perdida por evapotranspiração. Ou seja:

$$Q = P - ET$$

Desta maneira a produção de água de uma microbacia inclui o deflúvio (volume de água que passa pela secção transversal de um canal durante um determinado tempo) e também a variação do armazenamento na bacia, inclusive a recarga da água subterrânea.

O deflúvio reflete a integração de todos os fatores hidrológicos em uma bacia hidrográfica, incluindo características topográficas, clima, solo, geologia e uso do solo.

Uma representação esquemática deste conceito dinâmico da geração do deflúvio em uma microbacia pode ser vista na Figura 9.1.

O deflúvio é geralmente classificado em escoamento direto (Qd) e escoamento base (Qb).O escoamento direto é a parte do deflúvio que é liberada pela bacia durante e imediatamente após a ocorrência de uma chuva.

O escoamento base é a parte do deflúvio que deriva da água subterrânea. Em cursos perenes, Qb flui continuamente, enquanto que Qd é de caráter intermitente, ocorrendo apenas como resposta da microbacia aos eventos chuvosos. Portanto, pode-se escrever que

$$Q = Qd + Qb$$

mas a separação destes dois componentes é processo meramente artificial.

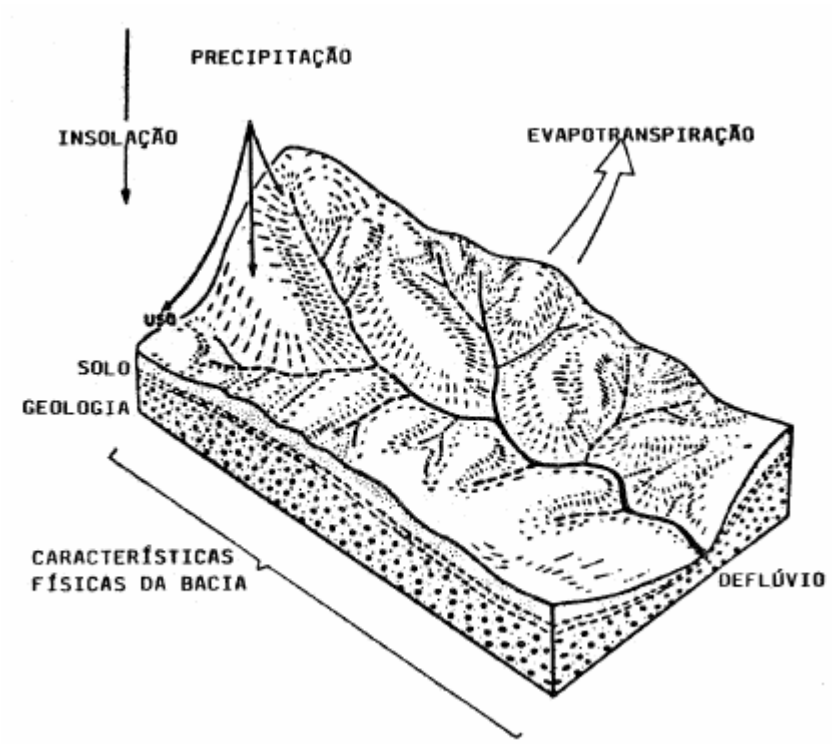


Figura 9.1: Representação esquemática de uma microbacia, mostrando os fatores (clima, solos, geologia, características físicas da bacia e uso do solo) que afetam a produção de água. (Adaptado de GREGORY & WALLING, 1973).

O estudo do escoamento direto (Qd) é de fundamental importância em hidrologia de microbacias, uma vez que representa a reação destas à ocorrência das chuvas. E em microbacias um dos fatores que influem sobre esta reação é justamente o fator uso do solo.

Esta resposta hidrológica da microbacia pode ser escrita de acordo com a relação (HEWLETT & HIBBERT, 1967)

$Rp = Qd/P$

que é uma medida da quantidade de chuva que aparece rapidamente como deflúvio, ou de acordo com a relação

$Rp = Qd/Q$

que exprime a proporção da descarga total que ocorre como escoamento direto.

Durante um evento chuvoso, no qual esteja havendo a formação de deflúvio, a precipitação total é, normalmente, classificada em:

a) "abstrações", compreendendo a parte da chuva que não contribui para o escoamento (armazenamento nas depressões do terreno, interceptação, etc.);
b) "excesso de chuva", compreendendo a fração da chuva que contribui diretamente para o escoamento.

9.3. COMPONENTES DO DEFLÚVIO

Conforme afirmado, nem toda a precipitação que cai numa microbacia é transformada imediatamente em deflúvio. Parte escoa rapidamente (Qd). Parte permanece armazenada na bacia por algum tempo, podendo percolar em direção ao aquífero. Parte, ainda, nunca chega a escoar, voltando à atmosfera por evaporação.

Os componentes do deflúvio incluem os seguintes processos hidrológicos:

a) Precipitação nos canais (Pc): constitui a primeira fração da chuva a deixar a bacia, compreendendo as gotas que caem diretamente na superfície líquida dos cursos d'água. Proporcionalmente, trata-se de um componente que contribui muito pouco para a descarga da microbacia, pois a proporção de área líquida em relação à superfície total da bacia é pequena.

Entretanto, uma estimativa desta contribuição deve levar em conta a geometria dos canais e a densidade de drenagem da bacia, o que mostra resultados de Pc variando de 0,1 a 0,8 % da chuva (LEE, 1980).

Embora constituindo fração desprezível da chuva, este componente (Pc) pode, às vezes, adquirir maior importância como fração do escoamento direto (Qd) de uma chuva, devido ao fenômeno de expansão da rede de drenagem que normalmente ocorre durante períodos chuvosos prolongados.

b) Escoamento Superficial (Rs): constitui a fração da chuva que não se infiltra no solo, escoando laminarmente pelas porções mais impermeáveis do terreno até o canal mais próximo.

c) Escoamento Sub-superficial (Rss): também chamado interfluxo, constitui a fração da chuva que, após infiltração no solo, escoa lateralmente através dos horizontes

superficiais na direção da declividade. Em microbacias florestadas a maior parte do escoamento direto de uma chuva é proveniente deste componente.

O escoamento direto (Qd) de uma chuva, portanto, é formado normalmente por:

$$Qd = Pc + Rs + Rss$$

Dependendo das condições físicas e de cobertura vegetal da microbacia, o componente Rss pode estar associado tanto ao escoamento direto (Qd), quanto ao fluxo base (Qb).

d) Escoamento base (Qb): constitui o escoamento da zona de saturação (água subterrânea). Após uma chuva, e depois que todo o escoamento direto já tenha deixado a bacia, o escoamento base é o único componente do deflúvio.

Em geral o fluxo base é proveniente do aquífero, mas em microbacias de regiões montanhosas o Qb pode ser originado do movimento lento da zona de aeração, isto é, pela movimentação da água do solo.

Uma ilustração quantitativa destes componentes é dada no esquema da Figura 9.2., o qual representa o balanço hídrico médio anual de microbacias florestadas em condições de clima temperado.

Observa-se, neste esquema, que a evapotranspiração representa cerca de 2/3 do balanço hídrico, isto é, cerca de 70% do total anual de precipitação retorna à atmosfera pela transpiração, pela interceptação e pela evaporação direta da água do solo.

Por outro lado, o esquema mostra, ainda, o papel hidrológico importante desempenhado pela proteção florestal, representado pela alta porcentagem de infiltração (91% da água que chega à superfície do solo). Descontada a quantidade de água infiltrada que é absorvida pelas raízes (60%), a maior parte da fração restante percola até o lencol freático (23%), que por sua vez alimenta o escoamento base.

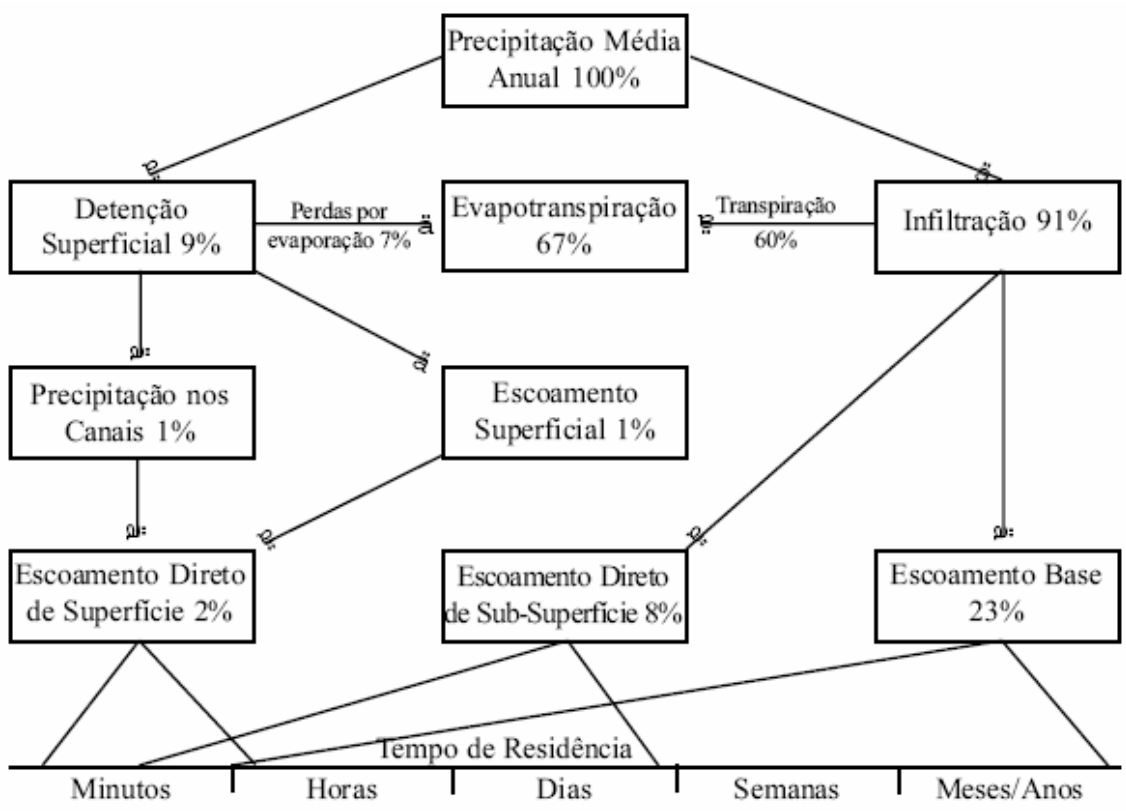


Figura 9.2: Distribuição percentual aproximada dos processos do balanço hídrico e tempo de residência dos componentes do deflúvio em microbacias revestidas com cobertura florestal natural em condições de clima temperado (HEWLETT, 1982).

O esquema mostra, também, que a maior proporção do deflúvio é derivada dos componentes escoamento base e escoamento sub-superficial, os quais apresentam tempo de residência mais demorado, resultando em regime de vazão mais uniforme.

Além disto, pelo fato de que estes dois componentes são alimentados por água do solo e água subterrânea, eles apresentam, também, excelente qualidade da água, livre de sedimentos e outras impurezas que o escoamento superficial normalmente carrega para os rios.

A representação gráfica das variações do deflúvio com o tempo recebe o nome de hidrograma ou hidrógrafa. O hidrograma, desta maneira, é a representação gráfica integrada das características fisiográficas, climáticas e vegetais que governam as relações entre a precipitação e o deflúvio em microbacias (Figura 9.3.).

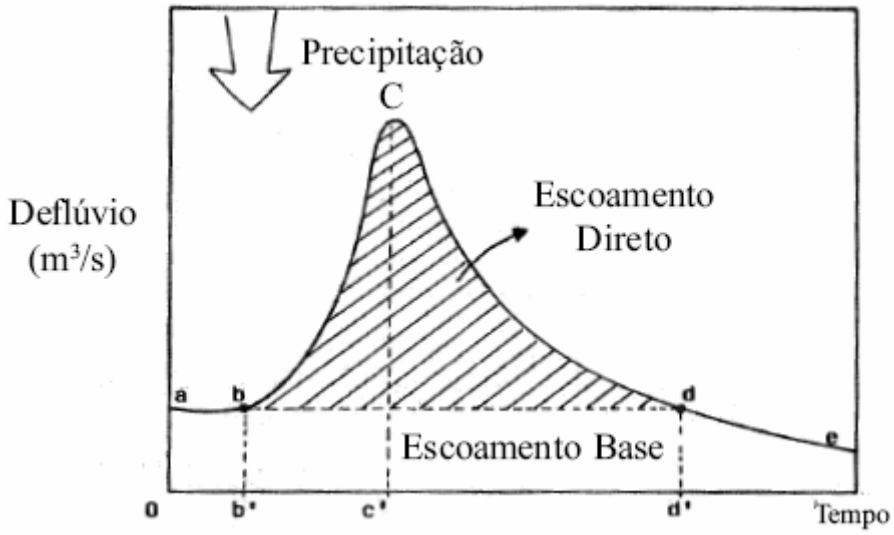


Figura 9.3: Representação esquemática dohidrograma de uma chuva isolada.

Referindo-se à Figura 9.3, define-se:

bc = braço ascendente
ce = braço de recessão
b' = início do escoamento direto
c' = pico (vazão instantânea máxima)
d' = fim do escoamento direto
b'c' = tempo de retardamento
b'd' = duração do escoamento direto
bd = linha arbitrária de separação entre o escoamento direto e o escoamento base.

A separação entre o escoamento direto e o escoamento base de uma hidrógrafa é um processo inteiramente arbitrário. LINSLEY et al. (1975), por exemplo, sugerem a seguinte relação entre a recessão e a área da bacia hidrográfica, para fins da determinação da hidrógrafa unitária:

$c'd' = 0{,}8.A^{0,2}$

onde:
c'd' = intervalo entre o pico e o fim do escoamento direto
A = área da bacia hidrográfica em km²

HEWLETT & HIBBERT (1967), no trabalho básico da teorização do processo de geração do deflúvio em microbacias, utilizam o critério de separação segundo o qual a linha "bd" é traçada com uma aceleração constante correspondente a
$bd = 2m^3/s.h^{-1}.km^2$

onde:
m³/s = vazão
h = tempo do escoamento direto em horas
km² = área da bacia hidrográfica

Para entender um pouco melhor este processo de geração do escoamento direto produzido por uma chuva isolada, vamos imaginar a seguinte condição hipotética: uma microbacia totalmente impermeável recebendo uma chuva de intensidade uniforme e de duração longa. Nestas condições, o hidrograma teoricamente esperado seria de acordo com a Figura 9.4.

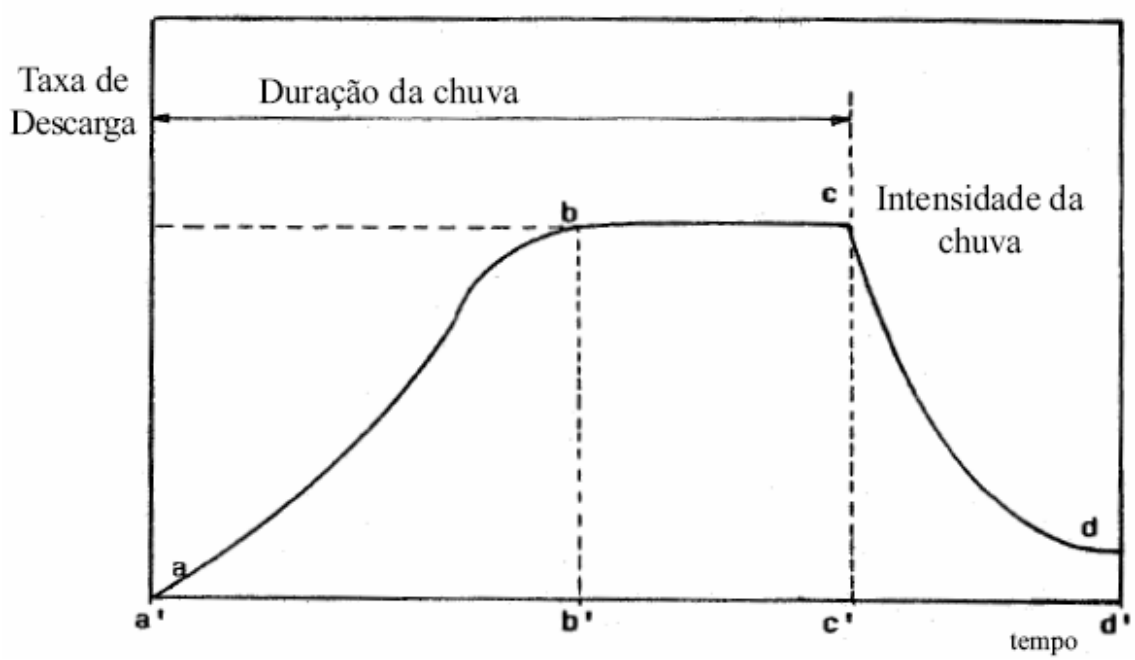


Figura 9.4: Hidrograma teórico para uma chuva de intensidade uniforme ocorrendo sobre uma microbacia hipoteticamente impermeável.

Referindo-se à Figura 9.4, a taxa de vazão aumenta a partir do início da chuva de acordo com a linha "ab", até que se torne igual à intensidade (uniforme) da chuva. Neste instante torna-se constante e igual à intensidade da chuva "bc".

A partir do final da chuva, o volume de água em trânsito durante o intervalo "b'c'". é drenado exponencialmente de acordo com a linha "cd".

O tempo "ab". é chamado de "tempo de equilíbrio". O pico de vazão (ponto "b") demorará a ocorrer tanto tempo quanto for o chamado "tempo de concentração da bacia.

O tempo de concentração da bacia pode ser entendido como o tempo gasto para a água fluir desde o ponto mais remoto até a saída da bacia hidrográfica. Ou seja, uma vez atingido este tempo de concentração, teoricamente toda a bacia hidrográfica estaria contribuindo para o deflúvio.

A estimativa do tempo de concentração (Tc) é empírica. Por exemplo, uma fórmula que leva em conta a declividade da bacia é a seguinte:

$Tc = a'b' = (0,02).(d^{1,2}/z^{0,4})$

onde:
Tc = min

d = distância horizontal (m)
z = distância vertical (m)

O tempo "c'd'" da Figura 9.4 é o chamado "tempo de recessão".

9.4. FATORES QUE AFETAM O DEFLÚVIO

O deflúvio de uma bacia hidrográfica, conforme já esclarecido, pode ser considerado como o produto residual do ciclo hidrológico, o qual é influenciado por três grandes grupos de fatores: clima, fisiografia e uso do solo.

Clima: os fatores climáticos são importantes na determinação do deflúvio pois influenciam tanto a precipitação quanto a evapotranspiração (Q = P - ET).

Com relação à precipitação, não apenas a quantidade de chuva, mas também aspectos relacionados com o padrão da chuva, a intensidade, a duração, a distribuição temporal e a distribuição espacial em relação à bacia etc. são importantes na determinação do hidrograma.

Com relação à evapotranspiração, são importantes fatores tais como a temperatura do ar, ventos, pressão barométrica, radiação solar, umidade relativa, etc. Além destes parâmetros, é claro que a evapotranspiração vai também estar muito relacionada com a cobertura vegetal da bacia hidrográfica.

Fisiografia: as características físicas da bacia hidrográfica influenciam a formação do deflúvio de várias maneiras.

A declividade, por exemplo, influencia os processos de infiltração, escoamento superficial, fluxo de água no solo etc.

A altitude, por sua vez, é outra característica importante a considerar. Em geral, em maiores altitudes a precipitação média anual é maior, assim como são menores a temperatura e a evapotranspiração.

Outras características fisiográficas incluem: área, forma, orientação, densidade de drenagem, geologia, solos e características geométricas da bacia hidrográfica.

Uso do solo: a cobertura vegetal, pela sua influência sobre processos hidrológicos tais como interceptação, transpiração, infiltração, percolação etc., constitui-se num dos fatores mais importantes que afetam a produção de água em microbacias.

Outro fator de uso do solo diz respeito, por exemplo, ao grau de urbanização da bacia, o qual resulta, em geral, em aumento da impermeabilização da superfície, aumentando o escoamento superficial, o pico de cheia, a sedimentação dos cursos d'água, a poluição da água etc.

Estes três grupos de fatores, em conjunto, operam no sentido de fazer com que o comportamento hidrológico de bacias pequenas (microbacias) seja diferente do de bacias maiores, conforme já discutido.

9.5. GERAÇÃO DO ESCOAMENTO DIRETO EM MICROBACIAS

O estudo de hidrogramas de microbacias experimentais de regiões montanhosas permitiu o estabelecimento, no início da década de 60, do conceito de "área variável de afluência"(A.V.A.) (HEWLETT & HIBBERT, 1967). O desenvolvimento deste conceito deveu-se ao fato de que nestas microbacias revestidas de boa cobertura florestal o deflúvio não é produzido ao longo de toda a superfície da microbacia.

Ao contrário, o deflúvio nestas condições está sob a influência de uma área de origem dinâmica, uma vez que sofre expansões e contrações (daí o nome "área variável", que normalmente representa apenas uma fração pequena da área total da microbacia.

Durante uma dada chuva, a área da microbacia que contribui para a formação do deflúvio resume-se aos terrenos que margeiam a rede de drenagem, sendo que nas porções mais altas da encosta a água da chuva tende principalmente a infiltrar-se e escoar até o canal mais próximo através de processo sub-superficial (Figura 9.5.).

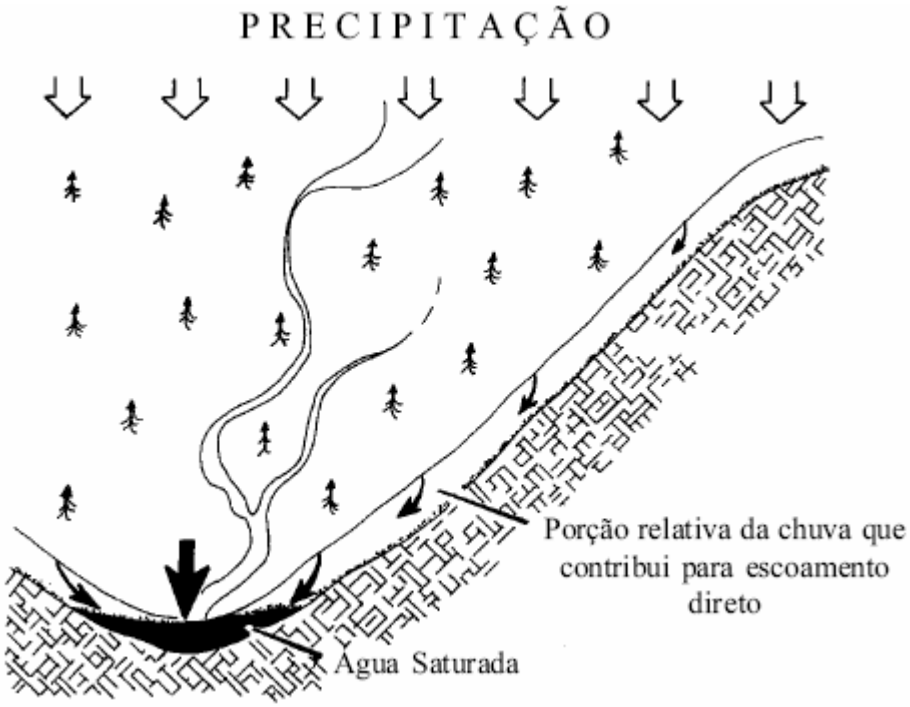


Figura 9.5: Visualização do conceito de "área variável de afluência"(AVA) na geração do deflúvio em microbacias (Hewlett & Nutter, 1969).

Com o prolongamento da chuva, estas áreas de origem tendem a se expandir, não apenas em decorrência da expansão da rede de drenagem, como também pelo fato de que áreas críticas da microbacia, tais como áreas saturadas, áreas de solo mais raso etc., passam, também, a participar da geração do escoamento direto.

A ilustração da Figura 9.6. permite uma melhor visualização deste processo dinâmico do conceito da "área variável de afluência".

