



Universidade Estadual de Maringá
ENGENHARIA AGRÍCOLA
Campus do Arenito – Cidade Gaúcha



Meteorologia e Climatologia Agrícola

Notas de aula

Prof. Eng. Agríc. Luciano Vieira
Monitor Francisco José Piculli

Cidade Gaúcha – PR
2009

Considerações sobre o material

O presente material é fruto de uma experiência de ensino bem sucedida por parte dos professores Pedro Castro Neto, Antônio Augusto Aguilar Dantas e Luiz Gonsaga de Carvalho, professores do setor de Agrometeorologia do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras. Sob autorização dos autores, reproduzo o material, acrescentando algumas considerações pertinentes ao ensino da meteorologia agrícola aplicada as condições do Paraná.

Portanto, este material torna-se um esforço no intuito de capacitar os estudantes de Engenharia Agrícola da Universidade Estadual de Maringá a trabalhar de forma clara e objetiva com conceitos importantes da agrometeorologia.

Dessa forma, adquirido tais conceitos, acredito que nossos atuais alunos, futuros engenheiros, poderão aplicar seus conhecimentos nas diversas áreas da engenharia agrícola tais como Armazenamento e processamento de produtos agrícolas, construções e ambiência, irrigação e drenagem, sensoriamento remoto, eletrificação rural entre outras.

Finalmente, desejo boa leitura a todos os nossos estudantes e que a partir desse ponto possam aumentar seus conhecimentos ajudando o país a resolver problemas estruturais que ainda afligem o rural brasileiro.

Eng. Agríc. Luciano Vieira

Nem mesmo o brilho do sol, a radiação que sustenta o dia, pode dispersar o terror que reside na mente das pessoas. Apenas a compreensão das várias manifestações naturais e de seus mecanismos internos tem o poder de derrotar esse medo.

Lucrecio, (96-55 a.C.)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO AO CURSO DE METEOROLOGIA AGRÍCOLA

1. Meteorologia, Climatologia e Agrometeorologia

A meteorologia é definida como a ciência que estuda a atmosfera e seus fenômenos, e a climatologia é o estudo científico do clima. O Meteorologista e o Climatologista, contudo, diferem significativamente em sua metodologia de trabalho; enquanto o Meteorologista aplica as leis da física clássica e as técnicas matemáticas no estudo dos fenômenos atmosféricos, o Climatologista utiliza técnicas estatísticas para inferir informações a respeito do clima. O Meteorologista estuda o tempo e o Climatologista estuda o clima. Porém, a Climatologia está baseada na Meteorologia existindo, portando uma relação estreita entre a Meteorologia e a Climatologia.

A Agrometeorologia (ou Meteorologia Agrícola) é considerada como sendo o estudo das condições atmosféricas e suas conseqüências no ambiente rural. Tem sua principal aplicação no planejamento e na tomada de decisões em uma propriedade agrícola, seja na produção animal ou vegetal, sendo ferramenta indispensável no processo produtivo rural. Pode portanto, ser ainda dividida em Bioclimatologia Vegetal e Animal.

2. Tempo e Clima

Em meteorologia é feita uma distinção entre o tempo e o clima. O tempo é o estado da atmosfera em um determinado momento e lugar ou é o estado da atmosfera com relação aos seus efeitos sobre a vida e as atividades humanas. Por outro lado, o clima é a síntese do tempo num determinado lugar para um determinado período de tempo. O Clima, se refere as características da atmosfera inferidas de observações contínuas durante um longo período, como por exemplo 30 anos (normal climatológica). É o conjunto de fenômenos meteorológicos que determinam o estado médio da atmosfera em determinada região ou local. O clima abrange um maior numero de dados que as condições do tempo para uma determinada área. Ele inclui considerações dos desvios em relação as médias, variabilidade, condições extremas e frequência de ocorrência de determinada condição de tempo. Assim, o clima representa uma generalização, enquanto o tempo lida com eventos específicos.

3. Fatores e elementos climáticos

Os elementos são aquelas grandezas meteorológicas que comunicam ao meio atmosférico suas propriedades, características e peculiaridades. Os principais elementos são: temperatura, umidade, precipitação pluvial (chuva), vento, nebulosidade, pressão atmosférica, etc. Os elementos climáticos variam no tempo e no espaço e são influenciados por certos fatores, chamados fatores climáticos, agentes causais que condicionam os elementos climáticos. Rigorosamente, uma distinção entre fator e elemento é, em muitos casos, artificial, por exemplo, a radiação pode ser um fator que promove variações das condições atmosféricas, mas considerando-a isoladamente é também um elemento climático, dependente da latitude, altitude, época do ano.

Em escala global, os fatores físicos capazes de modificar o clima podem ser classificados como externos e internos. Destacam-se os seguintes fatores externos:

- Flutuação na quantidade de energia solar emitida;
- Variações na orbita terrestre e no eixo de rotação;
- Aumento ou diminuição do dióxido de carbono atmosférico;
- Variação na quantidade de poeiras atmosféricas;

- Modificações nas características da superfície dos continentes e dos oceanos.

Em escala regional ou local, outros fatores podem ser acrescentados: altitude, relevo, presença do mar (maritimidade), continentalidade, latitude, tipo de solo, rotação da Terra, estações do ano, vegetação, correntes oceânicas, etc.

4. Escala espacial dos fenômenos atmosféricos

A ocorrência dos fenômenos atmosféricos podem ser separadas em três grandes categorias, ou seja, macro, meso e micro-escala.

A macro escala trata dos fenômenos em escala regional ou geográfica, que caracterizam o clima de grandes áreas pelos fatores geográficos (altitude, latitude, etc.). Esta escala deve ser focalizada quando se discute mudança climática.

Meso-escala, refere-se aos fenômenos em escala local, em que a topografia condiciona o (topo ou meso) clima pelas condições de relevo local. A exposição do local (definida pelas coordenadas celestes: E, S, E ou W), a configuração (vale, espigão, encosta) e a inclinação do terreno determinam o clima local.

A micro-escala é aquela que condiciona o clima em pequena escala (microclima), sendo função do tipo de cobertura do terreno (solo nu, gramado, floresta, cultura rasteira, represa, etc.) que determina o balanço local de energia. O fator principal é a cobertura do terreno e cada tipo de cobertura tem influência própria sobre o microclima.

CAPÍTULO 2

OBSERVAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE

1. Introdução

Desde os tempos mais remotos, o homem tem se preocupado em observar os diferentes elementos do clima, como a precipitação, temperatura e umidade, entre outros.

O estabelecimento de modelos que regem as variações nas condições de tempo e de clima dependem da extensa e frequente exploração da atmosfera, sendo parte das observações junto à superfície.

Uma estação meteorológica é a unidade básica de uma rede de serviços. São montadas de acordo com os mesmos padrões: em lugar sem sombras, de preferência gramado para evitar os reflexos da radiação solar, com amplos horizontes, principalmente a leste e a oeste da estação.

Para a atividade agrícola, o conhecimento do comportamento do clima de uma região é fundamental, contribuindo para uma maior e melhor produção. É também ferramenta indispensável na pesquisa, tanto para definir como interpretar os resultados dos experimentos, bem como para aplicar os resultados.

A confiabilidade dos dados meteorológicos depende do interesse e da preparação do observador, da continuidade da coleta dos dados e o cuidado na manutenção dos equipamentos.

2.0 A ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL (OMM) E O INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA DE BRASÍLIA (INMET).

Para o alcance de diagnósticos e prognósticos da atmosfera faz-se necessário um sistema global de observações meteorológicas, o qual deverá promover a exploração da atmosfera tanto a nível superficial como nos níveis superiores da mesma, além de realizar medições em intervalos de tempo suficientemente curtos para permitir o monitoramento da origem e do desenvolvimento dos fenômenos meteorológicos.

A ONU (Organização das Nações Unidas) mantém um Órgão especializado denominado OMM (Organização Meteorológica Mundial) criado em 1950, antiga Organização Meteorológica Internacional, que coordena as atividades meteorológicas de caráter operacional.

A OMM desenvolve o programa Vigilância Meteorológica Mundial (VMM), com o objetivo de manter o intercâmbio de informações meteorológicas entre os países e o estímulo ao desenvolvimento da previsão do tempo.

O programa é composto por três sistemas:

a) Sistema Mundial de Observações (cerca de 10.000 estações terrestres, a maioria nos Continentes e no hemisfério norte, 7.000 navios mercantes, 3.000 aviões comerciais, plataformas automáticas, satélites e radares), voltado para a qualidade e quantidade das observações.

b) Sistema Mundial de Preparação de Dados, constituídos dos Centros Meteorológicos Nacionais

(CMN), Regionais (CMR) e Mundiais (CMM- Washington, Moscou e Melbourne), voltados para o tratamento dos dados e elaboração de previsões;

c) Sistema Mundial de Telecomunicações, com centros nacionais de telecomunicações (CNT).

O Ministério da Agricultura, através do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) é o representante do Brasil na Organização Meteorológica Mundial, responsabilizando-se pelo estabelecimento, coordenação e operação das redes de observações meteorológicas e de transmissão de dados meteorológicos, inclusive aquelas integradas à rede internacional.

O Brasil participa do programa VMM (Vigilância Meteorológica Mundial) operando cerca

de 20 estações de radiossondagem e cerca de 180 estações de superfície, número insuficiente em vista da extensão territorial do país.

As atividades são coordenadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), sediado em Brasília, que também é sede de um Centro Regional de Preparação de Dados e um Centro Regional para a América do Sul do Sistema Mundial de Telecomunicações. Portanto Brasília atua como Centro Nacional de Telecomunicações, recolhendo todas as informações coletadas no Brasil e repassando-as para o Centro Meteorológico Mundial de Washington, através de um ramal do circuito tronco do Sistema Global de Telecomunicação. Para Brasília convergem os dados transmitidos por cinco centros coletores: Belém, Recife, Rio de Janeiro, Porto Alegre e Cuiabá.

Para atender tais responsabilidades o INMET possui uma estrutura composta de um Órgão Central e dez Órgãos Regionais: Manaus, Belém, Recife, Salvador, Belo Horizonte, Rio de Janeiro, São Paulo, Porto Alegre, Cuiabá e Goiânia. O Órgão Central, localizado em Brasília, é constituído de uma Direção Geral à qual estão subordinados: a Coordenadoria de Planejamento, o Núcleo de Intercâmbio Tecnológico, o Núcleo de Comunicação Social, a Biblioteca, Divisões Técnicas e Administrativas.

A rede do INMET é a maior rede de estações meteorológicas no Brasil, mas não é a única existente, outros órgãos operacionais possuem redes de observações, como a Força Aérea Brasileira, Marinha do Brasil, Secretaria de Estado, Instituições de Ensino e Pesquisa, Empresas Públicas, Para-Estatais e Privadas, tais redes atuam isoladamente, ou no sistema de cooperação. O INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) mantém o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climatológicos e trabalha de forma associada ao INMET.

3.0 As Estações Meteorológicas

3.1 Tipos de Estações Meteorológicas

As observações de superfície são procedimentos sistemáticos e padronizados pela OMM (Organização Meteorológica Mundial) no que diz respeito ao tipo de equipamento, às técnicas de calibração, à aferição, aos ajustes, ao manuseio, a procedimentos observacionais, aos horários de observação, ao tratamento dos dados, às correções, às estimativas, à transmissão e ao uso operacional. Tais medidas visam à obtenção de informações qualitativas e quantitativas referentes aos parâmetros meteorológicos capazes de serem comparadas e de caracterizarem plenamente o estado instantâneo da atmosfera.

Há dois tipos de Estações Meteorológicas de Superfície: as Estações Meteorológicas Convencionais e as Estações Meteorológicas Automáticas. As Estações Meteorológicas Convencionais exigem a presença diária do observador meteorológico para coleta de dados, elas se dividem em classes de acordo com o número de elementos observados. As de primeira classe são aquelas que medem todos os elementos do clima, já as de segunda classe são as que não realizam as medidas de pressão atmosférica, radiação solar e vento, as de terceira classe medem a temperatura máxima, a mínima e a chuva, também conhecidas como termo-pluviométricas.

Um outro tipo de estação meteorológica é a Estação Meteorológica Automática com a coleta de dados totalmente automatizada. Nesse tipo de estação os sensores operam com princípios que permitem a emissão de sinais elétricos, que são captados por um sistema de aquisição de dados (Datalogger), possibilitando que o armazenamento e o processamento dos dados sejam informatizados. Apresenta como principal vantagem o registro contínuo de todos os elementos, com saídas dos dados em intervalos que o usuário programar.

Cidade Gaúcha – PR possui uma Estação Meteorológica Automática que fornece dados contínuos de temperatura máxima, mínima, umidade, pressão, precipitação, direção e velocidade do vento. Para acessar os dados dessa estação basta entrar na página do INMET (www.inmet.gov.br) e procurar pela rede de estações meteorológicas automáticas. Ao escolher a cidade, no caso, Cidade

Gaúcha – PR, irá aparecer as informações da estação (Figura 1). Neste quadro há a opção de visualizar gráficos e coletar dados.

Estação: CIDADE GAUCHA-A869

Registro: 23 UTC 06/05/2009

Temp. Max.: 24.3 °C

Temp. Min.: 23.0 °C

Umidade: 62%

Pressão: 972.9 hPa

Precipitação: 0.0 mm

Vento Dir: 150 °

Vento Vel: 0.0 m/s

Foto



Dados



Gráfico

Estação

Aberta em: 10/03/2008

Latitude: -23.3592°

Longitude: -52.9314°

Altitude: 381.00 metros

Figura 1 – Informações da Estação Meteorológica Automatizada de Cidade Gaúcha – PR.

As Estações Meteorológicas Convencionais, dependendo de suas finalidades são classificadas em: Estações Sinóticas, Estações Climatológicas, Estações Agrometeorológicas, Estações Meteorológicas Aeronáuticas e Estações Especiais. Estações Sinóticas são aquelas em que se realizam observações para fins de previsão do tempo (com horários padronizados internacionalmente – Tempo Médio de Greenwich) podem se localizar sobre o continente (superfície ou ar superior, estas últimas denominadas de Estações de Sondagem –instrumentos: balão-piloto, radiossonda, radiovento e radioventossonda) ou sobre o Oceano (em navios). Quando as informações são reunidas tem-se a carta sinótica.

As Estações Climatológicas podem ser Principais ou Ordinárias. As instalações são rigorosamente padronizadas (espessura do arame, malha da tela e orientação do cercado, cor da pintura, dimensões, piso, etc).

As Estações Climatológicas classificam-se em:

- Estações Climatológicas Principais: são as que medem todos os elementos meteorológicos necessários aos estudos climatológicos, são constituídas de uma área instrumental e de um escritório e,
- Estações Climatológicas Ordinárias: aquelas que não nos fornecem todas estas informações e são constituídas apenas de uma área instrumental com um abrigo termométrico e um pluviômetro.
- Estações Agrometeorológicas são mais voltadas para a atividade agrícola, por isso além das observações atmosféricas também são realizadas observações fenológicas.

As Estações Meteorológicas Aeronáuticas destinam-se à coleta de informações necessárias à segurança de aeronaves, na maioria das vezes estão instaladas nos grandes aeroportos e fazem inúmeras observações diárias.

Os Postos Pluviométricos são destinados à coleta de chuvas para manejo de recursos

hídricos.

Todas as demais estações com qualidades distintas enquadram-se como Estações Especiais, tais como: Estações Ozonométricas, Micrometeorológicas, Actiométricas, de Radar, de recepção de dados de Satélites, Plataformas automáticas, etc.

3.1.1 Estações Rastreadoras de Satélites, Estações de radar Meteorológico e Estações de Radiossondagens

Estações rastreadoras de Satélites Meteorológicos: as informações captadas pelos satélites, entre outras, são: camadas de nuvens, distribuições verticais de temperatura e umidade, a temperatura à superfície (mar e terra) e as regiões cobertas de gelo e neve. Os satélites levam inúmeros equipamentos a bordo, entre eles: equipamentos de transmissão automática de imagens e elementos sensores. Há dois tipos de satélites quanto à órbita: os de órbita polar e os geoestacionários. Os equipamentos de órbita polar estão situados entre 800 e 1400 Km de altura, já os geoestacionários encontram-se a 36.000 Km, estes últimos são os mais utilizados para a previsão do tempo, pois fornecem imagens a cada 30 minutos, tanto na faixa visível (durante o dia), quanto no infravermelho (dia e noite), além de também fornecerem informações referentes a frentes frias, ciclones, furacões, etc. São imagens digitais processadas por computador, que podem gerar outras informações como: precipitação, radiação solar, temperatura, ventos, entre outras.

Os satélites de órbita polar oferecem menor resolução espacial e são capazes de determinar a posição de plataformas de coleta de dados móveis, como bóias à deriva e navios.

Estações de Radar Meteorológico têm duas finalidades: observar as condições de tempo e medir vento em altitude. Radar deriva da expressão “Radio Detection and Ranging”, ou seja, o uso das ondas de rádio na detecção de objetos e na medida das distâncias dos mesmos. No início a sua finalidade era exclusivamente bélica, sendo posteriormente aperfeiçoados para fins meteorológicos. O radar possui um transmissor, um receptor, um indicador e uma antena. O radar de vento consiste em acompanhar o deslocamento de uma radiossonda dotada de um refletor de radar. Neste caso, o alcance é de 200 Km.

O radar proporciona a previsão do tempo em curto prazo, tal fato beneficia amplamente estudos hidrológicos: enchentes podem ser previstas mediante avaliação quantitativa das chuvas que caem numa região, com isso empresas de aviação, serviços da defesa civil, empresas hidrelétricas e centros de estudos e previsão de tempo são usuários crescentes deste tipo de tecnologia.

Estações de Radiossondagens: são estações destinadas a medir as propriedades físicas da atmosfera em altitude (velocidade do vento, pressão atmosférica, temperatura e umidade do ar). Tais medições são feitas através de uma radiossonda, que consiste numa portadora de sensores meteorológicos e de um radiotransmissor, além da bateria para alimentar o sistema. A sonda é transportada por um balão. Em terra, um receptor de radiossonda e um radioteodolito recebem e registram os sinais emitidos pela sonda. Este tipo de sondagem permite conhecer as propriedades da atmosfera até a altitude aproximada de 30.000 metros. Para sondagens na alta Estratosfera utilizam-se foguetes ou balões estratosféricos que chegam a 160 Km ou mais.

4.0 Padrão de Leitura

A OMM preconiza que as observações meteorológicas sejam realizadas em pelo menos três dos seguintes horários: 6:00, 12:00, 18:00, 24:00 horas do tempo Médio de Greenwich (TMG), podendo descartar um horário conforme a conveniência local. Normalmente o horário descartado está entre 24:00 e 6:00 horas do horário civil local. O objetivo é de que em cada horário sejam feitas leituras simultâneas em toda a superfície do globo terrestre. Como Maringá se encontra a uma longitude de 51° 55' 12" W, ou seja, a 51° 55' 12" a oeste de Greenwich (meridiano referencial) e o planeta Terra completa um giro de 360° a cada 24 horas (movimento de rotação – oeste para leste),

ou seja 15° por hora, isto evidencia que o fuso horário de Maringá possui um atraso de 3 horas (51°/15°/hora), sendo portanto, 3:00, 9:00, 15:00, 21:00, os horários de leituras para Maringá, por questões de facilidade operacional descarta-se o horário de 3:00 h.

Os dados coletados são anotados em cadernetas próprias, codificados e repassados ao Distrito de Meteorologia, localizado em Curitiba – PR, que recebe os dados de todas as estações do Estado. Os dados são então enviados ao 8° Distrito Regional do INMET, localizado em Porto Alegre – RS que recebe dados de todas as estações do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. De lá, os dados são novamente enviados à Brasília – DF, Centro Regional e Nacional, sede do INMET, seguindo para Washington, Centro Mundial.

5.0 Estação Climatológica de Maringá

A ECP de Maringá está instalada nas coordenadas -23,4° de latitude, -51,92° de longitude e 542 m de altitude.

A ECP, em dimensões de 12 x 18 metros, deve estar localizada em terreno gramado, incluindo uma faixa de grama fora dos limites da própria Estação.

O terreno deve ser plano, em local elevado, e que permita uma visão ampla do horizonte, principalmente na direção leste-oeste. A superfície do solo é coberta com uma vegetação densa e rasteira, sendo no Brasil, a mais utilizada a “grama Batatais”.

O maior lado deverá estar alinhado na direção N-S verdadeira, sendo a disposição dos instrumentos padronizados de forma a evitar o sombreamento de um instrumento por outro. A padronização a nível mundial é importante para que se possa comparar dados e resultados de pesquisas obtidos nos diferentes locais do planeta.

A estação deve se cercada com tela de arame galvanizado de malha larga e altura e altura de 1,5 m, tendo o portão de acesso voltado para o polo do hemisfério no qual está instalada a mesma (Sul no caso de Maringá). Toda a parte estrutural é pintada com tinta branca.

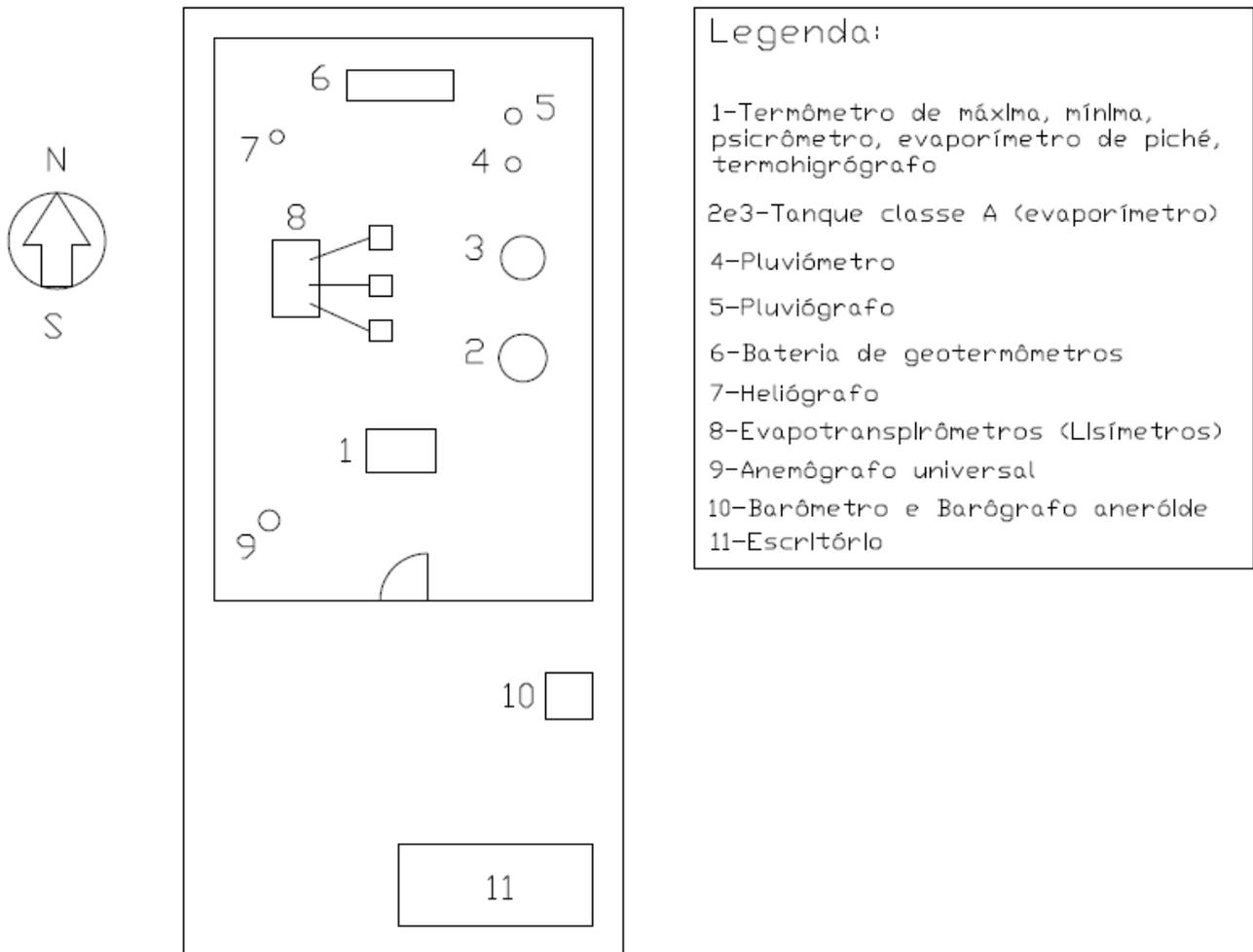


Figura 2 – Esquema de uma Estação Climatológica Principal destacando a disposição dos instrumentos.

No caso de instalação de uma nova Estação, além dos pontos já mencionados, deve-se atentar para a facilidade de acesso pelo observador, bem como a disponibilidade de água e energia elétrica.

Logo na entrada da ECP está localizado o abrigo para instrumentos meteorológicos (1), construído em madeira, com venezianas duplas, teto duplo, pintado de branco para evitar absorção de radiação solar. A base e as laterais e porta são construídas com venezianas propiciando um movimento vertical do ar, assegurando que o volume de ar encerrado dentro do abrigo seja representativo da atmosfera circundante. O abrigo tem finalidade de preservar os elementos sensíveis dos aparelhos nele instalados, livre de raios solares diretos ou refletidos, de chuva e ventos fortes, permitindo medir os parâmetros do ar.



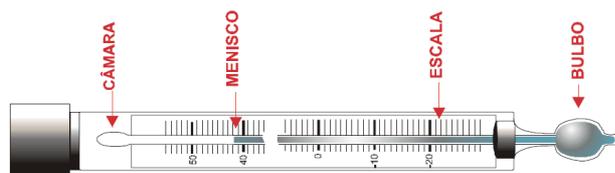
Figura 3 – Estação Climatológica típica.



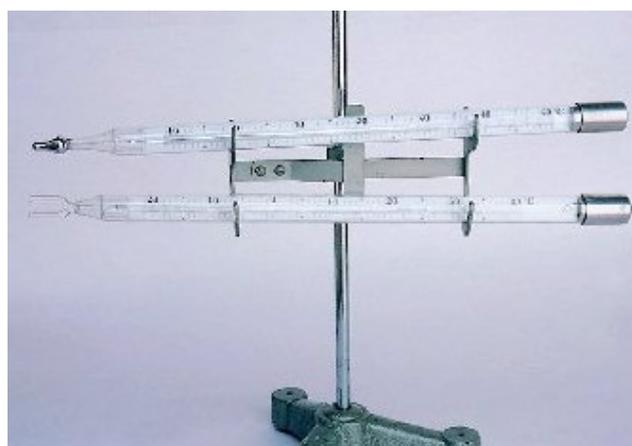
Figura 4 – Abrigo meteorológico.

5.1. Observações em aparelhos de leitura direta

1. Termômetro de máxima: é um termômetro de mercúrio (elemento sensor) instalado na posição horizontal com pequena inclinação a favor do bulbo, no interior do abrigo (1). Possui um estrangulamento na base do capilar de tal forma que o mercúrio consiga vencê-la quando se dilata pelo aumento da temperatura, mas não consegue retornar ao bulbo quando a temperatura diminui, assim a coluna de mercúrio permanece indicando o ponto máximo alcançado, ou seja, a temperatura máxima. Como a temperatura máxima ocorre, em geral, entre 14:00 e 16:00 horas, a leitura será feita à noite (21:00 h). após a leitura o termômetro deve ser convenientemente “sacudido” pelo operador para promover o retorno do mercúrio ao bulbo, ao nível da temperatura ambiente.



a) Termômetro de máxima

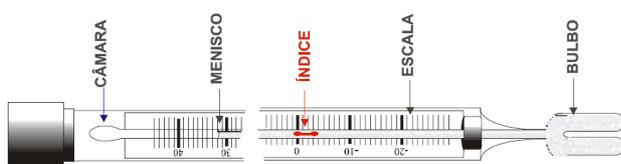


b) Posição do termômetro de máxima (superior) e mínima

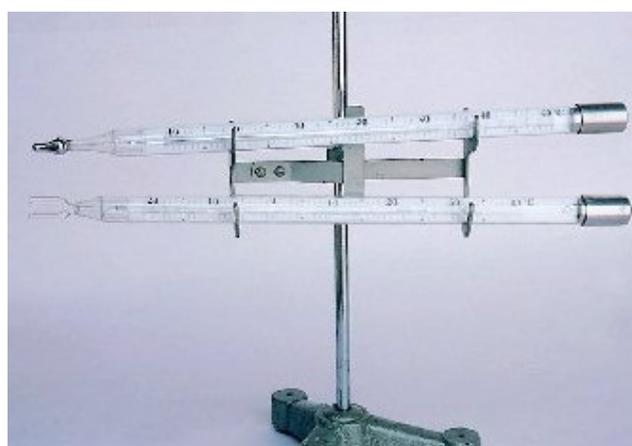
Figura 5 – Termômetro de máxima, construção e posição.

2. Termômetro de mínima: tem como elemento sensor álcool, possuindo um pequeno bastão de vidro (lembra um pequeno alfinete) na coluna capilar, dentro do álcool. O termômetro fica instalado no abrigo (1), na posição horizontal. Quando o álcool se contrai com o abaixamento da temperatura, estando o bastão de vidro encostado no menisco (interface álcool-ar), este (o bastão) é arrastado na direção do bulbo do termômetro pelo efeito da tensão superficial. Quando o álcool se dilata pelo aumento da temperatura, o bastão permanece agora imóvel, marcando a menor temperatura ocorrida no período.