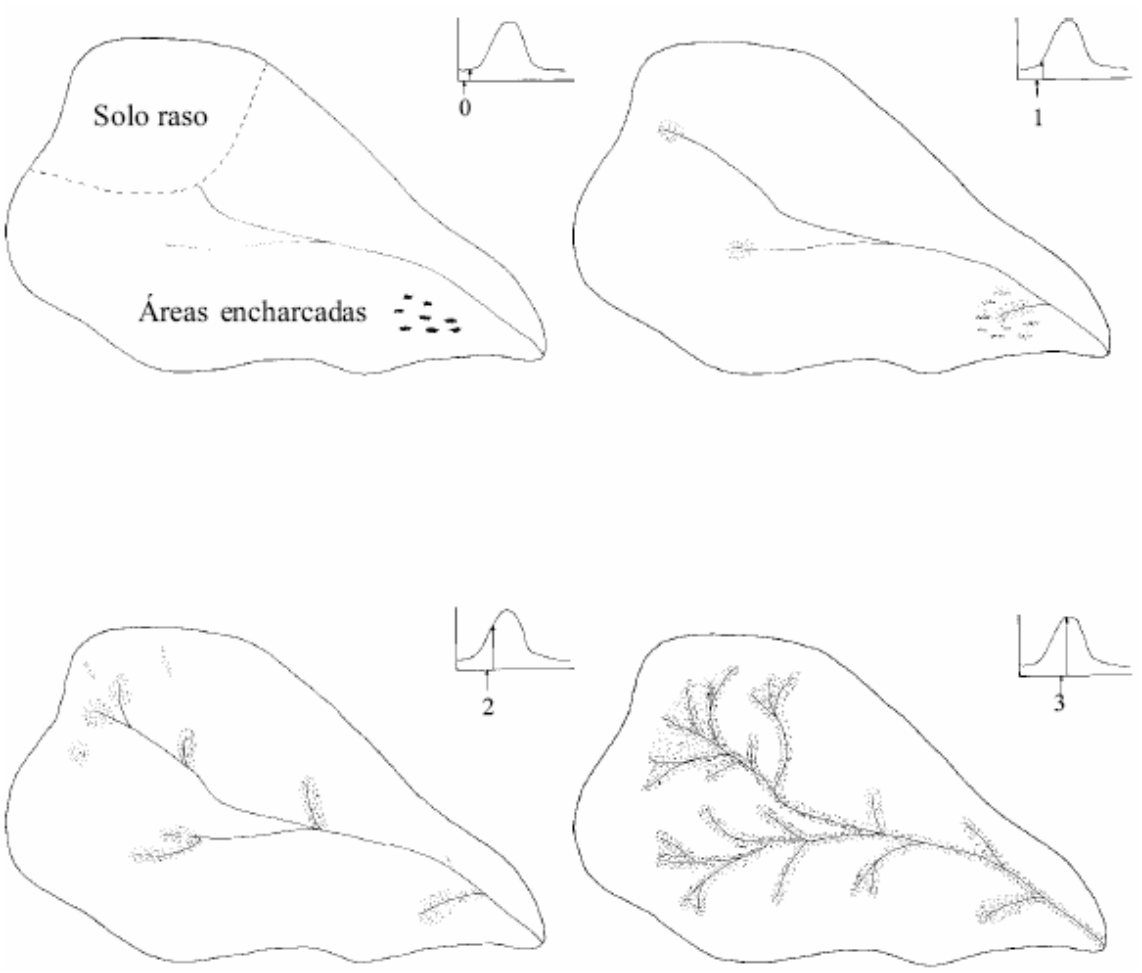


Figura 9.6: Ilustração do conceito de "área variável de afluência" no processo de geração do escoamento direto de uma chuva em microbacia (Hewlett & Nutter, 1969).

O componente escoamento superficial (Rs) do escoamento direto produzido por uma chuva em uma microbacia é frequentemente considerado como sendo do tipo descrito por Horton (intensidade da chuva maior do que a capacidade de infiltração).

Em microbacias de clima úmido, este tipo hortoniano de escoamento superficial raramente ocorre, a não ser em partes isoladas da microbacia, onde as condições de infiltração do solo não se encontram adequadas.

De acordo com as ilustrações das Figuras 9.5 e 9.6, por outro lado, o componente escoamento superficial em microbacias ocorre ao longo da área variável de afluência, devido ao fato de que elas se encontram, normalmente, sempre em condições de saturação. São as chamadas áreas saturadas da microbacia.

Nas demais partes da microbacia, a água da chuva tende antes a se infiltrar, alimentando o escoamento sub-superficial, que por ser rápido participa também do escoamento direto da chuva.

Em resumo, o escoamento direto (Qd) de uma chuva em microbacias florestadas de clima úmido é basicamente o resultado dos seguintes processos:

a) precipitação direta nos canais
b) escoamento superficial hortoniano
c) escoamento superficial de áreas saturadas
d) escoamento sub-superficial
e) expansão da área variável de afluência

O escoamento superficial hortoniano normalmente se restringe a locais de uso mais intensivo, tais como estradas e carreadores, áreas de maior compactação do solo, manchas desprovidas de vegetação etc., ao longo da microbacia.

Nas áreas saturadas da microbacia, tanto ao longo das margens da rede de drenagem, como nas cabeceiras e mesmo em manchas de áreas saturadas que às vezes podem ser encontradas até em algum ponto mais elevado ao longo da encosta, o que prevalece é o escoamento superficial de áreas saturadas. Por esta razão, é muito importante que estas áreas críticas estejam sempre adequadamente protegidas com cobertura vegetal (mata ciliar, adequação espacial da reserva legal etc).

Para se implementar um esquema de manejo florestal sistêmico, portanto, ou seja, um manejo baseado na perpetuação dos valores da microbacia hidrográfica, o primeiro passo do planejamento seria a identificação e o mapeamento destas áreas críticas da microbacia (área variável de afluência, áreas saturadas, cabeceiras, áreas de possível formação de escoamento hortoniano, áreas de solo hidrologicamente mais vulnerável etc.).

Nunca é demais relembrar o aspecto dinâmico do conceito de área variável de afluencia neste sentido. Ou seja, se as condições de umidade antecedente da microbacia são tais que já houve a expansão desta área de afluência, a ocorrência de uma nova chuva vai encontrar uma área de geração de escoamento direto já expandida. Vale dizer que uma maior porção da superfície da microbacia estará participando da geração do escoamento direto nestas condições.

Isto pode ser importante, por exemplo, no planejamento de atividades florestais que podem, de alguma forma, influir sobre os recursos hídricos ou a qualidade da água, tais como a aplicação de herbicidas, defensivos agrícolas, fertilizantes etc.

A análise comparativa do hidrograma pode revelar que tipo de processo é predominante na geração do deflúvio nas microbacias hidrográficas, como ilustrado nos hidrogramas da Figura 9.7, obtidos em duas microbacias experimentais na Austrália.

No exemplo da Figura 9.7, a microbacia Urriara é predominada por substrato de baixa permeabilidade geral, mostrando um hidrograma rápido e de pico maior, o que denota a existência de áreas passíveis de erosão e de formação de voçorocas.

Nesta microbacia, portanto, as atividades florestais que causam normalmente muita perturbação da superfície, bem como drásticas diminuições da evapotranspiração, podem acelerar o processo erosivo, culminando, a médio e longo prazos, com a degradação da microbacia.

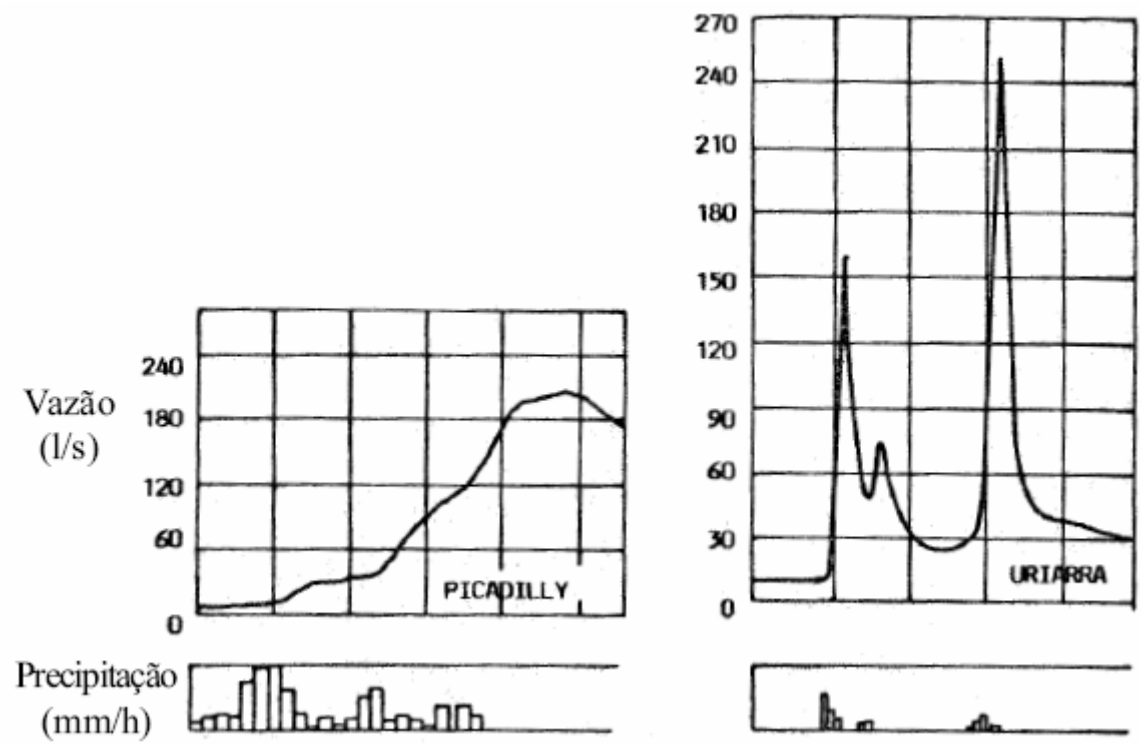


Figura 9.7: Hidrograma comparativo de duas microbacias hidrográficas na Austrália. (Adaptado de O'LOUGHLIN, 1981).

9.6. MEDIÇÃO DO DEFLÚVIO

Há vários métodos que podem ser utilizados para a medição da vazão, citando-se entre eles:

a) utilização de vertedores e/ou calhas;
b) relação entre a área da seção transversal do canal e a velocidade do escoamento;
c) método da diluição;
d) medição volumétrica direta.

Em Hidrologia Florestal, os estudos conduzidos em microbacias experimentais geralmente medem o deflúvio total da microbacia, ou seja, a integral de todos os possíveis componentes do deflúvio.

Por ser microbacia e por ter caráter experimental, geralmente a medição é feita através da colocação de uma secção artificial de controle incrustada na rocha, perpendicularmente ao canal principal, de sorte a fazer com que todo o escoamento (de origem superficial e sub-superficial) passe pela secção artificial de medição.

Alguns estudos necessitam medir apenas um dos componentes do deflúvio, como o escoamento superficial, em estudos de controle da erosão, por exemplo.

Cota: é o parâmetro hidrométrico que mais facilmente permite a medição da vazão de um curso d'água. A cota instantânea pode ser medida por dispositivos simples, como a chamada escala ou mira fluviométrica. A variação da cota de um dado rio ao longo do

tempo pode, por outro lado, ser registrada continuamente por aparelhos referidos como linígrafos.

Detalhes da escala fluviométrica e do linígrafo podem ser observados nos esquemas da Figura 9.8.

A vazão de um curso d'água varia continuamente. Como é impraticável fazer-se uma medição de vazão para cada observação da cota, o que se faz normalmente é definir experimentalmente a relação cota-vazão para uma dada secção transversal do canal. Esta relação será estável e válida desde que a secção de controle (o trecho do canal onde foi determinada) permaneça inalterado.

No caso de microbacias experimentais a maioria das estações fluviométricas dispõe de um controle artificial, que consta basicamente de uma parede frontal de concreto assentada sobre o leito de rocha e dotada de um vertedor, um tanque de sedimentação e um poço tranquilizador para a instalação do limnígrafo (ver Figura 9.8).

Com o vertedor, a relação cota-vazão é obtida por uma equação determinada experimentalmente, a qual é função da forma geométrica do vertedor. O vertedor da Figura 9.8, por exemplo, é o chamado vertedor triangular de 90º, o qual é bastante sensível às variações de vazão, razão pela qual tem sido muito utilizado em microbacias experimentais.

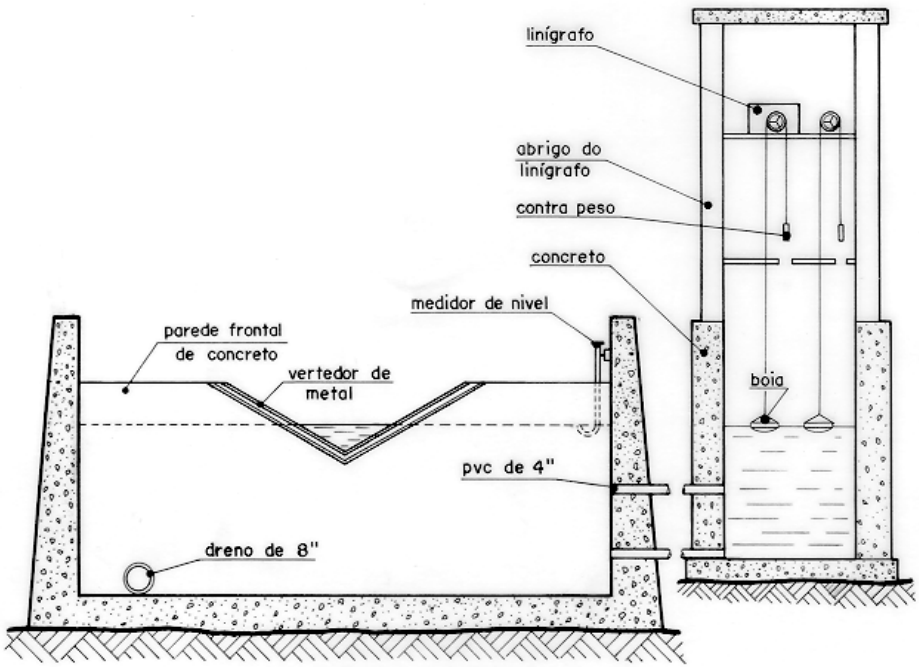


Figura 9.8: Esquema de instalação de escala fluviométrica, do limnígrafo e do vertedor em uma estação fluviométrica de microbacia experimental.

Para o vertedor da Figura 9.8, pode-se escrever que a área "A" (secção do vertedor formada pela cota "h") é dada por:

$A = h^2.\tan 45^o$

ou

$A = h^2$

A velocidade média da água que passa pelo vertedor em questão guarda a seguinte relação com a cota (Equação de Bernoulli):

$V = C.h^{1/2}$ sendo "C" uma constante.

Lembrando que pela equação da continuidade a vazão resulta do produto da área da secção transversal pela velocidade do fluxo (Q = A.V), e combinando as equações acima tem-se:

$Q = h^2 .C.h^{1/2}$

ou

$Q = C.h^{5/2}$

O coeficiente "C" inclui os efeitos devidos à velocidade de aproximação da água ao vertedor, ao problema de contração da lâmina d'água quando da passagem pela soleira do vertedor, e a possíveis variações na geometria básica do vertedor.

Para um vertedor triangular de 90º bem construído, a fórmula usual é a seguinte:

$Q = 1,34.h^{2,48}$

onde:
Q = vazão em m^3/s
h = cota em m

As fórmulas para vertedores de outros tipos, assim como das chamadas calhas medidoras, podem ser encontrados em textos de hidráulica, como o de BOS (1976).

A vazão (ou descarga) é um parâmetro dos mais importantes no estudo de microbacias.

Para a medição da vazão, leva-se em conta não apenas a cota, mas também a velocidade do fluxo e a área da secção transversal do canal, conforme a equação de continuidade já mencionada.

A unidade de descarga ou vazão é m^3/s, ou, para o caso de microbacias, litros/segundo.

O método da relação área-velocidade consiste na determinação da velocidade média do escoamento numa dada secção transversal do curso d'água. Conhecendo-se, então, a área da secção transversal e a velocidade média com a qual a água passa nesta secção, a descarga é calculada pela equação da continuidade:

$Q = A.V$

Um problema sério na utilização desta metodologia é a determinação da "velocidade média" da água. A velocidade do fluxo varia horizontal e verticalmente em um trecho qualquer do canal. O valor médio a ser utilizado na equação acima, portanto, tem que levar em conta todas estas variações, de acordo com o seguinte procedimento:

a) determina-se a área da secção transversal medindo-se a largura da superfície da água;
b) esta largura total é, a seguir, subdividida em secções menores;
c) em cada uma destas sub-secções determina-se a profundidade;
d) o número de sub-secções vai depender da precisão exigida. Em geral inicia-se com com cerca de 20 sub-secções, de sorte a permitir que não mais que 10% da vazão total ocorra em qualquer das sub-secções estabelecidas. Nas partes mais profundas do canal as sub-secções podem ser novamente sub-divididas, a fim de fazer valer a regra prática dos 10%;
e) a área da secção transversal de cada sub-secção é obtida pelo produto da largura da sub-secção pela sua profundidade;
f) integrando-se as áreas das sub-secções, obtém-se a área total do canal;
g) o valor da velocidade média para cada sub-secção, agora, tem que levar em conta também a variação vertical da velocidade de fluxo da água. O aparelho utilizado para medir a velocidade é chamado molinete, o qual consta basicamente de um giroscópio que é imerso na água, girando com a corrente. A velocidade é computada em função do número de rotações por unidade de tempo, de acordo com a equação de calibragem de cada aparelho;
h) se a profundidade da sub-secção for menor do que 1 metro, o molinete é submerso à profundidade de 60% da profundidade total da sub-secção, a partir da superfície. A velocidade obtida nesta profundidade é a velocidade média da sub-secção;
i) para sub-secções com profundidades maiores, deve-se fazer medições em algumas profundidades, obtendo-se um valor médio de acordo com a seguinte tabela:

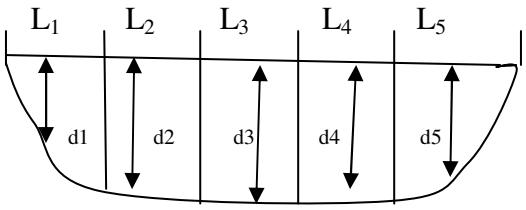
Tabela 9.1: Profundiade de medição de velocidade em cada sub-secção.

Profundiade da Sub-Secção (P)	**Profundidade do Molinete (% SOBRE "P")**	**Velocidade Média obtida pela Relação**
0,3 a 0,6 m	60	$V_{60\%}$
0,6 a 3,0 m	20 e 80	$0{,}5(V_{20\%} + V_{80\%})$
3,0 a 6,0 m	20, 60 e 80	$0{,}25(V_{20\%} + 2V_{60\%} + V_{80\%})$
> 6,0 m	S* ,20, 60, 80, F*	$0{,}1(V_{S*} + 3V_{20\%} + 2V_{60\%} + 3V_{80\%} + V_{F*})$

S* = molinete submerso a 30 cm abaixo da superfície
F* = molinete submerso a 30 cm acima do fundo

O cálculo da vazão total do riacho pode, então, ser obtido de acordo com o esquema apresentado na Figura 9.9.

$L_1 \times d_1 \times V_1 = q_1$
$L_2 \times d_2 \times V_2 = q_2$
$L_3 \times d_3 \times V_3 = q_3$
$L_4 \times d_4 \times V_4 = q_4$
$L_5 \times d_5 \times V_5 = q_5$



Descarga = $Q = \sum q$

Figura 9.9: Esquema para o cálculo da Vazão Total (Q).

No caso de microbacias, com riachos e ribeirões, e quando não se dispõe de molinete, a determinação da velocidade média de escoamento da água pode ser feita por procedimentos mais simples.

Por exemplo, pode-se escolher um trecho retilíneo e uniforme do canal e proceder à medição do tempo gasto por um flutuador qualquer para percorrer uma dada distância.

Levando em conta a variação horizontal e vertical da velocidade de fluxo ao longo da secção transversal do canal, conforme já esclarecido, é preciso lembrar que este valor de velocidade obtido por flutuador representa apenas uma aproximação da velocidade máxima de escoamento. Portanto, o resultado a ser utilizado na equação de continuidade deve ser ajustado, multiplicando-se por um coeficiente empírico que se situa ao redor de 0,75, a fim de se obter a velocidade média para o riacho.

Quando se dispõe de uma estação fluviométrica dotada de vertedor, por outro lado, é claro que a medição da vazão fica bem mais simples, bastando conhecer a altura da lâmina d'água que passa pela soleira do vertedor, a qual permite calcular diretamente a vazão pela fórmula apropriada para o tipo de vertedor. Se esta estação fluviométrica dispõe, além disto, de um limnígrafo, a variação contínua da altura da lâmina d'água no vertedor é registrada no hidrograma.

Dispondo-se do hidrograma, o procedimento prático para a integração acima consiste na separação dos segmentos uniformes da curva, semelhantemente ao explicado para o gráfico do pluviógrafo, e na tabulação da vazão média de cada segmento, conforme ilustrado na Figura 9.10.

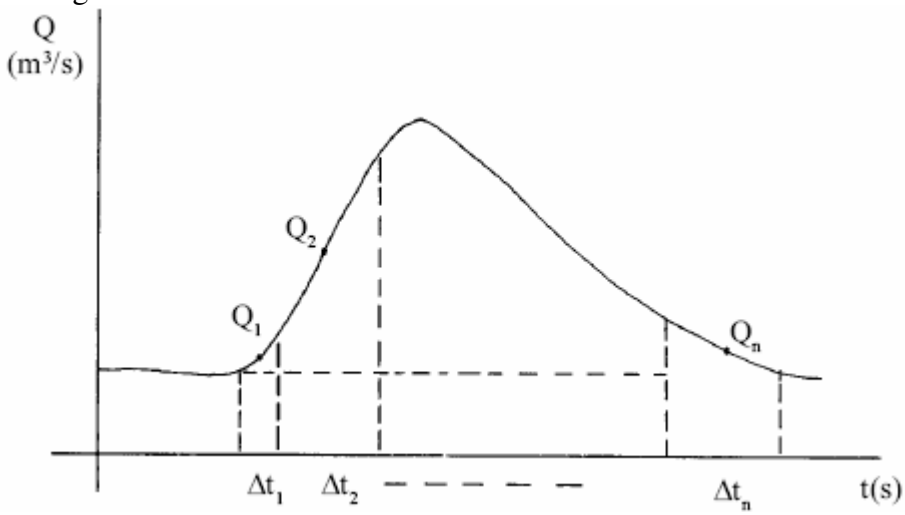


Figura 9.10: Ilustração do procedimento de tabulação do deflúvio a partir do hidrograma.

Desta forma, conforme ilustrado na Figura 9.10, no intervalo Δt_1, o fluxo ocorreu à taxa Q_1 , no intervalo Δt_2 , à taxa Q_2 , e assim sucessivamente. Para o período considerado, portanto, o escoamento total mostrado no hidrograma seria calculado por:

$$Q_1 .\Delta t_1 + Q_2 .\Delta t_2 + ... + Q_n .\Delta t_n = m^3$$

Para facilitar a tabulação do hidrograma e o cálculo do escoamento total, o procedimento pode incluir o preenchimento de uma tabela como a ilustrada abaixo:

Tabela 9.2: Procedimento para cálculo de Q a partir de um hidrograma.

DATA	HORA	INTERVALO (min)	COTA (m)	VAZÃO (m^3/s)	DEFLÚVIO (m^3)		OBS
					NO INTERV.	ACUM	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)

(1) registro da data de ocorrencia do evento.
(2) hora correspondente aos pontos de segmentação do hidrograma.
(3) intervalo em minutos de cada segmento.
(4) cota correspondente a cada segmento.
(5) conversão das cotas da coluna anterior em vazão, de acordo com a equação de calibragem do vertedor.
(6) cálculo do deflúvio para cada segmento (= coluna 5 x coluna 3).
(7) cálculo do deflúvio acumulado.
(8) observações pertinentes (ex., a hora de ocorrência da vazão máxima instantânea (pico de vazão) etc.

Finalmente, deve-se considerar ainda as situações em que não se dispõe de limnígrafo, nem de vertedor, nem de escala fluviométrica, mas há a necessidade de se estimar o deflúvio de uma dada microbacia.

Esta estimativa pode ser feita utilizando-se de fórmulas empíricas, as quais relacionam parâmetros da microbacia com a vazão, principalmente com a vazão máxima que se pode esperar para a microbacia em questão.

Uma destas fórmulas é a chamada "Fórmula Racional", a qual expressa a relação entre a chuva e o pico de vazão por ela produzido, de acordo com o seguinte:

$$Q = (C.i.A.)/360$$

onde:
Q = pico de vazão em m^3/s
C = coeficiente de runoff
i = intensidade da chuva para duração igual ao tempo de concentração da microbacia (mm/h)
A = área da microbacia em hectares.

O método racional assume que o pico de vazão é produzido por uma dada chuva que se mantém com duração igual ou maior do que o tempo de concentração da bacia hidrográfica. Isto sugere que a equação é válida principalmente para microbacias com área inferior a 10 km^2 (CHANG, 1982).

A equação proposta por Justin (1915), citado em CHANG (1982), leva em conta a temperatura, pela sua influência nas perdas por evaporação:

$Q = 0{,}934.(S^{0{,}155}).(P^2/T)$

onde:
Q = deflúvio anual da microbacia
S = declividade da bacia, obtida dividindo-se a diferença de elevação pela raiz quadrada da área da bacia
P = precipitação anual
T = temperatura anual

9.7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BOS, M.G., 1976. Discharge Measurement Strucutres. International Institute for Land Reclamation and Improvement. The Netherlands. 464 p.

CHANG, N., 1982. Laboratory Notes - Forest Hydrology. The School of Forestry, Stephen F. Austin State University Nacogdoches, Texas. 203 p.

GREGORY, K.J. & D.E. WALLING, 1973. Drainage Basin Form and Process. John-Wiley. 456 p.HEWLETT, J.D., 1982. Principles of Forest Hydrology. The University of Georgia Press. 183 p.

HEWLETT, J.D. & A.R. HIBBERT, 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. International Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press. p. 275-290.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press. 349 p.

LINSLEY, R.K. et alii, 1975. Hydrology for Engineers. McGraw-Hill. 482 p.

O'LOUGHLIN, E.M., 1981. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. Journal of Hydrology, 53: 229-246.

9.8. QUESTÕES

1. Para microbacias e considerando chuvas de intensidade uniforme, quando a duração da chuva se igualar ao tempo de concentração, a vazão se iguala à intensidade da chuva. Certo ou errado ? Por quê ?

2. Num plano de manejo florestal que leve em conta os valores da microbacia (manejo integrado), como você equacionaria o problema do controle da ocorrência do escoamento superficial hortoniano ?

3. Por que é importante a presença da vegetação na chamada "área variável de afluência" ? Levando-se em conta as condições de saturação que prevalecem nesta área, como você vê o problema da escolha de espécies para a recomposição da mata ciliar ? (Leve em conta, também, outros valores ambientais da zona ripária).

4. Para uma microbacia de 88,2 ha, cujo tempo de concentração é de 45 min, calcular a descarga máxima esperada para um tempo de recorrência de 10 anos. A bacia encontra-se revestida por floresta mista de latifoliadas, e o valor do coeficiente de runoff é igual a C = 0,55. A partir de curvas de freqüência, os totais de precipitação para Tr = 10 anos são fornecidos a seguir:

DURAÇÃO	mm
15 min	32
30 min	50
60 min	62
120 min	68

5. Os dados da tabela seguinte foram obtidos em estação fluviométrica de uma microbacia de 100 hectares, e representam o registro de um escoamento direto. O vertedor utilizado é do tipo retangular de 90º. Completar o preenchimento da tabela, de acordo com os procedimentos já explicados, e calcular:

a) o volume do escoamento direto em m³;
b) expressar esse volume em mm;
c) em papel milimetrado, fazer o hidrograma deste escoamento direto (gráfico vazão em l/s x tempo em horas);
d) calcular o pico de vazão em m³/s.km.

HORA	INTERVALO (min)	COTA (cm)	VAZÃO (l/s)	DEFLÚVIO		OBS
				NO INTERV. (m^3)	ACUM. (m^3)	
14:10						
14:45	8					(1)
15:00	17					
15:40	24					
16:00	50					(2)
16:15	45					
16:20	40					
16:30	35					
16:50	25					
17:30	22					
18:00	17					
19:00	9					(3)

6. Durante uma chuva uniforme em uma microbacia de 36 hectares, as seguintes quantidades (mm) foram medidas durante períodos sucessivos de 5 minutos: 10, 10, 9, 8, 10,2, 10 e 10.

Supondo tempo de concentração = 15 min, e coeficiente de runoff C = 0,4, calcular a vazão instantânea máxima esperada na microbacia.

CAPÍTULO X

MANEJO FLORESTAL E QUALIDADE DA ÁGUA

10.1. INTRODUÇÃO

O estudo das influências do manejo florestal sobre a qualidade da água é, atualmente, parte importante da hidrologia florestal.

As influências da floresta implicam nas relações entre os processos hidrológicos afetados pelo uso florestal em bacias hidrográficas e à conseqüente ocorrência de erosão e sedimentação, de alteração da temperatura da água e de sua composição química (SHARP & DEWALLE, 1980).

A qualidade da água, por sua vez, deve ser definida em termos de suas características físicas, químicas e biológicas. A descrição quantitativa destas características é feita através dos chamados parâmetros de qualidade de água. Assim, têm-se: a) parâmetros físicos: cor, odor, sabor, turbidez, temperatura, pH, condutividade, dureza, alcalinidade, sólidos totais dissolvidos, oxigênio dissolvido; b) parâmetros químicos: referentes à presença de elementos, íons e substâncias em solução na água, tais como cálcio, magnésio, ferro, alumínio, fósforo, nitrogênio, compostos orgânicos etc.; c) parâmetros biológicos: presença de microorganismos. Há, além destes, o parâmetro radiológico, que diz respeito à presença de substâncias radioativas, principalmente o rádio-226 e o estrôncio-90, originados de resíduos de exploração de minérios radioativos, produção de radioisótopos para reatores, uso de radioisótopos na medicina, na pesquisa e na indústria etc.

Os parâmetros físicos, na sua maioria, resultam da presença dos constituintes iônicos e não iônicos em solução e em suspensão, os quais conferem certas características à água. Por esta razão os parâmetros assim chamados físicos podem, também, ser referidos como propriedades da água (POWELL, 1964).

No conjunto, estes parâmetros permitem a descrição quantitativa da qualidade da água, ou seja, possibilitam a descrição de sua individualidade.

A qualidade da água, como tal, tem significado relativo, pois deve estar associada ao uso. O conhecimento dos danos fisiológicos e psicológicos que podem ser causados pela presença dos constituintes, medidos pelos parâmetros de qualidade da água, permite o estabelecimento dos critérios de qualidade de água para um dado uso. Desta forma, têm-se os critérios de qualidade da água potável, critérios de qualidade da água para irrigação, critérios de qualidade da água para usos industriais, etc..

Para a irrigação, por exemplo, a qualidade da água deve ser avaliada em termos de problemas relativos à salinidade, permeabilidade, toxicidade, além de outros (AYERS, 1977). A salinidade, medida pelo parâmetro condutividade, pode afetar a disponibilidade de água para as plantas. Certos constituintes da água, por outro lado, podem, com o tempo, prejudicar a permeabilidade do solo, como é o caso de concentrações altas de sódio. Certos constituintes, ainda, podem ser tóxicos às plantas, como o boro, o cloro e o sódio, cujos efeitos estão em função da maior ou menor sensibilidade da vegetação.

A potabilidade da água, por sua vez, envolve aspectos estéticos e sanitários. A cor e a turbidez, por exemplo, são parâmetros que limitam o uso da água para beber mais por natureza psicológica do que fisiológica. Dos aspectos sanitários distinguem-se os constituintes tóxicos, com a presença de organismos patogênicos e de elementos tais como chumbo, arsênio, selênio, flúor, bromo, prata, bário, cádmio e cromo. Os limites máximos destes elementos permitidos na água potável, de acordo com padrões Internacionais da Organização Mundial de Saúde, são os seguintes:

Arsênio: 0,05 mg/l
Cádmio: 0,01 mg/l
Chumbo: 0,1 mg/l
Mercúrio: 0,001 mg/l
Selênio: 0,01 mg/l

As concentrações-limite de flúor devem girar entre 0,6 e 1,7 mg/l, dependendo das condições climáticas. Em climas mais quentes as concentrações máximas permitidas devem ser menores.

A presença de nitratos (NO_3) em concentrações acima de 45 mg/l, por outro lado, pode ser prejudicial às crianças. Outros constituintes podem causar efeitos indesejáveis na água de beber e os critérios, nestes casos, estabelecem os limites máximos acima dos quais estes efeitos podem se manifestar (Tabela 10.1.).

Tabela 10.1: Alguns efeitos indesejáveis causados pela presença de substâncias ou por algumas propriedades da água de beber.

Substância e/ou característica	**Efeitos Indesejáveis**	**Limite máximo desejável**
Cor	água com cor	5UC
Odor	água com cheiro	*
Sabor	água com gosto	*
Turbidez	partículas em suspensão	5 FTU
Sólidos totais		
Dissolvidos	sabor e irritação gastrointestinal	500 mg/l
Ph	sabor e corrosão	6,5 - 8,5
Detergentes	sabor e espuma	0,2 mg/l
Fenóis	sabor, principalmente após cloração	0,001 mg/l
Dureza	deposição de precipitados	100 mg/l
Cálcio	deposição de precipitados	75 mg/l
Cloro	sabor, corrosão	200 mg/l
Cobre	descoloração, sabor adstringente	0,05 mg/l
Ferro	sabor, descoloração, crescimento de bactérias	0,1 mg/l
Magnésio	sabor, irritação gastrointestinal	30 - 150 mg/l
Manganês	sabor, descoloração, deposição de precipitados, turbidez	0,05 mg/l
Sulfatos	irritação gastrointestinal	200 mg/l
Zinco	sabor adstringente, opalescência	5 mg/l

Em hidrologia florestal a preocupação para com a qualidade da água, conforme já afirmado, relaciona-se com os possíveis efeitos das atividades de manejo florestal sobre a alteração da qualidade da água nas bacias hidrográficas. Estas áreas, eventualmente poderão ser utilizadas como mananciais para abastecimento público. A Tabela 10.2. contém os critérios permissíveis e desejáveis, estabelecidos pelo Serviço Federal de Controle da Poluição da Água dos Estados Unidos, para as águas superficiais oriundas destes mananciais.

Mais detalhes destes parâmetros, assim como os métodos de sua medição e os possíveis efeitos da floresta sobre eles serão discutidos neste capítulo.

Tabela 10.2: Critérios de Qualidade da Água Superficial para fins de abastecimento público (FEDERAL WATER POLLUTION CONTROL ADMINISTRATION, 1968).

Constituinte ou Parâmetro	**Critério Permissível**	**Critério desejado**
Cor (unidade Plat.-Cobalto)	75	10
Odor	traço removível(2)	ausente
Temperatura	-3	-3
Turbidez	traço removível(2)	ausente
Coliforme	2000/100 ml	< 100/100 ml (1)
Alcalinidade (mg/l)	30 - 400	-
Amônia (mg/l de N)	0,5	0,01
Arsênico (mg/l)	0,05	ausente
Bário (mg/l)	1	ausente
Boro (mg/l)	1	ausente
Cádmio (mg/l)	0,01	ausente
Cloro (mg/l)	250	< 25
Cromo (mg/l)	0,05	ausente
Cobre (mg/l)	1	ausente
Oxigênio dissolvido (mg/l)	≥4(1)	Próximo de maturação
Flúor (mg/l)	0,8 - 1,7(4)	-
Dureza (mg/l)	-5	-5
Ferro (mg/l)	0,3	ausente
Chumbo (mg/l)	0,05	ausente
Manganês (mg/l)	0,05	ausente
Nitratos + nitritos (mg/l de N)	10	ausente
pH	6 - 8,5	-
Fósforo	-6	-6
Selênio	0,01	ausente
Prata	0,05	ausente
Sulfatos	250	<50
Sólidos Totais dissolvidos	500	<200
Zinco	5	ausente
Cianetos	0,2	ausente
Óleos e graxas	ausente	ausente
Aldrin	0,017	ausente
Clordano	0,003	ausente
DDT	0,042	ausente
Dieldrin	0,017	ausente
Endrin	0,001	ausente
Heptacloro	0,018	ausente

Carbamatos	0,1	ausente
Herbicidas	0,1	ausente
Fenol	0,001	ausente
Detergentes (ABS)	0,5	ausente
Estrôncio - 90. (pC/l) (7)	10	<2

(1) Média mensal
(2) Pelos métodos convencionais de tratamento
(3) >30ºC; alteração que possa ser prejudicial à forma e às propriedades químicas e físicas da água.
(4) Relacionado inversamente com a temperatura do ar (estação do ano).
(5) Variável. Dependendo das condições gerais de comunidade e do organismo do indivíduo. Dureza acima: de 300-500 mg/l de $CaCO_3$ é, em geral, excessiva para fins de abastecimento. Muitos indivíduos, por outro lado, não toleram dureza acima de 150 mg/l. Entre 60-120 mg/l, a água contém índice moderado de dureza.
(6) Não há limite estabelecido, e além disto não se trata de fator prejudicial do ponto de vista de utilização de água, mas apenas no que diz respeito à eutroficação de corpos de água em conseqüência de concentrações altas de fósforo.
(7) pC = pico-Curie (= 10^{-12} Curie). 1 Curie = 37 x 10_9 desintegrações/segundo.

10.2. DETERMINAÇÃO DA QUALIDADE DA ÁGUA: O PROBLEMA DA AMOSTRAGEM

Quando se pretende conduzir um estudo de qualidade da água o problema de amostragem é, sem dúvida, um dos aspectos importantes a serem considerados.

Várias são as áreas de conhecimento relacionadas com o estudo de qualidade da água, bem com são diversas as finalidades de tais estudos, tais como saneamento, poluição, uso industrial, irrigação, piscicultura, etc. Para cada situação em particular podem existir procedimentos e normas específicas com relação à amostragem, e não é intenção deste capítulo revisar completamente o assunto.

O objetivo da presente discussão sobre amostragem está voltado para as técnicas de coleta de amostra de água normalmente utilizadas em estudos de hidrologia florestal, particularmente aqueles desenvolvidos em bacias hidrográficas experimentais. Desta forma, esta última afirmação responde à pergunta que normalmente surge em primeiro lugar: por que amostrar?

A segunda pergunta seria: onde amostrar? Em bacias hidrográficas experimentais recomenda-se selecionar cuidadosamente um trecho representativo do curso d'água, o que não é muito difícil nestes casos devido ao fato de que tais bacias experimentais são geralmente de 1ª ou 2ª ordem. No local selecionado, deve-se coletar uma amostra composta a partir de amostras que integrem a variação vertical de toda a lâmina d'água e no ponto central do canal. Em geral o que se faz nas áreas experimentais é coletar a amostra enchendo-se a garrafa no ponto central do canal ou à meia profundidade.

A próxima indagação seria: qual a freqüência da amostragem? A resposta, evidentemente, vai depender de vários fatores: objetivos do estudo, custo das análises, homogeneidade do corpo d'água em estudo, precisão desejada, variação temporal das

características de qualidade da água em estudo etc. No caso de bacias experimentais, coletas semanais de amostras de água têm sido as mais utilizadas. Evidentemente, nestas áreas podem haver estudos específicos que objetivem, por exemplo, determinar a variação da qualidade da água ao longo da ascensão e da recessão do hidrograma, o que exigiria freqüência maior na amostragem.

Uma última e importante questão diz respeito a quando e como amostrar. Deve a amostragem ser ao acaso? Ou seria melhor amostrar rotineiramente a intervalos regulares? (uma vez por semana). Ou ainda amostrar sistematicamente? Evidentemente, a resposta vai depender dos objetivos do estudo. Por exemplo, se o objetivo for determinar o efeito da vazão no fluxo de nutrientes da bacia, então a amostragem deve ter sistemática, ou seja, durante a variação da descarga em função da chuva que a provocou. Se o objetivo for quantificar o fluxo médio anual de nutrientes da bacia, então a amostragem rotineira a intervalos regulares deve satisfazer (AUBERTIN, 1973).

O ideal seria a instalação de um amostrador automático, o qual poderia ser regulado para obter amostras que fossem ao mesmo tempo ao acaso, rotineiras e sistemáticas.

Recipientes: usar de preferência garrafas de polietileno ou polipropileno, novas. Garrafas usadas devem ser lavadas com solução HCl l0% e enxaguadas várias vezes com água de torneira, seguida de uma enxaguada com água destilada. Nunca lavar as garrafas com sabão ou detergente. No campo, as garrafas devem, ainda, ser enxaguadas pelo menos duas vezes com a água a ser amostrada. Ponto importante é a adequada identificação das garrafas, que deve ser feita com tinta à prova d'água. Quanto ao tamanho da garrafa, deve-se levar em conta que são necessários de 1 a 2 litros de amostra para as análises rotineiras de qualidade da água em bacias experimentais.

Tratamento e Armazenamento das Amostras: as amostras devem ser mantidas refrigeradas e trazidas para o laboratório tão logo possível.

No laboratório as amostras devem ser analisadas imediatamente. Não sendo possível, mantê-las refrigeradas e ao abrigo da luz para evitar alterações químicas e biológicas. Mesmo assim, evitar que o período de armazenamento seja demasiado longo.

As alterações químicas que podem ocorrer são relacionadas com processos de oxidação, redução, precipitação, adsorção e trocas iônicas.

Para minimizar tais reações, recomenda-se a acidificação das amostras a pH 3,5. Também a adição de inibidores biológicos, tais como clorofórmio, formaldeído, etc., pode contribuir para minimizar a atividade biológica, responsável, por exemplo, pela alteração das formas originais de nitrogênio presentes na amostra (alteração do equilíbrio nitrato-nitrito-amônia na amostra).

Todavia, certas análises devem ser realizadas com amostras não tratadas, assim como outras análises devem, preferencialmente, ser feitas ainda no campo, conforme resumido nos ítens seguintes.

Desta forma, um esquema que poderia ser adotado seria o de se obterem 3 garrafas de 1/2 litro em cada amostragem, as quais seriam levadas imediatamente para o laboratório. Uma delas seria acidificada e armazenada no refrigerador. A segunda seria, também, guardada no refrigerador, mas sem ser acidificada. A terceira seria usada para

as análises que devem ser feitas imediatamente, conforme instruções a seguir (APHA, 1975), (BROWN et alii, 1970), (HEM, 1970):

a) Medições a serem feitas no campo: temperatura, pH, condutividade.

b) Medições a serem feitas com amostras não filtradas ou tratadas:
b.1 - Alíquotas tomadas após homogeneização da amostra
- nitrogênio amoniacal
- nitrogênio orgânico
- D.B.O.
- Fósforo
- Turbidez

b.2 - Alíquotas tomadas após sedimentação da amostra:
- alcalinidade
- oxigênio dissolvido
- Cor
- Condutividade

c) Medições a serem feitas com amostras filtradas:
B, Cl, F, Dureza, $-NO_3$, NO_2, K, Si, Se, Na, S

d) Medições a serem feitas com amostras filtradas e acidificadas:
AI, Ba, Ca, Cd, Cr, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Mo, Na, K, Zn

Seqüência das Análises:
a)imediatamente após chegar ao laboratório: pH, P, N, O, condutividade, cor, alcalinidade;
b)no mais tardar dentro de 24 horas: P e N;
c)conservar em geladeira até a ocasião das análises restantes.

10.3. REVISÃO DA QUÍMICA APLICADA À ANÁLISE DE QUALIDADE DA ÁGUA

Elementos, Radicais, Compostos: Elemento é a entidade química fundamental que forma as substâncias. Os elementos diferem entre si no que diz respeito ao peso, ao tamanho e às propriedades químicas.

Do ponto de vista da qualidade da água, os principais elementos são resumidos na Tabela 10.3., com os respectivos símbolos, massas atômicas e valências.

Tabela 10.3: Elementos mais comuns em qualidade da água e seus respectivos símbolos, massa atômica e valência.

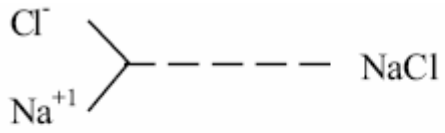
Nome	Símbolo	Massa Atômica	Valência	Equivalente-G
Alumínio	Al	27	3+	
Arsênio	As	74,9	3+	
Bário	Ba	137,3	2+	

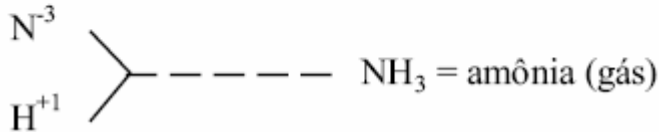
Boro	B	10,8	3+	
Bromo	Br	79,9	1-	
Cádmio	Cd	112,4	2+	
Cálcio	Ca	40,1	2+	
Carbono	C	12	4-	
Cloro	Cl	35,5	1-	
Cromo	Cr	52	3+ a 6+	
Cobre	Cu	63,5	2+	
Flúor	F	19	1-	
Hidrogênio	H	1	1+	
Iodo	I	126,9	1-	
Ferro	Fe	55,8	2+ a 3+	
Chumbo	Pb	207,2	2+	
Magnésio	Mg	24,3	2+	
Manganês	Mn	54,9	2+, 4+ 7+	
Mercúrio	Hg	200,6	2+	
Níquel	Ni	58,7	2+	
Nitrogênio	N	14	3- a 5+	
Oxigênio	O	16	2-	
Fósforo	P	31	5+	
Potássio	K	39,1	1+	
Selênio	Se	79	6+	
Silício	Si	28,1	4+	
Prata	Ag	107,9	1+	
Sódio	Na	23	1+	
Enxofre	S	32,1	2-	
Zinco	Zn	65,4	2+	

Massa atômica é a quantidade do elemento relativa à massa do carbono (C = 12).

Valência diz respeito ao poder de combinação de um elemento em relação ao átomo do hidrogênio, o qual tem valor arbitrário = 1. Assim, um elemento de valência 2+ pode substituir 2 átomos de H em um dado composto. Ou, no caso de valência 2-, pode reagir com 2 átomos de hidrogênio para formar um composto.

Exemplos:





A massa do composto (mol ou massa molecular) é igual à massa total dos elementos componentes.

Exemplo:

NH_3 : mol = 17,0 g

Radicais: certos grupamentos de átomos agem como se fossem um só elemento em um dado composto. Estes grupamentos recebem o nome de radicais e os mais importantes para a qualidade da água são dados na Tabela 10.4.

Os radicais não se constituem, em si mesmos, compostos, mas juntam-se a outros elementos para a formação de um composto.

Tabela 10.4: Radicais mais comumente encontrados em águas naturais

Nome	Fórmula	Massa Molecular	Carga Elétrica	Equivalente-G
Amônio	NH_4^{+1}	18,0	1+	
Hidroxila	OH^1	17,0	1-	
Bicarbonato	HCO3-1	61,0	1-	
Carbonato	CO3-2	60,0	2-	
Ortofosfato	PO4-3	95,0	3-	
Mono-hidrogeno-fosfato	HPO_4^{-1}	96,0	2-	
Dihidrogeno-fosfato	$H_2PO_4^1$	97,0	1-	
Bissulfato	HSO_4^1	97,0	1-	
Sulfato	SO_4^{-2}	96,0	2-	
Bissulfito	HSO_3^1	81,0	1-	
Sulfito	SO_3^1	80,0	2-	
Nitrito	NO_2^1	46,0	1-	
Nitrato	NO_3^1	62,0	1-	
Hipoclorito	OCL^{-1}	51,5	1-	

Análise Química da Água: quando em solução na água, os compostos inorgânicos se dissociam em átomos e radicais eletricamente carregados, referidos como íons.

Exemplos de íons:

Na^+, Cl^-, Al^{+++}, NH_4^+, SO_4^{--}, etc.

Quando se analisa quimicamente uma amostra de água, determina-se a concentração de um dado íon presente na solução.

Os resultados são geralmente expressos em massa do íon por litro de água, ou seja, mg/l.

A concentração do íon na amostra pode, também, ser expressa em milequivalentes por litro (meq/l), o que dá uma indicação numérica da massa do íon disponível para combinação ou reação.

Equivalente-grama:

$$a)\ elemento = \frac{massa\ atômica}{valência}$$

$$b)\ radical = \frac{massa\ atômica}{carga\ elétrica}$$

$$c)\ ácido = \frac{mol}{número\ de\ H\ ácidos\ que\ reagem}$$

$$d)\ base = \frac{mol}{número\ de\ OH\ que\ reagem}$$

$$e)\ sal\ e\ óxido = \frac{mg/l}{valência\ total\ do\ cátion\ ou\ ânion}$$

$$Milequivalente\ por\ litro\ (meq/l) = \frac{mol}{equivalente\ -\ grama}$$

Os resultados da análise química de uma amostra de água expressos em mg/l (concentração) não possibilitam a visualização da composição química provável da água.

Por esta razão, é conveniente expressar os resultados em meq/l, o que possibilita a representação gráfica da composição provável da água, além de permitir uma maneira de checar os resultados obtidos.

Esta checagem baseia-se no fato de que, para a água em equilíbrio, a soma dos meq/l de cátions deve ser igual à soma em meq/l de ânions. Um exemplo desta checagem e da visualização que se pode obter da composição química provável da amostra através do gráfico de barras de meq/l é dado a seguir.