Após a leitura, que é realizada às 9:00 h, o termômetro deverá ser inclinado com o bulbo para cima para que o bastão permaneça junto ao menisco. Mesmo procedimento deverá ser realizado na leitura das 15:00 h para assegurar que a leitura da mínima da próxima noite, não seja perdida. A leitura da temperatura mínima deve ser feita, portanto, sempre no bastão de vidro no lado oposto ao bulbo do termômetro.



a) Termômetro de mínima



b) Posição do termômetro de máxima e mínima (inferior)

Figura 6 – Termômetro de mínima, construção e posição.

Além do termômetro de temperatura mínima do ar, em muitas estações pode ser encontrado também o termômetro da temperatura mínima de relva. Este termômetro, com o mesmo princípio de funcionamento anteriormente citado é colocado cerca de 5 cm da superfície gramada apoiada em um suporte. Como a temperatura de mínima de relva ocorre pela madrugada ou pelas primeiras

horas da manhã, normalmente, este termômetro é recolhido pela manhã para não sofrer danos por dilatação devido aos raios solares. Ainda é colocado em algum ponto da estação protegido da incidência direta dos raios solares da manhã. Este ponto pode ser ao lado do tanque classe A .

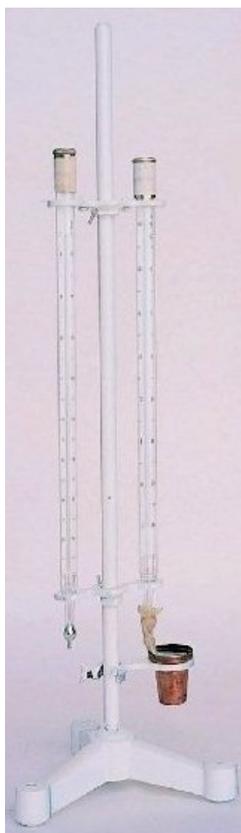


Figura 7 – Termômetro de temperatura mínima de relva.

3. Psicrômetro: é um conjunto de dois termômetros de mercúrio, simples (sem estrangulamento) instalados no abrigo (1), na posição vertical, sendo que um dos termômetros tem seu bulbo envolto por uma “gase” ou cardaço de algodão que se encontra em um recipiente contendo água, de tal forma que, devido à ascensão capilar da água, o bulbo é mantido sempre úmido. Este termômetro é denominado termômetro de bulbo úmido e o outro termômetro de bulbo seco.

Estando o ar não saturado, ocorrerá evaporação da água a partir do bulbo úmido. Como a evaporação é um processo que consome energia ($\approx 580 \text{ cal g}^{-1}$ ou 2450 J g^{-1}), esta energia será retirada do sistema onde está o bulbo, fazendo com que o termômetro apresente temperatura menor que o termômetro de bulbo seco. Esta diferença psicrométrica será tanto maior quanto menor for a umidade relativa do ar. Assim, a leitura do psicrômetro nos dá condições para quantificarmos o vapor d'água presente na atmosfera.

O psicrômetro pode aspirado e não-aspirado sendo o segundo um psicrômetro que fornece uma leitura mais rápida se comparado ao primeiro. A velocidade do ar a ser aspirado não deve ser inferior a 5 m.s^{-1} e eventualmente pode ser necessário aplicar correções às leituras termométricas para compensar pequenas imperfeições de fabricação. São ditas correções instrumentais e, quando existem, constam do certificado de calibragem do psicrômetro, fornecido pelo fabricante (VAREJÃO-SILVA, 2006).



a) Psicrômetro não-aspirado



b) Psicrômetro aspirado

Figura 8 – Psicrômetro não-aspirado e aspirado.

4. Evaporímetro (Atmômetro) de Pichê: é constituído de um tubo de vidro, fechado na extremidade superior, com cerca de 30 cm de comprimento e 1,5 cm de diâmetro, instalado dependurado dentro do abrigo (1) e com a extremidade inferior fechada por um disco de papel de filtro fixado por uma presilha. O tubo é graduado em mm, de tal forma que a água evaporada a partir do papel de filtro poderá ser medida pela diferença de leitura de um dia para outro. Mede a evaporação da água à sombra, também chamado poder evaporante do ar à sombra. As leituras são realizadas às 9:00 h e a quantidade de água evaporada é determinada pela diferença entre duas leituras consecutivas.



Figura 9 – Evaporímetro de Pichê.

5. Tanque Classe A: é um tanque de aço inoxidável de chapa galvanizada, com dimensões aproximadas de 25 cm de altura e 1,20 m de diâmetro instalado sobre um estrado de madeira com 15 cm de altura. O tanque recebe água até cerca de 5 a 7 cm da borda superior. Possui ainda um poço tranquilizador e um micrômetro de gancho para se efetuar as leituras de água. A leitura é realizada às 9:00 h e a evaporação calculada em altura de lâmina d'água (mm) por diferença entre duas leituras consecutivas (mm em altura de lâmina d'água = $l m^{-2}$)^(*). Normalmente é instalado ao lado do tanque classe A um anemômetro totalizador de canecas, a 0,5 m acima do solo e um termômetro de máxima e mínima (tipo U), flutuando dentro do tanque. É comum também, a utilização de dois tanques (2 e 3 no esquema) para completar água nas mesmas condições térmicas quando for o caso.

^(*) Altura de lâmina d'água é normalmente expressa em mm. É a unidade mais usual para expressar a quantidade de água precipitada, armazenada e, ou evaporada no sistema solo-planta-atmosfera. 1 mm equivale a altura formada de lâmina d'água ao despejar 1 litro de água sobre uma superfície impermeável de 1 m².

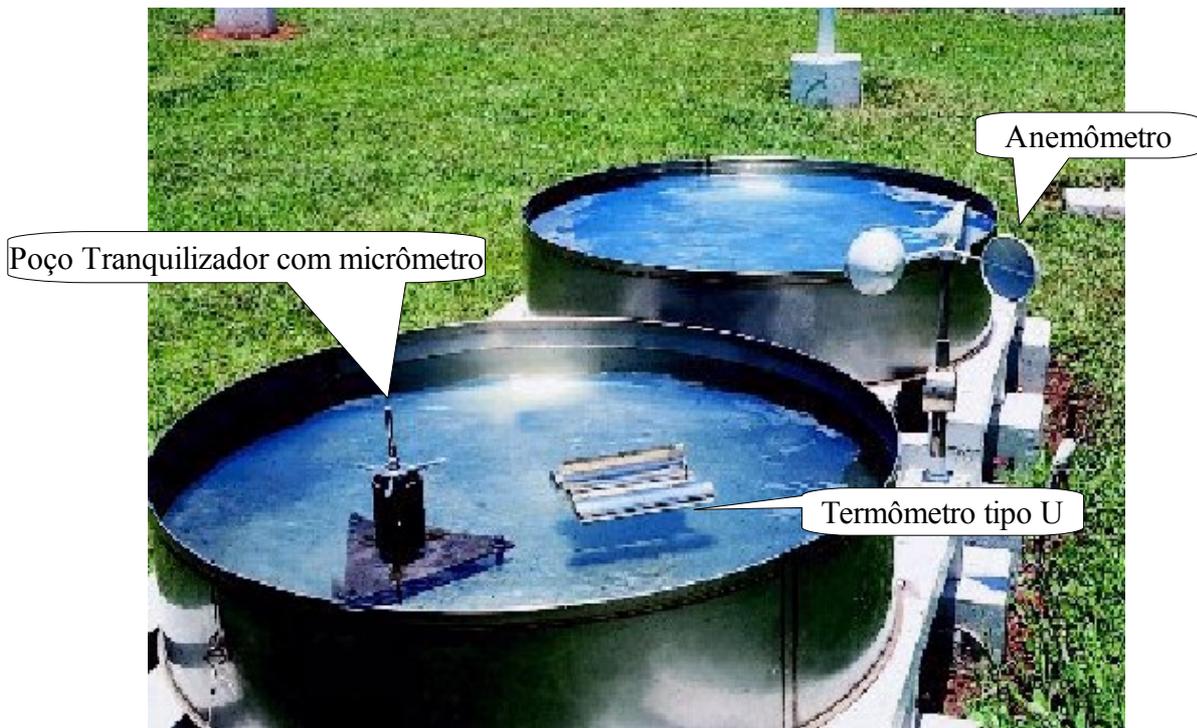


Figura 10 – Tanque Classe A.

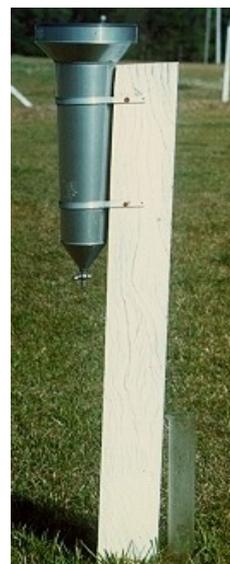
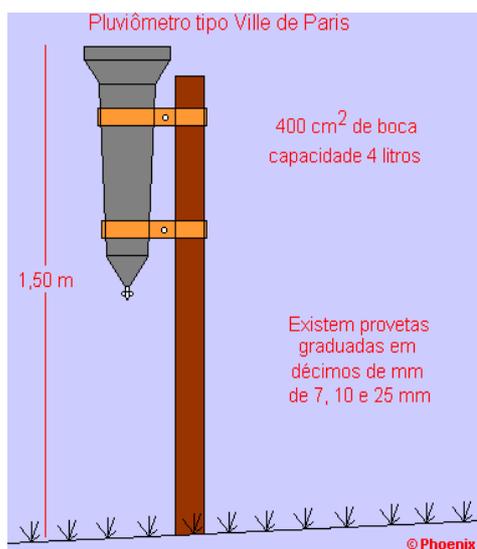
6. Pluviômetro: Consiste de uma superfície de captação da água da chuva com área conhecida, semelhante a um funil, com recipiente para armazenamento e torneira para esgotar e medir a água armazenada. A área de coleta deve ficar a mais ou menos 1,5 m acima da superfície, localizado no ponto (4) do esquema da ECP.

Expressando o volume (V) da água da chuva em litro e a área da coleta (A) em m^2 , tem-se que, a altura de lâmina d'água (h) formada sera:

$$V = A \times h$$

$$h(mm) = \frac{V(litros)}{A(m^2)}$$

A medição pode ser feita com a utilização de uma proveta graduada de acordo com a área de coleta ou fazendo-se a devida transformação para que o resultado seja expresso em mm ou $l m^{-2}$.

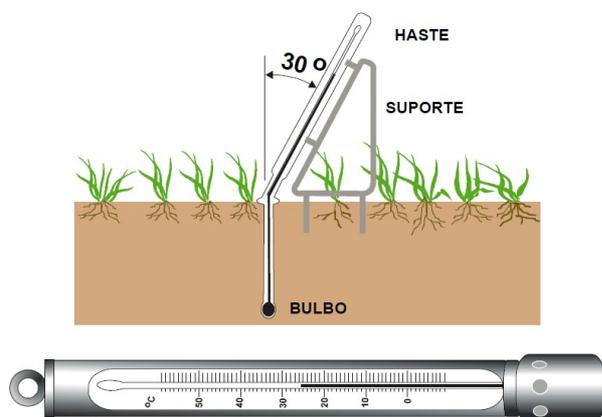


a) Esquema de instalação do pluviômetro

b) Pluviômetro

Figura 11 – Esquema de instalação e pluviômetro típico de uma ECP.

7. Bateria de Geotermômetros: com a finalidade de medir a temperatura do solo nas profundidades de 2, 5, 10, 30, 50 cm e, também, costuma existir outro termômetro a 100 cm de profundidade. São termômetros de mercúrio instalados em solo nu (posição 6 da ECP), dispostos no sentido oeste-leste da menor pra maior profundidade.



a) Esquema da instalação dos geotermômetros

b) Bateria de geotermômetros

Figura 12 – Esquema de instalação e bateria de geotermômetros.

8. Bateria de Evapotranspirômetros: ou também chamados lisímetros de drenagem, é constituída de três caixas de cimento amianto enterradas no solo, com pelo menos 0,54 m² de área, cada uma com um tubo de drenagem conduzindo à um fosso de observação. A caixa é preenchida inicialmente com brita, areia grossa e com o solo representativo do local. Na superfície deve ser plantada grama, assim como em toda a Estação. No Brasil é bastante comum a utilização da “grama batatais” (*Paspalum notatum* Flugge). A medida da evapotranspiração se dá pelo balanço entre a água fornecida por irrigação e drenagem, dado em altura da lamina d'água (mm). Está localizada na posição 8 da ECP.

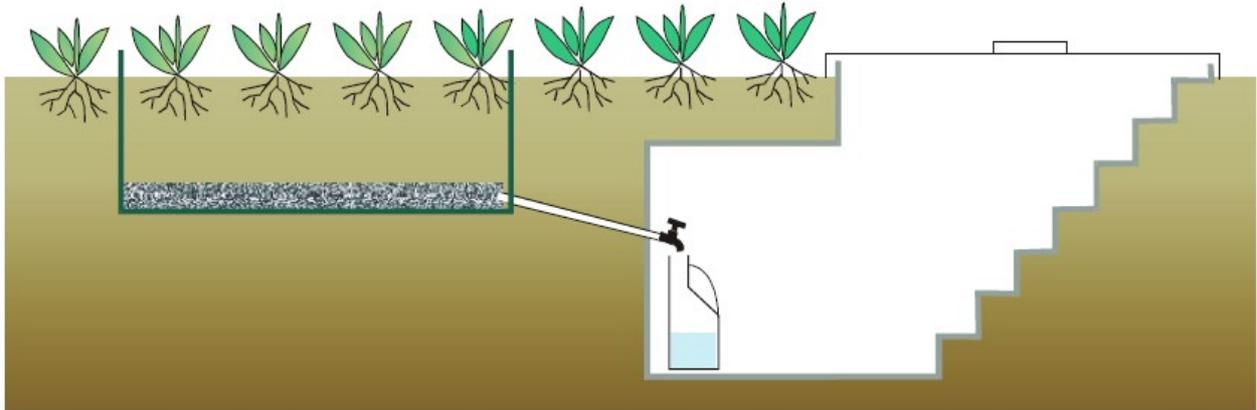


Figura 13 – Bateria de Evapôtranspirômetros.

9. Catavento de Wild: este instrumento mede a direção e a força do vento. A força do vento é dado pelo ângulo de deflexão que a placa retangular móvel forma com a vertical, quando voltada para a direção de vento. A leitura da força do vento é feita sobre uma escala formada por sete pinos colocados sobre um arco de metal. Os valores de força do vento podem ser transformados em velocidade instantânea do vento, a partir da seguinte relação:

Pino n°	1	2	3	4	5	6	7	8
Velocidade (m s ⁻¹)	0	2	4	6	8	11	14	20
Força do vento (escala de Beaufort)	0	2	3	4	5	6	7	9

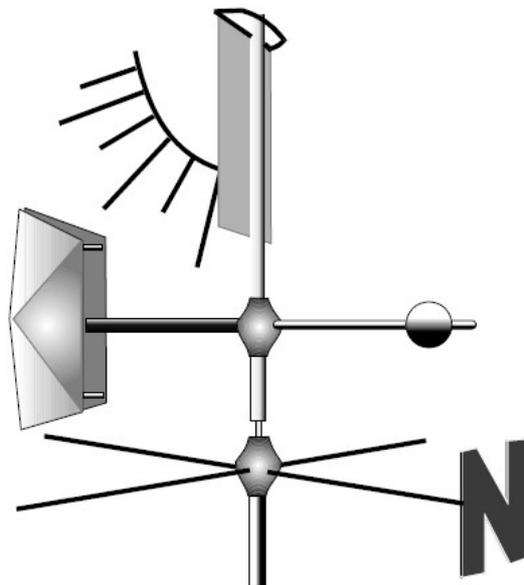
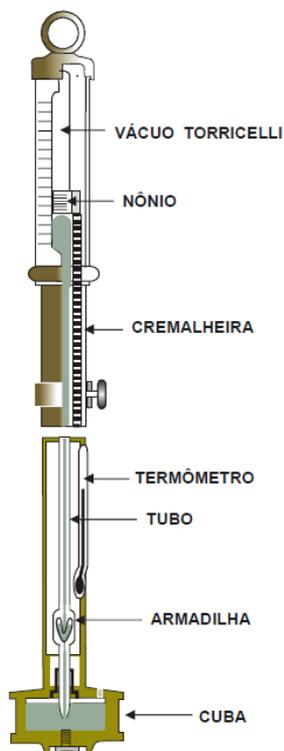


Figura 14 – Catavento de Wild.

10. Barômetro de mercúrio: mede pressão atmosférica, localizado no escritório (10) da ECP. Utiliza o princípio de Torricelli, com valor expresso em mmHg ou mbar. Os barômetros de mercúrio são constituídos de um tubo de vidro, com cerca de 90 cm de comprimento, cuja extremidade aberta está situada no interior de um recipiente (a cuba, ou cisterna). Quando o instrumento se encontra em perfeitas condições de operação, há vácuo na parte

superior do tubo e o mercúrio ocupa sua porção inferior e grande parte da cuba. O tubo de vidro é protegido por um cilindro de metal, acoplado à cuba (Figura 15) e dotado de um visor, através do qual pode ser vista a extremidade da coluna de mercúrio, o menisco. Gravadas no cilindro, junto ao visor, há uma escala graduada em milibares e outra em milímetros (inteiros). As frações são obtidas com o auxílio de um nônio, ou Vernier, cuja posição pode ser ajustada (através de uma cremalheira) de modo a tangenciar o menisco, permitindo efetuar leituras com aproximação de décimos. Finalmente, um termômetro encontra-se acoplado ao corpo do instrumento.



a) Esquema de um barômetro de mercúrio

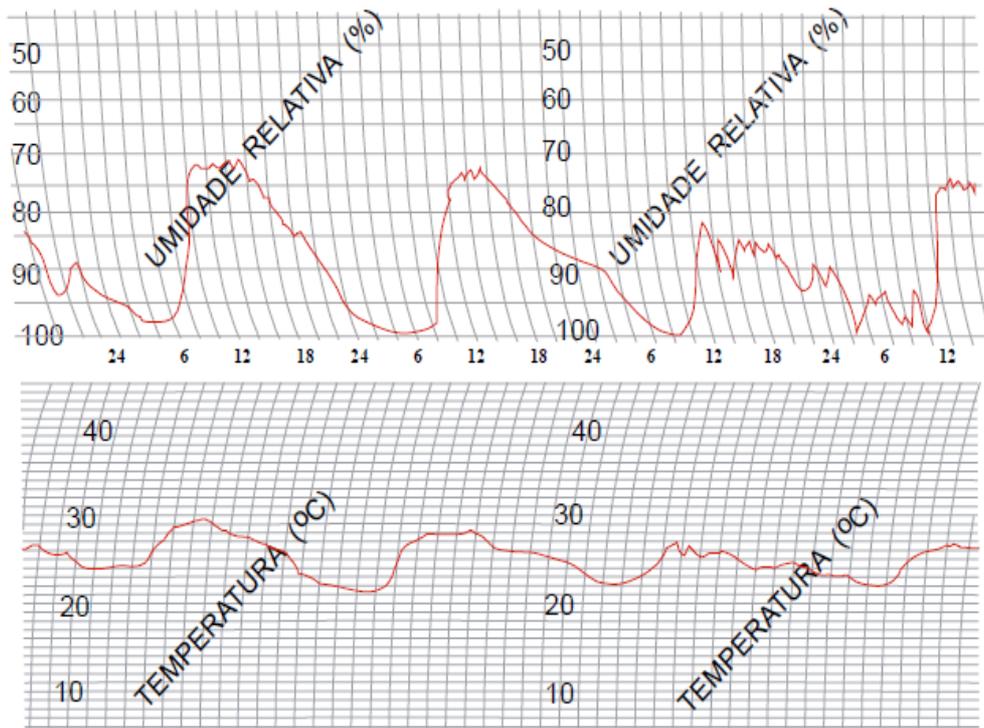
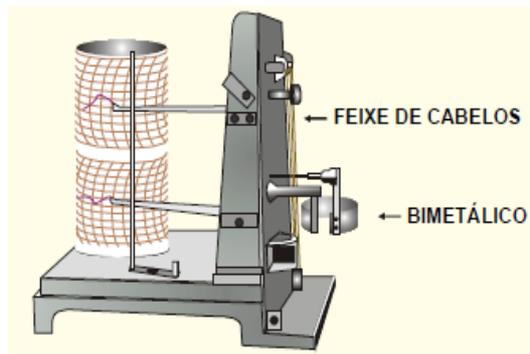
b) Barômetro de mercúrio

Figura 15 – Esquema e foto de um barômetro de mercúrio.

5.2. Observações em aparelhos registradores

A maioria dos aparelhos registradores apresenta um tambor para colocação do diagrama, equipado com o mecanismo de relojoaria de tal forma que faça um ciclo por semana (mais comum) ou por dia.

1. Termohigrógrafo: destinado a registrar continuamente a temperatura e umidade relativa do ar, sendo localizado no abrigo (1). o sensor de temperatura é formado por uma “placa bimetálica” cuja contração ou dilatação devida a variação da temperatura é transferida para uma pena por meio de um sistema de alavancas. O sensor de umidade relativa é um feixe de fios de cabelo humano, cuja movimentação em função de equilíbrio com a umidade do ar também será transferida para uma pena por um sistema de alavancas.



a) O termohigrógrafo, um registrador convencional de temperatura e de umidade do ar (acima), usa o termohigrograma como diagrama (abaixo).



b) Termohigrógrafo

Figura 16 – Termohigrógrafo e esquema de leitura

2. Pluviógrafo: é localizado na posição (5) da ECP. A água da chuva é coletada e transferida para um recipiente que, ficando mais “pesado”, movimentara a pena, registrando, além da quantidade, a intensidade da chuva. Quando o recipiente enche, será esgotado automaticamente por um mecanismo de sifão.

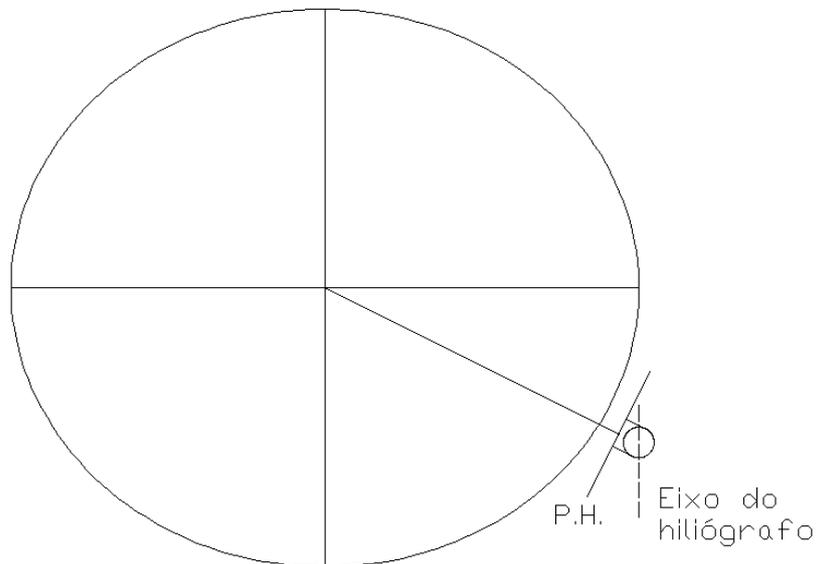


Figura 17 – Pluviógrafo.

3. Heliógrafo de Campbel-Stokes: localizado na posição 7, não usa tambor de relojoaria, tendo por finalidade o registro de insolação (brilho solar ou numero de horas de sol sem nuvens durante o dia). Possui uma lente esférica que concentra os raios solares em um ponto diametralmente oposto, queimando uma fita caso não existam nuvens a frente do sol. É instalado cerca de 1,80 m da superfície de tal forma que seu eixo fique paralelo ao eixo terrestre. Para tanto, basta alinhar o eixo do aparelho com a direção N-S verdadeira e colocá-la inclinando para o hemisfério oposto ao do local (Norte para Maringá) com abertura angular ao plano do horizonte voltada para o sul igual a latitude do local conforme o esquema a seguir.



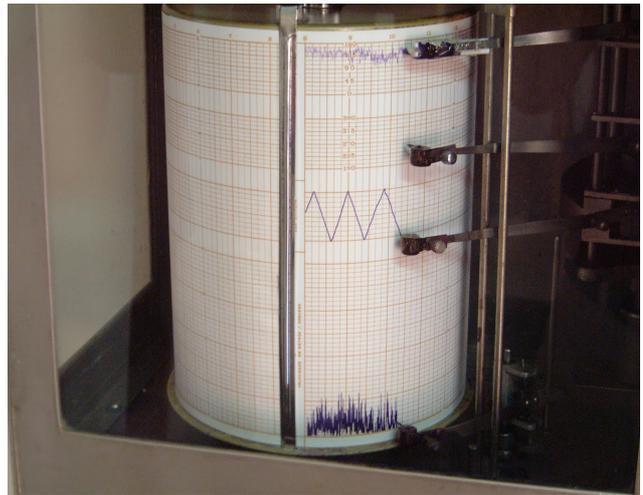
Figura 18 – Heliógrafo.



4. Anemógrafo Universal: instalado na posição (9), Possui três distintos sensores e quatro penas registradoras (duas para a direção, uma para a "distância percorrida" e a última para a velocidade instantânea). Tem a finalidade de registrar a direção do vento por meio de uma seta ou veleta (apontando para o local de onde vem o vento) velocidade instantânea ou rajada de vento, pelo princípio do tubo de Venturi localizado no eixo da seta e o vento acumulado, por meio das três conchas. Os sensores estão a 10 m de altura da superfície.



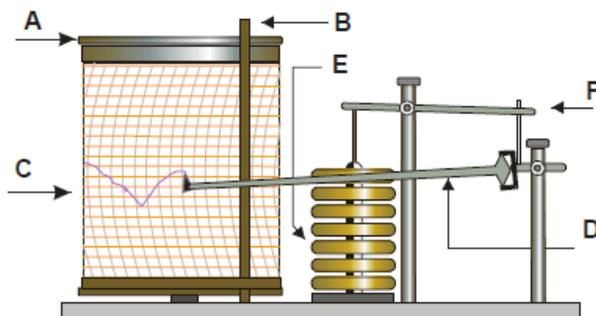
a) Anemógrafo Universal



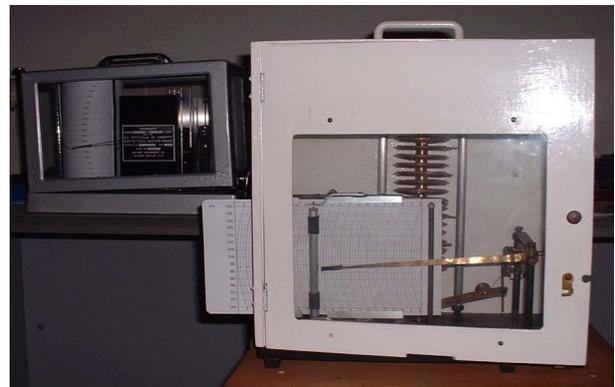
b) Tambor de registros.

Figura 19 – Anemógrafo Universal com tambor para registros das medições.

5. Barógrafo aneroide: é localizado no interior do escritório (10). O sensor é composto por anéis superpostos, que são cápsulas metálicas de parede flexível. A movimentação se dá em função do equilíbrio da pressão interna e externa da cápsula, a qual é transferida para o diagrama por um sistema de alavancas.



a) Esquema de um barógrafo mostrando o tambor rotativo (A), a presilha do diagrama (B), o diagrama (C), a haste da pena registadora (D), a pilha de cápsulas aneroides (E) e o sistema de alavancas (F).



b) Barógrafo aneroide.

Figura 20 – Esquema e foto de um Barógrafo Aneroides.

5.3. Observações visuais

Além das observações com o auxílio de aparelhos, algumas dependem unicamente do observador, como:

- 1- Visibilidade
- 2- Nebulosidade
- 3- Ocorrências diversas, como granizo, saraiva, geadas, entre outras.
- 4- Tipos de nuvens.

Deve-se notar que vários outros aparelhos podem ser instalados em uma ECP, como por exemplo, aparelhos para medida da radiação solar global (Piranômetros).



Figura 21 – Piranômetro.

Referências Bibliográficas

GALINA, M. H.; VERONA, J. A. **Fontes de observações meteorológicas no Estado de São Paulo**. Estudos Geográficos, Rio Claro, 2(1):107-118, junho - 2004 (ISSN 1678—698X) – www.rc.unesp.br/igce/grad/geografia/revista.htm.

ROBLEDO, A. J. **Observaciones meteorologicas**. Chinchina – Caldas – Colômbia: Federacion Nacional de Cafeteros de Colombia – Centro Nacional de Investigaciones de café – CENICAFE, 1975, n.º4, 39p.

SILVA, M. A V. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006. 463p.

TUBELIS, A., NASCIMENTO, F. J. L. **Metorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1980, 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVEZ, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária/UFV, 1991. 449p.

CAPÍTULO 3

NOÇÕES DE COSMOGRAFIA: RELAÇÕES ASTRONÔMICAS ENTRE A TERRA E O SOL

O sol é a fonte primária de energia para todos os processos termodinâmicos que ocorrem na superfície da terra, sem os quais a vida, da forma existente, não seria possível. Portanto, o estudo das relações astronômicas entre o Sol e a Terra, assume papel fundamental para o entendimento da Meteorologia e ciências correlatas, como a Agrometeorologia, havendo assim, a necessidade de informações básicas de cosmografia.