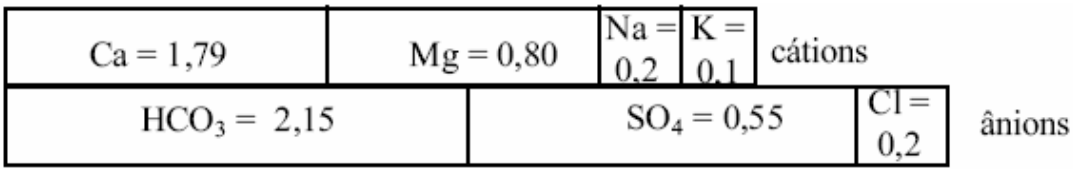
Exemplo: a análise química de uma dada água superficial apresentou os seguintes resultados (mg/l):

Alcalinidade:	108	Magnésio:	9,9
ABS:	0,1	Nitrato:	2,2
Arsênio:	0	pH:	7,6
Bário:	0	Fenóis:	0
Bicarbonato:	131	Fósforo:	0,5
Cádmio:	0	Potássio:	3,9
Cálcio:	35,8	Selênio:	0
Cloro:	7,1	Prata:	0
Cromo:	0	Sódio:	4,6
Cobre:	0,1	Sulfato:	26,4
Cianeto:	0	TDS:	220
Flúor:	0,7	Zinco:	0
Ferro:	0,1	Turbidez:	5
Chumbo:	0	Cor:	5

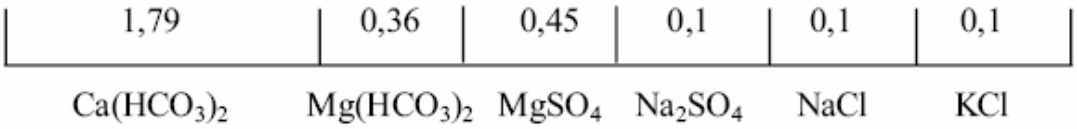
Primeiramente, expressam-se as concentrações em meq/l. Constrói-se, em seguida, um gráfico de barras em escala proporcional ao total de meq/l dos resultados, onde aparecem os cátions (em meq/l) e ânions (também meq/l). A composição química provável é, então, estabelecida com base nos meq/l disponíveis, como segue:

Escala: meq/l

Gráfico de barras: meq/l



Composição química provável: meq/l



Reações Ácido-Base (Neutralização): Ao se adicionar H_2SO_4 na água ocorre dissociação em íons H^+ e SO_4^{-2}, tornando-se a água uma solução ácida.

Uma solução básica, por sua vez, resultaria da adição de uma substância alcalina, com a soda (NaOH), por exemplo.

A adição de quantidades equivalentes de H_2SO_4 e NaOH na água resulta em reação de neutralização, formando um sal em solução, de acordo com a equação:

$H_2SO_4 + 2NaOH \leq> 2H_2O + Na_2SO_4$

Reações de Oxidação-Redução: Muitas reações químicas envolvem mudança de valência, ou a adição de oxigênio a uma das substâncias reagentes.

Oxidação = adição de oxigênio ou perda de elétrons;
Redução = subtração de oxigênio ou adição de elétrons.

Exemplo clássico: ferrugem

$4Fe + 3O_2 = 2Fe_2O_3$

Na água, um exemplo prático de reação de oxi-redução é o tratamento para a remoção de ferro ferroso em solução através da oxidação com $KMnO_4$.

O ferro ferroso, assim como o manganês manganoso (Mn^{2+}), são solúveis em água e, desta forma, permanecem invisíveis, ocorrendo em água de poço e em alguns reservatórios onde ocorrem condições anaeróbicas. Quando expostas ao ar, estas formas

reduzidas são lentamente transformadas (oxidadas) em formas visíveis (ferro férrico = Fe^{3+} e manganês mangânico = Mn^{4+}, que são insolúveis e aparecem na forma de óxidos castanhos de ferro e manganês (HAMMER, 1977).

Na adição de KMnO4 ocorre a precipitação do ferro e manganês:

$Fe(HCO_3)_2 + KMnO_4 = Fe(OH)_3 + MnO_2$
bicarbonato ferroso — hidróxido férrico — dióxido de manganês

$Mn(HCO_3)_2 + KMnO_4 = MnO_2$
bicarbonato manganoso

Nas reações acima:

$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$

$Mn^{7+} \rightarrow Mn^{4+}$

Reações de Precipitação: A água funciona como solvente quase que universal, dissolvendo a maioria dos compostos inorgânicos.

Alguns compostos se dissociam rapidamente (Ex.: NaCl), enquanto que outros demoram mais (Ex.: Fe).

O $CaCO_3$, que é a famosa incrustação interna de encanamentos de caldeiras, dissocia-se em íons Ca^{2+} e CO_3^{2-}, numa taxa que depende do pH da água.

Água mole (baixa concentração de íons Ca^{2+}) tende a dissolver o $CaCO_3$ mais rapidamente, enquanto que água dura tende a formar as incrustações de $CaCO_3$ nas paredes internas das tubulações.

Um dos processos de remoção da dureza da água consiste no emprego de cal (CaO), a qual remove tanto o Ca como o Mg através de reações de precipitação. Usa-se a cal extinta ($Ca(OH)_2$), que, adicionada à água, aumenta o pH, além de funcionar como fonte adicional de íons Ca^{2+}, resultando na precipitação do $CaCO_3$, que poderá, então, sedimentar-se ou ser filtrado:

$CaO + Ca(HCO_3)_2 = 2CaCO_3 + H_2O$

Solubilidade dos Gases: A maioria dos gases é solúvel em água.

Para o oxigênio a solubilidade varia com a pressão barométrica, a temperatura atmosférica, e a concentração de cloro na água.

A Tabela 10.2. contém os valores de saturação de oxigênio, baseados em condições atmosféricas normais (21% de O_2).

Para o cálculo das concentrações de saturação de oxigênio a pressões barométricas diferentes de 760 mm Hg, utiliza-se a seguinte relação:

C' = C P - p / 760 - p

onde:
C'= solubilidade do O_2 à pressão barométrica P (mm Hg)
C = Tabela 10.2.
p = pressão de saturação de vapor à temperatura dada na Tabela 10.5.

Cloro: o cloro é importante para a desinfecção de água. O Cl_2 reage com a água para formar o ácido clorídrico, e o grau de ionização depende do pH.

$$Cl_2 + H2O \xleftrightarrow[pH < 4]{pH > 4} \underset{\text{ácido clorídrico}}{HCl} + \underset{\text{ácido hipocloroso}}{HOCl} \xleftrightarrow[pH < 9]{pH > 9} H^+ + OCl^-$$

Tabela 10.5: Valores de Saturação de oxigênio à Pressão Atmosférica de 760 mm Hg (HAMMER, 1977).

Temperatura (ºC)	**Oxigênio dissolvido (mg/l)**	**Correção(-) devido à presença de cloro (por 100 agll Cl)**	**Pressão de saturação de vapor (em Hg)**
0	14,6	0,017	5
00:00	14,2	0,016	5
00:00	13,8	0,015	5
00:00	13,5	0,015	6
00:00	13,1	0,014	6
00:00	12,8	0,014	7
00:00	12,5	0,014	7
00:00	12,2	0,013	8
00:00	11,9	0,013	8
00:00	11,6	0,012	9
00:00	11,3	0,012	9
00:00	11,1	0,011	10
00:00	10,8	0,011	11
13	10,6	0,011	11
14	10,4	0,01	12
15	10,2	0,01	13
16	10	0,01	14
17	9,7	0,01	15
18	9,5	0,009	16
19	9,4	0,009	17
20	9,2	0,009	18
21	9	0,009	19
22	8,8	0,008	20
23	8,7	0,008	21
24	8,5	0,008	22
25	8,4	0,008	24
26	8,2	0,008	25
27	8,1	0,008	27
28	7,9	0,008	28
29	7,8	0,008	30
30	7,6	0,008	32

O pH da água é importante, portanto, no processo de cloração da água. O ácido hipocloroso é mais efetivo do que o íon OCl (hipoclorito) na eliminação das bactérias.

Gás carbônico: O CO_2 desempenha importante papel na química da água, pois reage rapidamente com ela formando íons CO_3^{2-} e HCO_3^-.

A presença de CO_2 na água deve-se a dois processos:
a) absorção do ar atmosférico;
b)produção por microorganismos.

$CO_2 + H_2O \leq> H_2CO_3 <======> H^+ + HCO_3^- <======> H^+ + CO_3^{-2}$

pH = 4,5 alcalinidade de carbonatos
pH = 8,3 alcalinidade de carbonatos

10.4. PARÂMETROS FÍSICOS DE QUALIDADE DA ÁGUA

a) pH

O logarítmo decimal negativo da concentração hidrogeniônica, ou da concentração do íon hidrogênio, de uma solução aquosa é denominado pH. Uma água com pH 7,0 é referida como neutra, ou seja, existe um equilíbrio entre os íons H^+ e OH^- nela dissociados.

Além da concentração de íons hidrogênio na água poder, em si mesma, causar efeitos adversos para os mais variados fins, o valor do pH pode ser considerado como uma medida do potencial de poluição da água. De fato, o pH está intimamente relacionado com a concentração de várias outras substâncias na água. Alguns equilíbrios químicos envolvendo o íon hidrogênio são dados abaixo:

$H_2O \Longleftrightarrow H^+ + OH^-$
$H_2CO_3 \Longleftrightarrow H^+ + HCO_3^-$

$H_2S \Longleftrightarrow H^+ + HS^-$
$H_3PO_4 \Longleftrightarrow H^+ + H_2PO_4^-$

Estas reações ilustram a influência da concentração hidrogeniônica, isto é, do pH, no grau de dissociação de várias outras substâncias. A forma não dissociada dos compostos é, freqüentemente, mais tóxica do que a forma iônica e, desta forma, o pH pode se tornar altamente significante na determinação dos limites perigosos de concentração (McKEE & WoLF, 1971).

O pH da água de fontes de suprimento para uso doméstico é importante pelo fato de afetar o sabor, a corrosividade e a eficiência da cloração, etc..

O poder germicida do cloro diminui com o aumento do pH. Por outro lado, valores altos de pH favorecem o controle do problema de corrosão.

A água pode, ainda, adquirir sabor "azedo" quando o pH for inferior a 3,9 (McKEE & WOLF, 1971).

Do ponto de vista de potabilidade, o Serviço de Saúde Pública dos Estados Unidos não tem limite restritivo quanto ao pH da água (U.S. PUBLIC HEALTH SERVICE, 1962). O pH da água potável não é patologicamente significante.

O pH da água é importante, ainda, na utilização da água em processos industriais. Para a produção de celulose de alta qualidade, tem sido verificado que o pH ótimo deve ser 7,0. Água com pH entre 6,7 e 7,3 contribui para a produção de celulose de baixa qualidade (McKEE & WOLF, 1971). Valores baixos de pH podem também aumentar o poder corrosivo da água em relação ao concreto.

Para a irrigação, a influência do pH da água vai depender do tipo da cultura e das propriedades químicas e físicas do solo. Água com pH superior a 8,3 pode tornar-se inadequada para irrigação, por conter concentrações altas de sódio, carbonatos e bicarbonatos. A aplicação de água com pH Inferior a 4,8 durante prolongado período pode tornar o ferro, o alumínio e o manganês no solo em concentração tóxica para as plantas (FEDERAL WATER POLLUTION CONTROL ADMINISTRATION, 1968).

A maior parte das águas continentais que sustentam peixes tem o pH variando de 6,7 a 8,6. Os peixes conseguem tolerar uma relativamente ampla variação do pH da água. Essa amplitude de pH dentro da qual os peixes podem sobreviver vai depender de outros fatores: temperatura, oxigênio dissolvido, concentração de determinados cátions e ânions na água etc. Por exemplo, tem sido observado que a toxidez de sulflto de sódio para os peixes aumenta com a diminuição do pH da água, e que a tolerância dos peixes para baixas concentrações de oxigênio dissolvido varia com o pH da água (McKEE & WOLF, 1971).

No que diz respeito à água para fins de recreação, foi verificado, por exemplo, que o número de casos de irritação dos olhos aumentou quando o pH da água de uma piscina passou de 8 para 7 (McKEE & WOLF, 1971). Algumas considerações mais detalhadas sobre as características físico-químicas da água para fins de recreação podem ser encontradas na publicação do FEDERAL WATER POLLUTION CONTROL ADMINISTRATION (1968).

O pH da água é, normalmente, medido através da determinação do potencial entre um eletrodo de vidro e um eletrodo de referência imersos na amostra. Os potenciômetros modernos apresentam melhorias tecnológicas capazes de permitir a leitura do pH com precisão até a 2ª casa decimal. O eletrodo (interno) de referência está imerso em solução de pH conhecido e assume um potencial constante. O eletrodo de vidro assume um potencial que é dependente da atividade hidrogeniônica (pH) da amostra. O potencial do eletrodo (leitura do aparelho) fica sendo, então, a diferença de potencial entre o eletrodo de referência e a solução a ser medida.

A voltagem do eletrodo de vidro é função logarítmica da atividade hidrogeniônica da amostra.

O eletrodo de vidro apresenta vantagens para a determinação do pH de amostras de água. Primeiro, não é afetado por processos de oxidação ou redução; permite, ainda, a determinação do pH em amostras com elevado valor de turbidez.

O mecanismo pelo qual a membrana de vidro do eletrodo responde à atividade hidrogeniônica da amostra envolve processos de adsorção de íons H^+ em ambos os lados da membrana, adsorção essa que é proporcional à atividade hidrogeniônica da amostra.

O pH obtido em laboratório poderá não ser o mesmo daquele que prevalecia no local de coleta da amostra. Esta variação é devida a reações que normalmente se processam na amostra desde a coleta até a determinação do pH no laboratório: hidrólise, oxidação, perda de gases em solução, deposição de carbonatos, etc. Para a obtenção de um valor mais representativo possível do pH na ocasião da coleta, recomenda-se que a determinação seja feita imediatamente após a abertura da garrafa no laboratório (BROWN et al., 1970).

A medição do pH é um processo dependente da temperatura, fato que deve ser levado em conta a fim de evitar erros apreciáveis.

Antes da medição, o aparelho deve ser calibrado com soluções tampão de pH conhecido (pH 4,0 e pH 7,0).

b) Turbidez

Através do sentido da visão o homem tem a primeira reação às condições de qualidade da água. Esta reação visual está relacionada com a turbidez. Segundo o "Standard Methods" (APHA, 1975):

"Turbidez é causada pela presença de materiais em suspensão na água, tais como argila, limo, matéria orgânica, plâncton, organismos microscópicos, carbonato de cálcio, etc. A turbidez deve ser claramente entendida como uma medida da propriedade óptica da amostra pela qual a luz é refletida e absorvida, ao invés de transmitida através da amostra..."
Na realidade, a turbidez envolve outros aspectos não abrangidos na definição acima, tais como o material em solução, a cor da amostra, o fato de que, na medição, são várias as propriedades ópticas que estão envolvidas, o problema do movimento browniano, do tamanho das partículas em relação ao comprimento de onda da luz incidente etc.

Isto tudo faz com que uma amostra do ponto de vista da turbidez pode estar sofrendo alterações com o tempo, e isto é importante na medição do parâmetro (CARRANZA & BEMBEN, 1973).

Pelo fato de que se trata da medida de uma propriedade óptica da amostra, não é recomendada a tentativa de correlacionar os valores de turbidez com a concentração (mg/l) de sedimentos, uma vez que a forma, o tamanho, o índice de refração, etc., das partículas são importantes do ponto vista óptico, porém guardam pouca relação direta com a concentração e a massa específica da matéria em suspensão na amostra.

A medição da turbidez, conseqüentemente, é um processo complicado.

Recentemente, a turbidez vem despertando mais interesse no controle de qualidade da água pelo fato de que tem sido verifícada associação entre a presença de patógenos e a turbidez da água. Além disso, vírus e bactérias podem encontrar proteção contra o tratamento da água nas partículas que resultam na turbidez. Assim, de parâmetro com valor estético apenas, a turbidez tornou-se requisito sanitário importante na qualidade da água para abastecimento público.

O método original de medição da turbidez (mas ainda em uso atualmente) utiliza o chamado turbidímetro Jackson, desenvolvido por volta de 1900. Consta de um cilindro de vidro graduado em JTU (unidade Jackson de turbidez), no qual é colocada lentamente a amostra, ao mesmo tempo que se observa a imagem da luz de uma vela através da amostra. O valor de JTU lido no cilindro graduado no instante que não mais se consegue ver a luz da vela dá a turbidez da amostra.

A calibragem da escala do cilindro é feita a partir de uma solução de sílica em suspensão.

O turbidímetro de Jackson só pode ser utilizado para valores de turbidez acima de 25 JTU. Outro problema do método é o fato de se utilizar luz de vela, que emite mais na banda vermelha (comprimento de onda longo) do espectro, e as partículas muito finas da amostra não refletem raios de luz de comprimento de onda longo.

Por volta de 1926 obteve-se o desenvolvimento de um material quase ideal para a padronização da turbidez, referido como formazina, que consiste em solução de 5g de sulfato de hidrazina 50g de hexametilenotetramina em um litro de água destilada. Esta solução estoque corresponde ao valor de 4000 JTU. Por diluição da solução estoque foi construída a escala padrão de turbidez, que é a FTU (unidades formazina de turbidez), na qual a maioria dos aparelhos é baseada.

O método atual recomendado para a medição da turbidez é o chamado nefelométrico, pelo qual um feixe de luz incidente sobre a amostra tem parte dos raios luminosos refratados pelas partículas em suspensão, enquanto que o restante do feixe atravessa a solução. O sistema medidor é acionado pelos raios refratados que, por sua vez, estão em função das partículas em suspensão na amostra (Figura 10.1.).

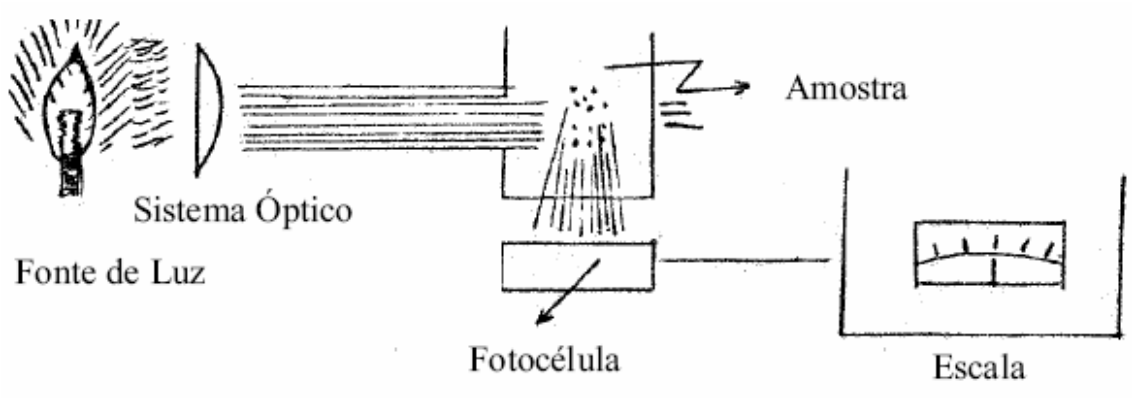


Figura 10.1: Ilustração do método nefelométrico de medição de turbidez.

O nefelômetro é muito sensível para os valores baixos de turbidez. Na maioria dos casos, a cor da amostra não é lida. Sujeira ou imperfeições do tubo de vidro que contém a amostra podem interferir no resultado.

c) Condutividade

Também chamada condutância ou condutividade elétrica específica, refere-se à capacidade que a água apresenta de conduzir a corrente elétrica. É, portanto, um parâmetro que indica a carga iônica da amostra.

Em qualidade da água, a definição exata da condutividade implica que se trata do recíproco da resistência elétrica (mho), sendo medida entre faces opostas de 1 cm^3 de água à temperatura de 25ºC. As águas naturais geralmente apresentam condutividade

inferior a 1 mho e se convencionou, desta forma, usar como unidade de condutividade o mmho (= 10^{-6} mho).

A água pura deveria, teoricamente, apresentar apenas alguns centésimos de mmho, mas é difícil obter-se água com valores nulos de condutividade. A água deionizada em laboratório apresenta valores que variam de 0,5 a 2,0 mmho, em consequência de rápida dissolução do CO_2 atmosférico. Após armazenada por alguns dias, a condutividade atinge valores médios variando de 2 a 4 mmho. A água de chuva apresenta valores médios ao redor de 10 mmho, mas valores bem maiores já foram observados.

Desde que a condutividade é uma medida da carga iônica da amostra, existe uma relação entre este parâmetro e o chamado STD (ou TDS, em Inglês), ou seja outro parâmetro de qualidade de água referido como "sólidos totais dissolvidos", que vem a ser a quantidade de material orgânico e inorgânico dissolvido na água. Normalmente o STD pode ser medido pelo resíduo da evaporação total de uma amostra filtrada. A relação entre condutividade e STD guarda, para águas naturais, a seguinte equação geral:

STD = K.A.

onde:
K = condutividade (mmho)
A = constante que tem variado de 0,55 a 0,75, sendo que o valor maior é para a água com alta concentração de sulfatos

A condutividade é medida através de uma ponte de wheatstone, correspondente à resistência da amostra entre dois eletrodos. Os eletrodos estão situados na chamada "célula" de condutividade e guardam entre si uma distância de 1 cm. Os eletrodos podem ser revestidos de platina, tungstênio ou aço inoxidável, para minimizar efeitos de polarização.

Os aparelhos (condutivímetros) vêm, em geral, já dotados de mecanismo de compensação de temperatura.

d) Alcalinidade

O CO_2, embora perfazendo apenas cerca de 0,03% do ar atmosférico, desempenha importante papel na química da água. O CO_2 na água é normalmente absorvido do ar atmosférico, mas pode originar-se, também, da decomposição bacteriológica da matéria orgânica na água.

Uma vez na água, reage prontamente com ela, produzindo ácido carbônico.

$$CO_2 + H_2O \leq> H_2CO_3$$

Quando o pH da água é maior do que 4,5, o ácido carbônico ioniza-se formando bicarbonato, o qual, por sua vez, pode se transformar em radical carbonato se o pH da água for superior a 8,3, conforme a reação:

$$CO_2 + H_2O \leq> H_2CO_3 <======> H^+ + HCO_3^- <======> H^+ + CO_3^{-2}$$

pH = 4,5 pH= 8,3

A proporção relativa dos radicais carbonato e bicarbonato numa amostra de água pode, normalmente, ser determinada através da titulação da amostra com uma solução ácida forte até um determinado valor de pH. Este processo de titulação mede a alcalinidade da água.

Se a amostra contém alguma alcalinidade, a adição de um ácido forte resulta inicialmente na reação dos íons H^+ do ácido com o radical CO_3^{-2}, para formar o radical HCO_3^{-1}. O excesso de ácido, então, começa a agir no sentido de abaixar o pH da amostra. No pH 8,3, todos os radicais CO_3^{-2} presentes passaram para a forma de bicarbonatos. A adição de mais ácido vai, agora, reduzir os íons HCO_3^{-1} em ácido carbônico, abaixo do pH 4,5. Neste ponto, a agitacão da amostra pode, inclusive, permifir a liberação do CO_2 formado a partir dos carbonatos originalmente presentes na amostra (HEM, 1970).

Alcalinidade, portanto, é uma medida da capacidade que a água apresenta de neutralizar ácidos, ou, em outras palavras, de absorver íons H^+ sem que ocorra mudança no pH. É um parâmetro de qualidade da água bastante significativo tanto para aferir usos como tratamento de água. Pelo fato de que para a maioria das águas superficiais a alcalinidade resulta da presença de carbonatos, bicarbonatos e hidróxidos, a sua medição possibilita a determinação da concentração destes constituintes. Outros componentes eventualmente presentes na água podem, também, contribuir para a alcalinidade, tais como boratos, silicatos, fosfatos etc. (TURK & ADAMS, 1983).

A alcalinidade é normalmente determinada por titulação da amostra com solução de ácido sulfúrico 0,02N, e é convencionalmente expressa em termos de mg/l de $CaCO_3$, de acordo com a seguinte equação de cálculo:

$$\underset{(\mathrm{mg/l\,CaCO_3})}{\textit{Alcalinidade}} = \frac{V_t \times N_t \times 50.000}{V_a}$$

sendo:
V_t = volume da solução de H_2SO_4 gasto na titulação
N_t = normalidade da solução de H_2SO_4 gasto na tltulação
V_a = volume da amostra

Para a solução de H_2SO_4 de normalidade 0,02 e usando-se 100 ml da amostra, a fórmula se reduz a

$$\underset{(\mathrm{mg/l\,CaCO_3})}{\textit{Alcalinidade}} = V_t \times 10$$

Para ter significado a titulação, só falta estabelecer os valores de pH de referência. Estes já foram mencionados em termos do equilíbrio químico da solução de CO_2 na água.

O pH 4,5 corresponde ao ponto de viragem do indicador metil-orange, enquanto que o pH 8,3 corresponde ao ponto de viragem do indicador fenolftaleina.

As várias formas da alcalinidade na água, de acordo com o pH, podem ser melhor visualizadas através da representação gráfica da Figura 10.2.

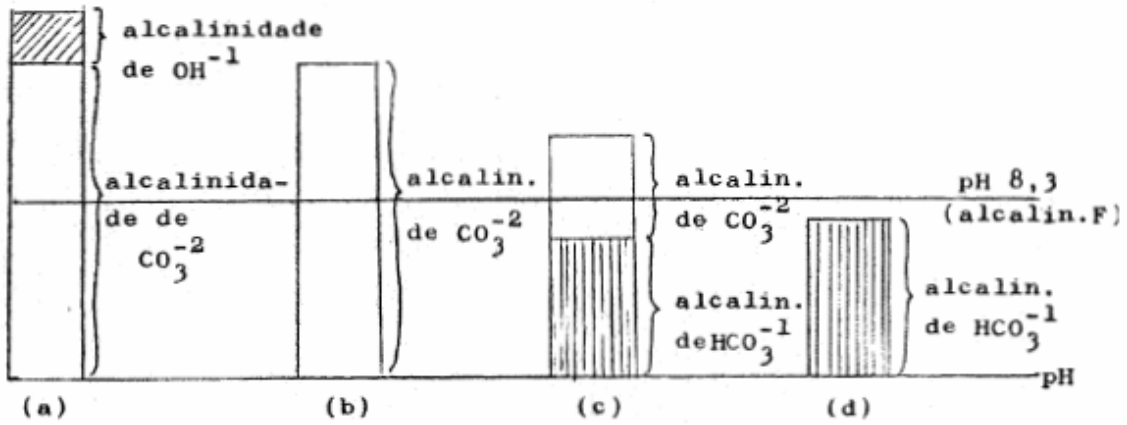


Figura 10.2: Representação geral das várias formas de alcalinidade em amostras de água em relação ao pH de referência.

Referlndo-se à Figura 10.2:

(d) quando o pH da amostra é inferior a 8,3, toda a alcalinidade da água está na forma de bicarbonato (HCO_3) e a determinação da concentração com termos de mg/l $CaCO_3$ é feita em função do volume "T" de ácido gasto na titulação;

(a), (b) e (c): quando o pH da amostra é superior a 8,3, a amostra contém alcalinidade de carbonatos e de bicarbonatos, sendo que:

(c) volume de ácido gasto na titulação até o pH 8,3 (F) representa 1/2 da alcalinidade de carbonatos. Portanto:

Alc. CO_3^{-2} = 2F

Alc. HCO_3^{-1}= T-2F

(b) volumes iguais de ácido gastos na titulação até o pH 8,3 e de 8,3 a 4,5: toda a alcalinidade está na forma de carbonatos ou:

Alc. CO_3^{-2} = 2F = T

(a) O excesso de alcalinidade em relação a 2F será devido a hidróxidos (OH^-), ou:

Alc. CO_3^{-2} = 2(T-F)

Alc. OH^- = 2F - T

Exemplos:

1) 100 ml de água foram titulados com H_2SO_4 0,02N sendo gastos na titulação:
a) até o ponto de viragem de fenolftaleina (F) = 3,0 ml
b) até o ponto de viragem do metil-orange (T) = 12,0 ml
Calcular a alcalinidade total e as formas presentes.

$Alc_T = 15 \times 10 = 150$ mg/l $CaCO_3$

$AlcCO_3^{-2} = 2F = 2 \times 3 \times 10 = 60$ mg/l

$AlcHCO_3^{-1} = T - 2F = 150 - 60 = 60$ mg/l

2) Na determinação da alcalinidade de uma água, 100 ml da amostra foram titulados com H_2SO_4 0,02N, sendo gastos 4,0 ml de ácido tanto para a fenolftaleina (pH 8,3) quanto para metil-orange (pH 4,5). Calcular a alcalinidade e determinar a forma presente.

$Alc_T = 8 \times 10 = 80$ mg/l $CaCO_3$

$AlcCO_3^{-2} = 2F = T = 8 \times 10 = 80$ mg/l

e) Oxigênio Dissolvido

O oxigênio e o gás carbônico são os dois constituintes gasosos mais importantes encontrados em solução nas águas naturais. Outros gases menos comuns incluem nitrogênio, metano, sulfatos etc.

O oxigênio dissolvido na água provém principalmente da atmosfera. Outra fonte de oxigênio em águas superficiais é a resultante do processo fotossintético de plantas aquáticas, principalmente algas, cujo crescimento excessivo pode resultar em condições de supersaturação de oxigênio (POWELL 1964), (McKEE & WOLF, 1971).

A solubilidade do oxigênio na água, semelhantemente ao que acontece com os demais gases, varia diretamente com a pressão atmosférica e inversamente com a temperatura da água. Em condições normais de pressão atmosférica e à temperatura de 21ºC, um corpo de água pode conter cerca de 9,0 mg/l de oxigênio dissolvido. À temperatura de 10ºC, a solubilidade é de aproximadamente 11,0 mg/l; e à temperatura de 30ºC a solubilidade cai para cerca de 7,0 mg/l (HEM, 1970).

A concentração de oxigênio dissolvido, desta forma, diminui com o aumento da temperatura da água. Um acréscimo na concentração de sólidos totais dissolvidos (STD) na água resulta também numa diminuição da capacidade de conter oxigênio dissolvido.

O oxigênio dissolvido na água não deve, como parâmetro de qualidade da água, ser encarado como poluente primário, mas ele é considerado como corolário da poluição. De fato, tanto o excesso de oxigênio, que pode eventualmente surgir em conseqüência do crescimento exagerado de algas, como a diminuição na concentração de oxigênio dissolvido são sintomas de alteração da qualidade da água que podem ser prejudiciais a vários usos.

De um lado, a presença de oxigênio na água acelera o processo de corrosão de metais, consistindo, desta forma, em problema para certos usos industriais da água. Mas é mais importante, evidentemente, o outro lado da questão, ou seja, a diminuição ou a ausência de oxigênio dissolvido, que pode alterar fatalmente o ambiente aquático para peixes e outros animais, assim como originar produtos odoríficos resultantes de processos anaeróbicos.

Em teoria, o conteúdo do oxigênio em um determinado corpo de água é aquele resultante do equilíbrio deste com a pressão atmosférica e temperatura reinantes. Em águas naturais, todavia, este equilíbrio raramente subsiste, pois a temperatura está sempre sujeita a variações, e as atividades físicas, químicas, bioquímicas e biológicas na água estão constantemente utilizando ou liberando oxigênio. O teor de oxigênio dissolvido de um corpo de água, desta forma, é uma propriedade altamente transitória. A determinação do oxigênio dissolvido faz sentido apenas para a caracterização deste parâmetro da água no ponto e no instante da coleta da amostra.

O conteúdo de oxigênio dissolvido é um índice da condição bioquímica da água no instante da coleta. A presença de grande quantidade de material orgânico na água pode desenvolver reações orgânicas e inorgânicas que consomem oxigênio, de tal sorte que o teor de oxigênio na água pode ser diminuído a ponto de torná-la desfavorável para peixes e outros seres que requerem concentrações ótimas de oxigênio. Assim, o teor de oxigênio dissolvido pode ser entendido como um indicador da condição da água no que diz respeito ao balanço entre os processos de consumo e de liberação de oxigênio no momento da coleta.

O "Standard Methods" (APHA, 1975) cita dois métodos gerais para a determinação do oxigênio dissolvido: o Método de Winkler, ou Iodométrico, e o Método Eletrométrico.

No Método Eletrométrico, o oxigênio dissolvido na água é determinado por meio de eletrodos de membrana, cujo maior mérito é o fato de se poder fazer as análises no próprio local. Lembrando a transitoriedade do teor de oxigênio em águas naturais, este método adquire importância, inclusive porque permite, além disso, o monitoramento contínuo do conteúdo de oxigênio na água. Já há diversos aparelhos disponíveis no mercado para a determinação eletrométrica do oxigênio dissolvido.

O método de Winkler subentende já várias modificações que podem ser adotadas. Constitui, ainda, o método mais preciso para a determinação do oxigênio dissolvido. O princípio geral está baseado na adição, à amostra, de uma solução de hidróxido de manganês, seguida de uma forte alcalinização. O oxigênio dissolvido presente na amostra oxida rapidamente uma quantidade equivalente de manganês, formando hidróxidos de maior valência. Na presença de um sal de iodo, e após acidificação da amostra, este hidróxido de manganês oxidado reverte novamente a hidróxido de manganês (divalente), liberando iodo em quantidade equivalente à quantidade original de oxigênio na amostra. O iodo é, então, titulado com solução padronizada de tiossulfato, usando amido como indicador.

f) Dureza

Como parâmetro de qualidade da água, a dureza é de difícil definição. O termo, em geral, é aplicado à capacidade de neutralizar sabão que a água apresenta. Qualquer substância que tenha esta propriedade pode conferir dureza à água. Na maioria dos casos, todavia, as águas naturais têm sua dureza conferida pela presença de cálcio e magnésio, sendo os demais cátions em quantidades insignificantes.

Os sais de cálcio e magnésio reagem com o sabão (estearato de sódio) formando compostos insolúveis (estearato de Ca e Mg).

A dureza da água pode ser temporária e permanente. A temporária é causada por bicarbonatos solúveis, formados quando a água da chuva, contendo CO_2 em solução, infiltra-se em rochas calcárias:

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$$

É assim chamada porque pode ser eliminada, por exemplo, pela fervura ou pela adição de cal extinta, que prejudica $CaCO_3$.

A dureza permanente é formada por sulfatos e cloretos de Ca e Mg. Também a permanente pode, eventualmente, ser removida, como por exemplo, pela adição de bicarbonato de sódio.

Existem, ainda, os chamados "amolecedores" de água, que constam de uma coluna deionizante à base de resina sintética, ou de minério natural, que tem a propriedade de substituir os íons Ca e Mg por íons de Na.

Conhecendo-se a alcalinidade da amostra, vale, em geral, a seguinte relação, quando a dureza da amostra for maior que a alcalinidade total (numericamente, em termos de mg/l de $CaCO_3$):

dureza = alcalinidade total: dureza temporária (carbonatos)

dureza em excesso à alcalinidade total: dureza permanente (sulfatos e cloretos)

Quanto à dureza, a água pode ser classificada em:

0 - 60 mg/l $CaCO_3$: água mole (normal)
61 - 120 mg/l $CaCO_3$: moderadamente dura
121 - 180 mg/l $CaCO_3$: dura
maior que 180 mg/l $CaCO_3$: muito dura

Medição: dois métodos podem ser usados: 1) Método do Cálculo, desde que a dureza decorre basicamente da presença de Ca e Mg, tem-se:

meq/l Ca + Mg x 50(eq.g do $CaCO_3$) = Dureza em mg/l $CaCO_3$

2) Titulação complexométrica com Na_2EDTA: o Na_2EDTA (etilenodiamina tetraacetato de sódio) reage estequiormetricamente com o Ca e o Mg (com todos os metais alcalino-terrosos, aliás).

Usa-se, como indicador na títulação, o eriocromo preto T. Este, na ausência de Ca apresenta cor azul clara, mas forma um complexo vermelho-escuro quando em reação com os alcalinoterrosos. O pH ótimo para a titulação é 10 ou acima, devendo-se usar, portanto, solução tampão no processo.

g) Cor

Trata-se de parâmetro físico que não guarda relação direta com a composição química da água. Pode ser devida à presença de substâncias minerais (Fe e Mn, principalmente),

resíduos orgânicos e inorgânicos e substância vegetais como taninos, ácidos orgânicos (úmico e fúlvico), algas, plantas aquáticas etc.

Parte da cor ou da coloração de águas naturais pode ser devida à presença de partículas orgânicas e inorgânicas em suspensão, podendo, portanto, ser removida por filtração.

Em geral, todavia, a cor resulta da solução de materiais orgânicos e não é, normalmente, removida por filtração da amostra. A composição química deste material orgânico não é totalmente conhecida, mas é supostamente tida como sendo idêntica à fração fúlvica do húmus. Este material orgânico apresenta alto peso molecular (da ordem de 450 ou mais) e pode formar complexos com íons metálicos, como é o caso do ferro, por exemplo.

A cor em águas naturais apresenta-se em matizes de castanho amarelado, muito parecida com a coloração de uma solução de cloreto de cobalto + cloroplatinado de potássio (solução platino-cobalto).

Desta forma, a escala colorimétrica para a determinação deste parâmetro físico foi feita arbitrariamente a partir de diluições da seguinte solução estoque:

1g $CoCl_2$
1,245 g de cloroplatinado de K
100 ml de HCl conc.
Completar a 1000 ml com água destilada

A solução estoque acima apresenta o valor de 500 unidades de cor (unidade platino-cobalto de cor) na escala. Uma diluição de 1:100 da solução acima corresponde, portanto, ao valor 5 para a cor.

Este valor é empírico, no sentido de que não guarda relação com quantidade de matéria orgânica presente na amostra.

A medição propriamente dita é feita por colorímetro.

Parâmetro Biológico: Coliforme

Em controle rotineiro da qualidade da água, a análise bacteriológica para a determinação de agentes patogênicos específicos é problemática. Desta forma, desde cedo os estudos foram orientados no sentido de se determinar um índice, ou um teste rápido que pudesse fornecer alguma indicação da qualidade bacteriológica da água.

Presentemente, sob este ponto de vista, a amostra de água é usualmente examinada para a verificação de possível contaminação fecal. Em caso positivo, a água é considerada como potencialmente perigosa para consumo. A presença de organismos do grupo Coliforme na amostra tem sido usada como indicadora desta contaminação fecal (McKEE & WOLF, 1971).

O grupo coliforme refere-se, por definição, aos bacilos aeróbios ou anaeróbios facultativos, Gram-negativos, não esporulados, que fermentam a lactose com produção de gás dentro de 48 horas a 35ºC. O grupo inclui organismos de diversas origens, os

dois principais sendo: a) *Escherichia coli*, de origem fecal; b) *Aerobacter aerogenes*, de origem no solo, vegetais e outras fontes não fecais.

O Teste Coliforme detecta a presença de todo o grupo coliforme, e não apenas as bactérias de origem fecal. Um resultado positivo no teste não é certeza de contaminação patogênica da água, mas apenas indicação de contaminação. Em conseqüência, testes mais específicos são necessários para a caracterização e identificação dos organismos presentes.

Sendo usualmente mais resistentes que os organismos patogênicos, a ausência de coliformes na água é indicação segura, mas não absoluta, da potabilidade da água. Há resultados, todavia, de maior resistência de certos patógenos em relação aos coliformes, dependendo das condições físico-químicas da amostra (McKEE & WOLF, 1971). Desta forma, mesmo a ausência de colíforme não é certeza absoluta da ausência de patógenos na água.

A despeito destas imperfeições, o teste coliforme continua sendo o mais prático para as análises rotineiras da qualidade bacteriológica da água.

Para a potabilidade da água, o teste tem-se mostrado seguro como indicador da ausência de contaminação bacteriológica, se bem que há citações na literatura sobre incidência de gastroenterite, causada pela água, embora esta houvesse passado no teste coliforme (McKEE & WOLF, 1971).

Há, também, linhagens patogênicas de *E.coli*, que, segundo a literatura, são bastante resistentes, podendo sobreviver cerca de 4 minutos em água a 90ºC, e de 10 a 165 dias em condições normais (McKEE & WOLF, 1971).

O interesse do estudo da parâmetro coliforme reside na consideração dos limites permissíveis de densidade de coliforme em águas naturais, isto é, em rios, reservatórios, lagos, etc., como fonte de suprimento de água para abastecimento público.

Em muitos países, estas águas interiores são classificadas de acordo com o grau de tratamento que elas requerem para se tornarem potáveis. Nos Estados Unidos, por exemplo, o serviço de saúde pública classificou as águas interiores em quatro categorias. As águas da classe I são aquelas que não requerem tratamento algum. Em geral são consideradas nesta classe apenas as águas subterrâneas que não apresentam qualquer possibilidade de contaminação. Já na classe II são incluídas as águas que requerem apenas uma cloração simples. Estas atendem ao padrão de qualidade (de água potável) daquela instituição em todos os parâmetros de qualidade, com excessão do coliforme, que deve apresentar valores mensais do NMP não superiores a 50/100 ml (McKEE & WOLF, 1971). Os critérios são diferentes para as demais categorias. Na classe III já são permitidos, por exemplo, 5000 coliformes/100 ml.

No Brasil, classificação semelhante foi estabelecida pela SEMA em 1976 (Portaria nº 13 do MI, de 15/01/76), que colocou as águas interiores do território nacional em quatro classes. De acordo com a classificação da SEMA, as águas da classe I são aquelas que podem ser utilizadas para abastecimento doméstico sem prévia desinfecção ou com apenas simples desinfecção. Na classe II, o limite de coliformes não deve exceder a 1000 coliformes/100 ml em 80% ou mais de pelo menos 5 amostras mensais colhidas

em qualquer mês. Nas classes III e IV os limites são de até 4000 coliformes/100 ml, em 80% ou mais de pelo menos 5 amostras colhidas em qualquer mês.

No que diz respeito ao uso da água para fins industriais, os critérios quanto ao parâmetro coliforme variam muito. Para o caso de indústrias alimentícias as exigências quanto à contaminação por coliformes chegam a ser inclusive mais rigorosas do que para uso doméstico, desde que o uso de água contaminada pode resultar em processos fermentativos dos produtos industrializados.

Quanto ao uso da água para irrigação, não há ainda muitos estudos realizados sobre os efeitos da contaminação por coliforme. Na classificação da SEMA, apenas as águas de classe II teriam a irrigação (de hortaliças e plantas frutíferas) como um dos usos preponderantes. Mesmo na ausência de padrões de qualidade definidos, seria recomendável que as águas para uso em irrigação não apresentassem índices elevados de coliformes. De modo geral, as bactérias não penetram através da epiderme intacta de frutas e vegetais, mas desde que estes apresentem qualquer solução de continuidade neste tecido a contaminação interna pode ocorrer, tornando-os inadequados para consumo.

Para uso por fauna e na pecuária não há, também, padrões ainda estabelecidos, por falta de informações sobre os efeitos patogênicos aos animais da ingestão de água contaminada. Em gado, por exemplo, há informações de que mesmo a ingestão de água contaminada por esgotos não produziu doenças (McKEE & WOLF, 1971).

Finalmente, no que diz respeito ao uso recreacional da água, alguns estudos produziram informações a respeito das possíveis conseqüências do contato recreacional em águas contaminadas, águas com densidade de coliforme inferior a 180/100 ml, por exemplo, parecem não apresentar problemas para a saúde pública. Nadar em águas de rios e lagos com índice médio de 2300 coliformes/ 100 ml, por outro lado, pode resultar em infecções gastro-intestinais. Em piscinas com água clorada apresentando densidade de até 3 coliformes/100 ml em mais de 90% de amostras há possibilidade de infecção de olhos, ouvidos, pele e garganta (McKEE & WOLF, 1971). Se bem que as informações disponíveis não permitem, ainda, o estabelecimento de padrões adequados para a diferenciação entre águas sem perigo para a natação e águas impróprias para esta utilização, há já algumas tentativas instaladas de classificação das águas para a recreação, conforme é, por exemplo, a classificação adotada no Estado de Connecticut, Estados Unidos:

Classe	Descrição	NMP de Coliformes
A	Boa	0-50/100 ml
B	Duvidosa	51-500/100 ml
C	Pobre	501-1 000/100 ml
D	Muito pobre	maior que l 000/100 ml

Na classificação da SEMA, apenas as águas da.classe II apresentam a recreação de contato primário (natação, esqui, mergulho etc.) como um dos usos preponderantes.

Os organismos coliformes podem contaminar a água através de várias fontes: a) excreção por seres humanos, animais, anfíbios e pássaros; b) enxurradas; c)

multiplicação de formas não-fecais de coliformes em substratos adequados presentes na água, principalmente material vegetal fibroso.

O crescimento profuso de algas conduz a uma redução da densidade de coliformes na água (McKEE & WOLF, 1971).

A sobrevivência dos coliformes às condições do meio tem sido muito estudada, sendo muito variável. Em água de estuário a sobrevivência variou de 293 a 450 dias. Em água do mar, a viabilidade da E.coli, é menor no verão do que no inverno e a ação bactericida natural da água do mar é mais importante na diminuição da densidade de coliforme do que o fator diluição. Também em água de poço foi verificada maior densidade de coliforme no verão do que no inverno; com relação à contaminação de aquíferos subterrâneos, tem sido afirmado, por exemplo, que a distância mínima entre uma fonte contaminada e o aquífero deve ser de cerca de 8 dias de movimentação da água subterrânea (McKEE & WOLF, 1971).

Com relação às influências das atividades florestais, a preocupação para com este parâmetro de qualidade da água deve incluir dois aspectos: primeiro, o de proteção do homem em relação ao uso de água contaminada, principalmente em manejo de áreas silvestres onde haja atividades recreacionais de contato primário com a água. Em segundo lugar, a proteção dos mananciais contra a contaminação, levando em conta as várias maneiras pelas quais os coliformes podem eventualmente atingir um determinado corpo de água.

O teste coliforme é dividido em duas etapas:

1) Teste Presuntivo: a amostra é colocada em caldo de lactose para fermentação a 35ºC durante 48 horas.

2) Teste Confirmativo: em caso positivo no teste presuntivo as amostras são submetidas em meio de cultura conhecido como verde brilhante, também a 35ºC e durante 48 horas. Outras bactérias além do grupo coliforme podem eventualmente fermentar a lactose nas condições do teste presuntivo. Assim, o teste confirmativo deve ser realizado para confirmar a presença de coliformes.

O preparo dos meios de cultura e os procedimentos padronizados para a realização dos testes podem ser encontrados em textos-padrão como o "Standard Methods" (APHA, 1975) e outros.

Com base nos resultados dos testes, pode-se calcular o chamado "Número Mais Provável" (NMP) de coliformes na amostra. Para uso de 5 tubos de fermentação de 10 ml em cada teste, a Tabela 10.6. fornece o NMP de acordo com o número de tubos que apresentou resultado positivo, assim como o intervalo de confiança destas estimativas a 95% de probabilidade.

Tabela 10.6: Número mais provável (NMP) de coliformes de acordo com o resultado do teste de 5 tubos de 10 ml cada.

Nº de Tubos com Resultados Positivos e 5 Tubos Iniciais de 10ml cada	NMP 100ml	Intervalo de Confiança a 95%	
		Limite Inferior	Limite superior
0	< 2,2	0	6,0
1	2,2	0,1	12,6
2	5,1	0,5	19,2
3	9,2	1,6	29,4
4	16,0	3,3	52,9
5	>16,0	8,0	

10.5. OCORRÊNCIA E MEDIÇÃO DE N, P, K, Ca, Mg, Fe E Na EM ÁGUAS NATURAIS

a) Nitrogênio: as várias formas de N ocorrem em águas naturais associadas ao chamado ciclo do nitrogênio, o qual está muito relacionado com a produtividade orgânica primária do meio aquático. Juntamente com o P, o N constitui-se em elemento limitante desta produtividade.

Na biosfera, portanto, o N ocorre em várias formas, variando o estado de oxidação de -3(amônia: NH_3 até +5(nitratos: NO_3):

- N inorgânico: nitritos (NO_2), nitratos (NO_3), amônia (NH_3) e N molecular (N_2)

- N orgânico: aminoácidos, pirinas, pirimidinas.

- N_2 gasoso: parte considerável da atmosfera; em águas naturais a concentração de equilíbrio é mais ou menos constante e igual a 15,6 mg/l.

O ciclo do nitrogênio consiste no fluxo das formas inorgânicas de N no solo, ar e na água para os organismos vivos (proteínas), e de volta às formas inorgânicas.

A presença de N orgânico numa amostra de água pode ser indicadora de poluição orgânica.

Em águas subterrâneas a maior parte do N eventualmente ocorre na forma de nitratos (NO_3).

Em geral os resultados das análises químicas de água são apresentados para as diversas formas de N, sendo rara a análise para N total (de NO_2 + NO_3+ NH_3 + N orgânico).

Na forma NO_3 o N é nutriente essencial para as plantas. Assim, em águas superficiais naturais, a concentração de NO_3 é, geralmente, baixa, devido à alta competição pelas plantas (algas etc.). O uso de fertilizantes pode, pelo escoamento superficial, carrear NO_3 para os cursos d'água. Também contribui com NO3 para a água o escoamento superficial oriundo de currais e efluentes industriais (ALLEN & KRAMER, 1972).

A forma NO_2 é difícil de ser detectada em águas naturais, pois é instável e rapidamente se transforma em nitratos.

A forma amoniacal em águas naturais ocorre, na sua maioria, como NH_4, e em concentrações geralmente baixas.