1. Forma e Dimensão da Terra

A terra não tem uma forma geométrica definida, mas ajustes obtidos de imagens de satélites, mostram a forma da terra como um elipsóide de revolução, com as seguintes dimensões:

Semi eixo a: 6356 km

Semi eixo b: 6378 km

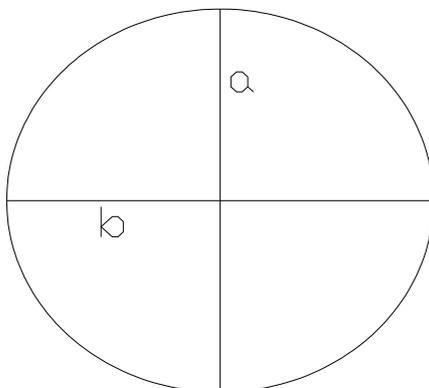


Figura 1: Dimensões da terra.

Para efeitos práticos, considera-se que a terra apresenta forma geométrica esférica.

2. Eixo de Rotação da Terra (\overline{NS})

Aceitando-se a esfericidade da terra, podemos determinar, geometricamente, o seu centro. Por este centro, façamos passar uma linha imaginária, a qual denominamos eixo terrestre. O eixo terrestre toca a superfície em dois pontos do planeta diametralmente opostos, os quais são determinados pólos recebendo os nomes de pólo norte e pólo sul.

Sabemos por antecipação que o eixo terrestre é “traçado” de tal forma que seja o eixo imaginário para o movimento de rotação da terra.

3. Plano do Equador (E)

Plano imaginário perpendicular ao eixo terrestre que contém o centro da terra. A interseção do plano do equador com a superfície terrestre formará uma linha imaginária (circulo), denominada linha do equador ou simplesmente **equador**.

O plano do equador divide a terra em dois hemisférios: hemisfério norte e hemisfério sul.

4. Planos Paralelos (P)

São planos perpendiculares ao eixo terrestre e que não contém o centro da terra. São, portanto, paralelos ao plano do equador, daí a sua denominação. A interseção dos planos paralelos com a superfície da terra formará linhas imaginárias (círculos) denominados **paralelos**.

5. Planos Meridianos (G)

Planos imaginários que contém o eixo terrestre (planos perpendiculares ao plano do equador), os quais denominamos planos meridianos. A interseção dos planos meridianos com a superfície da terra formarão linhas imaginárias (círculos) denominadas **meridianos**, que vão de um pólo ao outro.

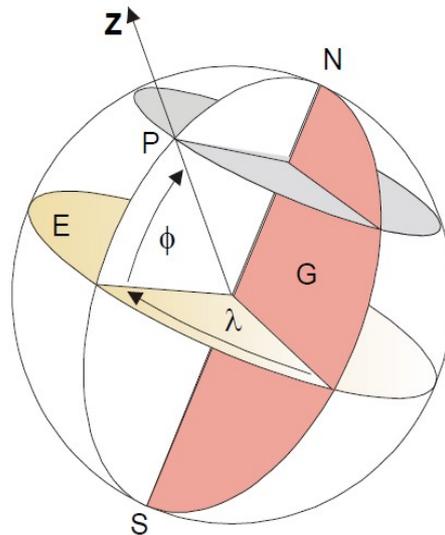


Figura 2 - Latitude geocêntrica (ϕ) e longitude (λ) de um ponto (P) da superfície do globo, indicando-se o plano equatorial (E) e o plano do meridiano de Greenwich (G). Fonte: Varejão-Silva, 2006.

6. Coordenadas Geográficas (ou de Posição)

A determinação exata de um ponto na superfície da terra somente é possível desenhando-se linhas e planos imaginários como referência. Essa denominação de um ponto é importante para muitas áreas e para diversos fins, entre eles a meteorologia.

Para localizar um ponto P no espaço são necessárias coordenadas tridimensionais, ou seja, as distâncias X, Y e Z, a partir de uma origem.

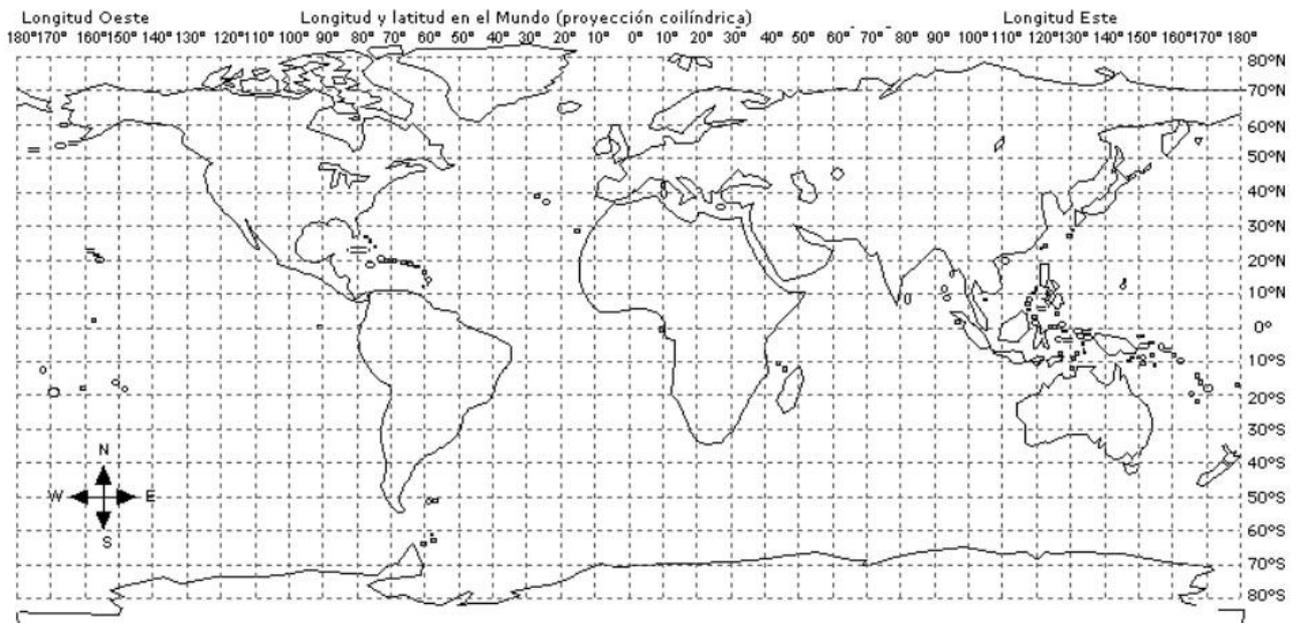


Figura 3: Coordenadas geográficas mundiais.

No mapa mundi observa-se apenas as coordenadas X e Y, por que a Z que é a altitude não se consegue representar neste plano.

Longitude (δ): é definida como o ângulo formado entre o plano meridiano que passa pelo local e o plano do meridiano de Greenwich, sendo expresso em graus, minutos e segundos para Leste ou Oeste de Greenwich, cuja a longitude $0^\circ 00' 00''$. A magnitude da longitude é de 0 a 180° . Portanto, todos os locais situados em um mesmo meridiano terão a mesma longitude.

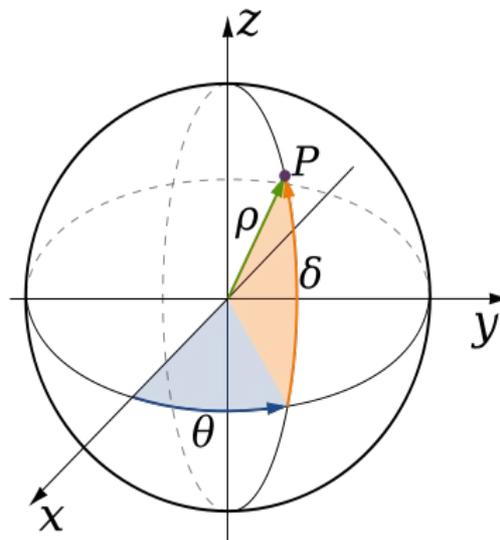


Figura 4: Representação geométrica da latitude e longitude.

Latitude(θ): é definida como a abertura do arco meridiano local entre o equador e o paralelo que passa pelo local, tendo como origem o centro da terra, sendo expressa em graus, minutos e segundos para norte ou sul do equador, cuja a latitude é $0^\circ 00' 00''$. Tem magnitude de 0 a 90° . Todos os locais situados sobre o mesmo paralelo terão a mesma latitude. A latitude também pode ser designada por sinais: (+) latitude norte (N) ou (-) latitude sul (S).

Nota: definindo-se a latitude e a longitude de determinado local identificamos não o ponto, mas a linha Zênite- Nadir (conceito a ser visto adiante) que passa pelo local, sendo, portanto, incorreto chamar de coordenadas geográficas a latitude e longitude de determinado local, fato este relativamente comum na literatura.

Altitude: é definida como a distancia vertical entre a projeção esférica do nível médio dos mares e o local considerado. Tem como referência o nível do mar. É expressa em metros e frações. Altura, porém, é uma distancia vertical em relação a uma referência qualquer considerada.

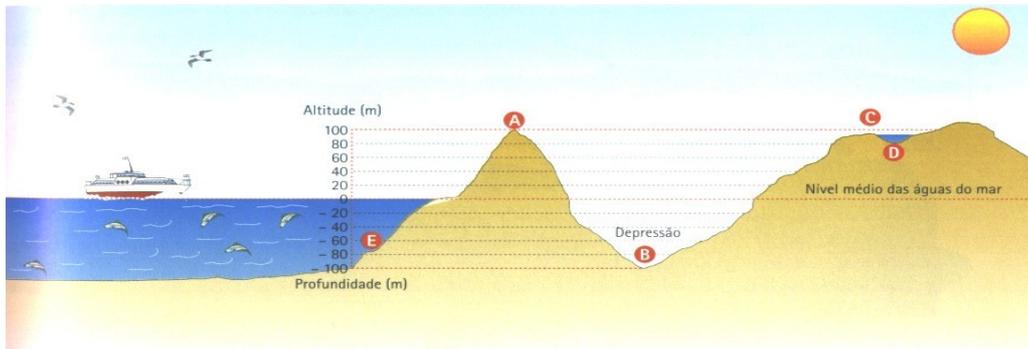


Figura 5: Representação da altitude local.

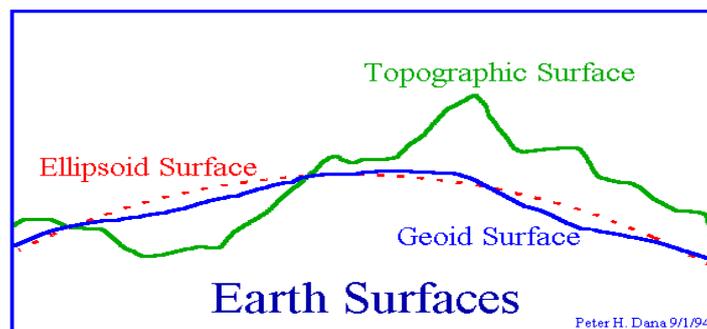


Figura 6: Projeção esférica do nível médio do mar (O nível do mar pode ser considerado como constante).

Coordenadas geográficas de Maringá:

- Latitude: 23° 25'S
- Longitude: 51° 57'W
- Altitude: 542m

7. Definições

Plano do Horizonte: plano tangente a superfície da terra em um ponto local. Qualquer superfície em nível é uma seção do plano do horizonte local.

Linha Zênite-Nadir: Designemos por **P** um ponto qualquer localizado na superfície terrestre. A partir deste ponto, tracemos o diâmetro do planeta, prolongando essa linha para o espaço. A partir do ponto **P**, o sentido contrario ao centro da terra é denominado Zênite e o sentido ao centro da terra é denominado Nadir, daí o nome para esta linha imaginaria de linha Zênite-Nadir.

Culminar de um astro: Quando um astro tem o seu centro contido no plano do meridiano de determinado local, diz-se que este astro culminou no meridiano local naquele instante. Por

exemplo, o sol culmina no meridiano local todos os dias às 12:00 horas do tempo solar local.

Se um astro tem seu centro contido ao Zênite de determinado local, o astro culminou naquele instante e local.

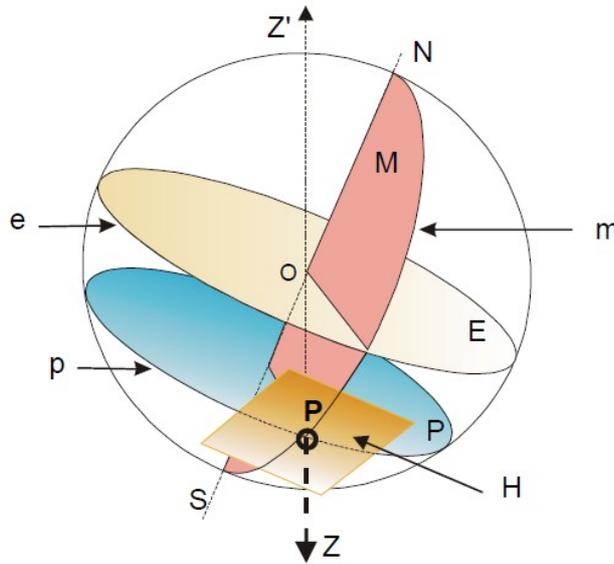
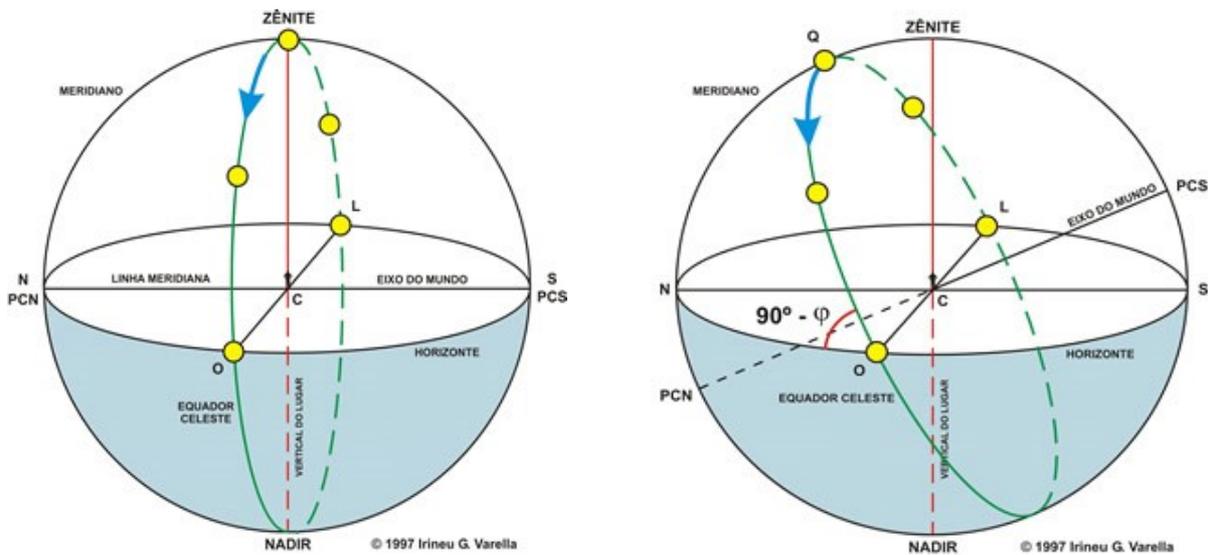


Figura 7: Linha zênite-nadir (ZZ') e plano do horizonte (H) de um ponto (P) localizado à superfície do globo terrestre. Fonte: Varejão-Silva, 2006.



a) Trajetória diurna do Sol no Equador

b) Trajetória diurna do Sol em uma latitude φ

Figura 8: Representação das trajetórias do sol.

Plano de Eclíptica: é o plano que contém a órbita da terra em torno do sol e, o centro da terra e o centro do sol a qualquer instante.

O plano do equador terrestre faz com o plano da eclíptica um ângulo praticamente invariável de $23^{\circ}27'$, ou seja também, o eixo de rotação da Terra possui esta mesma abertura angular com a normal (perpendicular) ao plano da eclíptica, podendo isto ser chamado de **obliquidade da eclíptica**.

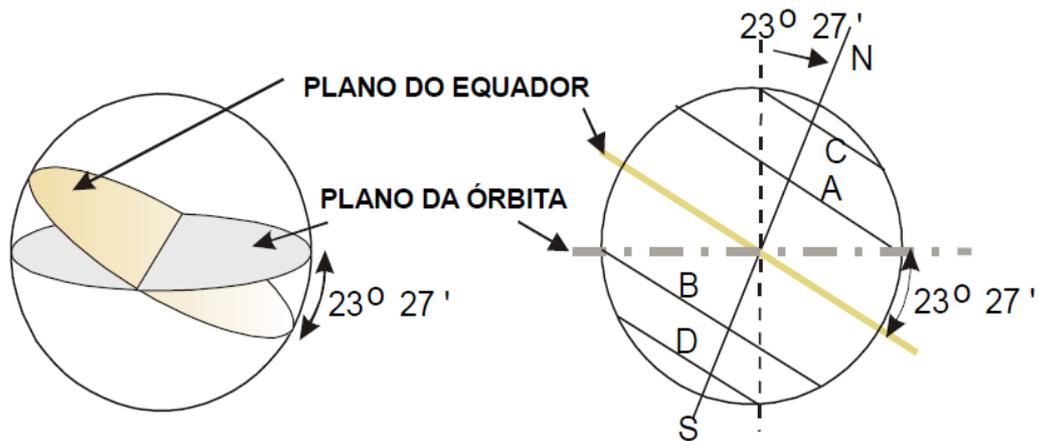


Figura 9: Plano da eclíptica e obliquidade da eclíptica. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

Ângulo zenital (Z): é o ângulo formado pela linha que une o centro do sol ao centro da terra com a linha do zênite local.

8. Movimentos da Terra

Visualizando apenas o Sol e a Terra no Sistema Solar, podemos dizer que a Terra apresenta dois movimentos:

Rotação: é o movimento efetuado em torno de um eixo imaginário a uma velocidade de mais ou menos 2π rad/24 horas, ou seja, uma rotação completa por um dia. Este movimento gera a alternância dos dias e noites para a terra.

Translação: é o movimento efetuado pela terra em torno do sol, com duração de aproximadamente 365 dias e 6 horas. Este movimento ocorre segundo uma órbita elíptica, na qual o sol ocupa um dos focos da elipse, com raio médio de 149.500.000 Km mais ou menos 1.500.000 Km.

Como a variação da distância da terra ao sol é relativamente pequena, ou seja, da ordem de 1%, esta variação de distância não promove alteração significativa na quantidade de energia recebida na terra.

Pode-se considerar ainda a Precessão que se refere ao movimento de oscilação do eixo da terra. Não existe certeza, mas considera-se o período de precessão de 26000 anos.

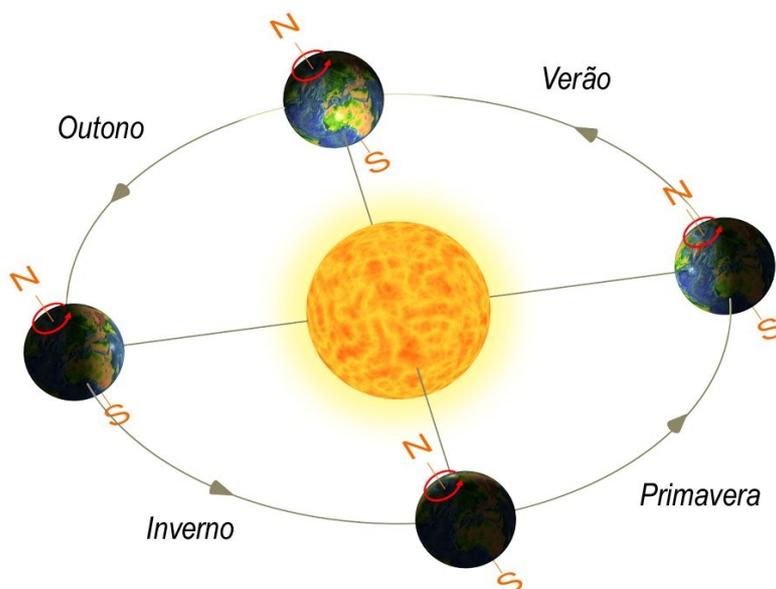


Figura 10: Movimento de translação da terra.

A obliquidade da eclíptica associada ao movimento de translação da Terra causa a impressão do movimento do sol na direção Norte-Sul ao longo do ano, criando assim, o que se chama de **declinação do sol**. Portanto, a declinação do sol (δ) é o ângulo formado por uma linha imaginária ligando o centro da terra ao centro do sol (denominada linha da eclíptica) com o plano do equador, tendo valores entre $23^{\circ}27'$ Sul e $23^{\circ}27'$ Norte. À semelhança da latitude, considera-se também que a declinação norte tenha sinal positivo e a declinação sul sinal negativo. O esquema a seguir complementa o exposto.

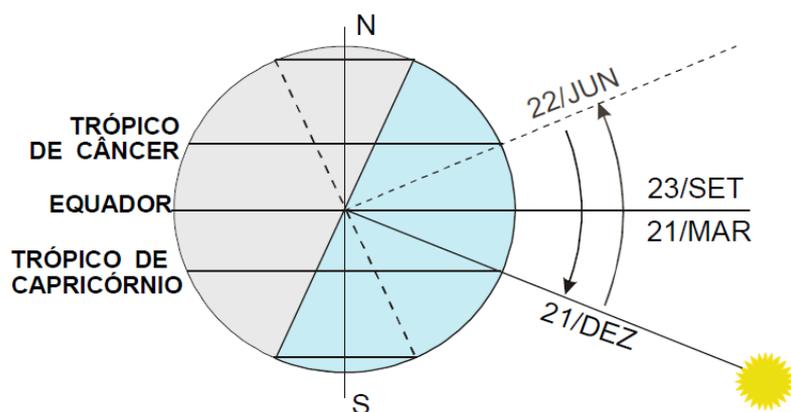


Figura 11: Gráfico da declinação do sol para épocas diferentes do ano. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

Declinação

+23°27'			X			
0°	X				X	
-23°27'						X
Meses	Março		Junho		Setembro	dezembro

A declinação do Sol, nas demais datas do ano, será variável entre os valores apresentados na tabela acima, podendo ser calculados para qualquer data pela seguinte equação:

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left[\frac{360}{365} (d_j - 80) \right]$$

em que,

δ = declinação do sol em **graus**;

d_j = dia juliano, é o número de dias transcorridos desde o dia 1° de janeiro.

Ano bissexto (mês de fevereiro com 29 dias): se a divisão (ano/4) for igual a um número inteiro.

Para algumas aplicações, como o método de determinação de evapotranspiração de referencia parametrizado pela FAO (Food and Agriculture Organization), este ângulo aparece em **radianos** então a formula anterior fica:

$$\delta = 0,4093 \text{ sen} \left[\frac{(2\pi)}{365} (d_j - 1,405) \right]$$

9. Estações do ano

Data	Declinação de Sol (δ)	Denominação	
		Hemisfério Norte	Hemisfério Sul
22/12/09	-13°27'	Solstício de inverno	Solstício de Verão
20/03/09	0°00'	Equinócio de primavera	Equinócio de outono
21 ou 22/06	+23°27'	Solstício de verão	Solstício de inverno
22 ou 23/09	0°00'	Equinócio de outono	Equinócio de verão

10. Duração Astronômica do Dia

Devido a grande distância Terra-Sol, considera-se que os raios solares sejam paralelos entre si para com a Terra. Estes raios, ao tangenciar a superfície terrestre, delimitam o círculo máximo que divide a Terra em dois hemisférios, um iluminado (DIA) e outro não (NOITE).

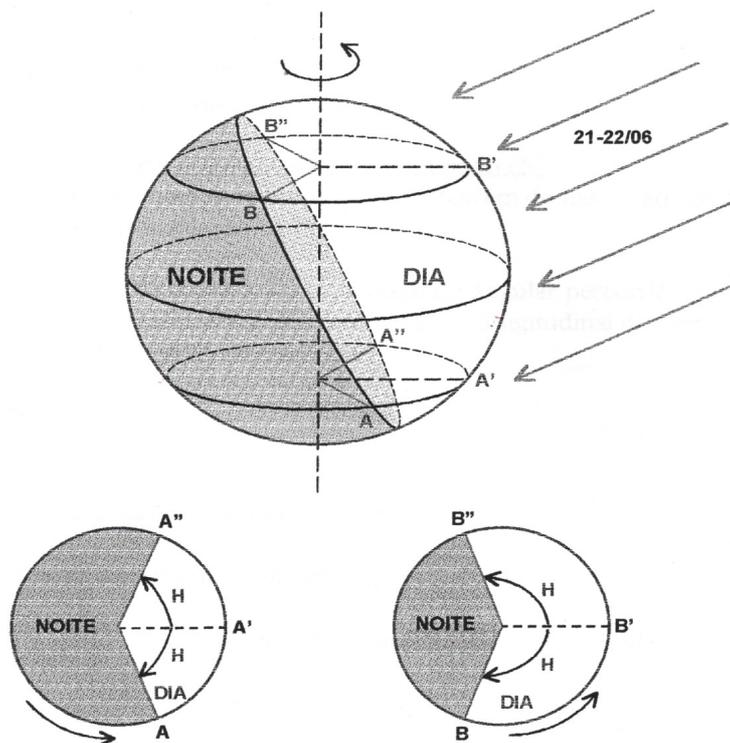


Figura 12: Duração astronômica do dia.

Observando então, a figura acima, devido ao “movimento” anual do Sol, tem-se uma variação da duração dos dias ao longo do ano para ambos os hemisférios.

Por exemplo, considere o sol “posicionado” no solstício de inverno para o hemisfério sul e um local **A** neste mesmo hemisfério. Observa-se que, com o movimento de rotação da Terra, o sol estaria nascendo no ponto **A**, passando pelo meio dia solar pelo ponto **A'** e se pondo em **A''**. Assim, o ponto **A** descreveu um ângulo **H** tendo sua origem ao meio dia solar. Este ângulo é chamado de **ângulo horário**. Nota-se que para o ponto **B** no hemisfério norte este ângulo é maior, ou seja, o percurso do ponto **B**, do nascer ao por do sol, é maior, caracterizando uma duração de dia maior em relação ao ponto **A**. Esta situação vai se invertendo a medida que o sol “caminha” para o solstício de verão do hemisfério sul, tendo-se a duração dos dias aumentadas. Pode-se compreender assim, que as variações do dia e da noite ao longo do ano, são maiores a medida que se afasta do equador, tendo-se como extremos, uma situação invariável no equador (12 e 12 horas para dia e para noite) e nos pólos (0 hora para o dia e 24 horas para noite e vice-versa).

A duração do dia pode ser estimada mediante as seguintes equações:

1 - Ângulo do nascer ou por do sol (H):

Por definição é o ângulo formado pelo percurso de um ponto na superfície da Terra desde o nascer do sol neste ponto até o meio dia solar.

$$H = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) (\text{graus})$$

em que:

ϕ = latitude do local em **graus**;

δ = declinação solar em **graus**.

2 - Duração do dia, Horas possíveis de insolação ou Fotoperíodo (N):

Será definido como o número de horas que transcorrem do nascer ao por do sol, ou o número máximo de horas possíveis de insolação.

Conforme observa-se na Figura 12, a distância angular percorrida por um ponto qualquer durante o dia equivale a $2H$ e sabendo-se que o movimento longitudinal da Terra (rotação) é de $15^\circ/h$ ($360^\circ/24h$), a duração do dia é então estimada por:

$$N = \frac{2H}{15} (h)$$

Ou ainda, com os valores angulares em radianos:

Ângulo horário do nascer ou pôr do sol (ω_s)

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) (rad)$$

Duração do dia (N)

$$N = \left(\frac{24}{\pi}\right) \omega_s (h)$$

Referências Bibliográficas

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. DO. **Meteorologia descritiva. Fundamento e aplicações brasileiras.** São Paulo: Nobel, 1986. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações.** Viçosa: Imprensa universitária/UFV, 1991. 449p.

SILVA, M. A V. **Meteorologia e Climatologia.** Recife: Versão Digital 2, 2006. 463p.

CAPÍTULO 4

RADIAÇÃO SOLAR

1. Introdução

O sol emite para o espaço uma grande quantidade de energia radiante, proveniente das reações que ocorrem na própria superfície do astro.

Esta é a fonte primária de energia para os processos termodinâmicos que ocorrem na superfície da terra.

O sol pode ser considerado uma esfera com raio de 697.000 Km, sendo que a energia é emitida em todas as direções. A energia emitida, que é interceptada pela terra corresponde a uma fração insignificante. Por outro lado, pode-se dizer que 99,97% de toda a energia que chega à superfície da terra é proveniente, direta ou indiretamente do sol, tendo o restante, origem em outras estrelas, interior da terra, combustão (carros, indústrias, incêndios, queimadas, etc.) e lâmpadas acesas. Grande parte da energia solar é usada no aquecimento do ar e do solo, no processo fotossintético dos vegetais, na evaporação da água e na circulação geral da atmosfera, mantendo o ciclo hidrológico.

2. Unidades

A unidade básica de energia é a caloria-grama (*cal*), que é definida como a quantidade de calor necessária para elevar a temperatura de 1 g de água de 14,5° para 15,5°C.