Na água da chuva a concentração de N é variável. Em áreas industrializadas a concentração normal pode ser acrescida de amônia (fábricas de adubo), óxidos nitrosos (gases do escapamento de veículos) etc.

b) Fósforo: como o nitrogênio, o P desempenha importante papel no metabolismo animal e vegetal, e sua presença em águas naturais é função de um processo cíclico no qual as formas combinadas de fósforo estão continuamente sofrendo decomposição e síntese.

Tanto a forma orgânica como a inorgânica de P em águas naturais resultam da lixiviação do solo e rocha, assim como de adubos, poluição industrial, esgoto doméstico e decomposição de resíduos animais e vegetais.

Em águas naturais o ortofosfato é a forma ionizada mais comum, e as análises de amostras de água usualmente expressam os resultados em mg/l de PO_4^{-3}. Nesta forma estão incluídos os três produtos de ionização do ácido fosfórico (H_3PO_4), cujas concentrações relativas são função do pH da água, a saber:

$H_2PO_4^{-1}$: predomina em pH = 4,4

HPO_4^{-2} e H_2PO_4 : presentes em quantidades aproximadamente iguais em pH = 7,2

PO_4 : predomina em pH acima de 9,4

c) Potássio: embora abundante na litosfera (feldspatos, micas, leucitas etc.), o K é normalmente encontrado em concentrações baixas nas águas naturais, devido principalmente, à alta resistência dos feldspatos à solubilização. Além disto, o K tem tendência a ser adsorvido às argilas.

O K tem comportamento muito parecido com a do Na (metais alcalinos); em águas naturais, em geral sempre a concentração de K é menor que a do sódio.

d) Cálcio: principal cátion na maioria das águas naturais. Praticamente todas as rochas agem como fonte de Ca, mas a concentração é geralmente maior em águas que drenam regiões de rochas calcárias. O cálcio é responsável pelo fenômeno da dureza em águas naturais.

Em rios de regiões úmidas, o cálcio é geralmente encontrado em concentrações maiores que outros nutrientes. Em regiões semi-áridas as águas naturais contém, também, altas concentrações de Ca.

Na água de irrigação é desejável existir relação Ca/Na alta, pelo fato de que o Ca age na floculação dos colóides do solo e tende a manter boa estrutura e permeabilidade do solo.

e) Magnésio: olivinas, piroxênios, micas, anfibólios (das rochas ígneas), e magnesitas, brucitas, dolomitas (dentre as rochas sedimentares) constituem as principais fontes de Mg para as águas naturais.

Além disto, o Mg é muito usado industrialmente, e alguns efluentes industriais podem, também, contribuir com quantidades consideráveis de Mg para os cursos d'água.

Em geral, a concentração de Mg é sempre menor que a do Ca, na maioria das águas naturais.

Do ponto de vista da potabilidade, antes de a concentração exagerada de Mg tornar-se tóxica, a água adquire sabor desagradável e tem efeito catártico e diurético.

Junto com o Ca, o Mg contribui para a fenômeno da dureza, bem como tem efeito similar ao Ca no que diz respeito à água usada para irrigação.

f) Sódio: dos metais alcalinos (Na, K, Ca, Ru, Li) o Na é o mais abundante.

A fonte principal são os feldspatos; a albita, por exemplo, é quase sódio puro.

Os sais de Na são altamente solúveis em água e, em geral, é preciso que ocorram altíssimas concentrações de Na antes que possa haver precipitação.

Alta concentração de Na relativamente a Ca e Mg na água de irrigação é prejudicial tanto para as plantas como para o solo. Solos saturados de Na apresentam aspecto oleoso, os colóides se expandem, obstruindo os poros, reduzindo a permeabilidade e a aeração, aumentando o pH a níveis perigosos.

g) Ferro: em águas naturais o ferro ocorre na forma de partículas de hidróxido de ferro ou na forma complexada orgânica (cor).

Em águas subterrâneas a forma mais comum é o ferro ferroso (Fe^{2+}). Em águas superficiais o ferro ferroso é oxidado a ferro férrico (Fe^{3+}), precipitando-se com hidróxido (HEM, 1970).

$$2Fe^{2+} + 4HCO_3^- + H_2O + 1/2O_2 \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 4CO_2$$

A solubilidade do Fe em água depende do pH. Em condições ácidas (águas poluídas, por exemplo) a água pode conter altas concentrações de Fe, tanto na forma férrica como na ferrosa.

Amostra de água contendo altas concentrações de Fe pode, ao ser coletada, apresentar aspecto normal, mas torna-se turva e levemente castanha com o armazenamento, que resulta na precipitação do hidróxido de Fe.

Medição

a) Nitrogênio orgânico: método de Kjeldahl. A amostra é digerida com H_2SO_4 para ocorrer a degradação do N orgânico em amônia, a qual é, então, destilada e titulada, sendo a concentração de amônia determinada na titulação proporcional ao conteúdo de N orgânico na amostra.

b) Nitrogênio amoniacal: método da destilação. A amostra é tamponada a pH 9,5, a fim de minimizar a hidrólise de compostos orgânicos contendo nitrogênio. Em seguida a amônia é destilada sendo o destilado titulado com solução ácida padronizada.

c) Nitratos: métodos da brucina. Baseia-se no fato de que a reação do NO_3 com a brucina (um alcalóide) em meio ácido produz solução com coloração amarela. A intimidade da cor produzida é proporcional à concentração de NO_3 na amostra, o que permite, então, a determinação por colorimetria.

d) Fósforo: o método normalmente usado é o do fosfomolibdato, e é específico para a forma de ortofosfato.

Os ortofosfatos presentes na amostra são convertidos a fosfomolibdato pela reação ácida com reagente de molibdato de amônia, que produz coloração azul.

A determinação, propriamente dita, é então feita em colorímetro.

e) K, Ca, Mg, Fe e Na: estes e outros nutrientes eventualmente presentes em águas naturais são normalmente determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

Espectrofotometria vem a ser a técnica instrumental de medida da absorção de energia radiante pela solução em um dado comprimento de onda (GIOLITO, 1968).

Quando a fonte de luz é branca (lâmpada incandescente comum) o método é referido como colorimetria. A separação do comprimento de onda específica, no caso, é feita através de filtros.

Quando se usa luz monocromática, o método é referido como espectrofotometria, sendo a separação do comprimento de onda específico feita por um dispositivo chamado monocromador.

A escala do aparelho (tanto colorímetro como espectrofotômetro) é feita em transmitância ou em absorbância. Transmitância vem a ser a relação entre a quantidade de luz que atravessa a solução e a quantidade de luz incidente. A absorbância é definida como sendo o logaritmo do inverso da transmitância.

Os dados da análise colorimétrica de amostras são, normalmente, transformados em valores de concentração através do estabelecimento prévio de uma curva padrão, construída a partir de soluções de concentrações conhecidas. No estabelecimento desta curva padrão é preferível usar valores de absorbância, os quais fornecem uma linha reta, desde que o sistema siga a lei de Beer, segundo a qual a quantidade de luz transmitida decresce com o aumento da concentração de solução.

Em análise de qualidade da água um dos problemas da utilização da colorimetria reside na possibilidade de a amostra conter coloração natural (alto valor da cor da amostra), o que pode interferir no resultado, pois esta cor natural geralmente absorve no comprimento de onda de várias determinações. A eliminação desta interferência pode ser conseguida de duas maneiras:

a) subtração da absorbância devido à cor natural: determina-se a absorbância da amostra em relação à água destilada, tomando-se a alíquota normal para o método e adicionando-se todos os reagentes exigidos pelo método, com exceção do indicador, no lugar do qual se adiciona apenas um volume igual de água destilada. O valor da absorbância devido à cor natural é subtraído do valor encontrado para a amostra real, isto é, aquela que foi usada seguindo-se todos os procedimentos do teste.

b) Compensação direta: prepara-se a amostra de acordo com os procedimentos do método, excetuando-se a adição do indicador. A amostra é, então, colocada no colorímetro, o qual é zerado. Adiciona-se, então, o indicador e, após o desenvolvimento da cor a leitura feita já está subtraída da absorbância devida à cor natural da amostra.

Quando um sal em solução na amostra é vaporizado sobre uma chama, o solvente se evapora e o sal produz átomos, alguns dos quais, pela energia térmica da chama, passam para o estado excitado, enquanto que a maior parte permanece na órbita de equilíbrio (não excitados).

O estado excitado é instável e o átomo tende a voltar ao seu estado fundamental, emitindo radiação característica. Esta radiação emitida pode ser medida num fotômetro de chama, e se constitui no fundamento da metodologia referida como fotometria ou espectrofotometria de emissão.

Por outro lado, os átomos não excitados (na chama) estão aptos a absorverem radiação de uma fonte externa no mesmo comprimento de onda característico (mesmo comprimento de onda da radiação que o átomo emitiría ao voltar do estado excitado para o estado fundamental). A medição desta absorção é a base do método referido como espectrofotometria de absorção atômica. A fonte externa de radiação utilizada é a chamada lâmpada de catodo oco.

A análise de amostras de água por espectrofotometria de absorção atômica é, também, referida como método direto, uma vez que na maioria das situações a amostra pode ser aspirada diretamente na chama para a determinação da concentração dos elementos passíveis de serem analisados pelo método.

Para alguns elementos mais sensíveis pode ser necessário realizar uma diluição da amostra. Outra necessidade é a filtração das amostras, para evitar entupimento nas tubulações capilares do nebulizador.

10.6. CICLAGEM DE NUTRIENTES EM BACIAS HIDROGRÁFICAS FLORESTADAS

A produtividade de uma dada área florestada depende, principalmente, do capital de nutrientes armazenados e acumulados no solo florestal.

Num dado instante este capital de nutrientes disponíveis é parte integrante do chamado ciclo de nutrientes. Em outras palavras, vale dizer que a disponibilidade de nutrientes é um processo dinâmico e, numa bacia hidrográfica, as perdas excessivas de nutrientes por lixiviação e por erosão podem influenciar não apenas a produtividade da área, como também a qualidade da água produzida pela bacia.

O conceito de ciclagem de nutrientes em uma bacia hidrográfica - ciclo geoquímico de nutrientes - pode ser visualizado pelo esquema da Figura 10.3. Semelhantemente ao ciclo hidrológico, o ciclo de nutrientes consiste de entradas, saídas e movimentação interna no ecossistema.

No Capítulo VII já foi discutido o processo de entrada de nutrientes numa floresta, tanto a entrada que ocorre através da precipitação quanto a participação extra desempenhada pelos processos de escoamento pelo tronco e precipitação interna em uma floresta.

O processo de intemperismo está sempre ocorrendo e é tido como importante processo de reabastecimento, a longo prazo, do capital de nutrientes do solo (PRITCHETT, 1979). A avaliação exata desta adição, todavia, é muito difícil, pela própria natureza do processo. Diferentes tipos de rocha devem, evidentemente, produzir resultados diferentes de intemperismo. Por exemplo, ATTIWILL (1981) cita Le Maitre (1976), o qual estimou que o intemperismo do basalto liberaria, em 50 anos , as seguintes quantidades de nutrientes: 2 g/m² de fósforo, 12 g/m² de potássio, 88 g/m² de cálcio e 52 g/m² de magnésio.

A fixação biológica do nitrogênio atmosférico, outro importante mecanismo de entrada de nutrientes no solo, é devida à ação de microrganismos do solo, os quais podem ocorrer livres ou em associação com as raízes de algumas plantas superiores, principalmente leguminosas. Valores médios de nitrogênio fixados pelos microrganismos não simbióticos são tidos como variando de 3 a 6 kg/ha.ano, enquanto que o processo simbiótico pode resultar na fixação de até 350 kg/ha.ano (DELWICHE, 1970).

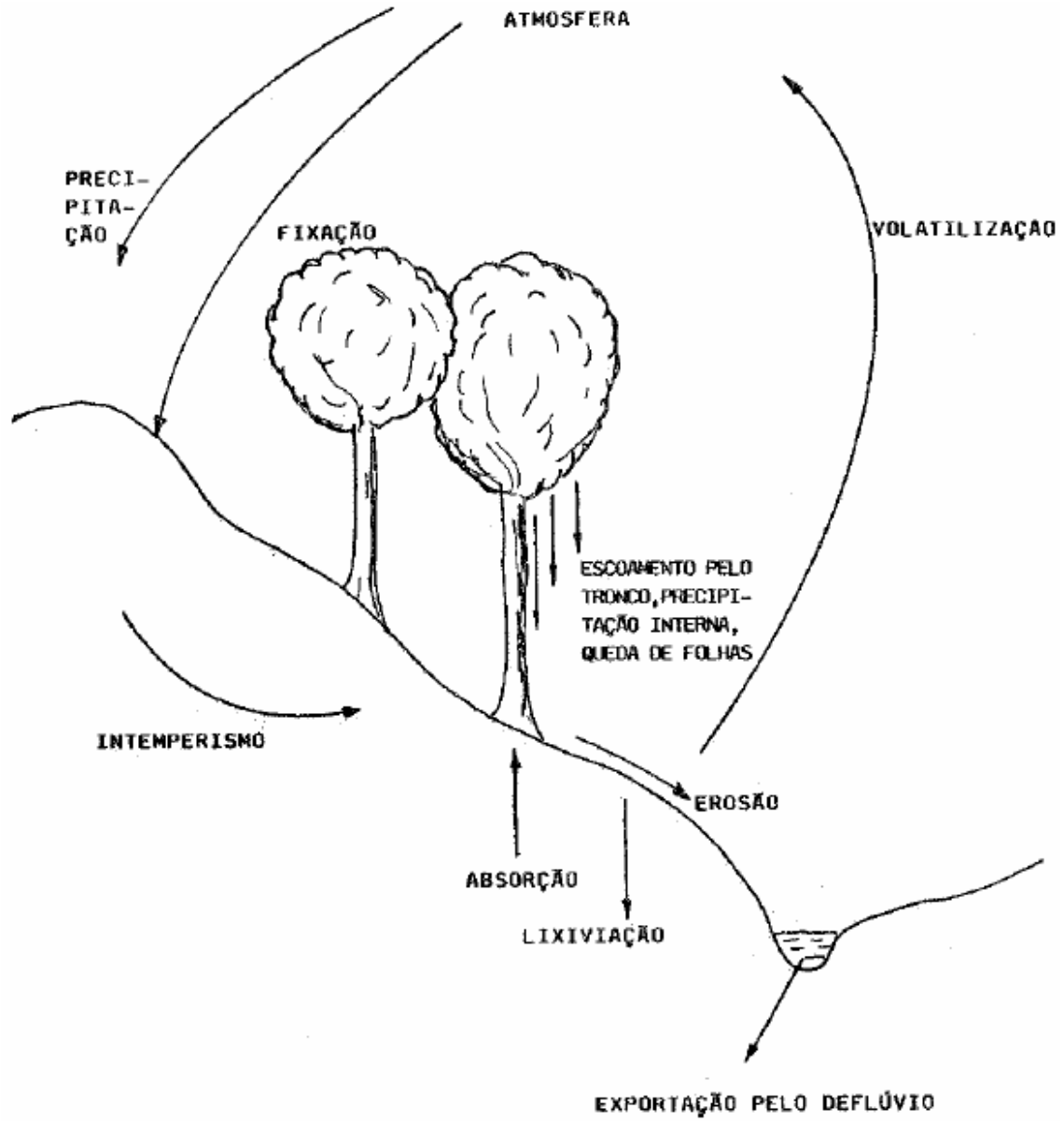


Figura 10.3: Ilustração do conceito de ciclagem de nutrientes em uma bacia hidrográfica florestada.

Parte do capital de nutrientes, englobados no ciclo de nutrientes de um dado ecossistema florestal, encontra-se temporariamente retida na biomassa, num armazenamento dinâmico que envolve contínua absorção e liberação de nutrientes entre solo e planta, através dos ciclos bioquímico e biogeoquímico de nutrientes já mencionados no Capítulo VII.

Os nutrientes retidos temporariamente na biomassa são, à medida que as folhas e outras partes das plantas caem ao solo, incorporados à serapilheira, a qual, pela decomposição, libera os nutrientes para o solo. Os nutrientes permanecem na solução do solo ou adsorvidos à superfície dos colóides. A capacidade de adsorção de uma dada superfície depende do tipo de íon e da ordem de adsorção. Por exemplo, a ordem de facilidade de substituição ou de troca de alguns cátions em adsorção nos colóides do solo é a seguinte (BROWN, 1976):

$Na < NH_3 < K < Mg < Ca < Al$

A quantidade de íons que podem ser adsorvidos (capacidade de troca) está relacionada com o tipo de solo. A argila e o húmus, com alta relação superfície/volume, dispõem, normalmente, de maior capacidade de adsorver íons. A capacidade varia, ainda, com o conteúdo de matéria orgânica e com o PH do solo.

Dentre os processos de perdas de nutrientes do sítio, a lixiviação ao longo dos horizontes mais profundos do perfil do solo não representa, na maioria das condições, quantidade significativa. Embora este processo, pelas dificuldades envolvidas, tenha sido pouco medido, COLE (1981) menciona alguns valores médios obtidos em diferentes tipos florestais em condições de clima temperado, com perdas, em kg/ha.ano, da ordem de 0,6 a 12,6 para o nitrogênio, 1,0 a 8,9 para o potássio, 2,3 a 59,8 para o cálcio, 0,4 a 6,0 para o magnésio e 0,02 a 0,2 para o fósforo.

Após o corte raso de uma floresta, todavia, pode ocorrer aceleração do processo de nitrificação, que é a oxidação da amônia para a forma de nitrato. Este, sendo altamente solúvel, pode ser então facilmente lixiviado (RICHARDS & CHARLEY, 1983/84).

A erosão, por sua vez, é um problema sério de perda de nutrientes, tanto pela sua atuação na diminuição da capacidade de retenção de água disponível no solo, quanto pela degradação da estrutura do solo, resultando em perdas diretas de nutrientes decorrentes do arraste das partículas do solo (USDA, 1981). Com o corte raso, a perturbação do solo pelas atividades envolvidas e o impacto da chuva diretamente sobre à superfície do solo podem acelerar o processo.

A queima dos resíduos florestais da superfície do solo acarreta prejuízo considerável ao processo de manutenção da produtividade. PIVELO-POMPÉIA (1985) mediu as perdas de nitrogênio, fósforo, potássio, cálcio, magnésio e enxofre decorrentes da queima da biomassa do estrato herbáceo-subarbustivo do cerrado, encontrando perdas percentuais da ordem de 93 a 97%, 45 a 61%, 29 a 62%, 22 a 71%, 19 a 62% e 43 a 81%, respectivamente. Além da perda direta de nutrientes, a destruição da matéria orgânica reduz a atividade microbiológica do solo, que por sua vez destrói a produtividade a ela associada (HARDWOOD & JACKSON, 1975), (HARVEY et alii, 1980), (KHANNA & RAISON, 1981), (ELLIS & GRALEY, 1983).

Fechando o ciclo geoquímico, a saída de nutrientes de uma bacia hidrográfica ocorre, principalmente, pelo deflúvio. Em condições de cobertura florestal não perturbada, a exportação de nutrientes ocorre, na maior parte, em solução na água do deflúvio. O deflúvio, nestas condições, provém, principalmente do escoamento subsuperficial (capítulo X), e a erosão, consequentemente, é mínima.

Desde que a qualidade da água nestas condições de bacias hidrográficas florestadas é alterada, principalmente, por sedimentos minerais e orgânicos carreados do solo pela erosão, toda atividade que possa contribuir para reduzir a capacidade de infiltração do solo e, conseqüentemente, aumentar a erosão pode, também, alterar a qualidade da água.

Nas condições de erosão mínima, a exportação de nutrientes pelo deflúvio depende, evidentemente, de fatores relacionados com o solo, com a geologia, com o clima, com características físicas da bacia e com a cobertura vegetal (KELLER, 1970), (LEE, 1980).

A influência de cobertura florestal será discutida no item seguinte.

O clima afeta a qualidade da água produzida por uma bacia hidrográfica de várias maneiras. A precipitação, como já visto, desempenha importante papel no aporte de nutrientes à superfície. A evapotranspiração e, consequentemente, a relação volumétríca entre a precipitação e o deflúvio, estão em função do clima. O clima influencia ainda os processos de intemperismo, decomposição da matéria orgânica do solo e demais processos biológicos relacionados com a dinâmica dos nutrientes no solo.

A composição mineral e a solubilidade do leito de rochas da bacia hidrográfica influenciam enormemente a qualidade de água (HEM, 1970).

As características físicas da bacia hidrográfica afetam indiretamente a qualidade do deflúvio. A área e a declividade da bacia influenciam a taxa de erosão e sedimentação. O relevo e a exposição da bacia têm influência sobre as condições microclimáticas e sobre a vegetação.

O solo influencia pela sua maior ou menor capacidade de adsorção e de liberação de nutrientes para o deflúvio, o que vai ser função de suas propriedades físicas, químicas e biológicas. A quantidade de íons lixiviados pelo movimento da água no solo depende, assim, da sua composição mineral, da sua capacidade de troca catiônica e das características da solução do solo. Em condições de solo florestal, as perdas de nutrientes por lixiviação são diminuídas tanto pelo maior conteúdo de matéria orgânica, quanto pela contínua absorção e reciclagem de nutrientes pela vegetação.

Desta forma, como ilustrado na Figura 10.3, o aporte de nutrientes, a circulação interna na bacia e a exportação pelo deflúvio completam o conceito de ciclagem geoquímica de nutrientes, evidenciando a participação dos diversos compartimentos, inclusive da cobertura florestal, sobre a qualidade da água produzida nas bacias hidrográficas.

10.7. INCORPORANDO O CONTROLE DA QUALIDADE DA ÁGUA NAS PRÁTICAS DE MANEJO FLORESTAL

De modo geral, o ecossistema florestal desenvolve rapidamente uma capacidade efetiva de retenção de nutrientes, apresentando, em condições não perturbadas, perdas naturais relativamente baixas.

Omernik (1976), citado por DISSMEYER (1978) correlacionou a qualidade da água de 473 bacias hidrográficas nos Estados Unidos com o uso do solo, comparando as concentrações de nitrogênio e fósforo no deflúvio em relação aos seguintes usos preponderantes na bacia hidrográfica: floresta, agricultura, urbanização. Os resultados (Figura 10.4) mostraram que as concentrações de nitrogênio e fósforo no deflúvio aumentam linearmente com o aumento do uso agrícola e urbano na bacia (ou seja, com a diminuição da cobertura florestal). TAYLOR et al. (1971), comparando duas bacias experimentais pequenas em Coshocton, Estados Unidos, sendo uma com floresta e outra com culturas agrícolas, já haviam verificado maiores perdas de nutrientes na segunda bacia.

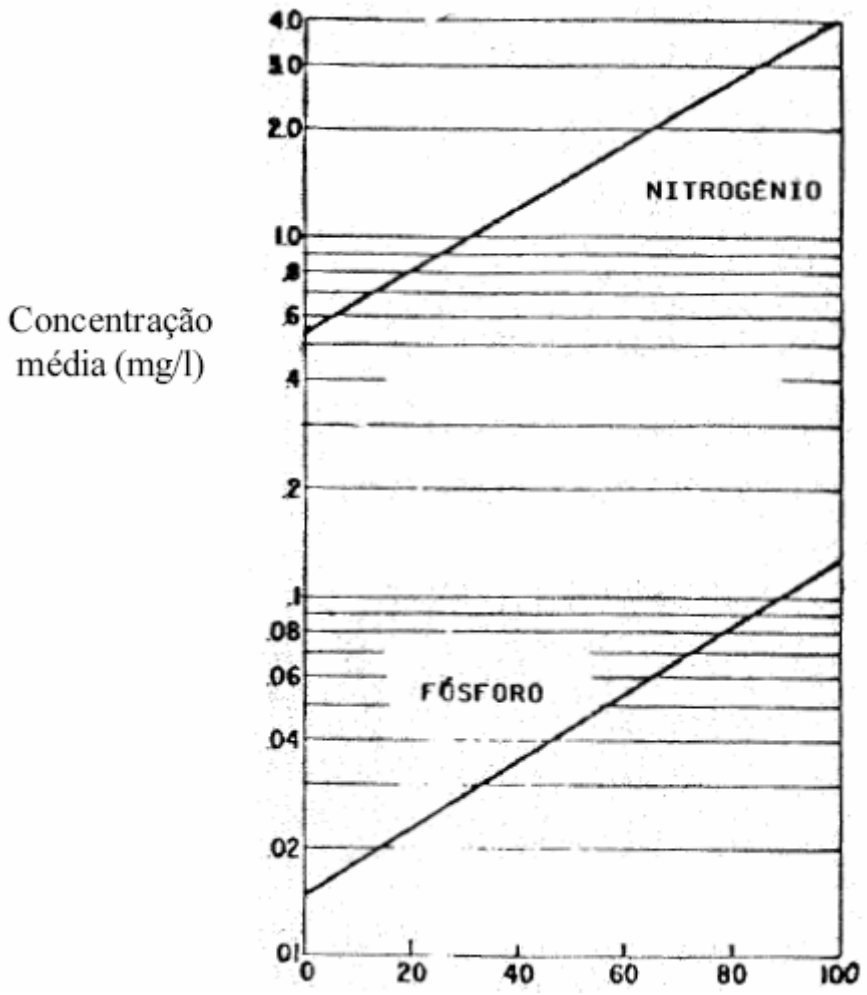


Figura 10.4: Relação entre concentração de nitrogênio e fósforo no deflúvio e uso do solo na bacia hidrográfica (Omernik, 1976, citado em DISSMEYER, 1978).