Para radiação solar, a energia é considerada por unidade de área e por unidade de tempo, podendo ser utilizada para tal a unidade *cal cm⁻²*, que é denominada de langley (*ly*). Energia por unidade de área e tempo é expressa em *cal cm⁻² min⁻¹* ou *cal cm⁻² dia⁻¹*, ou *ly min⁻¹* ou *ly dia⁻¹*, caso se considere maiores períodos de tempo. No Sistema Internacional de Unidades, estas unidades são *W m⁻²*, ou *J m⁻² d⁻¹*, ou *J m⁻² h⁻¹*, por período considerado.

$$\begin{aligned}1 \text{ J s}^{-1} &= 1 \text{ W}; \\1 \text{ cal} &= 4,1855 \text{ J}; \\1 \text{ MJ m}^{-2} &= 23,8920 \text{ cal cm}^{-2}; \\1 \text{ ly} &= 1 \text{ cal cm}^{-2}; \\1 \text{ ly min}^{-1} &= 697,5833 \text{ W m}^{-2}; \\1 \text{ ly} &= 41860 \text{ J m}^{-2}.\end{aligned}$$

Submúltiplos: $1 \mu\text{m} = 10^{-3} \text{ mm}$
 $1 \mu\text{m} = 1000 \text{ nm}$
 $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$
 $1 \mu\text{m} = 10^4 \text{ \AA (Angstrom)}$
 $1 \text{ \AA} = 10^{10} \text{ m}.$

Múltiplos: $1 \text{ kJ} = 1000 \text{ J}$
 $1 \text{ MJ} = 1.000.000 \text{ J}$

3. Processos de Transferência de Energia

3.1. Conceitos sobre energia

Pela Física sabe-se que, um corpo tem energia quando é capaz de realizar determinado trabalho. Este trabalho é medido pelo produto da força aplicada a um corpo pela distância que o faz deslocar-se. Todos os corpos que estão ao nosso redor possuem energia interna, a qual é transferida

dos que apresentam maior temperatura para os de menor. Como trabalho e energia são conceitos equivalentes, infere-se que qualquer movimento somente é possível quando se dispõe de energia devidamente transformada para cumprir essa função. A energia apresenta-se sob diversas formas, tais como: elétrica, hidráulica, eólica, mecânica, cinética, atômica, potencial gravitacional, potencial química, potencial elástica, térmica ou radiante. É conhecido o princípio de que a energia pode transformar-se de uma forma para outra, mas não se cria nem se destrói. Assim, por exemplo, a energia hidráulica numa usina hidroelétrica se converte primeiro em potencial gravitacional, em seguida em mecânica e em seguida em elétrica; para que posteriormente, de acordo com o uso que façamos, passará a ser energia mecânica ou energia térmica. Em qualquer das etapas deste processo o total da energia utilizada mais o desperdício é sempre igual ao total de energia gerada.

Dentre os tipos de energia citados anteriormente, apenas a *energia térmica* e a *energia radiante* são de interesse para o estudo do conforto térmico nas construções.

3.1.1. Energia térmica

Todos os corpos têm uma certa quantidade de energia térmica ou de energia interna, que se manifesta por um movimento de moléculas, átomos e partículas. Ela está relacionada com a temperatura do corpo, embora convenha estabelecer que a quantidade de energia e a temperatura são fenômenos relacionados, mas significam coisas diferentes. Se tomarmos um livro, por exemplo, verificamos que possui certa quantidade de energia interna e apresenta uma determinada temperatura. Quando a energia interna aumenta ou diminui, o mesmo ocorre com a temperatura. Mas se em lugar de um livro tomássemos dez, a quantidade de energia seria muito maior apesar de que a temperatura continuaria sendo a mesma. Portanto, só no caso em que o volume e massa do corpo forem sempre os mesmos, a quantidade de energia e a temperatura serão dependentes entre si.

Definimos como calor, a energia em trânsito. O calor é um fenômeno de fronteira, ou seja, ocorre nos limites de um determinado sistema, como por exemplo as paredes externas de uma construção. Podemos adotar como sistema também, apenas um cômodo que seja de nosso interesse.

Dizemos que todos os corpos que nos rodeiam têm energia interna e dependendo as condições ao seu redor, ele poderá trocar ou não calor com o meio.

O calor tem a particularidade de transmitir-se sempre do corpo mais quente para o mais frio. Este fenômeno não ocorre com outros tipos de energia como a hidráulica e a eólica. A energia hidráulica canalizada pelas margens do rio não se transmite à terra e a eólica também não o faz em um espaço fechado. O calor, no entanto, não conhece barreiras e só é possível opor-lhe resistências de eficácia variável, mas nunca impedir totalmente sua transmissão. Devemos então imaginar que ao redor de nós ocorrem processos contínuos de transferência de calor, como produto das diferenças de temperatura provocadas por fontes como a radiação solar, o próprio corpo humano, o calor gerado por animais ou qualquer aparelho gerador de calor (lâmpada, motor elétrico ou de combustão, etc.).

3.1.2. Energia radiante

3.1.2.1. Generalidades

O espaço que nos rodeia está permanentemente carregado de energia radiante, já que todos os corpos que possuem energia interna têm a propriedade de transformá-la parcialmente em ondas

eletromagnéticas. Todos os elementos do ambiente: paredes, piso, teto e equipamentos locados no espaço interior, árvores, terra e os edifícios no espaço exterior, emitem radiações cuja quantidade e propriedades devem ser estudadas, pois constitui uma das formas de troca de calor entre o homem e o meio ambiente. Esta não é a única fonte de energia radiante: a luminescência, a fosforescência, as emissões de rádio e televisão e as radiações originadas pela passagem de uma corrente elétrica através de certos gases, são outros tantos exemplos desta forma de energia.

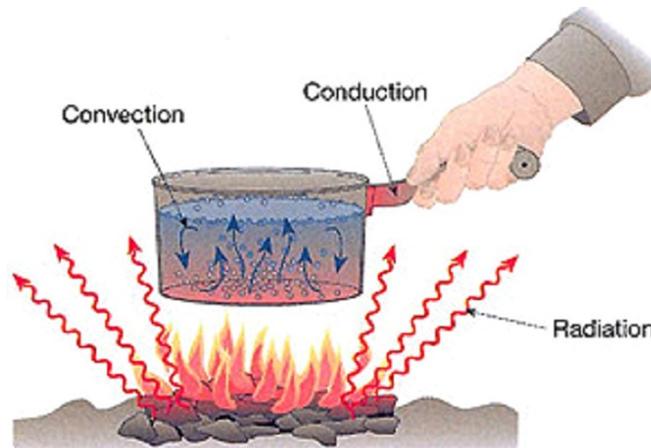


Figura 1: Formas de transferência de calor.

3.1.2.2. Propriedades

A *energia radiante* está constituída por ondas eletromagnéticas que se propagam à velocidade de 300.000 km/s. Como vimos, há muitos tipos, cada um dos quais se identifica pelo comprimento de sua onda (λ) que é a distância entre dois máximos sucessivos (Figura 2). Esta energia é de tipo corpuscular; está composta por pequenos fótons que se movimentam à velocidade da luz, cuja massa é inversamente proporcional ao comprimento de onda. A energia cinética desenvolvida, assim como o próprio λ , diferentes para cada forma de energia radiante, explicam as propriedades específicas que as distinguem.

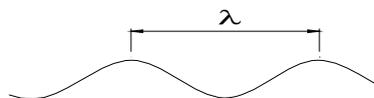


Figura 2: Distância entre dois máximos sucessivos.

As ondas eletromagnéticas se propagam em todas as direções e em linha reta a partir da superfície emissora. Radiações incidentes em um corpo podem ser absorvidas, refletidas ou transmitidas.

A energia radiante possibilita a transmissão do calor de um corpo a outro mediante duplo processo de transformação. Um objeto qualquer, por ter energia interna, está emitindo energia radiante; isto supõe a perda de uma parte de seu calor, razão pela qual sua temperatura baixará. Quando essa radiação é absorvida por outro corpo, transforma-se em calor; aumenta então a

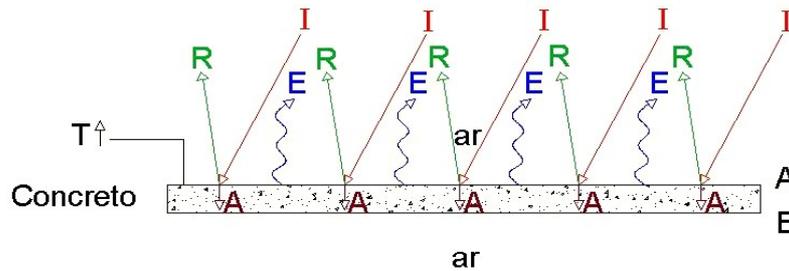
quantidade se sua energia interna provocando a elevação de sua temperatura. Como veremos mais adiante, num meio se processam complexos intercâmbios de ondas eletromagnéticas; cada corpo é, por sua vez, emissor e receptor, de energia dependendo sua temperatura, de todos esses fenômenos.

Dizemos que a energia radiante absorvida se transforma em calor. Isto vale para qualquer comprimento de onda e não somente para a chamada radiação calorífica ou infravermelha como às vezes se acredita equivocadamente. A radiação emitida pela parede, por uma lâmpada incandescente, pelo sol ou por um pedaço de gelo, transfere-se por exemplo a pele humana, por meio da transferência de calor por radiação.

A emissão de energia radiante só tem lugar no vácuo ou quando o meio em contato com o corpo é transparente a ela. Por exemplo: todas as partes de um lápis em contato com o ar emitem energia radiante já que o ar é praticamente transparente a qualquer tipo de radiação; mas quando o tomamos na mão, as partes em contato com a pele já não emitem mais energia porque a pele e os tecidos são opacos aos comprimentos de onda irradiados. Se em lugar de um lápis se tratasse de um tubo emissor de raios roentgen, ou X, o caso seria diferente, pois as partes de tecidos carnosos do corpo permitem a passagem desse tipo de energia.

Os problemas relativos a energia radiante são geralmente bem simplificados e podem ser solucionados por meio de um balanço de calor. Assim, o projetista deve considerar apenas duas fontes principais de emissão: uma é o Sol, corpo de alta temperatura, que para nós será um emissor de ondas curtas; e a outra é composta por todos os corpos que nos rodeiam, denominadas de fontes de baixa temperatura, geralmente menor de 100°C e emitem ondas longas.

Consideramos que o ar é transparente a todos os tipos de energia radiante; por sua vez, os corpos que geralmente designamos como opacos o são para as radiações emitidas pelas duas fontes consideradas. Tomemos como exemplo (Figura 3) uma laje de concreto exposta à radiação solar. As ondas eletromagnéticas atravessaram o espaço exterior e a camada atmosférica para incidir sobre a superfície S. Como o corpo é opaco, a energia radiante será em parte absorvida (A) e a restante refletida (R); as quantidades respectivas dependerão das propriedades da superfície S, como estudaremos mais adiante. A radiação absorvida se transforma em calor, aumentando a temperatura da parte superior da laje. Esta superfície pode emitir ondas eletromagnéticas para o ar, mas não para o concreto pois este é um material opaco. O calor, então, só poderá transmitir-se para a superfície B por contato molecular, isto é, por condução. Somente após atravessar desta forma toda a espessura da laje uma parte daquela energia solar absorvida será emitida para baixo, como energia radiante, pela superfície B.



Legenda:

- I - Energia Radiante
- A - Energia Absorvida
- E - Energia Emitida pela superfície A
- R - Energia Refletida

Figura 3: Radiação solar incidente em envólucro opaco.

3.1.2.3. Ondas eletromagnéticas

As ondas eletromagnéticas, tem as seguintes grandezas características:

Comprimento (λ): é a distância entre duas cristas consecutivas;

Frequência (f) é o número de cristas que passam por um ponto de referência na unidade de tempo.

Velocidade (v): é a distância percorrida por determinada crista por unidade de tempo.

Estas três grandezas se relacionam da seguinte maneira:

$$V = \lambda \cdot f$$

A velocidade de propagação da luz no vácuo é tida como constante, da ordem de $300.000 \text{ Km s}^{-1}$, sendo atenuada quando a luz se propaga em meios materiais, o que pode ser desconsiderado no caso da atmosfera terrestre. A equação mostra que a medida que se aumenta o comprimento de ondas, diminui a frequência e vice-versa.

Existe também a seguinte relação:

$$E = hc/\lambda$$

em que:

E = energia de um fóton naquele comprimento de ondas (J);

λ = comprimento de ondas, em m;

h = constante de Planck, $6,63 \times 10^{-34} \text{ J s}^{-1}$;

c = velocidade da luz, $3 \times 10^8 \text{ m/s}$.

Ou ainda:

$$E = hf$$

E = energia de um fóton da radiação (J);

F = frequência da radiação (Hz).

3.2. Transferência de calor

O calor é uma forma de energia e, como tal, é uma quantidade mensurável. A unidade de calor no sistema Inglês é a unidade Britânica (BTU) que é a quantia de calor necessária a para elevar a temperatura de uma partícula de água a 60° F em 1° F. No sistema métrico a unidade de calor é a caloria (cal). É definida como a quantidade de calor para elevar a temperatura de 1g de água a 15 °C em 1 °C. Esta unidade de calor é expressa também, com freqüência, como a caloriagrama. Para propósito de conversão 1 BTU pode ser considerado como sendo igual a 252 cal.

Existem basicamente duas formas nas quais o calor pode aparecer, a saber, calor sensível e calor latente.

A) Calor sensível

Calor sensível é a forma de calor que está associada com mudança na temperatura da substância envolvida. A quantidade de calor sensível (Q) que um corpo de massa m recebe é diretamente proporcional ao seu aumento de temperatura. Logo, é possível calcular a quantidade de calor sensível usando a seguinte fórmula:

$$Q = m.c.\Delta T$$

onde:

Q = quantidade de calor sensível (cal)

m = massa do corpo (g)

ΔT = variação da temperatura (°C)

B) Calor latente

Calor latente é um termo usado para expressar a energia térmica envolvida em uma mudança de estado sem mudar a temperatura; por exemplo, o processo de mudar do estado sólido para líquido tal como gelo e água, ou de líquido para gás tal como água e vapor.

Os conceitos acima são melhores ilustrados pelo seguinte exemplo. Quando a água é aquecida, o calor aplicado é absorvido pela água como calor sensível e a temperatura da água se elevará até que se alcance o ponto de ebulição. Após isso qualquer outra aplicação de calor não resultará em aumento de temperatura da água, por que esse calor será absorvido na forma latente, que é necessário para mudança da água da forma líquida para vapor, mas enquanto a água estiver presente não afetará a temperatura do vapor. Se o vapor for condensado em uma superfície fria o calor latente nele será liberado para a superfície na forma sensível mudando a temperatura desta. Similarmente, quando a água é evaporada de uma superfície, é necessária uma certa quantidade de energia para converter a água da forma líquida para vapor d'água. Esta energia latente é retirada da superfície que é deste modo resfriada. Este princípio é aplicado na prática para resfriar água em um saco de lona permeável.

O calor latente provoca algum tipo de alteração na estrutura física do corpo. É a quantidade de calor que a substância troca por grama de massa durante a mudança de estado físico e pode ser

representado pela letra L . É medido em caloria por grama ($cal.g^{-1}$). Para calcular o calor latente é necessário utilizar a seguinte expressão:

$$Q = m.L$$

Os processos de aquecimento e resfriamento implicam basicamente numa transferência de energia térmica por diferença de potencial de uma região para outra. Essa transferência de calor das partes mais quentes para as mais frias de um corpo ou em virtude de uma diferença de temperatura existente entre dois ou mais objetos ou substâncias pode ocorrer de três modos, isto é, por *condução*, por *convecção* e por *radiação*.

C) Capacidade Térmica

A capacidade térmica é uma característica do corpo. A capacidade térmica corresponde à quantidade de calor (recebida ou cedida) que leva a uma variação de $1^{\circ}C$ na temperatura do corpo. É representada pela letra C e é medida em calorias por grau Celsius ($cal.^{\circ}C^{-1}$) ou caloria por Kelvin ($cal.K^{-1}$). É dada pela relação da quantidade de calor recebida por um corpo e a variação de temperatura sofrida pelo mesmo:

$$C = \frac{Q}{\Delta T}$$

Onde C é a capacidade térmica, Q é a quantidade de calor recebida ou cedida pelo corpo e Δt é a variação de temperatura sofrida pelo corpo.

D) Calor Específico

Ao contrário da capacidade térmica, o calor específico não é característica do corpo, mas sim característica da substância. Corresponde à quantidade de calor recebida ou cedida por 1 g da substância que leva a uma variação de $1^{\circ}C$ na temperatura do corpo em questão. É dado pela relação da capacidade térmica do corpo pela sua massa. É representado pela letra c (minúscula) e é medido em $cal.g^{-1}.^{\circ}C^{-1}$:

$$c = \frac{C}{m}$$

Onde c é o calor específico, C é a capacidade térmica e m é a massa.

3.2.1. Condução

Condução térmica é o transporte de energia térmica da parte mais quente para a mais fria do mesmo corpo ou de um corpo mais quente para um mais frio em contato físico um com o outro, sem deslocamento das partículas do corpo ou dos corpos. O processo ou mecanismo real deste modo de transferência de calor ocorre em nível molecular. Toda substância consiste de um número muito grande de molécula ou de partículas minúsculas que estão em movimento contínuo e como tal possuem energia cinética. Este movimento é em função da temperatura da substância excitada

mais intensa com aumento na temperatura. Conseqüentemente as moléculas do lado mais quente oscilam mais intensamente em direção às moléculas do lado mais frio, e, colidindo com elas, forçam-nas também a aproximar com maior intensidade. Desse modo, a energia de calor é transferida do lado mais quente para o mais frio do corpo e, obviamente, quanto mais alta a diferença de temperatura, mais alta a taxa de condução de calor.

Toda substância quer sólidas, líquidas ou gases, conduzem calor. Algumas mais rapidamente que outras dependendo do poder de condução térmica ou condutividade térmica da substância. Assim, por exemplo, sabe-se que metais conduzem calor numa taxa muito mais rápida que os materiais isolantes, ou ainda o ar que é um mal condutor.

A relação fundamental para o fluxo unidirecional de calor por condução através de um sólido homogêneo sob condições de regime permanente pode ser melhor explicada considerando uma grande placa plana ou achatada de espessura minúscula cuja as duas superfícies são mantidas em temperaturas diferentes T_1 e T_2 respectivamente. Presumindo que T_1 seja maior que T_2 , então o fluxo de calor por unidade de tempo (q_x) e a taxa de transferência de calor (q_x), na direção de temperatura decrescente através de uma área de superfície A, que será dada por:

$$q_x = -K.A.\frac{dT}{dx}$$

$$q_x'' = -K.\frac{dT}{dx}$$

Em que:

q_x = é a taxa de calor transferido (W);

q_x'' = é o fluxo de calor (Wm^{-2});

K = condutividade térmica ($Wm^{-2}K^{-1}$);

$\frac{dT}{dx}$ = gradiente de temperatura na direção x.

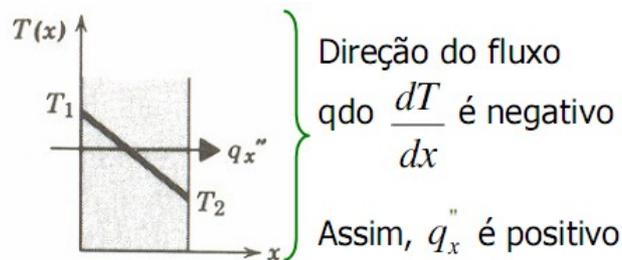


Figura 4: Direção do fluxo de transferência de calor por condução.

3.2.2. Convecção

A *convecção* é o modo de transferência de calor que compreende dois mecanismos, a transferência de energia pelo movimento molecular aleatório (difusão) e pelo movimento de massa, ou macroscópico, do fluido.

O termo *convecção* está associado ao transporte acumulado e advecção ao movimento de massa do fluido. Deve ser usado para descrever o processo pelo qual o calor é transferido misturando-se a fração de um fluido, isto é, gás ou líquido, com outro. Portanto, sempre envolve o fluxo de material. O processo é ilustrado pelo seguinte exemplo; se um objeto quente entrar em contato com a água, o calor do objeto irá aquecer a água em contato imediato com ele por condução térmica. Se as partículas de água pudessem ser mantidas estacionárias, as partículas em contato direto com o objeto ficariam mais quentes e retardariam a taxa de transferência de calor do objeto. Todavia, a maioria dos fluidos tem a características de se tornarem proporcionalmente menos densos à medida que são aquecidos, com resultados que a água mais quente perto do objeto começará a elevar-se, a água fria substitui a água em elevação e a taxa de transferência de calor do objeto para a água é mais rápida do que teria sido se a água permanecesse estacionada.

No exemplo acima, o movimento da água representa o que são geralmente referidos como correntes térmicas, que são determinadas totalmente por forças de temperaturas. O tipo de troca térmica associado com as correntes térmicas ou diferenças de intensidades com ação da gravidade é conhecida como convecção natural. A taxa de transferência de calor pode naturalmente ser acelerada ainda mais por agitação mecânica do fluido. Nesse caso, correntes de convecção forçadas são estabelecidas. Na prática, a convecção forçada geralmente desempenha um papel muito mais importante que a convecção natural.

A interação entre fluido e superfície gera uma camada onde a velocidade (u) varia de 0 até um valor infinito (u_∞) que é denominada de camada hidrodinâmica, camada de velocidade ou camada limite.

Se houver diferença de temperatura entre as superfície e o fluido ter-se-á também, uma camada limite térmica, que poderá se maior, menor ou igual a camada de velocidade como mostrado na Figura 5.

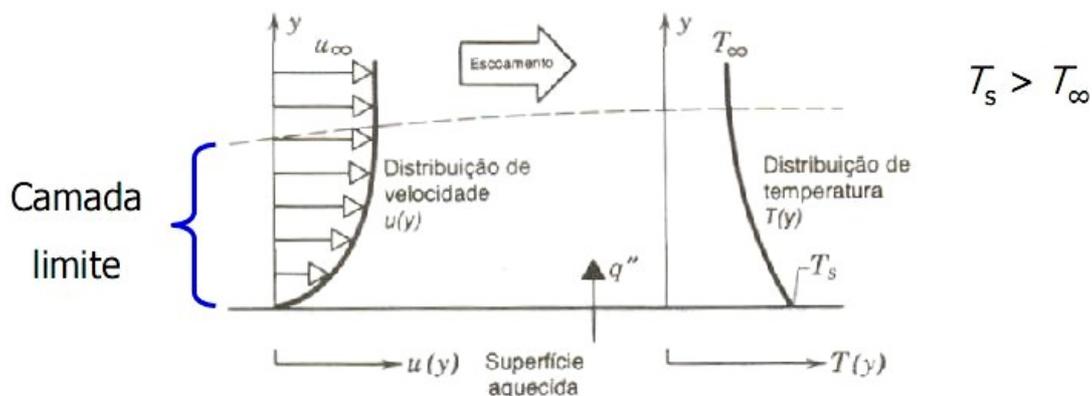


Figura 5: Distribuição da velocidade e temperatura em um escoamento convectivo.

A transferência de calor por convecção ocorre na superfície de paredes, assoalhos e telhados,

onde existam tubulações, tais como, espirais de resfriamento e aquecimento, ou em todo lugar onde um fluido passe por uma superfície sólida com uma temperatura diferente. O mecanismo de transferência de calor de uma superfície aquecida para um fluido em uma temperatura diferente que passou é muito complexo, visto que processos de condução e convecção estão geralmente envolvidos. Todavia, no caso da convecção, a taxa de fluxo de calor entre a área A da superfície e do fluido em contato com ela pode ser expressa em função da diferença de temperatura ($T_s - T_\infty$) entre a superfície e a maior parte do fluido. Segue abaixo a expressão matemática para quantificação da convecção conhecida como lei de Newton do resfriamento.

$$q''_{conv} = h_c \cdot dT$$

$$q''_{conv} = h_c \cdot (T_s - T_\infty)$$

Em que:

q''_{conv} = é o fluxo de calor convectivo ($W m^{-2}$);

h_c = coeficiente de transferência convectiva de calor ($W m^{-2} K^{-1}$);

dT = diferença de temperatura entre a superfície e o fluido (K).

O coeficiente superficial de transferência de calor, h_c , também conhecido como condutância da película ou coeficiente de película não é uma constante, e pode mudar as unidades de calor por unidades de área, tempo e diferença de temperatura. O seu valor numérico depende, em grande parte, da natureza do fluxo e da velocidade do fluido, das propriedades físicas do fluido e do formato e dimensões da superfície e temperaturas.

Alguns valores típicos do coeficiente de transferência convectiva de calor são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1. Valores típicos de coeficiente de transferência convectiva.

Processo	h_c ($W m^{-2} K^{-1}$)
Convecção livre	
Gases	2-25
Líquido	50-1000
Convecção forçada	
Gases	25-250
Líquido	50-20000
Convecção com mudança de fase	
Ebulição ou condensação	2500-100000

Fonte: Incropera e DeWitt (1992).

3.2.3. Radiação

Transferência de calor por *radiação* é a troca de energia térmica na forma de ondas eletromagnéticas entre dois ou mais corpos em diferentes temperaturas separados por espaços ou por um meio que é transparente ou não absorvente de ondas de calor.

Uma característica desse modo de transferência de calor é que o espaço ou meio através do qual os raios de calor atravessam, não é aquecido por ele em nenhum grau significativo. Um exemplo clássico disto é a radiação recebida do sol pela Terra.

A emissão de energia radiante pode ocorrer de sólidos, gases e líquidos, porém, nosso maior interesse está na radiação emitida por superfícies sólidas. A emissão pode ser atribuída às modificações das configurações eletrônicas dos átomos ou das moléculas que a constituem. Outro fator relevante no estudo da radiação advém do fato de que as transferências de calor por condução e convecção necessitam de um meio natural para ocorrerem enquanto que o mesmo não é necessário para a ocorrência de trocas de calor por radiação.

A intensidade da radiação emitida pelo corpo depende da natureza e temperatura do corpo. O fluxo máximo que pode ser emitido por uma superfície denominada de radiador ideal ou corpo negro é dado pela lei de Stefan-Boltzmann:

$$q''_{rad} = \sigma.T_s^4$$

Em que:

q''_{rad} = é o fluxo máximo de calor radiativo ($W\ m^{-2}$);

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8}\ W\ m^{-2}\ K^{-4}$)

O fluxo emitido por uma superfície real pode ser calculado:

$$q''_{rad} = \varepsilon.\sigma.T_s^4$$

Em que:

ε = emissividade ($0 \leq \varepsilon \leq 1$).

A emissividade ε , adimensional, depende da natureza e da temperatura do corpo. É uma medida da proporção da energia total radiada por uma superfície em relação a radiada por um corpo negro perfeito na mesma temperatura que a superfície. Um corpo negro por definição absorve toda radiação incidente e emite a máxima radiação possível. A emissividade varia de 0 para refletor perfeito a 1 para o corpo ideal ou negro.

4. Conceitos em Radiação

Para o estudo da radiação é importante o significado de alguns termos, sendo os principais:

Poder emissivo: é a quantidade de energia emitida por uma superfície por unidade de área e tempo. Todo corpo que possua energia, isto é, cuja temperatura é maior que 0 *Kelvin*, emite uma determinada quantidade de energia num determinado comprimento de ondas.

Corpo negro:

No estudo da radiação é conveniente considerar como modelo um corpo absorvente perfeito, ou seja, que apresente $\alpha_\lambda=1$ para qualquer comprimento de onda. A este modelo, apenas conceitual (não existe na natureza), chama-se corpo negro.

Embora seja uma abstração física, o corpo negro tem uma importância fundamental, pois, em algumas faixas da região infravermelha do espectro, muitos corpos reais atuam como se fossem um corpo negro. Então, o comportamento radiativo desses corpos pode ser simulado através do comportamento radiativo do corpo negro, que é conhecido.

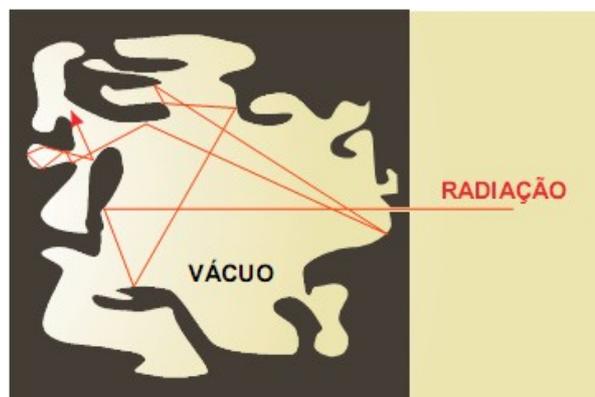


Figura 6. Concepção do comportamento do corpo negro: o orifício de uma cavidade de paredes adiabáticas e rugosas, mantida sob vácuo, em estado de equilíbrio radiativo (Fonte: Varejão Silva, 2006).