SWANK & DOUGLASS (1977) também verificaram que as perdas de nutrientes pelo deflúvio foram maiores em bacias contendo vegetação de gramíneas, em comparação com bacias florestadas.

A cobertura florestal em uma bacia hidrográfica afeta a qualidade da água de várias maneiras. A relativa contribuição dos processos de escoamento pelo tronco e precipitação interna já foi discutida no Capítulo VII. A contínua absorção de nutrientes do solo pelas árvores e a devolução destes nutrientes pelo acúmulo e decomposição da serapilheira devem, também, ser levados em conta como importantes fatores na variação temporária das concentrações de nutrientes no deflúvio. A concentração de nitratos no deflúvio, por exemplo, tende a aumentar durante a estação de dormência em bacias florestadas de climas temperados (LEE, 1980). Por outro lado, a queda direta de detritos vegetais na água, conforme já comentado, pode produzir alterações temporárias na qualidade da água.

Em termos dos possíveis efeitos das atividades de manejo, o corte da floresta, por exemplo, pode resultar em alterações na qualidade da água. Um dos trabalhos pioneiros sobre os efeitos do corte da floresta na qualidade da água do deflúvio foi realizado nas bacias experimentais de Hubbard Brook, nos Estados Unidos (BORMAN & LIKENS,

1970). O experimento constou do corte raso total da floresta natural de uma bacia, sendo que todo o material foi deixado no campo e a revegetação foi controlada durante dois anos pela aplicação de herbicidas. O objetivo foi de se avaliar o efeito da ruptura do processo de absorção de nutrientes pela vegetação, mas sem alterar o processo de liberação de nutrientes para o solo através da decomposição da matéria orgânica. Os resultados mostraram um aumento tratos e de outros íons (cálcio, magnésio, potássio, alumínio e sódio) no deflúvio, indicando que a capacidade que o ecossistema apresenta de reter nutrientes depende da manutenção intacta do ciclo de nutrientes. Quando este ciclo é quebrado, como no caso do experimento, as perdas de nutrientes aumentam significativamente. O efeito está relacionado tanto com a eliminação da absorção de nutrientes pela vegetação, quanto com o aumento do deflúvio resultante do corte da floresta. Deve estar, também, relacionado com o aumento da taxa de decomposição da matéria orgânica, a qual deriva das alterações que ocorrem no meio, como maior temperatura e umidade do solo. Pela maior temperatura e pelo maior conteúdo de umidade disponível no solo decorrentes do corte raso da floresta, ocorre um aumento no processo de nitrificação. O nitrato formado, sendo altamente solúvel, é facilmente lixiviado do solo. Na nitrificação, para cada íon de NO_3^- formado há a liberação de dois íons H^+ que, por sua vez, podem participar dos processos de troca catiônica nos colóides do solo, resultando na liberação de nutrientes tais como cálcio, magnésio, potássio, etc., os quais podem, também, ser lixiviados (RICHARDS & CHARLEY, 1983/4).

O aumento da exportação de nutrientes pelo deflúvio decorrente do corte da floresta está relacionado com a intensidade do corte. Ainda na Floresta Experimental Hubbard Brook, Hornbeck et al. (1975), citado por DISSMEYER (1978), verificaram que o corte parcial em faixas de 33% da área da bacia hidrográfica resultou, também, num aumento das perdas de nutrientes pelo deflúvio, mas o aumento máximo verificado foi menor do que 113 do verificado no corte raso total (Figura 10.5).

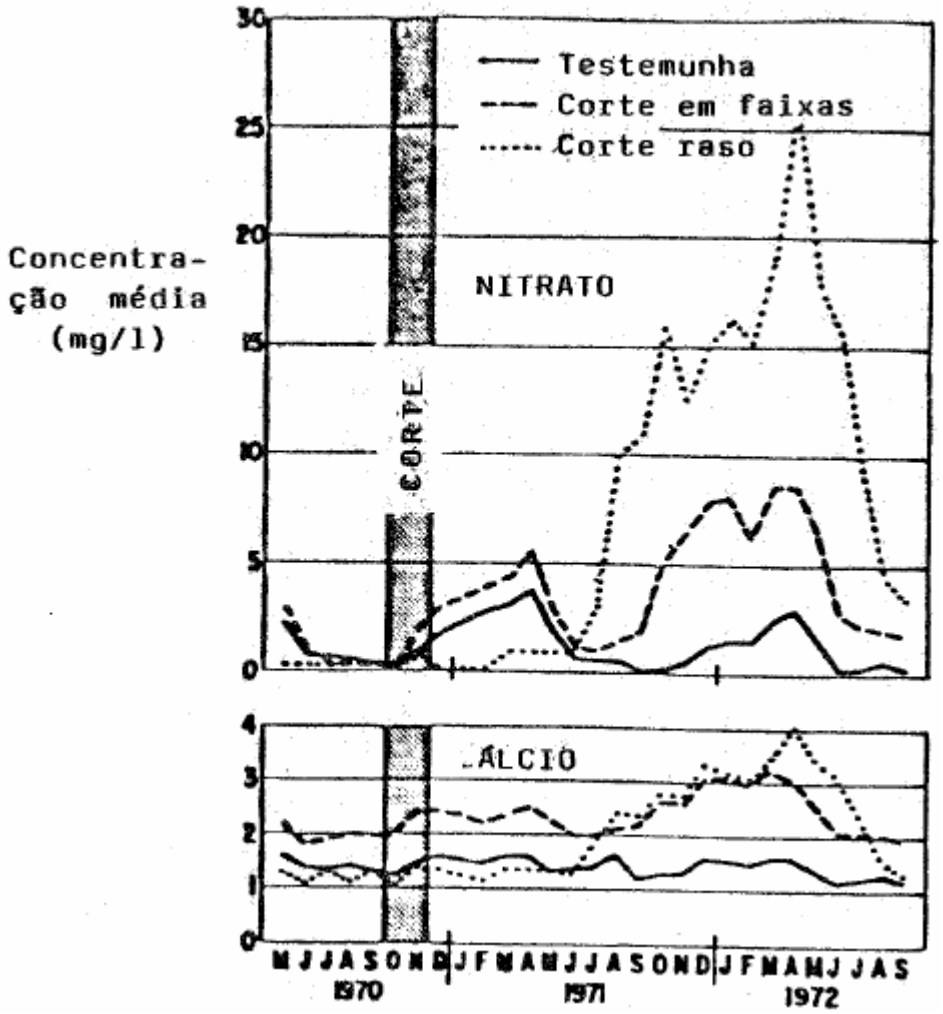


Figura 10.5: Influência do corte raso em faixas e do corte raso total na concentração de nitratos e de cálcio no deflúvio (Hornbeck et al., 1975, citado por DISSMEYER, 1978).

Resultados semelhantes foram observados em bacias hidrográficas contendo cobertura florestal de coníferas na costa oeste dos Estados Unidos (BROWN et al., 1973).

A erosão é tida como responsável por 80% dos problemas de alteração da qualidade da água em bacias hidrográficas, sendo um processo grandemente afetado pelas atividades florestais, principalmente as operações de corte e retirada das árvores, preparo do solo, abertura e manutenção de estradas e carreadores e pelo uso do fogo (LEE, 1980). A participação relativa destas operações silviculturais como fonte de sedimentos para os cursos d'água pode ser observada na Tabela 10.7, preparada por DISSMEYER (1978), com base na revisão de vários estudos conduzidos em bacias hidrográficas na região sudeste dos Estados Unidos.

Tabela 10.7: Contribuição relativa de atividades silviculturais na produção de sedimentos para os cursos d'água em bacias hidrográficas (DISSMEYER, 1978),

Bacia Hidro-gráfica	% de Sedimentos Produzidos por Fonte						
	Floresta não explorada	Corte e extração	Arraste das toras	Carregadores	Fogo	Pastoreio	Preparo de terreno
Alabama	traços	5	22	2	1	2	68
Capetear	traços	20	11	11	28	-	30
Santee	traços	1	7	2	10	-	80

KOCHENDERFER & AUBERTIN (1975) realizaram um estudo em três bacias hidrográficas experimentais, onde foi comparado o aporte de sedimentos no deflúvio resultante de dois tipos de exploração da floresta: exploração comercial, a qual foi feita sem qualquer consideração para com a proteção da qualidade da água; exploração silvicultural, na qual foram tomadas várias medidas visando proteger os recursos hídricos, tais como cuidados na locação, construção e manutenção das estradas, carreadores e pátios de carregamento, bem como na perturbação do piso florestal durante as operações.

Os resultados, medidos através da turbidez do deflúvio, e em comparação com a terceira bacia que permaneceu inalterada, como testemunha, podem ser observados na Tabela 10.8.

Tabela 10.8: Efeitos do corte comercial e do corte silvicultural sobre a turbidez do deflúvio (KOCHENDERFER & AUBERTIN, 1975)

Tratamento	Turbidez (JTU)	
	Escoamento base	Escoamento direto
Corte comercial		
Durante a exploração	490	56000
1º ano após o corte	38	5000
2º ano após o corte	2	170
Corte Silvicultural		
Durante a exploração	6	90
1º ano após o corte	5	35
2º ano após o corte	2	23
Testemunha	2	25

A manutenção de faixas de proteção ao longo dos cursos d'água é outra medida simples de manejo florestal que pode contribuir significativamente para redução dos impactos das operações florestais sobre a qualidade da água. Além de funcionarem como filtros de proteção contra o escoamento superficial e a erosão, estas faixas ciliares desempenham, ainda, importante papel na proteção contra a elevação da temperatura da água decorrente do corte da floresta (ANDERSON, 1973), (BROW, 1976). ANDERSON (1973) salienta, com base na revisão de 48 trabalhos sobre o efeito do corte da floresta na temperatura da água, que esta faixa ciliar deve ter largura mínima de 25 metros. Todavia, a função hidrológica hidrológica dessa faixa ciliar de proteção é muito mais abrangente do que apenas servir como filtro, conforme detalhado no capítulo seguinte.

Um experimento cuidadosamente planejado serve para ilustrar os efeitos do manejo florestal adequado, visando à proteção da qualidade da água, que é o trabalho de AUBERTIN & PATRIC (1974), realizado na região de florestas latifoliadas mistas no Estado de West Virginia, Estados Unidos, em duas bacias hidrográficas contíguas. Na primeira bacia, de 34 hectares, a floresta foi submetida a corte raso total, tipo silvicultural, istó é, tomando-se todas as medidas para o controle da qualidade da água, incluindo as seguintes: a) nenhuma estrada ou carreador foi construído mais próximo do que 30 metros do curso d'água; b) a distância mínima entre as estradas foi de 100 m; c) o declive máximo das estradas foi de 10%; d) ao longo das estradas e carreadores foram efetuadas obras para o controle do escoamento superficial; e) após o corte, os carreadores foram semeados com gramíneas; f) foi mantida uma faixa ciliar de proteção ao longo do curso d'água, desde a nascente até a saída da bacia; g) durante períodos chuvosos, não oi permitida a entrada de tratores e outras máquinas nas faixas de proteção; h) nestes períodos chuvosos ainda as operações foram mantidas apenas nos terrenos mais altos da bacia. Os resultados foram comparados com os obtidos na bacia testemunha, de 38 hectares, a qual permaneceu com sua cobertura florestal inalterada, conforme resumido na Tabela 10.8.

O uso de herbícidas e inseticidas, bem como a aplicação de fertilizantes em das constituem outras operações de manejo florestal que podem alterar a qualidade da água. Por exemplo, AUBERTIN et al. (1973) verificaram que a aplicação aérea de uréia em uma bacia hidrográfica florestada resultou num aumento das perdas de nitrogênio e de outros nutrientes pelo deflúvio. TAMM et al. (1974) verificaram que a fertilização florestal pode alterar temporariamente a qualidade da água subterrânea pela lixiviação de nitratos através do solo. BROWN (1976) resume os resultados e conclusões de inúmeros trabalhos realizados, concluindo que os efeitos sobre a qualidade da água são temporários, e podem ser amenizados pela adoção de normas de manejo adequadas para a proteção dos recursos hídricos, tais como a manutenção de faixas ciliares de proteção, a não aplicação dos produtos nas áreas próximas aos cursos d'água, a escolha da formulação adequada para evitar perdas por volatilização e pela ação de correntes aéreas, e a não aplicação em épocas e em condições onde a possibilidade de o produto alcançar o curso d'água diretamente seja maior (ver Capítulo XI).

Tabela 10.8: Efeitos da corte de floresta sobre alguns parâmetros de qualidade da água (médias do 1º ano após o corte) (AUBERTIN & PATRIC, 1974).

Parâmetros	**Bacia Cortada**	**Bacia Testemunha**
Sólidos totais dissolvidos (ppm)	10,7	11,6
Temperatura máxima da água (ºF)	60,1	58,1
Temperatura mínima da água (ºF)	52,2	52,2
Turbidez (FTU)*	16,7	6,3
Turbidez (FTU)**	2,0	2,0
pH	6,0	6,0

(*) Escoamento direto
(**) Escoamento base

10.8. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, H.E. & KRAMER, J.R., (Ed.), 1972. Nutrientes in Natural Waters: Wiley-Interscience Publication, N. York, 457p,

ANDERSON, H.W., 1973. The effects of clearcutting on stream temperature - a literature review. Department of Natural Resources, State of Washington, DNR Report nº 29, 24p.

APHA, 1975. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 14.Ed. 1143p.

ATTIWILL, P.M., 1981. Energy, nutrient flow, and biomass. Australian Forest Nutritlon workshop, CSIRO Melbourne: 131-144.

AUBERTIN, G.M., 1973. Problems and Techniques in Sampling Water for Analysis., In: Symposium on Use of Small Watersheds ln Determining Effects of Forest Land Use on Water Quality, E.H.White (Ed.), University of Kentucky, Lexington, p. 1-9.

AUBERTIN, G.M. & PATRIC, J.H., 1974. Water quality after clearcutting a small watershed ín West Virgínia,. Journal of Environmental Quality, 3(3):142-249.

AUBERTIN, G.M.; SMITH, D.W.; PATRIC, J.H., 1973. Quantity and quality of streamflow after urea fertilization on a forested watershed: first-year results. ln:Forest Fertilization Sympomiun. USDA, Forest Service General Technical Report NE-3:88-100.

AYERS, R.S., 1977, Quality of water for irrigation. Journal of the irrigation and Drainage Division, 103, Nº IR-2:135-169.

BORMANN, F.H. & LIKENS, G.E., 1970. The nutrient cycles of an ecosystem, Scientific American, 223(4): 92-101.

BROWN, G.W., 1976. Forestry and Water Quality. O.S.U. Book Stores Inc, Corvallis, Oregon 74p.

BROWN, E.; SKOUGSTAD, N.W.; FISHMAN, M.J., 1970. Methods for Collection and Analysis of Water Samples for Dissolved Minerals and gases. Tech. of Water-Resources Invest. of the U.S. Geological Survey, Chapter A-1, Book 5, 160p.

BROWN, G.W.; GAHLER, A.R.; MARSTON, R.B., 1973. Nutrient losses after clearcut logging and slash burning ln the Oregon Coast Range. Water Resources Research, 9(5).1450-1453.

CARRANZA, C. & BEMBEN, S.M., 1973. The origin, effects and control of turbidity in an urban recreational lake. Water Reseurces Research Center, University of Massachusets.

COLE, O.W., 1981. Nutrient Cycling in world forest. In XVII IUFRO World Congress, Kyoto, p.139-160.

DELWICHE, C.C., 1970. The nitrogen cycle. The Biosphere. San Francisco, N.H. Freeman & Co, p.69-80.

DISSMEYER, G.E., 1978. Forest management principles revealed by recent water quality studies, In: Soil Moisture Productivity Symposium. Myrtle Beach, USDA Forest Service, 97-109.

ELLIS, R.C. & GRALEY, A.M., 1983. Gains and losses in soil nutrients associated with harvesting and burning eucalypt rain forest. Plant and Soil, 74(3):437-450.

FEDERAL WATER POLLUTION CONTROL ADMINISTRATION, 1968. Water Quality Criteria. Report to the National Technical Advisory Committee to the Secretary of the Interior. 234p.

GIOLITO, I., 1968. Métodos Espectrofotométricos de Análise Química. Grupo de Coordenação para o Aperfeiçoamento Tecnológico, S. Paulo, 151p.

HAMMER, M.J., 1977. Water and Wastewater Technology. John-Wiley & Sons, Inc. New York, 504p.

HARVEY, A.E.; JURGENSEN, M.F.; LARSEN, M.J., 1980. Biological implications of increasing intensity on the maintenance and productivity of forest soils. In: Environmental Consequences of Timber Harvesting. USDA Forest Service, General Technical Report INT-90:211-220.

HEM, J.D., 1970. Study and lnterpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water, Geological Survey Water-Supply Paper 1473. Washington. 363p.

KELLER, H.M., 1970. Factors effecting water quality of small mountain catchments. Journal of Hydrology (N.2), 9(9):133-141.

KHANNA, P.K., & RAISON, R.J., 1981. Changes in the chemistry of surface soils and soil solution following prescribed burning ln Eucalyptus pauciflora forest. Australian Forest Nutrition Workshop. CSIRO, Melbourne.

KOCHENDERFER, J.N. & AUBERTIN, G.M., 1975. Effects of management practices on water quality and quantity in: Municipal Watershed Management Symposium. USDA Forest Service, General Technical Report NE-13.

LEE, R., 1980. Forest Hydrology. Columbia University Press, New York, 349p.

McKEE, J.E. & WOLF, H.W., 1971. Water Quality Criteria California State Water Resources Control Board 547p.

PIVELO-POMPEIA, V.R., 1985. Exportação de nutrientes para a atmosfera durante queimadas no campo cerrado de Emas (Pirassununga-SP) Instíituto de Biociências, USP, Tese de Mestrado, 95p.

POWELL, S.T., 1964, Quality of Water. In: Handbook of Applied Hydrology. V.T. Chow(Ed.). Section 19. McGraw-Hill, 37p,

PRITCHETT, W.L., 1979. Properties and Management of Forest Soils. New York, John Wiley, 500p.

RICHARDS, B.N. & CHARLEY, J.L., 1983/84, Mineral cycling processes and system stability in an eucalypt forest. Forest Ecology and Management, 7:31-47.

SHARPE, W.E. & DEWALLE, D.R., 1980, Water Quality. In: Lee, R. Forest Hydrology: Columbia university Press, p.217-265.

SWANK, W.T. & DOUGLASS, J.E., 1977. Nutrient budgets for undisturbed and manipulated hardwood forest ecosystem in the mountains of North Carolina, In: Watershed Research ln Eastern North America, vol. 1, D.L. Carrel (Ed.), Smithsonian Institute, Washington, D.C., p.343-363,

TAMM, C.O.; HOLMEN, H.; POPOVIC, B.; WIKLANDER, C., 1974. Leaching of plant nutrients from soils as a consequence of forestry operations. AMBIO, 3(6):211-221.

TAYLOR, A.W.; EDWARDS, N.M.; SIMPSON, C.C., 1971. Nutrients in streams draining woodland and farmland near Coshocton, Ohio, Water Resources Research, 7(1):81-89.

TURK, J.T. & ADAMS, D.B., 1983. Sensitivity to Acidification of Lakes in the Flat Tops Wilderness Area, Colorado. Water Resources Research, 19(2):346-350.

USDA, 1981. Soil erosion effects on soil productivity: a research perspective, Journal of soil and water conservation, 36(2):82-90.

U.S. PUBLIC HEALTH SERVICE, 1962. Drinking Water Standards, USPHS Publication nº 956. 61p.

10.9. QUESTÕES

1. Calcular o equivalente-grama dos elementos contidos na Tabela 10.3.

2. Calcular o equivalente-grama dos radicais da Tabela 10.4.

3. O resultado de uma análise de água mostrou os seguintes valores:

Cálcio	= 29,0 mg/l
Magnésio	= 16,4 mg/l
Sódio	= 23,0 mg/l
Potássio	= 17,5 mgll
Bicarbonato	= 171,0 mg/l (HCO_3)
Sulfato	= 36,0 mg/l
Cloro	= 24,0 mg/l

Expressar os resultados em termos de meq/l e dar a combinação química, ou a composição química provável da amostra.

4. Calcular o equivalente-grama do sulfato férrico $Fe_2(SO_4)_3$.

5. Quanto de NaOH 100% puro deve ser adicionado à água para neutralizar um efluente com acidez equivalente a 6 mg/l de H_2SO_4?

6. Quanto de cal (CaO) com 78% de pureza deve ser utilizado para o "amolecimento" de uma água com dureza equivalente a 70 mg/l de Ca ?

7. Qual é a concentração de saturação de oxigênio dissolvido numa água a 18º, contendo 800 mg/l de cloro, à pressão barométrica de 660 mm Hg ?

8. Determinar a dureza da água do exercício nº 3 pelo método do cálculo. Classificar a amostra quanto à dureza.

9. No exemplo de análise química da água colocado no texto, qual é a dureza temporária e qual a permanente, em termos de meq/l ?

10. Como parte aplicada, fazer a determinação dos parâmetros físicos e químicos de qualidade da água em amostras de água no laboratório, desenvolvendo as seguintes atividades:

a) proceder à determinação propriamente dita de cada um dos parâmetros, anotando os resultados numa tabela adequada;
b) para cada teste, fazer um desenho esquemático dos materiais, aparelhos e vidraria envolvidos, identificando cada um deles.

CAPÍTULO XI

HIDROLOGIA DE MATAS CILIARES

11.1. INTRODUÇÃO

Sob a ótica da hidrologia florestal, as matas ciliares ocupam as áreas mais dinâmicas da paisagem, tanto em termos hidrológicos, como ecológicos e geomórficos. Estas áreas têm sido chamadas de Zonas Ripárias: (MORING et al., 1985), (ELMORE & BESCHTA, 1987), (DeBANO & SCHMIDT, 1989), (LIKENS, 1992), (NAIMAN et al., 1992), (FRANKLIN, 1992), (GREGORY et al., 1992), (BREN, 1993).

A zona ripária está intimamente ligada ao curso d'água, mas os seus limites não são facilmemte demarcados. Em tese, os limites laterais se estenderiam até o alcance da planície de inundação. Todavia, os processos físicos que moldam continuamente os leitos dos cursos d'água, que vão desde intervalos de recorrência curtos das cheias anuais até fenômenos mais intensos das enchentes decenais e seculares, impõem, também, a necessidade de se considerar um padrão temporal de variação da zona ripária (GREGORY et al., 1992). O limite a montante, por exemplo, seria a nascente, mas durante parte do ano a zona saturada da microbacia se expande consideravelmente, o que implica na necessidade de se considerarem também as áreas côncavas das cabeceiras ("stream-head hollows") como parte integrante da zona ripária.

Devido a esta elevada freqüência de alterações que ocorrem na zona ripária, a vegetação que ocupa normalmente esta zona (mata ciliar) deve, em geral, apresentar uma alta variação em termos de estrutura, composição e distribuição espacial. Esta variação deve ocorrer tanto ao longo do curso d'água, refletindo variações de micro-sítios resultantes da dinâmica dos processos fluviomórficos, que resultam em trechos característicos de deposição de sedimentos, assim como trechos característicos de erosão fluvial. Lateralmente, as condições de saturação do solo diminuem à medida que se distancia do canal, o que deve, também, influenciar a composição das espécies.

Do ponto de vista ecológico, as zonas ripárias têm sido consideradas como corredores extremamente importantes para o movimento da fauna ao longo da paisagem, assim como para a dispersão vegetal. Além das espécies tipicamente ripárias, nelas ocorrem também espécies típicas de terra firme, e as zonas ripárias, desta forma, são também consideradas como fontes importantes de sementes para o processo de regeneração natural (TRIQUET et al., 1990), (GREGORY et al., 1992).

Esta função ecológica já é, sem dúvida, razão suficiente para justificar a necessidade da conservação das zonas ripárias.

Todavia, deve-se somar esta função hidrológica das zonas ripárias na manutenção da integridade da microbacia hidrográfica, representada por sua ação direta numa série de processos importantes para a estabilidade da microbacia, para a manutenção da qualidade e da quantidade de água, assim como para a manutenção do próprio ecossistema aquático.