Pode-se fazer uma idéia do comportamento de um corpo negro imaginando-se uma cavidade de paredes adiabáticas (não se deixam atravessar pelo calor) e superfície interna bastante rugosa, colocada em um ambiente onde se fez vácuo (Figura 6). Essa cavidade dispõe de um pequeno orifício, através do qual um certo fluxo de radiação de comprimento de onda apropriado penetra na cavidade. Em seu interior, a radiação incidente sofre um número de reflexões tão grande que termina sendo totalmente absorvida pelas paredes. Mantendo-se contínuo o fluxo radiativo, a absorção resultante provocaria o gradual aquecimento das paredes da cavidade que, por serem adiabáticas, não permitiriam nenhuma troca de calor com o ambiente. Tenderia a ocorrer uma situação em que as próprias paredes da cavidade, devido ao aquecimento crescente, passariam a emitir radiação de mesmo comprimento que a incidente. Algum tempo depois seria atingido um regime permanente, quando o orifício iria deixar-se atravessar por um fluxo de radiação emergente (provocado pela irradiância das paredes internas), exatamente igual ao incidente e de mesmo comprimento de onda. Em relação ao ambiente, o orifício atuaria como se fosse um corpo negro (agindo como absorvente perfeito e, simultaneamente, como um perfeito emissor), em relação à energia eletromagnética do comprimento de onda selecionado.

Numa situação mais geral, em que a intensidade da irradiância fosse exatamente igual à da emitância para todos os comprimentos de onda e em qualquer direção, o campo radiativo seria perfeitamente isotrópico. A essa situação chama-se *equilíbrio radiativo*, que implica o equilíbrio termodinâmico.

As leis da radiação, que serão abordadas a frente, consideram sempre o corpo negro.

Emissividade (ϵ): é um parâmetro que compara o poder emissivo de um corpo qualquer com o poder do corpo negro a mesma temperatura.

$$E = \frac{Ec}{Ecn}$$

em que:

E = emissividade do corpo C;

Ec = poder emissivo do corpo C à temperatura T;

Ecn = poder emissivo do corpo negro à temperatura T.

Refletividade, absorvidade e transmissividade

Quando um feixe de radiação (I) incide sobre um corpo, pode originar três parcelas, sendo a primeira refletida (I_r), a outra absorvida (I_a) e a última, transmitida (I_t).

Pode-se então definir os seguintes coeficientes, relacionando-se as parcelas com o feixe incidente I:

Absorvidade (A): é um coeficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi absorvida pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

Refletividade (R): é um coeficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi refletida pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

Transmissividade (T): é um coeficiente que relaciona a fração da radiação incidente que foi transmitida (passou através) pelo corpo em estudo com o feixe incidente I.

Pelas definições tem-se:

$$A = \frac{I_a}{I} \qquad R = \frac{I_r}{I} \qquad T = \frac{I_t}{I}$$

Mas toda a radiação (I) foi absorvida e ou transmitida e ou refletida, então:

$$I = I_a + I_r + I_t$$

Substituindo I_a , I_r e I_t por suas respectivas explicitações, respectivamente, tem-se:

$$I = A.I + R.I + T.I$$

$$I = I(A + R + T)$$

$$A + R + T = I/I = 1$$

Conclui-se que para cada corpo, o somatório da absorvidade, refletividade e transmissividade será igual a unidade. Analisando-se o corpo negro, por exemplo, observa-se que a absorvidade é igual a 1, por definição, então a refletividade e a transmissividade obrigatoriamente serão iguais a zero.

5. Leis da Radiação

Leis de Planck: Max Planck em 1900 equacionou o poder emissivo de um corpo negro distribuídos em diferentes comprimentos de ondas, para diferentes temperaturas. Criou a teoria quântica, e ganhou o Nobel de física em 1918. A lei de Planck é dada pela equação abaixo:

$$E(\lambda, T) = \frac{C_1 \cdot \lambda^{-5}}{e^{\left[\frac{C_2}{\lambda \cdot T} - 1\right]}}$$

em que,

$E(\lambda, T)$ = poder emissivo do corpo negro à temperatura T para comprimento de ondas de λ a $\lambda+d\lambda$;

λ = comprimento de ondas;

$C_1 = 3,7427 \times 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2}$,

$C_2 = 1,4388 \times 10^4 \mu\text{m K}$.

Representação gráfica da lei de Planck:

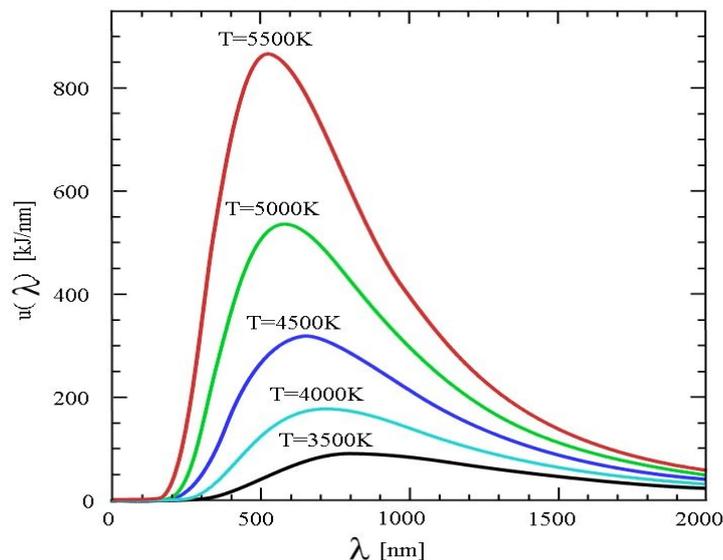


Figura 7: Representação da Lei de Planck.

Lei de Stefan-Boltzmann: o poder emissivo de um corpo negro é diretamente proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta. A lei de Stefan-Boltzmann é representada pela área abaixo da curva da equação de Planck. Para chegar a lei de Stefan-Boltzmann, deve-se integrar a equação de Planck:

$$E = \int_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} E_{(\lambda,T)} \cdot d\lambda$$

Resolvendo a integral acima, tem-se:

$$E = \sigma T^4$$

em que,

E = poder emissivo do corpo negro (ly min^{-1}) ou (W m^{-2});

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($8,14 \times 10^{-11} \text{ ly min}^{-1} \text{ K}^{-4}$) ou ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

ou $(4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4})$;

$T =$ temperatura absoluta (K)

Para um corpo qualquer de emissividade ε conhecida, a equação anterior passa a:

$$E = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Nota: A emissividade de um corpo traduz o grau de enegrecimento do corpo.

Lei de Kirchhoff: Para um dado comprimento de onda e uma dada temperatura, a absorvidade de um corpo negro é igual à sua emissividade:

$$A(\lambda) = E(\lambda) \quad (\text{Equilíbrio radiativo})$$

Lei dos deslocamentos de Wien: Wilhelm Wien ganhou o Nobel de física de 1911. Sua lei estabelece que o comprimento de onda corresponde ao máximo poder emissivo de um corpo negro é inversamente proporcional a sua temperatura absoluta. O comprimento de ondas correspondente ao máximo poder emissivo é representado pelo ponto máximo poder emissivo é representado pelo ponto de máxima da curva da equação de Planck. Para se determinar o ponto de máxima, deve-se tomar a primeira derivada e igualar a zero:

$$\frac{dE_{(\lambda,T)}}{d\lambda} = 0$$

Obtém-se assim a chamada lei dos deslocamentos de Wien:

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{C}{T}$$

em que,

λ_{max} = comprimento de ondas correspondente ao máximo poder emissivo (μm);

C = constante de Wien ($2987 \mu\text{m}\cdot\text{K}$);

T = temperatura absoluta (K).

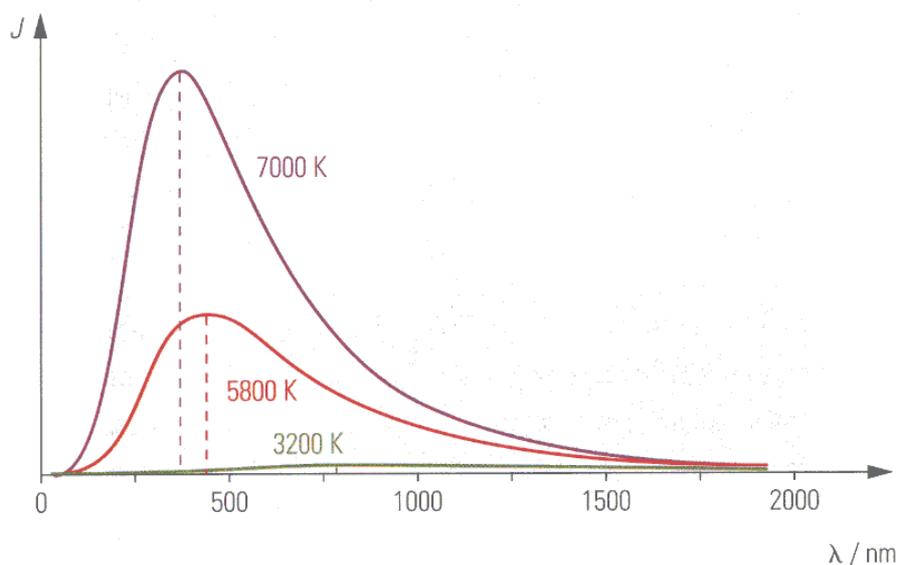
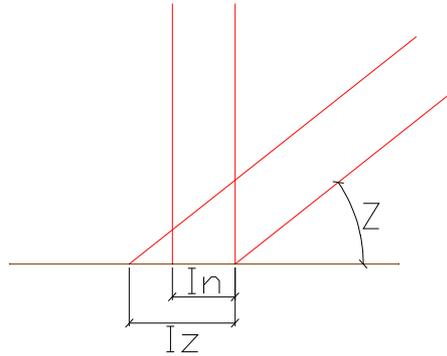


Figura 8: Representação da Lei de Wien.

Lei de Lambert ou do cosseno: a quantidade de energia incidente (I_z) em uma superfície inclinada é igual a mesma quantidade de energia incidente (I_n) em uma superfície normal à radiação, multiplicada pelo cosseno do ângulo de inclinação (z).



$$I_z = I_n \cdot \cos Z$$

Esta lei explica as variações nas quantidades de energia interceptadas nas diferentes latitudes da superfície terrestre.

6. Constante Solar

É a quantidade de energia interceptada por unidade de área e unidade de tempo em uma superfície plana, colocada perpendicularmente aos raios solares, a distância média da terra ao sol (D).

Dados:

D – distância média da terra ao sol = $1,5 \cdot 10^{11} m$

R – raio equivalente do sol = $6,97 \cdot 10^8 m$

T – temperatura de emissão do sol = $5760 K$

Para determinar o poder emissivo total do sol basta calcular:

$$E = 4 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \sigma \cdot T_s^4$$

Por unidade de área:

$$E_{sol} = \frac{(\varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \cdot (4 \cdot \pi \cdot R^2))}{(4 \cdot \pi \cdot D^2)}$$

Pode-se também medir a constante solar, mas para isso é necessário sair da atmosfera terrestre. A primeira medida direta da Constante Solar foi feita acima da camada de ozônio, em 1967 por um foguete X-15 em Nevada, foi $1,951 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$. A padronização da Constante Solar adotada pela NASA, após a avaliação de diferentes resultados obtidos em topos de montanhas, balões, foguetes, aeronaves e satélites, é de $1,94 \pm 0,03 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ou 1353 W m^{-2} .

7. Espectro da Radiação solar

O sol emite radiação em comprimentos de ondas acima de $0,15 \mu m$. Porém, mais de 99% da quantidade de energia é emitida no intervalo de $0,15$ a $4,0 \mu m$, chamado de domínio ou região da radiação solar. O valor $4,0 \mu m$ é utilizado ainda para dividir a radiação em duas faixas: radiação de

ondas curtas e radiação de ondas longas.

O olho humano é sensibilizado pela radiação na faixa dos comprimentos de ondas de 0,36 a 0,76 μm , faixa essa denominada região visível. Abaixo de 0,36 μm é denominada radiação ultravioleta e, acima de 0,76 μm , de radiação infravermelha.

Quando a radiação atravessa um prisma, a faixa visível é separada em suas cores equivalentes.

São conhecidas radiações com comprimento de onda que variam desde 10^{-10}cm (raios gama) até cerca de 10^7cm (ondas longas de rádio). Ao conjunto de todas elas denomina-se espectro eletromagnético.

Apenas as radiações de comprimentos de onda compreendidos entre 0,36 e 0,74 μm podem ser detectadas pelo olho humano, constituindo a faixa visível do espectro eletromagnético ou luz visível (Fig. 2.1). Dentro dessa faixa, a vista humana consegue diferenciar as seguintes cores:

Violeta	0,36 a 0,42 μm ;
índigo-azul	0,42 a 0,49 μm ;
Verde	0,49 a 0,54 μm ;
amarelo	0,54 a 0,59 μm ;
laranja	0,59 a 0,65 μm ;
vermelho	0,65 a 0,74 μm .

Esses intervalos são arbitrários e aproximados, pois não há limites nítidos entre as cores. A transição entre cores vizinhas se dá de maneira gradual, como se pode verificar em um arco-íris.

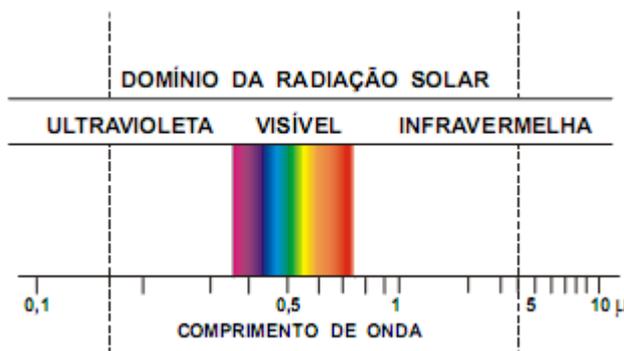


Figura 9: Espectro eletromagnético (Fonte: Varejão Silva, 2006).

As radiações com comprimento de onda superior a 0,74 μm , por apresentarem frequência menor que a da luz vermelha, são ditas infravermelhas. Por outro lado, àquelas cujo comprimento de onda é inferior a 0,36 μm (frequência superior à da luz violeta) chamam-se ultravioletas. O espectro eletromagnético fica, assim, subdividido em três regiões, ou faixas: ultravioleta, visível e infravermelha (Figura 9).

A maior parte da energia radiante do sol está concentrada nas partes visível e próximo do visível do espectro. A luz visível corresponde a ~43% do total emitido, 49% estão no infravermelho próximo e 7% no ultravioleta. Menos de 1% da radiação solar é emitida como raios X, raios gama e ondas de rádio.

Apesar da divisão do espectro em intervalos, todas as formas de radiação são basicamente iguais. Quando qualquer forma de energia radiante é absorvida por um objeto, o resultado é um crescimento do movimento molecular e um correspondente crescimento da temperatura.

8. Absorção Seletiva de Radiação Solar na Atmosfera

É a propriedade que certos gases da atmosfera apresentam ao absorverem determinadas faixas de comprimentos de ondas da radiação que os atravessam. São absorventes seletivos:

Oxigênio, na faixa de 0,12 a 0,18 μm .

Ozônio, na faixa de 0,20 a 0,33 μm e 0,44 a 0,76 μm .

CO₂, na faixa de 1,50 a 2,8 μm , principalmente 2,7 μm .

Vapor d'água: apesar de sua baixa proporção na atmosfera, é considerado o principal absorvente seletivo de radiação, absorvendo de 0,8 a 2,4 μm , 5,5 a 7,0 μm e comprimentos de ondas maiores que 15,0 μm .

9. O Espalhamento da Radiação Solar na Atmosfera

A radiação solar interage com a atmosfera. Parte toma a direção da terra e parte retorna para o espaço sideral determinando relevantes perdas. A interação ocorre na forma de reflexão, refração e absorção. A radiação se difunde pela atmosfera. Esse fenômeno é chamado de espalhamento da radiação.

Em função das dimensões das partículas responsáveis pela difusão, a mesma é separada em dois processos diferentes:

Difusão seletiva: ocorre quando o diâmetro médio (d) das partículas difusoras são da ordem de 0,1 do comprimento de onda (λ). Nessas circunstâncias a partícula oscilará com a mesma frequência da radiação incidente e comportando-se como um oscilador elementar, “espalhará” a radiação incidente nas direções do espaço. Este tipo de difusão é denominado de seletiva por que de acordo com a lei de Rayleigh, a intensidade de difusão (I_λ) é inversamente proporcional a quarta potência do comprimento de onda (λ):

$$I_\lambda = \frac{1}{\lambda^4}$$

A difusão ocasionada por tais partículas ($d < 0,1\lambda$) independentemente da sua natureza, é responsável pela cor azul do céu (difundindo mais intensamente os comprimentos de ondas da faixa azul do espectro visível). Os gases constituintes do ar atmosférico são os principais responsáveis por este processo.

Difusão não seletiva (reflexão difusa): quando as partículas difusoras forem maiores ou da ordem do comprimento de onda da radiação incidente, este fenômeno não se verifica, ocorrendo um simples processo de reflexão não seletiva (reflexão difusa). Neste caso a radiação incidente apenas se reflete mudando de direção e conservando suas características. Elementos de nuvens, poeiras e aerossóis ocasionam a difusão não seletiva.

10. Balanço de Radiação

O balanço de radiação ou saldo de radiação sobre a superfície é a contabilização líquida de toda a energia radiante presente no sistema solo-atmosfera, resultando na **radiação líquida**, a qual será a energia disponível para os processos que ocorrem junto a superfície. Será simbolizado por **R_n**, do inglês “net radiation”. Esta será portanto, a energia utilizada no aquecimento e resfriamento do solo, aquecimento e resfriamento do ar, evaporação da água, e utilizada nos processos fisiológicos dos seres vivos, como a fotossíntese e a transpiração nos vegetais.

A radiação que chega no limite superior da atmosfera é chamada de **radiação total (R_a)**. É a quantidade de energia radiante integrada desde o nascer ao pôr do sol. A radiação ao atravessar a

atmosfera sofre os processos de absorção, reflexão e difusão. A radiação que efetivamente atinge a superfície da terra passa a ser chamada simplesmente de **radiação solar incidente (Rs)**. A radiação solar é composta pela **radiação difusa** e **radiação direta**. A radiação direta é aquela que atinge a superfície da terra sem ser interceptada por nuvens ou espalhada pela atmosfera (é a radiação que caracteriza a sombra dos objetos). A radiação difusa é a espalhada pela atmosfera sofrendo vários desvios no seu percurso (é a radiação que permite claridade mesmo na sombra durante o dia).

Da radiação que atinge a terra, parte é refletida devido ao **albedo (r)** ou poder refletor da superfície, sendo devolvida para o espaço, resultando no saldo ou **balanço radiação de ondas curtas (Rns)**, que será a energia absorvida pela superfície.

Com a absorção de energia pelas superfícies, estas passam a emitir energia na faixa de comprimento de ondas longas. Ao interagir com a atmosfera, principalmente nuvens e vapor d'água, parte é devolvida de volta para as superfícies, resultando no balanço de ondas longas, ou **emissão efetiva terrestre (Rb)**.

Desta forma, matematicamente o balanço de radiação junto a superfície será:

$$Rn = Rns + Rb$$

$$Rn = Rs - rRs + (-Rb)$$

$$Rn = (1 - r)Rs - Rb$$

10.1 Balanço de Radiação de Ondas Curtas (Rns)

Como visto,

$$Rns = Rs(1 - r)$$

em que,

Rns = balanço ou saldo de radiação de ondas curtas;

Rs = radiação solar incidente;

r = albedo de superfície (0,25 para cada grama).

Para a estimativa da radiação solar incidente à superfície terrestre (Rs), deve-se primeiramente estimar a radiação que chega no limite superior (“topo” ou “ausencia”) da atmosfera, ou seja a radiação total (Ra).

Assim Ra é obtida pela equação seguinte:

$$Ra = 37,586 dr (\omega s \text{ sen } \phi + \cos \phi \cos \delta \text{ sen } \omega s) \quad (\text{MJ m}^2\text{d}^{-1})$$

em que,

Ra = radiação total;

dr = distância relativa terra-sol sendo obtida por:

$$dr = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} d_j \right)$$

d_j = dia juliano: número de dias transcorridos desde o dia 1° de janeiro;

ω_s, φ, δ já foram vistos no capítulo de relações astronômicas terra-sol.

A radiação solar R_s , é então, estimada pela equação:

$$R_s = Ra \left(a + b \frac{n}{N} \right)$$

Sendo a e b coeficientes de regressão, a equação anterior torna-se:

$$R_s = Ra \left(0,29 \cos \phi + 0,52 \frac{n}{N} \right)$$

Ou ainda:

$$R_s = Ra \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right)$$

Obs.: Os parâmetros “ a ” e “ b ” são propostos pela FAO para a estimativa da evapotranspiração de referencia (ET_o).

Nestas equações n é a insolação diária (obtida em registros do heliógrafo) e N é a duração astronômica do dia.

10.2 Balanço de Radiação de Ondas longas (R_b)

$$R_b = - \left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) (0,34 - 0,14 \sqrt{ea}) \sigma (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \frac{1}{2}$$

em que,

R_b = balanço de ondas longas ou emissão efetiva terrestre (MJ m⁻²d⁻¹)

ea = pressão parcial do vapor d'água (kPa);

σ = 4,903x10⁻⁹ MJ m⁻² d⁻¹ K⁻⁴ (Constante de Stefan-Boltzmann);

T_{kx} = temperatura máxima absoluta do ar (K);

T_{kn} = temperatura mínima absoluta do ar (K);

Nota: Normalmente, para o período de um dia as unidades de energia radiante são expressas em (MJ.m⁻².d-1).

11. Referências bibliográficas

ASSUNÇÃO, H.F. da. **Relações entre a radiação fotossinteticamente ativa e radiação global em peracibaba – SP.** Piracicaba: ESALQ, 1994. 57p. (Dissertação – mestrado em Agrometeorologia).

CHANG, J.H. **Climate and Agriculture, an ecological survey.** Chicago: Aldine P. Company. 304p.

INCROPERA, Frank P.; DEWITT, David P. **Fundamentos de transferência de calor e de massa.** 5. ed. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1998. 698 p.

MOTA, F.S. da. **Meteorologia agrícola.** São Paulo: Nobel, 1986. 376p.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal.** São Paulo, Editora Agronômica Cares Ltda, 1981. 436p.

OMETTO, J.P.H.B. **Medidas e estimativas do balanço de ondas longas, para a região de Piracicaba (SP).** Piracicaba: ESALQ, 1995. 87p (Dissertação – Mestrado em Agrometeorologia).

ROSENBERG, N.S. **Microclimate. The biological environment.** New York: John Willey, 1993. 495p.

SILVA, M. A V. **Meteorologia e Climatologia.** Recife: Versão Digital 2, 2006. 463p.

SILVA, N.V.B. da. **Balanço de radiação solar de ondas curtas em milho (Zea mays, L.) Cultivar Cargill 111.** Piracicaba: ESALQ, 1984. 83p. (Dissertação – Mestrado em Agrometeorologia).

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. do. **Meteorologia descritiva. Fundamentos e aplicações brasileiras.** São Paulo: Nobel, 1986. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações.** Viçosa: Imprensa Universitária/UFV, 1991. 449p.

YANAGI JUNIOR. **Modelagem Matemática Aplicada à Ambiência Animal.** (Notas de aula) (mestrado em Engenharia de sistemas).

CAPÍTULO 5

TEMPERATURA DO SOLO

1. Introdução

Em muitos casos, a temperatura do solo tem um maior significado ecológico para as plantas do que a temperatura do ar. Por exemplo, o Carvalho, resiste a uma temperatura do ar de -25°C , mas suas raízes não suportam temperaturas inferiores que -13°C a -16°C .

A temperatura do solo é também afetada por fatores locais, tais como insolação e topografia, porém, pode apresentar grandes diferenças do valor da temperatura do ar. Muitas localidades, nas áreas polares e em altas montanhas, ficariam certamente sem vegetação se a temperatura do solo não apresentasse valores mais altos que a temperatura do ar.

A temperatura do solo, particularmente as extremas, influem na germinação, atividade das raízes, velocidade e duração do crescimento das plantas, ocorrência e severidade de doenças.

Os equipamentos utilizados para indicação da temperatura do solo em diversas profundidades são as baterias de geotermômetros como visto na Figura 10.



Figura 1: Bateria de geotermômetros.

2. Modelo para descrição das variações de temperatura do solo

Imaginando-se um pequeno cubo de solo abaixo da superfície, a variação de temperatura neste volume de solo dependerá do fluxo de calor, que ocorre no “sentido de X, de Y e de Z”, entrando ou saindo da parcela de solo:

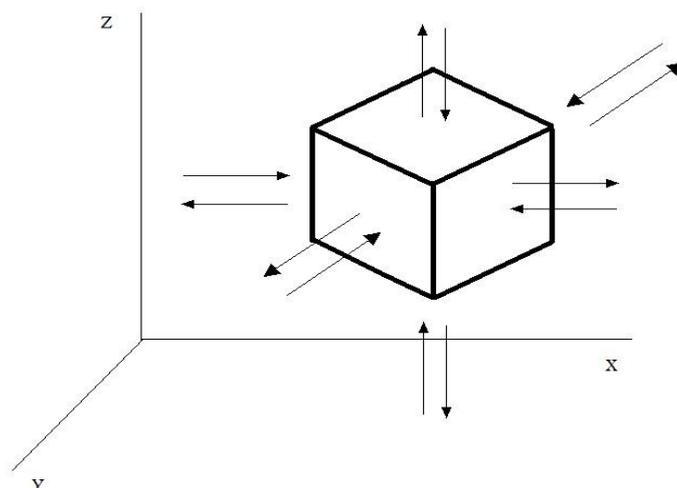


Figura 2: Sentido do fluxo de calor em um cubo de solo.

Assim, matematicamente, o fluxo de calor no solo pode ser representado por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \right) \quad (1)$$

Para a descrição de um modelo matemático que permite avaliar o comportamento térmico do solo, deve-se fazer as seguintes considerações: **o solo deve ser plano, homogêneo, sem vegetação, teor de água no solo constante ao longo do perfil e que a transferência de calor no solo seja toda feita por condução.** Assim sendo, pode-se considerar que não exista fluxo de calor no solo nos sentidos de X e de Y, tendo em vista a não existência de gradiente térmico nesses sentidos, existindo apenas o fluxo no sentido vertical. Portanto, a equação diferencial que descreve fluxo de calor no solo será:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2} \right) \quad (2)$$

Em que:

T = temperatura do solo (°C);

t = tempo (s);

Z = profundidade do solo (cm);

D = difusividade térmica do solo (cm².s⁻¹).

A difusividade térmica é um índice da facilidade com a qual uma substância sofrerá uma mudança de temperatura, sendo dada por:

$$D = \frac{K_T}{\rho \cdot C_p} \quad (3)$$

Em que:

K_T = condutividade térmica do solo (J.m⁻¹.s⁻¹.°C⁻¹).

Condutividade térmica de uma substância é a quantidade de energia que pode ser transmitida através de uma unidade de área dessa substância quando existe um gradiente de temperatura de 1°C.cm⁻¹.

A condutividade térmica é determinada principalmente pela porosidade, umidade e conteúdo

da matéria orgânica do solo.

ρ = densidade do solo (kg.m^{-3});

C_p = capacidade calorífica gravimétrica unitária ou calor específico gravimétrico ($\text{J.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$).

Representa a quantidade de calor necessário para elevar a temperatura de uma massa unitária de dada substância em 1°C .

A equação 2 é apenas qualitativa, não permitindo qualquer quantificação da temperatura do solo. Para quantificação, há a necessidade de se obter, com recursos matemáticos, uma solução da equação diferencial parcial de fluxo de calor no solo. Uma das soluções é baseada nas séries de Fourier, que resulta em:

$$T(Z, t) = \bar{T} + T_0 e^{-Z\sqrt{\omega/2D}} \cdot \text{sen}(\omega t - Z\sqrt{\omega/2D}) \quad (4)$$

Em que:

$T(Z, t)$ = temperatura à profundidade Z do solo e à um dado tempo t transcorrido após o nascer do sol ($^\circ\text{C}$);

\bar{T} = temperatura média em torno da qual a temperatura do solo oscila senoidalmente ($^\circ\text{C}$);

T_0 = amplitude de oscilação de temperatura na superfície do solo ($^\circ\text{C}$);

Z = profundidade do solo (m);

ω = velocidade angular da terra (rad.s^{-1});

$\omega = 2\pi \text{ rad}/24\text{h} = 7,2722 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$

D = difusividade térmica do solo ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

3. Considerações sobre a solução da equação diferencial parcial de calor no solo (equação):

a) Temperatura à superfície do solo ($Z=0$)

$$T(0, t) = \bar{T} + T_0 e^0 \cdot \text{sen}(\omega t - 0) \quad (5)$$

$$T(0, t) = \bar{T} + T_0 \cdot \text{sen}(\omega t) \quad (6)$$

Representação esquemática:

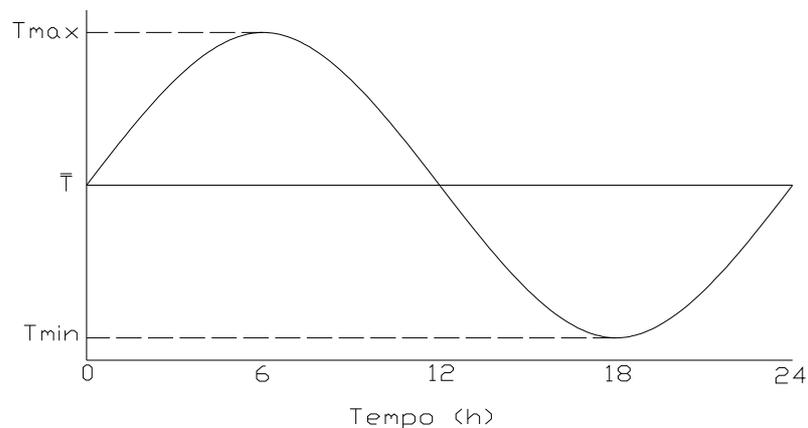


Figura 3: Representação senoidal da solução da equação diferencial parcial pelas séries de Fourier.

O tempo (h) corresponde às horas após o nascer do sol.

b) Temperatura a uma profundidade “infinita” ($Z=\infty$)

$$T(\infty, t) = \bar{T} + T_0 e^{-\infty} \cdot \text{sen}(\omega t - \infty) \quad (7)$$

$$T(\infty, t) = \bar{T} \quad (8)$$

O que permite concluir que a grandes profundidades a temperatura do solo tende a não variar, tornando-se constante e igual a T_{med} .

c) Amplitude de oscilação de temperatura

A amplitude de oscilação da equação definida é:

$$A(Z) = T_0 \cdot e^{-Z\sqrt{\omega/2D}} \quad (9)$$

Supondo-se um solo com difusividade térmica igual a $5 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ e com amplitude de oscilação de temperatura ao nível do solo de 10°C , tem-se:

- $A(0) = 10^\circ\text{C}$
- $A(10 \text{ cm}) = 4,3^\circ\text{C}$
- $A(20 \text{ cm}) = 1,8^\circ\text{C}$
- $A(50 \text{ cm}) = 0,1^\circ\text{C}$
- $A(100 \text{ cm}) = 1,97 \cdot 10^{-3}$ (impossível de se medir no solo)

A amplitude de oscilação de temperatura decresce rapidamente com o aumento na profundidade do solo, indicando também que a “profundidade infinita” relacionada no item b) não é tão “infinita” assim.

Esse fato indica também que a medição de temperatura do solo para estudos em base diária a profundidade de 1 metro ou maiores na se justifica.

Se considerarmos as temperaturas máxima e mínima do solo ao longo de determinado dia, esquematicamente, teremos a seguinte representação da amplitude de oscilação a diversas profundidades:

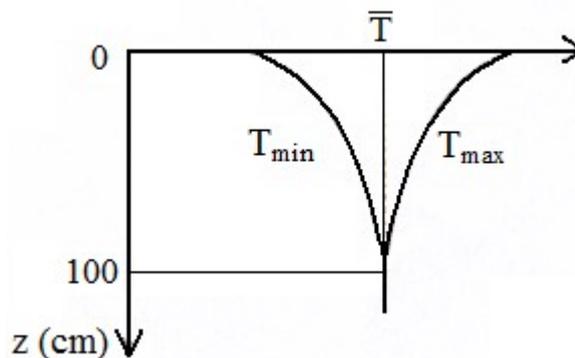


Figura 4: Temperatura do solo em função da profundidade.

d) Parte senoidal da equação

A função seno varia de -1 a +1, como pode ser esquematizada a seguir:

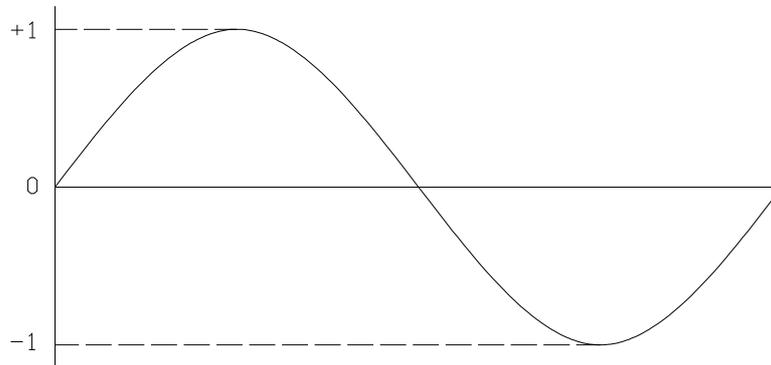


Figura 5: Valores máximos para função seno.

A parte senoidal da equação 4, será então igual a +1 para o instante de ocorrência da temperatura máxima e igual a -1 para o instante de ocorrência da temperatura mínima. Por exemplo, para temperatura máxima:

$$\text{sen}(\omega \cdot t - Z\sqrt{(\omega/2D)}) = 1 \quad (10)$$

- Determinar o tempo de ocorrência da T_{\max} para ($Z=0$):

$$\begin{aligned} \text{sen}(\omega \cdot t - 0) &= +1 \\ \omega \cdot t &= \frac{\pi}{2} \\ t &= \frac{\pi}{2 \cdot \omega} \\ t &= 6 \text{ horas} \end{aligned}$$

O que indica que na superfície a temperatura máxima do solo é alcançada 6 horas após o nascer do sol.

- Idem para $Z=10$ cm, levando-se em conta o valor de D utilizado no item c), encontraremos:

$$\begin{aligned} \text{sen}(\omega \cdot t - 10\sqrt{(\omega/2D)}) &= 1 \\ t &= 9,25 \text{ horas} \end{aligned}$$

O que indica que a temperatura máxima do solo para $Z=10$ cm é alcançada 9,25 horas após o nascer do sol.

- Idem para $Z=20$ cm:
A temperatura máxima é atingida 12,51 horas após o nascer do sol.

O mesmo procedimento é válido para as determinações dos tempos de ocorrência das temperaturas mínimas do solo a diversas profundidades, bastando apenas igualar a parte senoidal da equação à -1.

e) Defasagem da ocorrência da temperatura máxima com relação à superfície

É representada pela parte $Z = \sqrt{\omega/2D}$ da equação 10 que, para profundidade de 10 cm é equivalente a 3,25 horas, o que pode ser determinado pela diferença nos dois tempos encontrados no exemplo anterior, ou seja, $9,25 - 6 = 3,25$ horas.

Isso significa que a temperatura máxima para $Z=10$ cm ocorrerá 3,25 horas após o instante de ocorrência da temperatura máxima para $Z=0$ cm.

Aliando-se a amplitude de oscilação de temperatura e defasagem de ocorrência da temperatura máxima de acordo com a variação na profundidade, tem-se, esquematicamente:

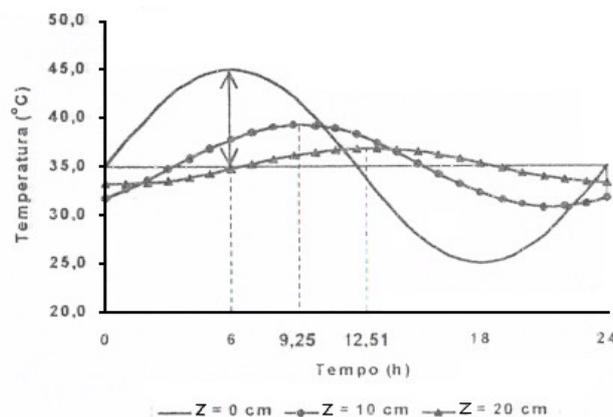


Figura 6: Defasagem de ocorrência da temperatura máxima para amplitudes de oscilação de $Z=0$ cm, $Z=10$ cm e $Z=20$ cm de profundidade.

4. Referências Bibliográficas

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Salesward-Discovery, Curitiba. 1996. 446p.

CAPÍTULO 6

TEMPERATURA DO AR

1. Introdução

A temperatura do ar expressa de maneira simples a energia contida no meio. No decorrer de um dia a energia à disposição do ambiente oscila entre dois valores extremos, ou seja, entre a temperatura mínima e a máxima. Como essa energia vai de um extremo ao outro, ela atua em processos de contínuo estímulo aos processos fisiológicos vitais nos seres vivos.

Os seres vivos que povoam o planeta vivem adaptados a energia do ambiente. Além de variação diária, a temperatura varia também ao longo do ano, conforme a disposição da terra à radiação solar. Assim, vê-se que a temperatura do ar tem um efeito claro no desenvolvimento dos seres vivos.

Do ponto de vista agrônomo, a temperatura é de vital importância para o crescimento e desenvolvimento das plantas, assim como para a produção. Muitos processos fisiológicos nas plantas superiores ocorrem entre temperaturas de 0 a 40°C. Portanto, existe uma ampla faixa de temperaturas para o crescimento, ainda que algumas culturas sejam adaptadas a relativamente baixas, moderadas ou até altas temperaturas. O melhoramento genético tem ampliado esta faixa nas últimas décadas.

Uma vez que a temperatura requerida por uma espécie seja conhecida, a escolha de uma área favorável pode ser feita, uma vez que médias de períodos longos de variação anual e diurna da temperatura são frequentemente disponíveis em todas as partes do mundo. Além disso, em temperatura sub ótimas, um aumento de temperatura (casa de vegetação, cobertura plástica) pode ser obtido, mais tais instalações requerem, frequentemente, altos investimentos de capital. A aplicação de tais técnicas é somente viável quando altos retornos de capital são esperados.

A superfície do solo, com ou sem vegetação, é o principal receptor de radiação solar e da radiação atmosférica, sendo também emissor de radiação. Seu balanço de radiação, variável no decorrer do dia e do ano, promove variações diárias e anuais na temperatura do solo e do ar.

As variações diárias do balanço de radiação da superfície do solo ocorrem em função da trajetória diária do sol acima do horizonte, enquanto as variações estacionais, em função da variação da declinação do sol ao longo do ano.

2. Balanço de energia

O balanço de energia compreende a partição do balanço de radiação ou radiação líquida, disponível aos processos vitais junto a superfície do solo, sendo dividido nos seguintes componentes:

$$RL = H + LE + G + P$$

em que,

RL = radiação líquida disponível no sistema solo-planta-atmosfera.

H = fluxo de calor sensível destinado às trocas de calor entre a superfície e o ar, responsável pelo aquecimento e resfriamento do ar.

LE = fluxo de calor latente, fração da energia utilizada nos processos de evaporação, transpiração e ou evapotranspiração.

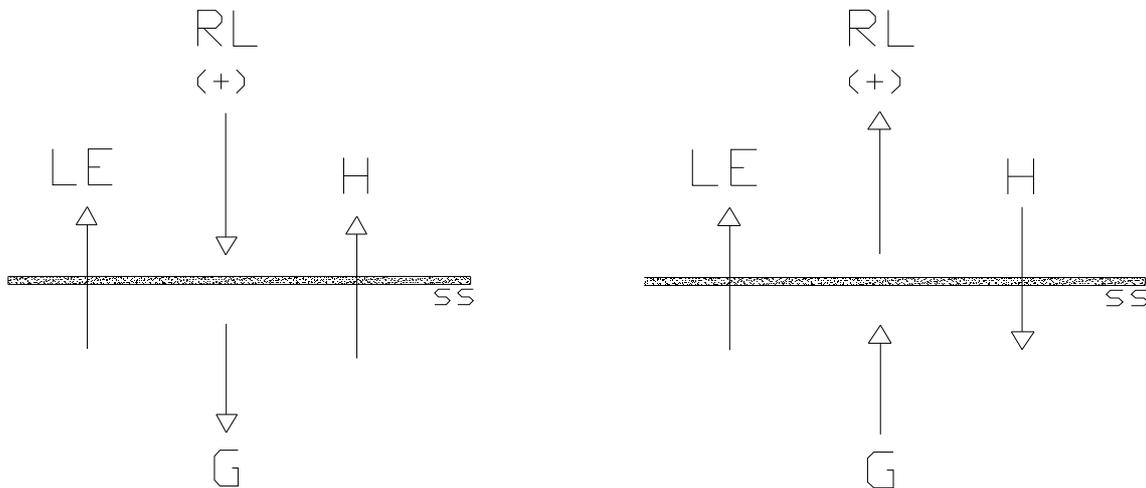
G = fluxo de calor sensível no solo.

P = energia utilizada nos processos biológicos, tal como a fotossíntese, correspondendo cerca de 3-4% da radiação líquida.

Do ponto de vista quantitativo da fração P, pode ser desconsiderada, portanto, tem-se:

$$RL = H + LE + G$$

Sob condição de balanço positivo da radiação, a radiação líquida é repartida conforme ilustra a figura 16-a e sob condição de balanço de energia negativo, conforme demonstrado na figura 16-b.



a) Balanço de Radiação positivo

b) Balanço de Radiação negativo

Figura 1: Partição do balanço de radiação junto à superfície (Adaptado de Tubelis e Nascimento, 1980).

3. Aquecimento e resfriamento do ar

O balanço de radiação sobre uma superfície é composto por uma entrada de energia, a radiação solar absorvida, e por uma liberação de energia através da emissão efetiva terrestre. A radiação absorvida ocorre durante o período em que o sol está acima do horizonte, sendo máxima na sua passagem meridiana. A emissão efetiva terrestre é crescente do nascer do sol até a sua passagem meridiana, quando passa a ser decrescente até o nascer seguinte.

A representação gráfica da radiação solar absorvida e da emissão efetiva terrestre define três regiões, conforme mostrado na Figura 17. A área (1+2) representa o total diário da radiação solar absorvida usada para repor parte da emissão efetiva terrestre. A área (2) representa a fração excedente da radiação solar absorvida que é disponível para outros processos. A área (3) indica o déficit de radiação da superfície.

Para um dia, a diferença entre as áreas (2) e (3) é pequena e variável no decurso do ano.

Os pontos A e B da figura 2 são os momentos em que o balanço de radiação é nulo; o intervalo entre A e B é um período em que o balanço é positivo e entre B e A, ele é negativo.

O aquecimento e o resfriamento do ar também é governado pelo balanço de radiação da superfície do solo, conforme mostra a Figura 17. A temperatura também possui variações diárias e estacionais da mesma forma que a temperatura do solo.

As trocas de calor do ar com a superfície do solo se dão basicamente por condução e por convecção. Devido a baixa condutibilidade térmica do ar, os processos de seu aquecimento e resfriamento não atingem mais de 3 metros de altura se ocorressem exclusivamente por condução. Por outro lado, as observações mostram que a pelo menos 1000 metros de altura existe uma

diferença marcante de temperatura do ar entre o dia e a noite.

O fator preponderante de transporte de calor na atmosfera é a difusão turbulenta, ocasionada pelos movimentos turbulentos do ar na atmosfera, que transportam, além de calor, outras propriedades importantes como vapor d'água, a energia cinética, o gás carbônico, os poluentes, os defensivos agrícolas, etc. A difusão turbulenta tem duas causas: o movimento friccional e o movimento convectivo. O movimento friccional ou convecção forçada é causada por variações na rugosidade das superfícies e por variações da velocidade do vento com a altura. O movimento convectivo ou convecção livre é consequência do balanço positivo de radiação da superfície. Durante o dia ambos os processos se desenvolvem enquanto que a noite o processo predominante é o movimento friccional.

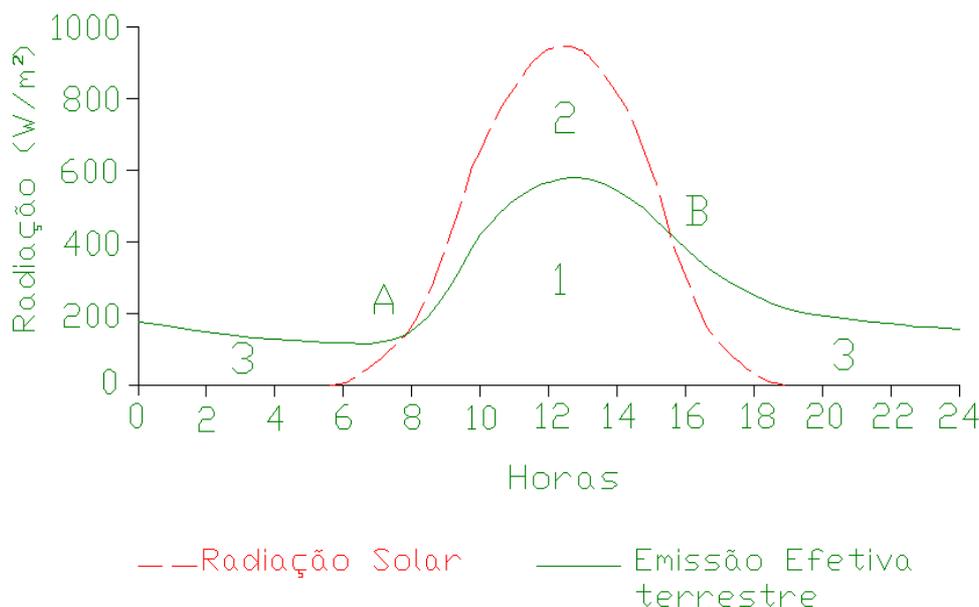


Figura 2: Diagrama esquemático do balanço (radiação solar absorvida e emissão efetiva terrestre) durante o dia.

Quando o balanço de radiação sobre a superfície do solo começa a ser positivo, ou seja, o ponto A da Figura 17, o ar em contato com o solo começa a ser aquecido por condução. Esse ar aquecido expande-se, eleva-se e é substituído por ar de maior densidade. Este é o início de um processo de convecção livre, que pronuncia com o aumento do balanço positivo de radiação. Por este processo o ar vai sendo sucessivamente aquecido, sendo o de junto ao solo aquele que aquece mais rápida e intensamente. Em consequência dessas células de circulação, o ar como um todo tem sua temperatura aumentada continuamente.

A temperatura máxima do ar em contato com o solo ocorre simultaneamente com a temperatura máxima da superfície do solo, a media que se afasta do solo, a temperatura máxima se atrasa continuamente.

Após a temperatura máxima, a temperatura do ar diminui como consequência da diminuição da temperatura do solo, com o balanço de radiação positivo e decrescente.

Quando o balanço de radiação torna-se negativo, estabelece-se um fluxo de calor por condução do ar para a superfície. Este fluxo passa a resfriar o ar, iniciando pelas camadas adjacentes à superfície. Pelo aumento da densidade do ar devido ao resfriamento, as diversas camadas tendem a se acamar. o processo se intensifica continuamente no decorrer da noite até a nova inversão no balanço de radiação, quando a temperatura do ar adjacente ao solo é mínima. A temperatura mínima atrasa-se para as camadas mais afastadas da superfície do solo.

Do exposto, pode-se concluir que a diferença entre os extremos das temperaturas (amplitude térmica), para cada camada de ar que se afasta da superfície, diminui, devido à resposta às variações

de temperatura da superfície durante o dia, conforme pode ser visualizado na figura 18. Nessa figura, está representado os perfis verticais das temperaturas máximas (T_x) e mínimas (T_n) para cada camada de ar. A partir de uma certa altura da superfície do solo (por exemplo, cerca de 10-12 m), praticamente, não há variações de temperatura da superfície, sendo a partir daí a temperatura afetada por outras fontes de variação.

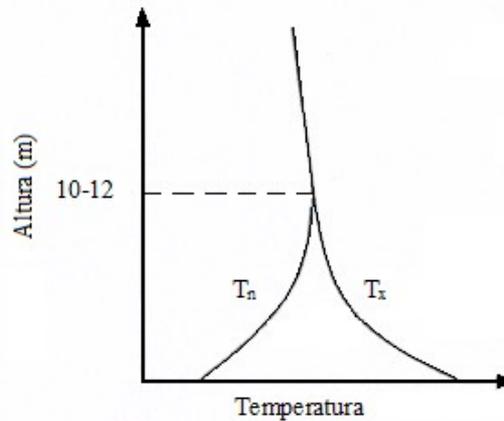


Figura 3: Perfis verticais das temperaturas máximas (T_x) e mínimas (T_n) para cada camada de ar a medida que se afasta da superfície durante o período de um dia.

4. Variações na temperatura do ar

4.1. Variação Diária

A variação diária da temperatura do ar segue o balanço de radiação durante o dia conforme descrito no item anterior. Neste caso a temperatura apresenta um comportamento senoidal variando entre dois extremos, quais sejam, a temperatura máxima e a temperatura mínima (Figura 19). devido ao atraso do aquecimento do ar a medida que se afasta da superfície, a temperatura máxima medida nos postos meteorológicos, cujo termômetro se encontra a cerca de 1,80 m da superfície, é atingida cerca de 2-4 horas após o meio dia solar. Pela mesma razão a temperatura mínima do ar atrasa-se em relação a superfície, vindo esta a ocorrer próximo ao momento em que o balanço de radiação começa a ser positivo durante o dia, ou seja, a temperatura mínima do ar ocorre próximo ao nascer do sol.

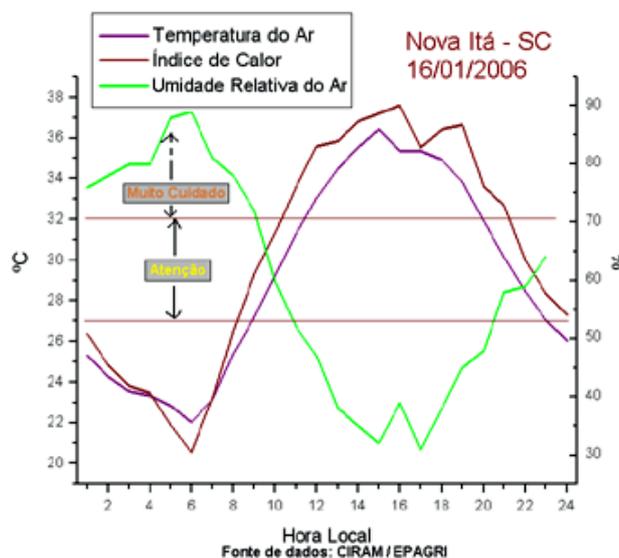


Figura 4: Decurso diário da temperatura do ar, umidade relativa e índice de calor em 16/01/2006

em Nova Itá – SC.

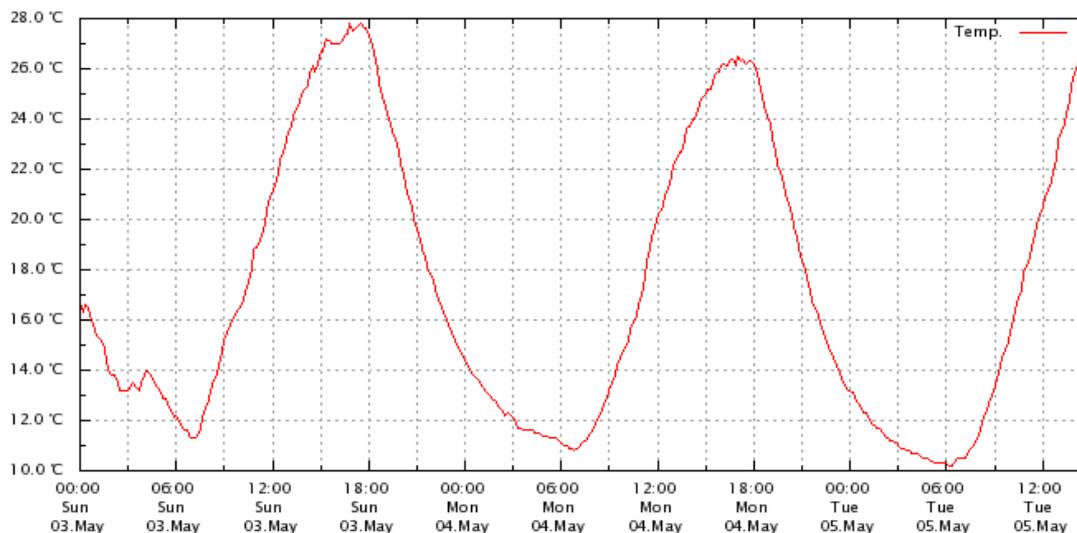


Figura 5: Gráfico característico da variação da temperatura ao longo dos dias.

4.2. Variação Anual

A variação anual da temperatura do ar é determinada basicamente pelo curso anual da radiação solar incidente à superfície. A Figura 21 mostra o curso anual desses dois elementos para Recife. O caso da temperatura do ar acompanha o curso da radiação solar com o atraso aproximado de um mês.

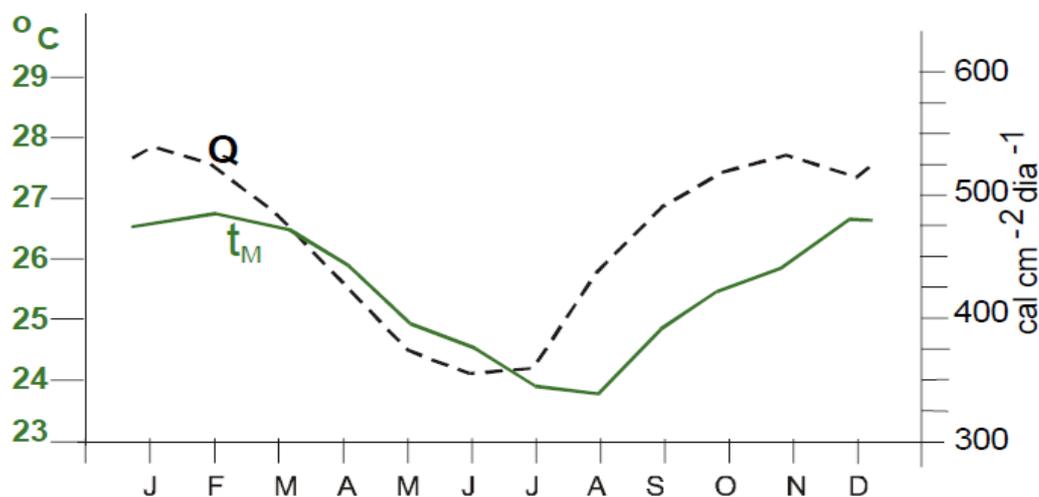


Figura 6: Curvas representativas dos valores médios mensais da temperatura compensada (t_m °C) e da energia solar (Q cal cm⁻² dia⁻¹) incidente no Recife (8° 11' S, 34° 55' W, 4 m), entre 1969 e 1972. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

4.3. Variação quanto à latitude

Como já foi visto, a densidade de fluxo de radiação solar incidente sobre a superfície depende do cosseno do ângulo zenital (lei de Lambert).

Como variações dos ângulos zenitais (Z) aumenta com o aumento da latitude, o valor médio anual do $\cos Z$, diminui, diminuindo em média anual do ar e, por outro lado, ocorre maior variação

nas temperaturas. Pelas Figuras 22, 23 e 24, visualiza-se as variações dos ângulos zenitais para diferentes latitudes.

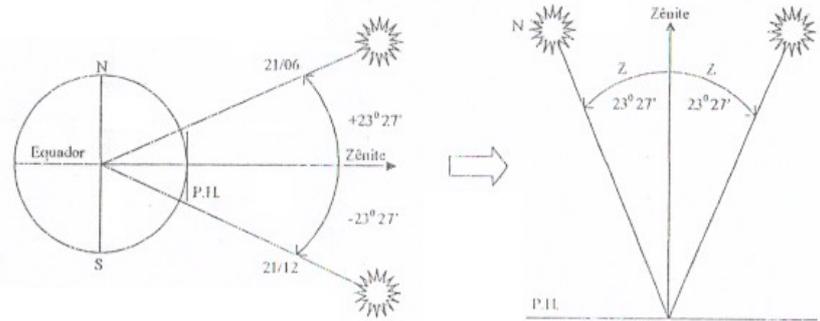


Figura 7: Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital no equador (latitude: $0^{\circ}00'$).

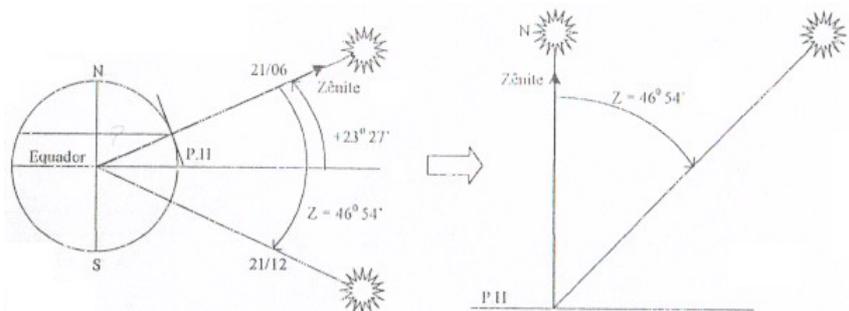


Figura 8: Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital para latitude de $23^{\circ}17' N$ (Trópico de Câncer).

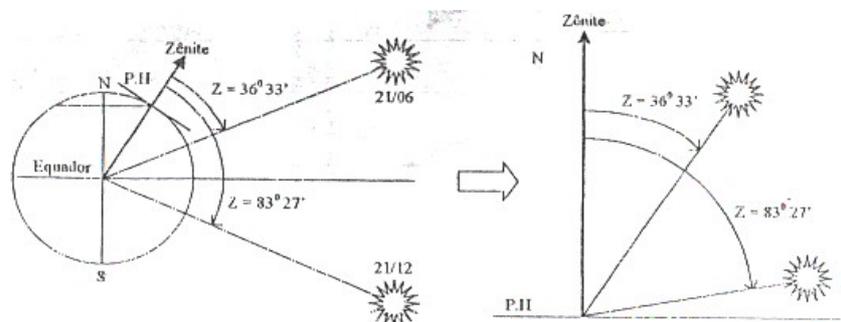


Figura 9: Diagrama esquemático da variação do ângulo zenital para a latitude de $60^{\circ}00' N$, próximo ao Pólo Ártico.