11.2. FUNÇÃO HIDROLÓGICA DA ZONA RIPÁRIA

A zona ripária desempenha sua função hidrológica através dos seguintes processos principais (STEINBLUMS et al., 1984), (PLATTS et al., 1987), (ELMORE & BESCHTA, 1987), (LIMA, 1989), (GREGORY et al., 1992), (BREN, 1993):

a) geração do escoamento direto em microbacias: escoamento direto é o volume de água que causa o aumento rápido da vazão de microbacias durante e imediatamente após a ocorrência de uma chuva.

O conhecimento (ainda incompleto) dos mecanismos pelos quais a microbacia reage à ocorrência de uma chuva através do escoamento direto é uma das grandes contribuições das pesquisas em microbacias experimentais. Esta área de estudos tem sido tão intensa a ponto de resultar no desenvolvimento de uma sub-disciplina - a Hidrologia de Encostas ("Hillslope Hydrology") (KIRKBY, 1978), (ANDERSON & BURT, 1990).

Desde os trabalhos pioneiros de Horton publicados a partir de 1933 (HORTON, 1940), prevaleceu a teoria de que o escoamento direto era basicamente produzido pelo escoamento superficial que ocorre toda vez que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo, e que toda a água da chuva que se infiltra no terreno alimenta o lençol freático, para depois deixar a microbacia na forma de escoamento base. Mais ainda, segundo esta teoria, o escoamento superficial assim gerado (hoje referido como escoamento superficial hortoniano) provinha de todas as partes da microbacia (CHORLEY, 1978).

Na realidade, o modelo de Horton, a não ser para microbacias do semiárido, com solos rasos e desprovidos de vegetação, não funciona bem para a quantificação do escoamento direto em microbacias de clima úmido. Por exemplo, BETSON (1964) usou o modelo de Horton para a predição do escoamento direto em microbacias e verificou que o modelo só se ajustava com a multiplicação dos resultados por um fator de correção que variou de 0,046 a 0,858. Segundo o autor, esta necessidade revelada que o escoamento hortoniano ocorria apenas numa fração de microbacia (4,6 a 85,8%) e usou a expressão "área parcial" para este fenômeno. Na realidade, tem sido verificado que a área parcial não é fixa, mas varia com a duração e a intensidade da chuva, e com as condições de umidade antecedente, sugerindo-se portanto, que a expressão mais adequada seria "área variável parcial de contribuição" (CHORLEY, 1978).

Além disto, para áreas com boas condições de cobertura vegetal, a ocorrência de escoamento superficial hortoniano ao longo de todas as partes da microbacia é rara ou mesmo ausente. Por outro lado, áreas parciais da microbacia podem produzir escoamento superficial mesmo quando a intensidade da chuva seja inferior à capacidade de infiltração média para a microbacia como um todo. Quais são esta áreas?

-zonas saturadas que margeiam os cursos d'água e suas cabeceiras, as quais podem se expandir durantes chuvas prolongadas (zonas ripárias);
-concavidades do terreno, para as quais convergem as linhas de fluxo, como as concavidades freqüentemente existentes nas cabeceiras (também parte da zona ripária);
-áreas de solo raso, com baixa capacidade de infiltração.

Desta forma, apenas parte da microbacia contribui, efetivamente, para o escoamento direto de uma chuva. Nos dois primeiros exemplos de áreas parciais, o processo que

ocorre foi denominado de "escoamento superficial de áreas saturadas", o qual ocorre mesmo que a intensidade da chuva seja inferior à capacidade de infiltração do solo. Parte deste processo pode ocorrer na forma de interfluxo lateral. Portanto, não se trata de escoamento hortoniano. Sob certas condições o escoamento superficial de áreas saturadas é o principal componente do escoamento direto (CHORLEY, 1978).

HEWLETT & HIBBERT (1967) desenvolveram o modelo denominado de "Área Variável de Afluência" para definir as porções do terreno da microbacia que participam da geração do escoamento direto. O modelo da área variável de afluência, que também ainda necessita de refinamento, o qual, repetindo, também só é válido para a escala de microbacias, define que para qualquer ponto na hidrógrafa do escoamento direto a vazão instantânea pode ser estimada pela seguinte equação (HIBBERT & TROENDLE, 1988):

$$q_{(t)} = [\ A_{1(t)} - K^{dH/dx}] + [\ A_{2(t)} \cdot P_{(t)}] + [\ A_{3(t)} \cdot P_{(t)}\ ]$$

onde:
$q_{(t)}$ = descarga no instante "t" (l/s)
$A_{1(t)}$ = áreas saturadas da microbacia (área variável de afluência = zona ripária)
$A_{2(t)}$ = espelho d'água (largura do canal x comprimento do canal)
$A_{3(t)}$ = áreas impermeáveis (escoamento hortoniano)
$P_{(t)}$ = chuva até o instante "t"
K = condutividade hidráulica saturada ao longo da área A1
dH/dx = diferença de carga hidráulica ao longo da distância x.

Na realidade existem outros modelos envolvendo uma mistura destes processos já referidos, assim como vários outros já identificados em alguma microbacia, tais como:

- interfiuxo
- fluxo em condições de solo não saturado (mais lento)
- fluxo em condições de solo saturado (mais rápido)
- mecanismo de "pistão" ("água velha", infiltrada no solo de chuvas anteriores, sendo pressionada para fora por "água nova", recém infiltrada)
- fluxo em macroporos ("Pipe flow")
- etc.

O assunto tem sido bastante estudado e já apresenta um volume razoável de publicações: (HEWLETT, 1974), (LEE & DELLEUR, 1976), (KIRKBY, 1978), (ANDERSON & BURT, 1978), (TOPALIDIS & CURTIS, 1982), (PEARCE et al., 1986), (SKLASH et al., 1986), (ANDERSON & BURT, 1990), (BAND et al.,1993), (BONELL, 1993).

Portanto, considerando microbacias onde o uso da terra não tenha favorecido o surgimento de áreas compactadas ou impermeáveis, nas quais poderia ocorrer escoamento superficial hortoniano durante as chuvas, as zonas ripárias desempenham, sem dúvida, papel hidrológico fundamental na geração do escoamento direto. Implícita nesta conclusão está a convicção de que por esta razão tais áreas devem estar permanentemente protegidas pela vegetação ciliar, embora não seja fácil demonstrar a relação de causa e efeito. Provavelmente, a intensificação dos processos de geração do escoamento direto deve contribuir para o aumento da erosão fluvial e, com certeza, a

ausência da proteção mecânica que as raízes da mata ciliar oferecem às margens também contribui para a degradação.

b) quantidade de água: tem sido demonstrado que a recuperação da vegetação ciliar contribui para com o aumento da capacidade de armazenamento da água na microbacia ao longo da zona ripária, o que contribui para o aumento da vazão na estação seca do ano (ELMORE & BESCHTA, 1987). Esta verificação permite, talvez, concluir a respeito do reverso. Ou seja, a destruição da mata ciliar pode, a médio e longo prazos, pela degradação da zona ripária, diminuir a capacidade de armazenamento da microbacia, e conseqüentemente, a vazão na estação seca.

c) qualidade da água: o efeito direto da mata ciliar na manutenção da qualidade da água que emana da microbacia tem sido demonstrado com mais facilidade em diversos experimentos. Esta função da zona ripária é, sem dúvida, de aplicação prática imediata para o manejo de microbacias (KUNKLE, 1974).

A zona ripária, isolando estrategicamente o curso d'água dos terrenos mais elevados da microbacia, desempenha uma ação eficaz de filtragem superficial de sedimentos (AUBERTIN & PATRIC, 1974), (KARR & SCHLOSSER, 1978), (SCHLOSSER & KARR, 1981), (BAKER, 1984), (MORING et al., 1985), (BORG et al., 1988), (ADAMS et al., 1988), (ICE et al., 1989), (MAGETTE et al., 1989).

BARTON & DAVIES (1993) demonstraram que a zona ripária protegida pode também diminuir significativamente a concentração de herbicidas nos cursos d'água de microbacias tratadas com tais produtos.

A maior parte dos nutrientes liberados dos ecossistemas terrestres chega aos cursos d'água através de seu transporte em solução no escoamento sub-superficial. Ao atravessar a zona ripária, tais nutrientes podem ser eficazmente retidos por absorção pelo sistema radicular da mata ciliar, conforme tem sido demonstrado em vários trabalhos (AUBERTIN & PATRIC, 1974), (PETERJOHN & CORRELL, 1984), (FAIL et al., l987), (DILLAHA et al., 1989), (MAGETTE et al., 1989), (MUSCUTT et al., 1993).

Como já afirmado, os limites da zona ripária, do ponto de vista geomorfológico, não são facilmente delimitados; podem variar bastante ao longo da microbacia e, principalmente, entre diferentes microbacias, em função das diferenças de clima, geologia e solos. Um outro critério de delimitação da extensão da zona ripária seria o do ponto de vista ecológico, como função de corredor de fluxo gênico ao longo da paisagem, assim como visando atender às dimenções mínimas que garantam a sua sustentabilidade.

Esta função de retenção de nutrientes e sedimentos como garantia de proteção da qualidade da água, por outro lado, define o critério hidrológico de dimensíonamento da faixa ripária. Não existe ainda nenhum método definitivo para o estabelecimento da largura mínima da faixa ripária que possibilite uma proteção satisfatória do curso d'água (BREN, 1993). FLANAGAN et al (1989), por exemplo, desenvolveram algumas equações de estimativa da largura mínima baseadas em parâmetros hidráulicos.

CLINNICK (1985), por outro lado, elaborou uma revisão exaustiva sobre o uso e a eficácia de diferentes larguras de faixa ciliar visando a proteção do curso d'água em

áreas florestais da Austrália. Embora encontrando grande variação de critérios e larguras utilizadas, o autor concluiu que a largura mais recomendada para tal finalidade é de 30 metros. Relembrando, esta preocupação para com o estabelecimento de uma largura efetiva tem a ver apenas com a função de filtro, que todavia não é nem a principal função da zona ripária.

d) ciclagem de nutrientes: como já comentado, o efeito de filtragem de particulados e de nutrientes em solução, proporcionado pela zona ripária, confere, também, significativa estabilidade em termos do processo de ciclagem geoquímica de nutrientes pela microbacia.

e) interação direta com o ecossistema aquático: existe uma interação funcional pemanente entre a vegetação ripária, os processos geomórficos e hidráulicos do canal e a biota aquática. Esta interação decorre, em primeiro lugar, do papel desenpenhado pelas raízes na estabilização das margens. A mata ciliar, por outro lado, abastece continuamente o rio com material orgânico e, inclusive, com galhos e, às vezes, até troncos caídos. Este matenal orgânico, para cumprir sua função como fonte nutricional para a biota aquática, deve ser retido. A rugosidade das margens, proporcionada pela mata ciliar e pela queda destes galhos e troncos (resíduos grosseiros), favorece este processo de retenção, por obstruírem o fluxo d'água, criando zonas de turbulência e zonas de velocidade diminuída, conseqüentemente favorecendo o processo de deposição de partículas e sedimentos, e criando, também, micro-habitats favoráveis para alguns organismos aquáticos. Um terceiro aspecto desta interação resulta da atenuação da radiação solar proporcionada pela mata ciliar, favorecendo o equilíbrio térmico da água e influenciando positivamente a produção primária do ecossistema lótico (GREGORY et al., 1991), (BESCHTA, 1991).

11.3. PERSPECTIVAS DE PESQUISAS EM ZONAS RIPÁRIAS

As informações disponíveis na literatura mostram que as zonas ripárias, pelo só aspecto de sua função hidrológica, como elemento indispensável para a manutenção do funcionamento hidrológico da microbacia, assim como da estabilidade do ecossistema aquático, e de valores ecológicos da paisagem, deveriam ter prioridades em termos de alocação de recursos para pesquisas.

Mais importante ainda, mostram, também, que o conhecimento acumulado está ainda longe de ser completo. Todavia, embora iniciados recentemente (década passada), os estudos em zonas ripárias vêm ganhando ímpeto em muitos países.

Nas nossas condições, as informações disponíveis são ínfimas, e os estudos já iniciados têm dado ênfase apenas a aspectos florísticos e fisionômicos de remanescentes de matas ciliares, assim como ao estabelecimento de modelos de recomposição de matas ciliares. Não restam dúvidas de que se tratam de linhas importantes de trabalho, para dar imediatamente início à recuperação de microbacias degradadas, assim como para acumular informações quantitativas sobre esse ecossistema.

Todavia, é preciso também iniciar trabalhos dentro do enfoque da microbacia, como resumidamente apresentado, na busca da caracterização da zona ripária, de suas variações com as condições locais, de sua interação com a geomorfologia, com a geologia e com o regime de chuvas e, principalmente, com a vegetação ripária.

Este enfoque tem importância por pelo menos uma razão simples: ele é de conotação prática imediata, já que as informações serão, sem dúvida, úteis para nortear o manejo dos recursos naturais, ou seja, o uso da terra para atender às necessidades do homem dentro de normas ambientais, isto é, que garantam a perpetuação de valores hidrológicos (qualidadade e quantidade da água), ecológicos (biodiversidade) e estéticos da paisagem.

Sob este enfoque, no nosso país, o campo de pesquisa encontra-se totalmente inexplorado. Dentro da caracterização da zona ripária, por exemplo, medições hidrológicas em microbacias experimentais, com o objetivo de desenvolver modelos de geração do escoamento direto, aliado a medições isoladas dos componentes deste escoamento ao longo das encostas, das propriedades hidrológicas do solo nas áreas saturadas, e do aspecto dinâmico da zona ripária.

O critério hidrológico de estabelecimento da largura mínima de faixa ciliar na zona ripária, visando garantir a proteção dos cursos d'água é, também, outra linha importante dos trabalhos em microbacias experimentais.

Mais importante, finalmente, é a busca do conhecimento integrado destes aspectos hidrológicos com a vegetação que ocupa as zonas ripárias. Qual a relação entre a zona ripária, a mata ciliar e o ecossistema aquático? É claro que esta pergunta genérica não ajuda muito em termos de delinear linhas de trabalho, nem tampouco vai ter resposta definitiva tão cedo. Mas a Figura 11.1, modificada de LIKENS (1992), pode, pelo menos, ilustrar um pouco a idéia desta interação e, talvez, fornecer algumas perspectivas de trabalhos integrados em zonas ripárias.

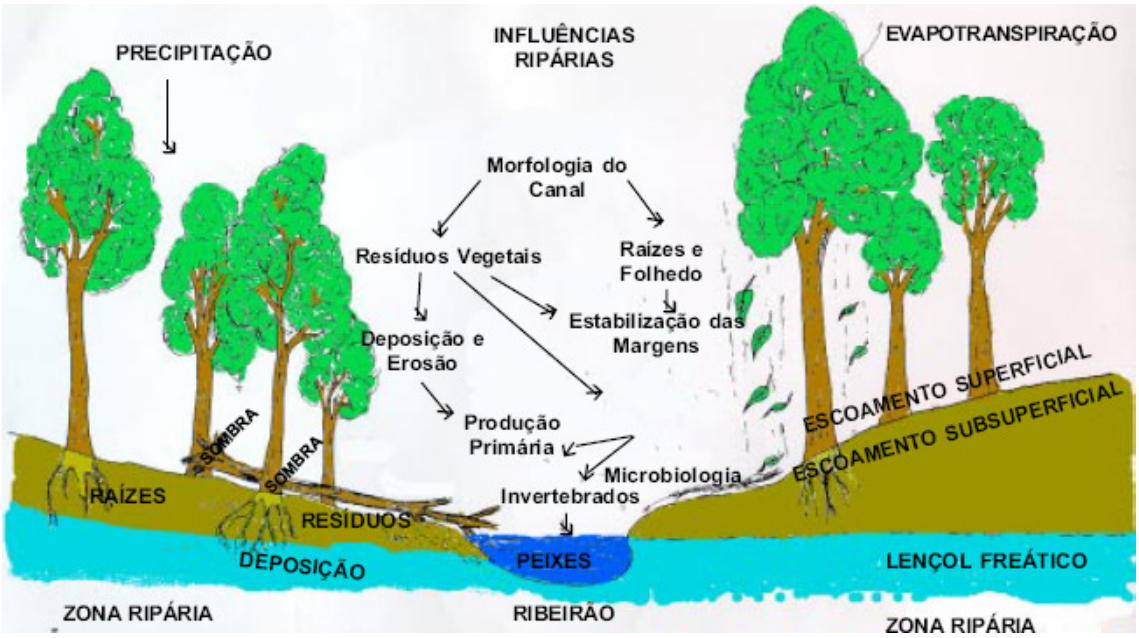


Figura 11.1: Ilustração conceitual do ecossistema ripário (modificado de LIKENS, 1992)

11.4. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, P.W.; R.L. BESCHTA; H.A. FROEHLICH, 1988. Mountain logging near streams: apportunities and challenges. Proc. International Mountain Logging and Pacific Skyline Sumposium. Oregon State University, Corvallis: 153-162.

ANDERSON, M.G. & T.P. BURT, 1978. Towards more detailed field monitoring of variable source area. Water Resources Research, 14 (6)-1123-1131.

ANDERSON, M.G. & T.P. BURT (Eds.) 1990. Process Studies in Hillslope Hydrology. John Wley & Sons. 462 p.

AUBERTIN, G.M. & J.H. PATRIC, 1974. Water quality after cleacutting a small watershed in West Virginia. Journal of Enviromnental Quality, 3 (3): 243-249.

BAKER, S.E., 1984. The development, current use, and effectiveness of streamside buffer zones in precluding sediment delivery to forest streams. North Caroline State university. M.S. Thesis.

BAND, L.E.; P. PATTERSON; R. NEMANI; S.W. RUNNING, 1993. Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. Agricultural and Forest Meteorology, 63: 93-126.

BARTON, J.L. & P.E. DAVIES, 1993. Buffer strips and streamwater contamination by atrazine and pyrethroids aerially applied to *Eucalyptus nitens* plantations. Australian Forestry, 56 (3): 201-210.

BESCHTA, R.L., 1991. Stream habitat management for fish in the Northwestem United States; the role of riparian vegetation, American Fisheries Society Symposium, 10: 53-58.

BETSON, R.P., 1964. What is watershed runoff? Journal of Geophysical Research. 69 (8): 1541-1552.

BONELL, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology, 150: 217-275.

BORG, H., A. HORDACRE; F. BATINI, 1988. Effects of logging in stream and river buffers on watercourses and water quality in the southern forest of Western Australia. Australian Forestry, 51 (2): 98-105.

BREN, L.J., 1993. Riparian zone, stream, and floodplain issues: a review. Journal of Hydrology, 150: 277-299.

CHORLEY, R.J., 1978. The hillslope hydrologic cycle. ln: Hillslope Hydorlogy. M.J. KIRKBY (Ed.). Jobn Wiley- 1-42.

CLINNICK, P.F., 1985. Buffer strip management in forest operations: a review. Australian Forestry, 48 (1): 34-45.

DeBANO, L.F. & L.J. SCHMIDT, 1989. Improving Southwestem riparian areas through watershed management. USDA Forest Service, General Technical Report RM-182. 34 p.

DILLAHA, T.A.; R.B. RENEAU, S. MOSTAGHIMI; D. LEE, 1989. Vegetative fílter strips for agricultural nonpoint source pollution control. Transactions of the ASAE, 32 (2):513-519.

ELMORE, W. & R.L. BESCHTA, 1987. Ripariam areas: perceptions in management. Rangelands, 9 (6): 260-265.

FAIL, JR., J.L.; B.L. HAINES; R.L. TODD, 1987. Riparian forest communities and their role in nutrient conservation in an agricultural watershed. American Journal of Alternative Agriculture, 2 (3)-.114-121.

FLANAGAN, D.C.; G.R. FOSTER; W.H. NEIBLING; J.P. BURT, 1989. Simplified equations for filter strip design. Transactions of the ASAE, 32 (6): 2001-2007.

FRANKLIN, J.F., 1992. Scientific basis for new perspectives in forests and streams. ln: Watershed Management Balancing Sustainability and Enviromnental Change. R.J, Naiman (Ed.). Springer Verlag: 25-72.

GREGORY, S.V.; F.J. SWANSON; W.A. McKEE; K.W. CUMMINS, 1992. An ecosystem perspective of riparian zones. BioScience, 41 (8):540-55 1.

HEWLETT, J.D., 1974. Comments on letters relating to "Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2, upstream source areas" by R. Allan Freeze.Water Resources Research, 10 (3): 605-607

HEWLETT, J.D. & A.E. HIBBERT, 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. lnternational Symposium on Forest Hydrology. Pergamon Press: 275-290.

HIBBERT, A.R. & C.A. TROENDLE, 1988. Streamflow generation by variable source area. Forest Hydrology and Ecology at Coweeta. Swank & Crossley(Eds.). Springer-Verlag: 111-127.

HORTON, R.E., 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Science Society of America Proc., 5: 399-417.

ICE, G.G.; R.L. BESCHTA; R.S.CRAIG, J.R. SEDELL, 1989. Riparian protection rules for Oregon forests. USDA Forest Service, Gen. Tech. Report PSW-110: 533-536.

KARR, J.R. & I.J. SCHLOSSER, 1978. Water resources at the land-water interface. Science, 201: 229-234.

KIRKBY, M.J. (Ed.), 1978. Hillslope. Hydrology. John Wiley. 389 p.

KUNKLE, S.H., 1974. Agua: su calidad suele depender del forestal. Unasylva, 26 (105):10-16.

LEE, M.T. & J.W. DELLEUR, 1976. A variable source area model of the rainfall-runoff process based on the watershed stream network. Water Resources Research, 12 (5): 1029-1036.

LIKENS, G.E., 1992. The eosystem approach: its use and abuse. Excellence in Ecology 3. Otto Kline (Ed.).Ecology Institute, Germany. 166 p.

LIMA,W.P., 1989. Função hidrológica da mata ciliar. Simpósio sobre Mata Ciliar.Fundação Cargill: 25-42.

MAGETTE, W.L.; R.B. BRINSFIELD; R.E. PALMER; J.D. WOOD, 1989. Nutrient and sediment removal by vegetated filter strips. Transactions of the ASAE, 32 (2): 663-667.

MORING, J.R.; G.C. GARMAN; D.M. MULLEN, 1985. The value of riparian zones for protecting aquatic systems: general concerns and recent studies in Maine. Riparian Ecosystem and their Management. USDA Forest Service, Gen. Tech. Report RM- 120: 315-319

MUSCUTT, A.D.; G.L. HARRIS; S.W. BAILEY; D.B.DAVIES, 1993. Buffer zones to improve water quality: a review of their potential use in UK agriculture. Agriculture, Ecosystem and Environment, 45: 59-77.

NAIMAN, R.J.; T.J. BEECHIE; L.E. BENDA; D.R. BERG; P.A. BISSON; L.H. MACDONALD; M.D. O'CONNOR; P.L. OLSON; E.A. STEEL, 1992. Fundamental elements of ecologically healthy watersheds in the Pacific Northwest Coastal Ecoregion. Watershed Management: Balancing Sustainability and Environmental Change. R.J. Naiman (Ed.). Springer-Verlag: 127-188.

PEARCE, A.J.; M.K. STEWART; M.G. SKLASH, 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments. 1. Where does the water come from ? Water Resources Research, 22 (8): 1263-1272.

PETERJOHN, W.T. & D.L. CORREL, 1984. Nutrient dynamics in an agricultural watershed: observations on the role of a riparian forest. Ecology, 65(5): 1466-1475.

PLATTS, W.S. et al., 1987. Methods for evaluating riparian habitats with applications to management. USDA Forest Service, Gen. Tech. Report INT-221. 177 p.

SCHLOSSER, I.J. & J.R. KARR, 1981. Water quality in agricultural watersheds: impact of riparian vegetation during base flow. Water Resources Bulletin, 17 (2): 233-240.

SKLASH, M.G.; M.K. STEWART; A.J. PEARCH, 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments. 2 - A case study of hillslope and low-order stream response.Water Resources Research, 22(8): 1273-1282.

STEINBLUMS, I.J.; H.A. FROEHLICH; J.K. LYONS, 1984. Designing stable buffer strips for stream protection. Journal of Forestry, 82 (1): 49-52.

TOPALIDIS, S. & A.A. CURTIS, 1982. The effect of antecedent soil water conditions and rainfall variations on runoff generation in a small eucalypt catchment. The First National Symposium on Forest Hydrology. The Institute of Engineers of Australia. National Conference Publication N. 82/6: 43 - 49.

TRIQUET, A.M.; G.A, McPEEK; W.C. McCOMB, 1990. Songbird diversity in clearcuts with and without a riparian buffer strip. Journal of Soil and Water Conservation, 45 (4): 500-503.