A Figura 25 mostra o curso anual para quatro aeroportos brasileiros. Nas latitudes próximas ao Equador, latitudes menores que 5° , de maneira geral, a pequena variação anual do $\cos Z$ faz com que a amplitude térmica anual seja pequena, por exemplo $1,5^{\circ}C$ em Belém (PA). A partir de $10^{\circ}S$, a variação anual da temperatura acompanha bem a variação do cosseno do ângulo zenital, apresentando um patamar no período que $\cos Z$ é máximo englobando as passagens meridianas do sol no zênite. Vê-se então, que o aumento da latitude, a amplitude térmica anual aumenta; ela que era cerca de $1,5^{\circ}C$ em Belém (PA), vai de $3,7^{\circ}C$ em Maceió (AL), $8^{\circ}C$ em Belo Horizonte (MG) e $10,4^{\circ}C$ em Porto Alegre (RS).

A partir de latitudes em que o sol deixa de culminar zenitalmente, a variação anual da temperatura do ar deixa de apresentar o patamar que é decorrência daquele fenômeno, para passar a mostrar uma variação aproximadamente senoidal, como no Rio Grande do Sul, no qual caracteriza-se perfeitamente um mês de maior temperatura média e outro de menos temperatura.

O curso anual da temperatura do ar recebe os efeitos modificadores de certos fatores, dentre

os quais os mais importantes são a altitude, a distância até o mar e as características da superfície do solo (albedo, tipo de vegetação, etc).

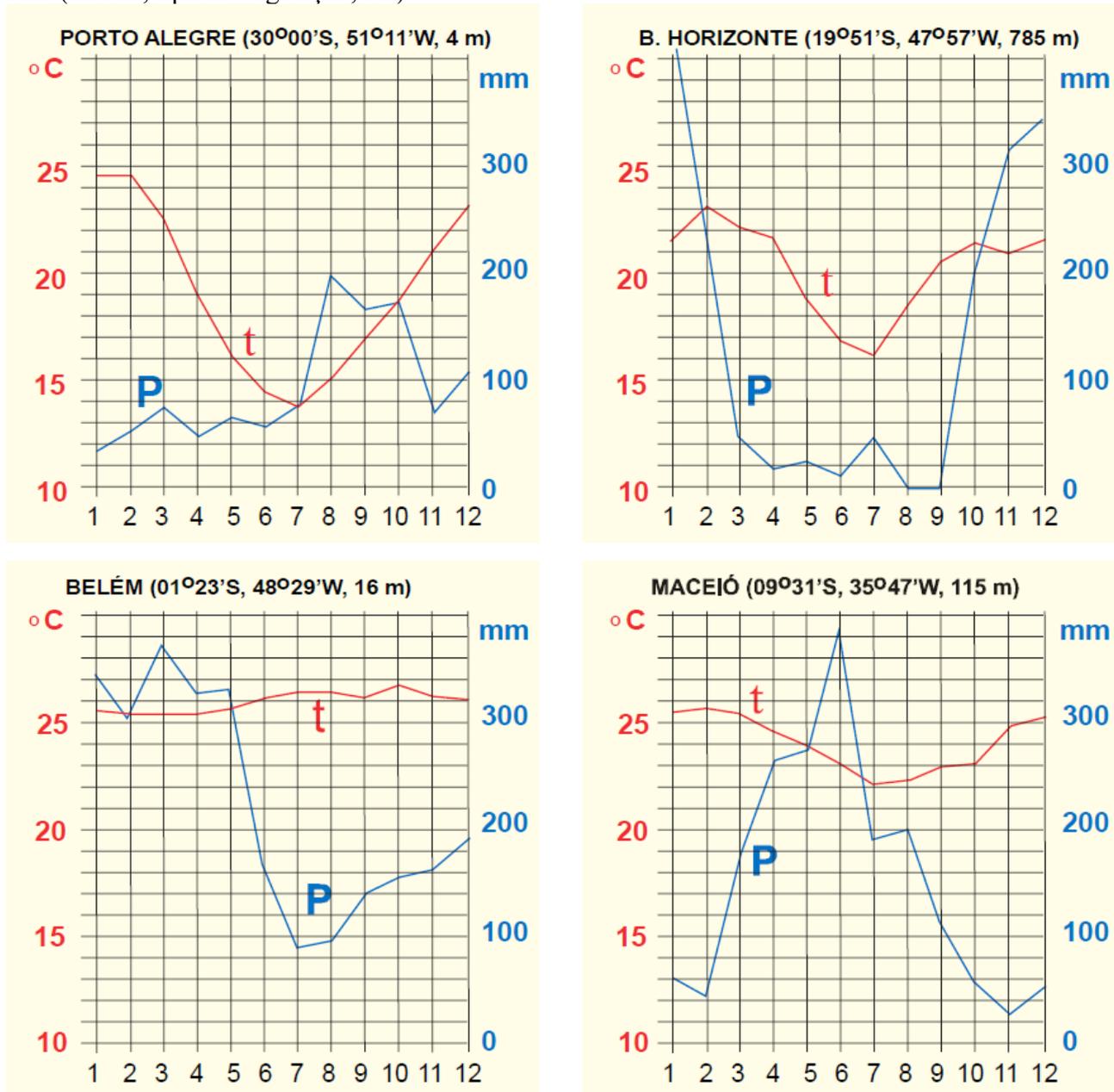


Figura 10: Médias mensais da temperatura do ar (t°C) e do total mensal de chuva (P mm) em aeroportos brasileiros. Dados extraídos da DRA (1967). Fonte: Varejão-Silva,2006.

Pode ser visto também na Figura 26 que a temperatura máxima e mínima do Brasil no dia 05/05/2009 variou de cerca de 9° (mínima) até pouco acima de 37°C (máxima). Esta variação não representa os valores médios anuais uma vez que os valores apresentados na figura são representativos de uma única estação. Em se tratando de valores médios anuais, a diferença entre os valores mínimos e máximos (amplitude térmica), pode variar consideravelmente em relação aos mapas apresentados.

Na maior parte da região Centro-Oeste e Nordeste e região Norte, a temperatura média anual geralmente é superior a 24°C. Na região Sudeste e parte da região Sul as temperaturas médias anuais variam de 20 a 24°C, aproximadamente. Nas demais regiões, prevalecendo a região Sul, elas são inferiores a 20°C.

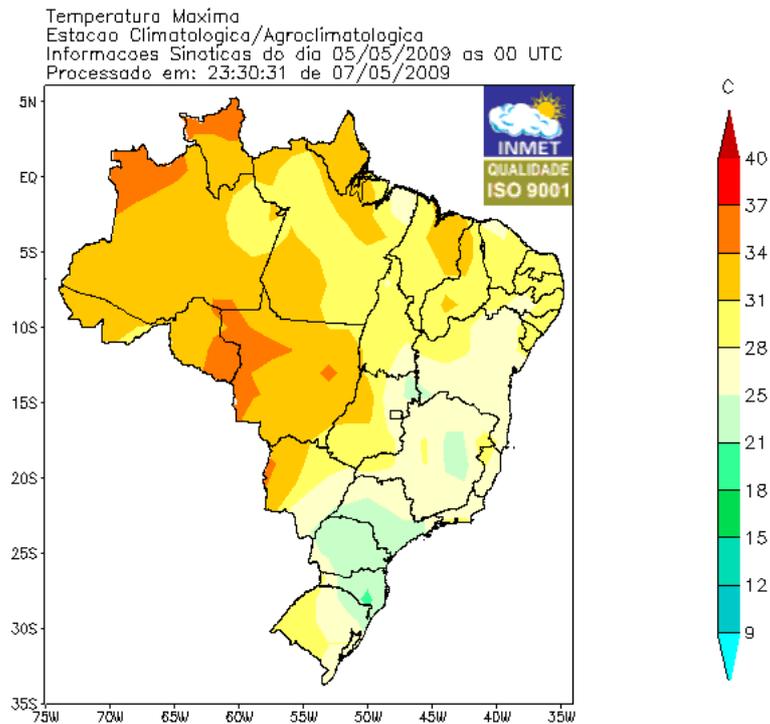


Figura 11: Mapa temático das temperaturas máximas no Brasil no dia 05/05/2009. Fonte: INMET (<http://www.inmet.gov.br/html/clima.php>).

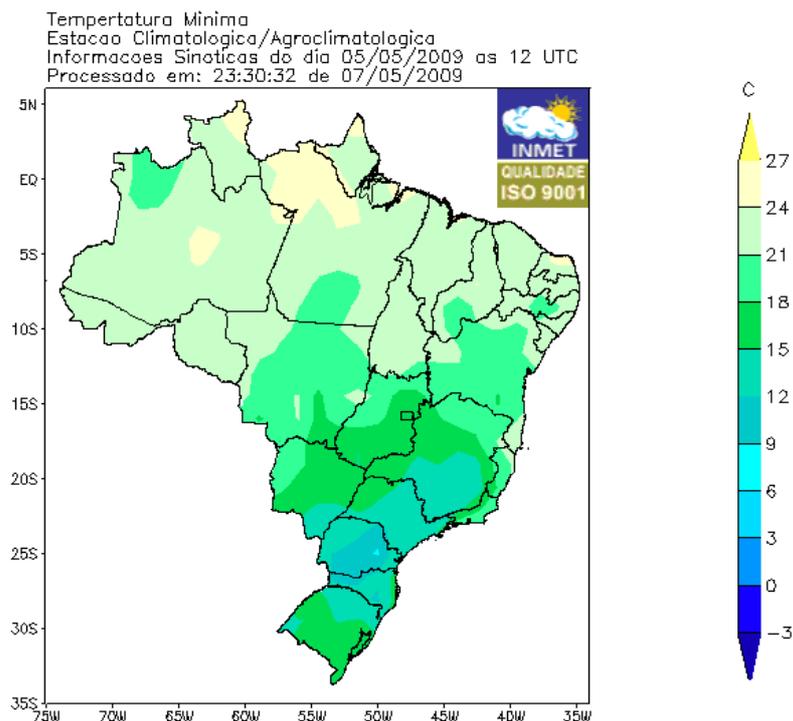


Figura 12: Mapa temático das temperaturas mínimas no Brasil no dia 05/05/2009. Fonte: INMET (<http://www.inmet.gov.br/html/clima.php>).

4.4. Variação quanto à longitude

As grandes superfícies de água, e notoriamente o oceano, tem a capacidade de se aquecer e se resfriar mais lentamente que a superfície do solo. Decorre do fato do calor específico da água ser

aproximadamente o dobro da do solo, e por que este tem uma menor capacidade de transportar calor. No período de maior intensidade de radiação solar. De modo que a medida que se caminha do litoral para o interior do continente, as amplitudes térmicas aumentam, fenômeno que recebe o nome de continentalidade, sendo os verões mais quentes, os invernos mais frios. Entre os pontos médios da Bahia e Mato Grosso existe uma diferença de latitude de aproximadamente 5°, menor para Mato Grosso seja bem maior.

Certas diferenças regionais do tipo de cobertura do solo e outras fazem com que o padrão de temperatura seja alterado. Como exemplo, o sertão seco do nordeste pela pouca disponibilidade de água, provocando uma baixíssima evaporação, faz com que a energia solar seja usada intensamente no aquecimento do ar, causando altas temperaturas. Fato inverso ocorre na floresta amazônica onde o aquecimento do ar é amortecido pela intensa evapotranspiração.

4.5 Variação Vertical

4.5.1. Gradiente vertical de temperatura

O gradiente vertical de temperatura na troposfera é considerado positivo a medida que a temperatura diminui com o aumento da altura acima da superfície. Este gradiente é da ordem de 0,65°C/100 m ou 6,5°C/ Km.

Como exemplo, no estado de Minas Gerais, a temperatura média anual de Aimorés (82,74 m de altitude) é 24,6°C, em Lavras (918,84m) é de 19,4°C e em Barbacena (1127,00 m) é de 18,0°C. Dessa maneira, diferenças de altitude fazem com que a temperatura de dois locais próximos seja diferente.

Porém, junto a superfície este gradiente de temperatura sofre maior variação, pois próximo a superfície as camadas de ar se encontram mais próximas da fonte responsável pelo aquecimento e resfriamento do ar, que no caso é o solo, conforme foi ilustrado na Figura 18, no item 3.

4.5.2. Gradiente adiabático

Outra forma de verificar a variação de temperatura é verificando o deslocamento de massas de ar na vertical.

Toda massa de ar que se eleva na atmosfera expande-se porque a pressão atmosférica exercida sobre ela diminui com a altura. O trabalho realizado na expansão provém do decréscimo na energia interna da parcela de ar, de modo que a sua temperatura diminui. Por outro lado, uma parcela decrescente comprime-se, sendo que a atmosfera realiza trabalho mecânico sobre ela, aumentando a sua energia interna e a sua temperatura. Tais movimentos verticais são suficientemente rápidos para que as mudanças de temperatura não tenham nenhuma troca de calor com o ambiente. Tais variações de temperatura da parcela de ar são chamadas de adiabáticas ou “sem transferência de calor”.

Pode ser demonstrado matematicamente que quando o ar da parcela não é saturado de vapor d'água, a taxa de variação adiabática de sua temperatura com a altura é de 1°C por 100 m, sendo este valor denominado de gradiente adiabático seco. Em uma parcela saturada de vapor d'água, a ocorrência de calor latente de condensação (na ascensão) ou de evaporação (na descida), faz com que a taxa de variação adiabática da temperatura com a altura seja menor que o gradiente adiabático seco. Esta nova taxa de variação é denominado de gradiente adiabático úmido, variável de 0,4 a 1°C por 100 m, tendo como valor médio de 0,5°C/100 m.

As taxas de variação de temperatura vistos nos parágrafos anteriores aplicam-se para massas de ar que sobem ou descem na atmosfera. Geralmente a estrutura vertical da temperatura do ar não apresenta aquelas taxas de variação.

Existem muitas razões pelas quais a taxa de variação de temperatura do ar raramente

coincide com os gradientes adiabáticos. Em primeiro lugar, o ar nem sempre está subindo ou descendo, ou seja, sofrendo variação adiabática. Em segundo lugar, o ar constante ganha ou perde calor. Em terceiro, os movimentos advectivos horizontais provocam misturas de massas de ar.

Assim a estrutura vertical da temperatura do ar é, quase sempre, diferente daquela que ocorre por processos adiabáticos.

O gradiente de temperatura alcança desde valores negativos, sob condição de inversão de temperatura, associando com valores negativos do balanço de radiação da superfície do solo, até valores positivos quando a superfície do solo está sob regime de balanço positivo de radiação.

5. O calor nas Plantas

5.1. Processos de dissipação de calor pelas plantas

Radiação: a perda de calor por esse processo segue a lei de Stefan-Boltzmann. Este processo não é suficiente para dissipar o calor nas plantas.

Condução: o ar como não é um bom condutor de calor, este processo de transferência de energia tem um efeito praticamente desprezível na dissipação de calor pelas plantas.

Convecção: dissipação de calor pela ação do vento. Durante o dia o vento resfria as folhas das plantas que possui uma tendência de aquecer mais que o ar. Durante a noite, o processo se inverte, ou seja, o vento aquece a folha das plantas.

Transpiração: é o principal processo de perda de calor pelas plantas (transpiração) consome energia, na forma de calor latente. Esta energia consumida torna-se a principal forma de dissipação de calor pelas plantas.

6. Horas de frio requeridas por algumas espécies vegetais

Algumas espécies vegetais de clima temperado, principalmente frutíferas (criófilas ou caducifólias), necessitam de um período de dormência fisiológica no inverno, durante o qual essas espécies não apresentam um crescimento vegetativo visível. Esse repouso é condicionado pelas condições climáticas, que atuam sobre os reguladores de crescimento. A temperatura do ar é fator reconhecidamente importante nesse balanço hormonal que condiciona essa fase de dormência. Após essa fase, ao sofrer os efeitos das baixas temperaturas, as plantas iniciam um novo ciclo vegetativo. O total acumulado das horas de baixa temperatura requeridos pelas plantas nessa fase de dormência é conhecido como **Número de Horas de Frio (NHF)**, ou seja, a quantidade, em horas, em que a temperatura do ar permanece abaixo de determinada temperatura crítica para a planta. A temperatura crítica é aquela, abaixo da qual, a planta praticamente cessa seus processos fisiológicos. Assim, o NHF é necessário para essas espécies vegetais, o qual varia entre espécies e variedades, sendo portanto, um fator condicionante na adaptação climática dessas espécies.

Por exemplo, para determinada região, e no caso da cultura do kiwi, considerado uma variedade tardia, a qual necessita de 600 horas de frio com temperatura abaixo de 7°C durante o inverno, considerando ainda, que durante o inverno, em média, cada dia apresenta cerca de 6 horas com temperaturas abaixo de 7°C, isso leva a concluir que seriam necessários pelo menos 100 dias para o NHF requerido por essa espécie. Se a região não atender essas exigências, o cultivo econômico da cultura fica comprometido, causando distúrbios fisiológicos nas plantas afetando a qualidade dos frutos e com conseqüente queda de produtividade.

O acompanhamento do NHF pode ser verificado por registros efetuados em termogramas, os quais são obtidos em estações climatológicas da rede nacional de observações meteorológicas de superfícies do INMET ou por registros por meio de estações automatizadas.

7. Referências Bibliográficas

MOTA, F.S. da. **Meteorologia agrícola**. São Paulo: Nobel, 1986. 376p.

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo, Editora Agronômica Cares Ltda, 1981. 436p.

SILVA, M. A V. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão Digital 2, 2006. 463p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. do. **Meteorologia descritiva. Fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1986. 374p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária/UFV, 1991. 449p.

CAPÍTULO 7

GRAUS-DIA

1. Introdução

A temperatura do ar é um dos fatores que controla o crescimento, desenvolvimento, rendimento e distribuição das plantas na superfície da terra.

O crescimento das plantas é paralisado quando a temperatura do ar cai abaixo de determinado valor mínimo ou excede um valor máximo, independente de outros fatores como luz, nutrientes e umidade. Entre estes limites existe uma faixa ótima, na qual o crescimento se dá com maior velocidade. Estes três valores, temperaturas mínimas, ótima e máxima, são denominadas temperaturas cardeais.

Devido a própria complexidade fisiológica das plantas, onde inúmeras reações sofrerão efeitos diferenciados da temperatura, não é possível a determinação precisa das temperaturas cardeais. Porém, valores aproximados ou faixas de temperaturas cardeais são conhecidas para a maioria das espécies vegetais.

Não é somente a temperatura média do dia que influi no crescimento e desenvolvimento das plantas, que é afetada também pela diferença e pelos valores da nictotemperatura (média da temperatura do período noturno) e da fototemperatura (média da temperatura do período diurno).

Como exemplo, podemos citar o tomateiro, que apresenta crescimento indefinido se for mantido a uma temperatura constante de 26°C, não florescendo ou frutificando. Para induzir estes processos, torna-se necessária uma nictotemperatura de 19°C ou menos.

A temperatura mínima requerida para que determinada espécie vegetal cresça, ou seja, apresente fotossíntese líquida positiva, é denominada temperatura base (T_b), sendo a diferença entre a temperatura média do dia e a temperatura base denominada graus-dia (GD).

Para cada espécie vegetal, o somatório dos graus-dia ao longo de seu ciclo é denominado constante térmica, valor este variável para cada espécie vegetal e, muitas vezes, variável também entre cultivares de uma mesma espécie.

2. Métodos de cálculo de graus-dia

Existem vários métodos para o cálculo de graus-dia, envolvendo maior ou menor dificuldade e número de dados. Será desenvolvida aqui apenas a fundamentação da metodologia, citando-se os três métodos básicos para o cálculo de GD:

- **Método Direto:** é o método proposto por Réaumur, primeiro a estudar o assunto. Neste método, é considerada como útil toda temperatura acima de 0°C, ou seja, considerada que a $T_b = 0^\circ\text{C}$.
- **Método Residual:** considerando que a maioria das espécies vegetais “inicie” o seu crescimento somente a temperaturas mais elevadas, 6°C para a maioria delas, este valor é utilizado como temperatura base, sendo denominado de “ZERO VITAL”.
- **Método Exponencial:** considera que o crescimento das plantas é um conjunto de reações físico-químicas e, como tais, devem reger-se pela lei de Vant'Hoff e Arrhenius, que diz: “A velocidade das reações se duplicam a cada aumento de 10°C na temperatura”. Assim, a eficiência de uma temperatura é obtida comparando-se a velocidade das reações a esta temperatura com a velocidade unitária, que é a velocidade das reações à temperatura de 4,5°C. Para qualquer valor de temperatura (T), a eficiência (ef) será determinada por:

$$ef = 2^{\left(\frac{T - 4,5}{10}\right)}$$

Esta metodologia sofre restrições para aplicação em locais de clima tropical, quando temperaturas muito elevadas, próximas da faixa de temperatura máxima, não apresentarão eficiência como aquelas calculadas para temperaturas menores. A aplicação dessa metodologia e também das outras duas citadas deve sempre levar em consideração as temperaturas cardeais da espécie vegetal em estudo.

- **Método do retângulo:** devido à simplicidade de cálculo, o “método do retângulo” é bastante utilizado e permite estimar, com razoável acuidade, os valores dos graus-dia para diversos organismos. A fórmula de cálculo “básica” é a seguir apresentada, tendo sido citada e/ou utilizada por diversos autores. Para um cálculo mais elaborado dos graus-dia acumulados são necessárias a obtenção de T_{max} e T_{min} de todos os dias do ano, ou então, a partir da data início de acumulação de graus-dia (data biofix) e as datas seguintes a esta.

Cálculo de graus dia (para um único dia)	Cálculo de graus dia acumulados								
<p>(1) Se $T_{min} > T_b$ E $T_{max} < T_{sup}$</p> <p>Então: $GD = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} - T_b$</p>	$GDA = \sum_{i=1}^n GD_i$								
<p>(2) Se $T_{min} < T_b$ E $T_{max} < T_{sup}$</p> <p>Então: $GD = \frac{(T_{max} - T_b)^2}{2(T_{max} - T_{min})}$</p>									
<p>(3) Se $T_{min} > T_b$ E $T_{max} > T_{sup}$</p> <p>Então: $GD = \frac{2(T_{max} - T_{min})(T_{min} - T_b) + (T_{max} - T_{min})^2 - (T_{max} - T_{sup})^2}{2(T_{max} - T_{min})}$</p>									
<p>Legenda:</p> <table border="0"> <tr> <td>GD graus dia</td> <td>T_b temperatura base inferior de crescimento (do organismo em questão)</td> </tr> <tr> <td>GDA graus dia acumulados</td> <td>T_{sup} temperatura base superior de crescimento (do organismo em questão)</td> </tr> <tr> <td>T_{max} temperatura máxima ocorrida no dia</td> <td>n número de dias acumulados</td> </tr> <tr> <td>T_{min} temperatura mínima ocorrida no dia</td> <td>i i-ésimo dia de contagem de graus dia</td> </tr> </table>		GD graus dia	T_b temperatura base inferior de crescimento (do organismo em questão)	GDA graus dia acumulados	T_{sup} temperatura base superior de crescimento (do organismo em questão)	T_{max} temperatura máxima ocorrida no dia	n número de dias acumulados	T_{min} temperatura mínima ocorrida no dia	i i-ésimo dia de contagem de graus dia
GD graus dia	T_b temperatura base inferior de crescimento (do organismo em questão)								
GDA graus dia acumulados	T_{sup} temperatura base superior de crescimento (do organismo em questão)								
T_{max} temperatura máxima ocorrida no dia	n número de dias acumulados								
T_{min} temperatura mínima ocorrida no dia	i i-ésimo dia de contagem de graus dia								

3. Considerações relacionadas à teoria de graus-dia

Para aplicação da metodologia, deve-se conhecer as principais hipóteses apresentadas, que são:

- O método supõe que existe apenas uma temperatura base ao longo do ciclo da cultura, o que não é verdade. É fácil de se entender que as exigências térmicas de uma planta mudam com a idade da mesma.
- Não leva em consideração as diferenças entre a nicto e a fototemperatura, o que é de grande importância conforme já comentado anteriormente.
- A resposta das plantas não é linear em toda a faixa de temperatura como preconiza a metodologia, o que leva a incorreções no cálculo para temperaturas próximas das temperaturas cardeais máxima e mínima.
- O conceito dá muito peso para temperaturas maiores que 27°C, temperatura esta onde, em geral, haverá uma diminuição da resposta da fotossíntese ao aumento da temperatura, o mesmo não acontecendo com o processo de respiração.

- A metodologia básica não leva em consideração as interações entre a temperatura e a duração do dia.

Algumas destas hipóteses são, algumas vezes, consideradas em metodologias propostas por outros autores.

Quando da aplicação da metodologia de graus-dia, os valores da temperatura do ar são medidos em condições padronizadas, em uma estação climatológica ou similar. Por outro lado, a cultura poderá estar implantada a uma certa distância da estação, com possibilidade de variação em diversos fatores. Esta variação poderá fazer com que a resposta das plantas seja um pouco diferenciada com relação ao esperado pelos dados de temperatura obtidos na estação.

Podemos então, citar alguns fatores ambientais que “fazem variar o valor da constante térmica”:

- **Nível de fertilidade:** altos teores de nitrogênio estimulam o crescimento vegetativo, fazendo com que a planta estenda seu ciclo. Altas doses de fósforo tendem a ter efeito contrário, acelerando a maturação da cultura.
- **População de plantas:** desde que plantas invasoras não mascarem os resultados, uma baixa população de plantas deixará maior área de solo exposto por mais tempo. Como o solo, recebendo radiação, se aquece mais rapidamente, as plantas apresentarão maturação mais precoce, ou seja, terão o ciclo diminuído.
- **Tipo de solo:** normalmente, solos arenosos se aquecem mais rapidamente por apresentarem menor condutividade térmica, tornando o ciclo da cultura mais precoce.
- **Temperatura do solo:** a temperatura do ar é medida a uma altura de mais ou menos 1,5 m, e a maioria das plantas cultivadas apresentam altura inferior a este valor, se não durante todo o ciclo, em grande parte deste. Assim, a temperatura do solo poderá influenciar muito o ciclo da planta. Este efeito tende a ser mais pronunciado no início da primavera, devido à própria defasagem existente para o aquecimento do solo.
- **Teor de água no solo:** em geral, pode-se dizer que restrições hídricas no período de maturação acelerem o ciclo, ao contrário de restrições hídricas na fase de crescimento das plantas.

O método de graus-dia pode ser utilizado para o planejamento de datas de plantio, para a previsão de datas de colheita e para o escalonamento de plantio de determinada cultura com o objetivo de escalonar sua colheita.

Para tanto, deve-se conhecer as exigências térmicas da cultura, assim como os dados médios de temperatura da região a ser utilizado.

Para melhor entendimento, discutiremos a seguir um exemplo hipotético de utilização do conceito de graus-dia.

4. Aplicação

Suponhamos que determinada cultura, plantada com o objetivo de industrialização, com curto período de maturação, tenha exigência de 800 GD à temperatura base de 6°C. Suponhamos ainda que as temperaturas médias dos meses do ano segue, conforme tabela abaixo:

Mês	Temperatura média (°C)	Mês	Temperatura média (°C)
JAN	24	JUL	18
FEV	23	AGO	18
MAR	22	SET	19
ABR	21	OUT	20
MAI	20	NOV	21
JUN	19	DEZ	22

Pergunta-se:

a) Se plantar em 15/08, qual a data provável de colheita?

$$\begin{aligned} \text{Agosto: } & 16 \text{ dias} \times (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 192 \text{ g-d} \\ \text{Setembro: } & 30 \text{ dias} \times (19^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 390 \text{ g-d} \\ \text{Total: } & 582 \text{ g-d} \end{aligned}$$

$$\frac{800}{-582} = 218 \text{ g-d} \quad (\text{Faltam para completar o ciclo})$$

$$\frac{218}{(20^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C})} = 15,6 \quad (16 \text{ dias de outubro})$$

Assim, a data provável de colheita será 17 de outubro.

b) Se a colheita deve ser iniciada em 01 de outubro, quando deve ser iniciado o plantio?

$$\begin{aligned} \text{Setembro: } & 30 \text{ dias} \times (19^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 390 \text{ g-d} \\ \text{Agosto: } & 31 \text{ dias} \times (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 372 \text{ g-d} \\ \text{Total: } & 762 \text{ g-d} \end{aligned}$$

$$\text{Julho: } (800 - 762) / (18^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}) = 3,2 \quad (3 \text{ dias})$$

Como julho tem 31 dias e serão utilizados os 3 últimos dias do mês, iniciar o plantio em 28 de julho.

5. Trabalhos desenvolvidos na área

Fidelis Filho et. Al (XXXX), estudando as necessidades térmicas do feijoeiro em regime de sequeiro determinou a soma de graus-dia para o feijoeiro, cultivar perola do grupo carioca, em quatro épocas de semeadura no ano de 2003. O experimento foi conduzido na Estação Experimental da EMEPA localizada no município de Lagoa Seca, Estado da Paraíba. Para a soma de graus-dia (GD), considerou-se a temperatura base inferior 10°C e superior 35°C . O acúmulo de graus-dia variou de 818,7 a 976,0. Quando diminui o período de permanência da cultura no campo, diminui a quantidade de graus-dia acumulados e aumento na produtividade final.

Hamada e Pinto (2000), avaliando o desenvolvimento do trigo utilizando medidas radiométricas em função de Graus-Dia concluirão que considerando-se a temperatura base de 5°C foram necessários 1.857,50 graus-dia para o ciclo completo do trigo, da semeadura à maturação de

colheita.

Roberto et. al (2005) caracterizando o comportamento fenológico da videira (uva) 'Cabernet Sauvignon' (*Vitis vinifera* L.) cultivada no noroeste do Estado do Paraná, bem como caracterizando sua exigência térmica em graus-dias concluirão que a exigência térmica calculada empregando-se o somatório de graus-dia desde a poda até a colheita, bem como para cada um dos subperíodos, a duas temperaturas-base (10° C e 12° C), duração do ciclo da poda à colheita da videira 'Cabernet Sauvignon' no noroeste do Paraná de 126 dias, sua exigência térmica é de 1.221,25 graus-dias, sendo a temperatura-base de 10° C a mais adequada para o cálculo desta demanda.

Prela e Ribeiro (2002) Determinaram a soma de graus-dia para o sub-período semeadura-maturação do amendoazeiro, cultivar Tatú, utilizando dois ciclos em anos subsequentes: 1981 e 1982. Os ensaios foram conduzidos nos municípios de Mariluz e Centenário do Sul, Estado do Paraná. A soma dos graus-dia (GD) foi determinada utilizando dois métodos, o primeiro considerando a temperatura inferior 10°C e o segundo tomando-se a temperatura-base inferior e superior 10°C e 330°C, respectivamente. Os métodos não apresentaram diferença significativa entre si, fornecendo resultados que variaram de 1.370 a 1.622 graus-dia para Mariluz e de 1.076 a 1.455 para Centenário do Sul. Confirmou-se a hipótese de que, quando diminui o período de permanência da cultura no campo, diminui a quantidade de graus-dia acumulados. A análise do balanço hídrico durante o sub-período avaliado evidenciou uma variação nos graus-dia acumulados, devido à ocorrência de deficiência hídrica durante o período estudado.

Moura et. al determinando os graus-dia acumulados para o milho no semi-árido de pernambuco com dados fenológicos coletados em um experimento de campo desenvolvido no período de 20/10/06 a 30/01/07, no Campo Experimental da Embrapa Semi-Árido, Bebedouro, PetrolinaPE sendo que os valores diários de temperatura do ar foram obtidos em uma estação meteorológica automática, instalada a 100 m da área experimental e utilizando a temperatura-base de 10°C, conclui-se que a exigência total de graus-dia, para o subperíodo da emergência a floração, foi de 653 unidades térmicas e o ciclo do milho, da semeadura à colheita, ocorreu em 103 dias e acumulou 1866 graus-dia.

6. Referências Bibliográficas

FIDELES FILHO, J.; NOBREGA, J. Q.; RAO, T. V. R. **Necessidades térmicas do feijoeiro em regime de sequeiro. ...**

HAMADA, E.; PINTO, H. S. **Avaliação do Desenvolvimento do Trigo Utilizando Medidas Radiométricas em Função de Graus-Dia.** Anais X SBSR, Foz do Iguaçu, 21-26 abril 2001, INPE, p.95-101.

MOURA, M. B.; SOUZA, L. S. B.; SANTOS, W. S.; SOARES, J. M.; BRANDÃO, E. O.; SILVA T. G. F. **Graus-dia acumulado para o milho no semi-árido de Pernambuco.** XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Aracaju-SE, 02-05 de Julho 2007. 5p.

PRELA, A.; RIBEIRO, A. M. A. **Soma de graus-dia para o sub-período semeadura-maturação do amendoimzeiro.** Rev. Bras. Agrometeorologia, v. 8, n. 2, p. 321-324, 2000.

ROBERTO, S. R.; SATO, A. J.; BRENNER, É. A.; JUBILEU, B.S.; SANTOS, C. E.; GENTA, W. **Caracterização da fenologia e exigência térmica (graus-dias) para a uva 'Cabernet Sauvignon' em zona subtropical.** Acta Scientiarum. Agronomy. Maringá, v. 27, no. 1, p. 183-187, Jan./March, 2005.

CAPÍTULO 8

O VAPOR D'ÁGUA NA ATMOSFERA

1. Introdução

A atmosfera terrestre é constituída por uma mistura de gases, sendo que a maioria deles apresenta proporções praticamente fixas: N₂ (\pm 78%), (O₂ \pm 21%), H₂, e outros, como o vapor d'água e o dióxido de carbono, apresentam proporções variáveis.

Tabela 1: Composição do ar seco até 25 km de Altitude

Constituinte	Fração molar (% do volume)	Massa molecular (g mol⁻¹)
Nitrogênio (N ₂)	78,084	28,013
Oxigênio (O ₂)	20,946	31,999
Argônio (A)	0,934	39,948
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,031	44,010
Neônio (Ne)	0,0018	20,183
Hélio (He)	0,000524	4,003
Criptônio (Kr)	0,00015	83,800
Hidrogênio (H ₂)	0,00005	2,016
Xenônio (Xe)	0,000008	131,300
Ozônio (O ₃)	0,000001	47,998
Radônio (Rn)	6×10^{-18}	222,
Massa molecular média (aparente)		28,964

FONTE : Goody e Walker (1975).

A variação na proporção do vapor d'água na atmosfera ocorre devido a alterações na temperatura, maior ou menor presença de fontes de vapor d'água, além de outras. Para o meteorologista, o vapor d'água é simplesmente o constituinte mais importante da atmosfera.

A presença de vapor d'água na baixa atmosfera terrestre, medida em percentagem em base em volume, varia desde praticamente 0% nos desertos, onde praticamente não existe a presença de água, e nas regiões polares, onde a temperatura é muito baixa e o ar tem reduzida capacidade de reter água na forma de vapor, até o máximo de 5 a 6% em regiões muito quentes e úmidas, podendo-se considerar um valor médio entre 2 e 3%.

O vapor d'água atua como termorregulador na atmosfera terrestre, atenuando variações acentuadas na temperatura do ar, sendo também principal absorvente seletivo da radiação solar.

A passagem da água da fase líquida para a fase de vapor (evaporação) é um processo que consome energia na ordem de 2,45 MJ.kg⁻¹ (calor latente de evaporação) a qual será cedida novamente ao ambiente durante o processo de condensação desse vapor. Quando a água se congela, são liberados cerca de 0,335 MJ.kg⁻¹ (calor de fusão) e a mesma quantidade de energia, por consequência, é necessária para derreter o gelo ou neve. Assim, os processos de consumo e liberação de energia nas mudanças de fase da água promovem mecanismos de transporte de grande quantidade de calor e energia para a superfície da terra.

A variação na pequena quantidade de vapor d'água presente na atmosfera interfere diretamente na vida da superfície da terra, sendo portanto de grande importância a sua quantificação.

2. A quantificação do vapor d'água na atmosfera

Para que seja possível quantificar os componentes de uma mistura de gases, torna-se necessário rever a Lei das Pressões Parciais de Dalton, cujo enunciado estabelece:

“A pressão **P**, exercida por uma mistura de gases perfeitos em um dado volume **V**, a uma temperatura absoluta **T**, é igual à soma das pressões parciais **P_i** que podem ser exercidas por cada gás, se ele ocupar sozinho o mesmo volume **V** na mesma temperatura absoluta **T**”.

A Equação Universal dos Gases estabelece:

$$P.V = n.R.T \quad (1)$$

que, escrita para uma mistura de gases perfeitos, passa a ser:

$$(P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n).V = (n_1 + n_2 + n_3 + \dots + n_n).R.T \quad (2)$$

onde,

n_i = o número de moles de cada um dos gases

R = constante universal dos gases (8,314 J mol⁻¹ K⁻¹)

O ar úmido se comporta aproximadamente como um gás ideal, obedecendo então à lei de Dalton. Assim,

$$P_{atm} = P_{ar} + ea \quad (3)$$

onde,

P_{atm} = pressão atmosférica (kPa)

P_{ar} = pressão parcial do ar seco (kPa)

ea = pressão parcial do vapor d'água (kPa)

Se a pressão atmosférica do local de trabalho não é conhecida, o seu valor aproximado, em kPa, poderá ser obtido pela seguinte equação:

$$P_{atm} = 101,325 e^{(-0,0001184 \cdot Alt)} \quad (4)$$

sendo Alt a altitude do local, em metros e frações.

2.1. Umidade atual

Define-se Umidade Atual (Ua) como a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido (m_v) e o volume total da mistura (V) numa dada temperatura. Assim,

$$Ua = \frac{m_v}{V} \quad (5)$$

Considerando-se então a validade da equação universal dos gases para uma mistura de gases perfeitos e, considerando-se o vapor d'água na atmosfera como um gás perfeito, pode-se escrever a equação (2) apenas para o vapor d'água presente na atmosfera, tomando-se a seguinte forma:

$$ea.V = n_v \cdot R.T \quad (6)$$

Sendo $n_v = m_v/M_v$, onde M_v é a massa molecular da água ($0,018016 \text{ kg mol}^{-1}$), a equação (6) toma a seguinte forma :

$$ea.V = \frac{m_v.R.T}{M_v} \quad (7)$$

ou,

$$m_v = \frac{ea.V.M_v}{R.T} \quad (8)$$

e, seguindo o mesmo raciocínio, tem-se:

$$m_{ar} = \frac{P_{ar} \cdot V \cdot M_{ar}}{R.T} \quad (9)$$

onde,

m_{ar} = massa de ar seco na mistura de ar úmido (kg)

M_{ar} = massa molecular do ar seco ($0,028966 \text{ kg mol}^{-1}$)

Da equação (7) obtêm-se,

$$\frac{m_v}{V} = Ua = \frac{ea.M_v}{R.T} \quad (10)$$

fazendo-se a devida análise dimensional, tem-se:

$$Ua = \frac{2,169 \cdot ea}{T} \quad (11)$$

em que,

Ua = umidade atual, kg m^{-3}

ea = pressão atual de vapor, kPa

T = temperatura do ar, K

2.2 Umidade específica

Define-se a umidade específica (q) como sendo a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a massa de ar úmido da mistura (kg de vapor/kg de ar úmido). Assim,

$$q = \frac{mv}{m_{ar} + mv} \quad (12)$$

Substituindo as equações (8) e (9) em (12), tem-se:

$$q = \frac{\frac{ea.V.M_v}{R.T}}{\frac{P_{ar} \cdot M_{ar} \cdot V}{R.T} + \frac{ea.V.M_v}{R.T}} \quad (13)$$

ou,

$$q = \frac{ea.M_v}{P_{ar} \cdot M_{ar} + ea.M_v} \quad (14)$$

dividindo-se todos os termos por M_{ar} , e sabendo-se que M_v/M_{ar} tem valor de, aproximadamente, 0,622 ($M_v = 18,015 \text{ g mol}^{-1}$ e $M_{ar} = 28,964 \text{ g mol}^{-1}$), encontra-se:

$$q = \frac{0,622 \cdot ea}{P_{atm} - ea + 0,622 \cdot ea} \quad (15)$$

ou, finalmente,

$$q = \frac{0,622 \cdot ea}{P_{atm} - 0,378 \cdot ea} \quad (16)$$

2.3. Razão de mistura

Razão de mistura é definida como a relação entre a massa de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a massa de ar seco da mistura (kg de vapor/kg de ar seco):

$$\omega = \frac{m_v}{m_{ar}} \quad (17)$$

efetuando-se os mesmos procedimentos aplicados nas equações (13) a (16), obtêm-se:

$$\omega = \frac{0,622 \cdot ea}{P_{atm} - ea} \quad (18)$$

Como os valores da pressão atual de vapor (ea) são muito menores que o valor da pressão atmosférica (P_{atm}), pode-se, desconsiderar o valor da pressão atual de vapor. Assim, para finalidades práticas, pode-se admitir:

$$q = \omega = \frac{0,622 \cdot ea}{P_{atm}} \quad (19)$$

3. O conceito de Saturação

A teoria cinética dos gases indica que a evaporação ocorre quando as moléculas de um líquido vencem a força de atração entre si e escapam de uma lamina d'água, passando à forma de vapor no espaço acima dessa lâmina. Neste processo, algumas moléculas atingem novamente a lâmina d'água e são recapturadas. No decorrer do tempo, será atingido um estado de equilíbrio dinâmico, onde o número de moléculas que escapam é igual ao número de moléculas recapturadas pela lâmina d'água. Neste instante, o ar está saturado de vapor d'água.

Para cada temperatura, este equilíbrio ocorre a uma determinada pressão de vapor, denominada pressão de saturação de vapor ou pressão máxima de vapor (es).

Existe, na literatura, várias expressões para o cálculo da pressão de saturação de vapor. Dentre elas, a **equação de Tetens** mostra ótimos resultados e apresenta simplicidade no cálculo, podendo ser utilizada para as aplicações agrometeorológicas.

Com esta equação, utilizando-se a temperatura do ar (T_s) em °C, obtêm-se a pressão máxima de vapor em kPa, da seguinte forma:

$$es = 0,6108 \cdot 10^{\left(\frac{7,5 \cdot T}{237,5 + T}\right)} \quad (20)$$

para valores da temperatura do ar igual ou maior que 0°C e,

$$e_s = 0,6108 \cdot 10^{\left(\frac{9,5 \cdot T}{265,5 + T}\right)} \quad (21)$$

para temperaturas menores que 0°C.

A Figura 1 mostra a variação da pressão máxima de vapor para temperaturas entre 0 e 50°C.

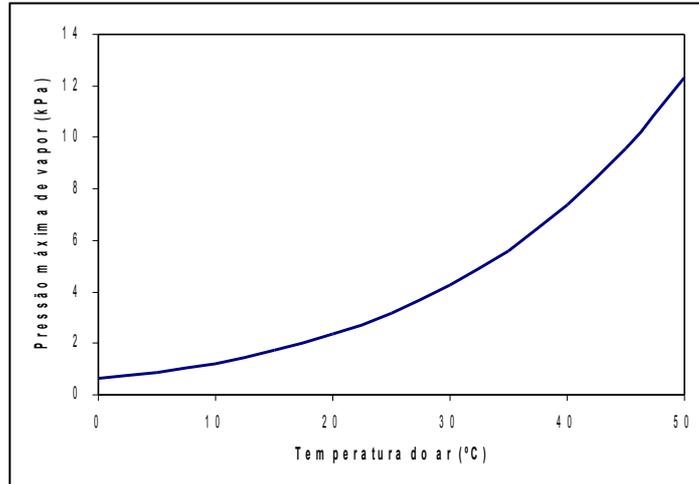


Figura 1: Pressão de saturação de vapor d'água, e_s , em função da temperatura do ar.

Então, ar saturado é o ar úmido no qual a pressão de vapor é a pressão de saturação de vapor. Quando a pressão de vapor é menor que a pressão de saturação de vapor, o ar é considerado não saturado ou insaturado.

3.1. Umidade de saturação

Pode-se agora quantificar o maior valor que poderá ocorrer para a umidade atual em determinada temperatura, o que é definido como umidade de saturação (U_s). Seguindo-se os mesmos princípios utilizados para a obtenção da equação (11), tem-se que,

$$U_s = \frac{2,169 \cdot e_s}{T} \quad (22)$$

em que,

- U_s = umidade de saturação, kg m^{-3}
- e_s = pressão máxima de vapor, kPa;
- T = temperatura do ar, K.

4. Psicrômetro

O psicrômetro, aparelho inventado por Gay-Lussac e modificado por August. É composto por dois termômetros, sendo que um deles, o termômetro de bulbo seco, permanece com o bulbo exposto diretamente ao ar atmosférico, medindo assim a temperatura do ar, e o outro, o termômetro de bulbo úmido, tem o bulbo permanentemente umedecido por uma gaze ou cardaço de algodão que tem uma de suas pontas em contato com água de um pequeno reservatório (Figura 2).



Figura 2: Psicrômetro não-aspirado.

O termômetro de bulbo úmido cede constantemente calor ao meio exterior por evaporação. O calor cedido pelo bulbo e ar circunvizinho ao bulbo é igual ao calor latente (calor absorvido) de evaporação. A partir desse princípio, pode-se determinar a pressão que está sendo exercida pela quantidade de vapor de água existente no ar (e_a):

$$e_a = e'_s - A.P(T_s - T_u) \quad (23)$$

em que,

e_a = pressão atual de vapor (kPa);

e'_s = pressão máxima de vapor à temperatura de bulbo úmido (T_u) do psicrômetro (kPa);

T_s = temperatura de bulbo seco ou temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$);

P = pressão atmosférica (kPa);

A = coeficiente do instrumento, (podendo-se utilizar o valor de $0,00067^{\circ}\text{C}^{-1}$ para psicrômetros aspirados e $0,0008^{\circ}\text{C}$ para psicrômetros não aspirados).

5. Medida da umidade com base na saturação do ar

O conceito de saturação proporciona várias formas para caracterizar o estado higrométrico do ar:

5.1. Umidade relativa

É definida como a relação entre a quantidade de vapor d'água existente em uma amostra de ar úmido e a quantidade máxima de vapor que este mesmo ar poderia reter, na mesma temperatura. Assim,

$$UR = \frac{U_a}{U_s} \cdot 100 \quad (24)$$

substituindo-se (11) e (22) em (24), tem-se:

$$UR = \frac{\frac{2,169 \cdot ea}{T}}{\frac{2,169 \cdot es}{T}} \cdot 100 \quad (25)$$

então

$$UR = \frac{Ua}{Us} \cdot 100 = \frac{ea}{es} \cdot 100 \quad (26)$$

A umidade relativa é um elemento meteorológico bastante utilizado para descrever as condições de umidade do ar. Porém, como a pressão de saturação muda rapidamente com as pequenas mudanças de temperatura, o valor da umidade relativa sem o conhecimento da temperatura se torna um valor meramente qualitativo. É um valor muito utilizado em trabalhos científicos.

5.2. Déficit de pressão de saturação (es-ea)

É a diferença entre a pressão que está sendo exercida pela quantidade de vapor d'água existente no ar no instante e a pressão máxima que pode ser exercida pelo vapor d'água, nas mesmas condições de temperatura. Esta diferença é uma medida do poder evaporante do ar, tendo relação direta com os processos de evaporação e transpiração, uma vez que dependem do gradiente de pressão de vapor entre a superfície evaporante e o ar, entre outros fatores.

5.3. Temperatura do ponto de orvalho (T_{po})

É definida como a temperatura até a qual uma parcela de ar pode ser resfriada, a valores constantes de pressão e conteúdo de vapor d'água, para que ocorra a saturação. Como a pressão de saturação é uma função da temperatura, existirá uma temperatura (T_{po}) para qual $es = ea$.

A temperatura do ponto de orvalho é independente da temperatura do ar até o ponto em que o ar permaneça não saturado. Se a temperatura do ar passar a baixo da temperatura do ponto de orvalho, ocorrerá processo de condensação e, conseqüentemente, o valor da temperatura do ponto de orvalho será também diminuído.

Conhecido o valor da pressão atual de vapor e sabendo-se que a condição para que ocorra a temperatura do ponto de orvalho é de que a pressão atual de vapor seja igual à pressão máxima de vapor, pode-se obter o valor da temperatura do ponto de orvalho substituindo-se os valores na equação de Tetens (20), ou seja,

$$T_{po} = \frac{237,3 \cdot \log\left(\frac{ea}{0,6108}\right)}{7,5 - \log\left(\frac{ea}{0,6108}\right)} \quad (27)$$

sendo ea a pressão parcial (atual) de vapor (kPa).

6. Gráfico psicrométrico

O gráfico psicrométrico permite quantificar elementos higrométricos do ar atmosférico a partir de leituras efetuadas em um psicrômetro não aspirado, ou, a partir de dois valores relativos ao estado higrométrico do ar.

Deve-se observar que a estimativa gráfica apresenta uma precisão menor nos resultados

encontrados analiticamente, devido a erros de leitura e devido ao fato de que o gráfico psicrométrico foi construído para uma pressão atmosférica de 1 atm (101,3 kPa). Porém, para cálculos rápidos, nos quais pequenos desvios não apresentem grande importância, a utilização do gráfico psicrométrico permite grande agilidade de obtenção dos resultados.

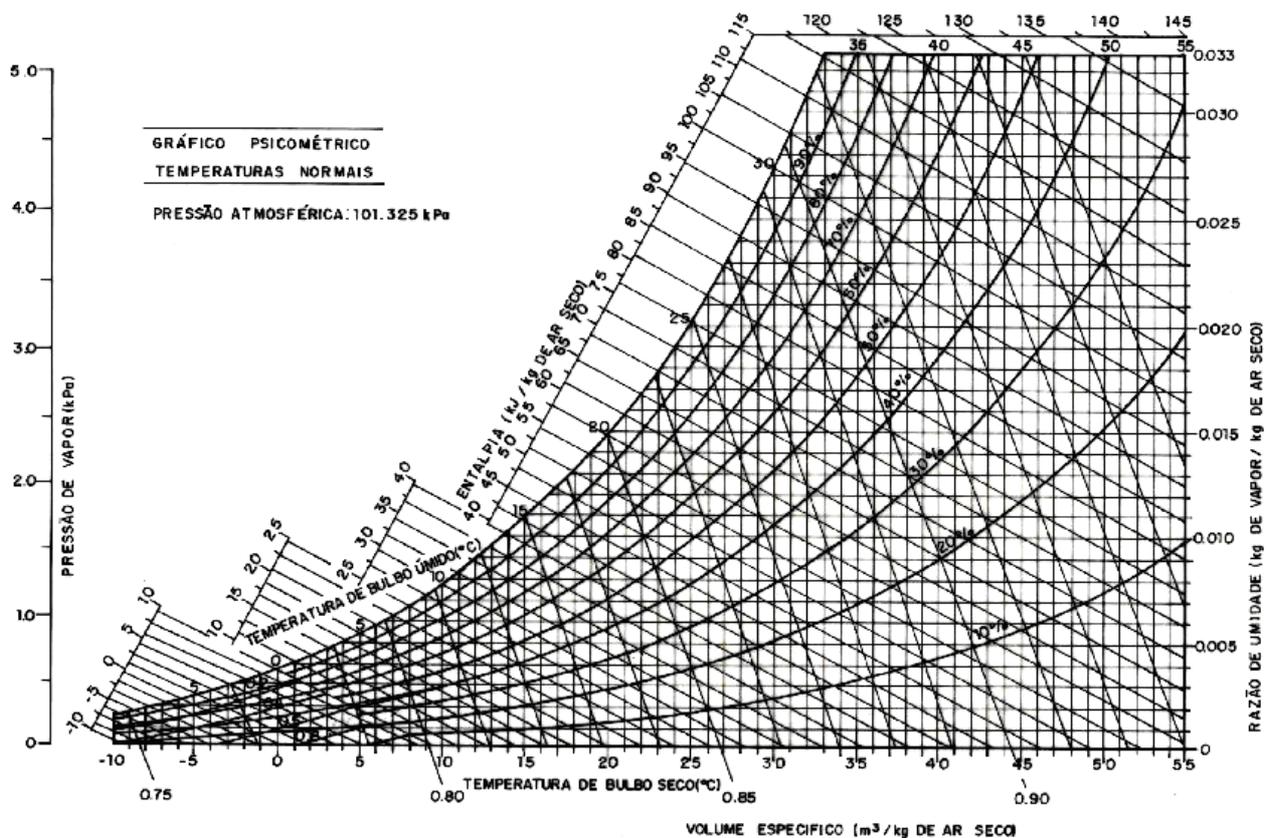
6.1. Procedimento de utilização

Conhecendo-se duas propriedades do ar referentes ao vapor d'água, obtém-se as demais. Normalmente usa-se a diferença psicrométrica. Toma-se T_s pela abscissa e levanta uma vertical até tocar a curva de 100% de umidade relativa, traça-se uma linha paralela às linhas de entalpia (linhas de menor inclinação do gráfico) até cruzar a linha vertical de T_s , obtendo o ponto **A**, o qual representa o estado psicrométrico do ar.

A partir do ponto **A**, traçando-se uma reta horizontal (paralela a abscissa) encontra-se na ordenada à direita a **razão de mistura** e na da esquerda a **pressão parcial de vapor d'água**. Essa mesma horizontal ao cruzar a linha de UR=100% encontra-se um ponto, descendo deste ponto uma linha vertical até a abscissa, encontra-se a **temperatura do ponto de orvalho**.

A **pressão de saturação (es)** é encontrada do ponto tocante a curva de UR=100% pela linha vertical de T_s , a partir daí, à esquerda e paralelamente à abscissa encontra-se a *es*.

O ponto **A** está entre duas curvas de umidade relativa (ou mesmo sobre uma delas). Por interpolação gráfica encontra-se o valor de **UR**.



CAPÍTULO 9

EVAPOTRANSPIRAÇÃO

1. Introdução

A quase totalidade da água que é absorvida pelas raízes das plantas evapora-se na parte aérea pelo processo de transpiração.

A evaporação da água do solo e da superfície dos vegetais e a transpiração das plantas ocorrem simultaneamente na natureza, sendo difícil distinguir os dois processos. Assim, o termo **evapotranspiração** (ET) é utilizado para descrever esse processo total de transferência de água do sistema solo-planta para a atmosfera.

A taxa de evapotranspiração é de grande importância na determinação da necessidade de água das culturas agrícolas e, quando associada ao ganho de água através das precipitações, permite determinar a disponibilidade hídrica de uma região, sendo um parâmetro de grande importância na ecologia vegetal e no planejamento agrícola.

Relativamente, do ponto de vista teórico, evapotranspiração é um assunto bastante simples, porém, no lado prático das medições e estimativas, torna-se complexo e difícil.

2. Evaporação e transpiração

Evaporação: é o processo físico em que um líquido passa para o estado gasoso (vapor). O vapor de água presente na atmosfera é oriundo de lagos, rios, oceanos, do solo, vegetação, evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela superfície.

Transpiração: é a perda de água por evaporação que ocorre nas plantas e animais. Por ocorrer em um meio biológico, a evaporação nesse caso, é denominada transpiração. Nos vegetais, a transpiração ocorre predominantemente nas folhas. Nas folhas, a transpiração ocorre a partir das paredes celulares em direção aos espaços intercelulares. Daí, por difusão, o vapor d'água se transfere para a atmosfera através dos estômatos. Os estômatos atuam como regulador da taxa de transpiração. Na maioria dos vegetais, permanecem abertos durante o dia e fechados durante a noite. Ficam também fechados em situações de elevado estresse hídrico.

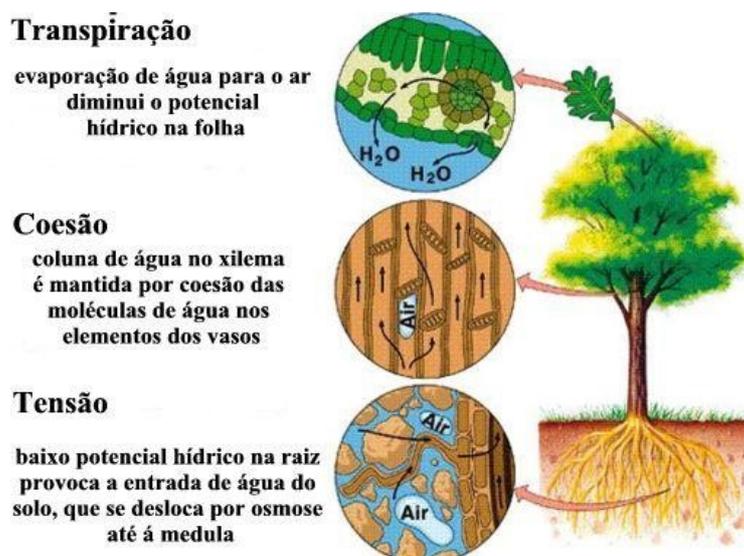


Figura 1: Movimentação da água na planta.

O estresse hídrico pode ocorrer em duas situações:

- 1- Quando o solo não contém água disponível as plantas;
- 2- Quando o solo contém água disponível mas a planta não é capaz de absorvê-la em velocidade e quantidade suficiente para suprir a demanda atmosférica.

A situação de elevada demanda é quando se tem uma baixa umidade relativa do ar atmosférico ou um elevado déficit psicrométrico ($es - ea$).

O percurso que a água faz desde o solo até a atmosfera através da planta, mantendo a transpiração dos vegetais, ocorre pelo princípio físico das diferenças de potencial hídrico (Ψ_w) do solo à atmosfera. Quanto mais seco estiver o ar (potencial hídrico altamente negativo) maior será a demanda do ar em reter o vapor d'água, com tendência do aumento da taxa de transpiração.

A água, como qualquer corpo na natureza, “procura” espontaneamente seu estado de menor energia. O potencial total da água (potencial hídrico) é uma medida do seu estado de energia e, assim, pode-se afirmar que a água sempre se moverá espontaneamente de pontos de maior Ψ_w para pontos de menor Ψ_w . Como exemplo, pode ser citado o caso de uma cultura agrícola em pleno desenvolvimento com o solo sem restrições hídricas e a atmosfera e condições de reter vapor d'água.

3. Evapotranspiração

Em uma área cultivada com alguma espécie vegetal ocorrem simultaneamente os processos de evaporação (água do solo, orvalho, água depositada pelas chuvas) e a transpiração das plantas. Daí o termo evapotranspiração associando em conjunto esses dois processos. O termo evapotranspiração foi utilizado por Thornthwaite em 1944. A evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pela disponibilidade de água no solo às plantas.

3.1. Conceitos de evapotranspiração

3.1.1. Evapotranspiração potencial (ETp) ou de referência (ETo)

Numa extensa superfície natural, totalmente coberta por vegetação baixa (a grama é a principal vegetação adotada, e, em alguns tipos de clima adota-se alfafa), em fase de crescimento ativo, com altura uniforme, e teor de água no solo próximo ou na capacidade de campo, a quantidade de água perdida para a atmosfera por unidade de área e tempo é conhecida como **evapotranspiração potencial (ETp)**. Este conceito foi introduzido por Thornthwaite em 1944 e aperfeiçoado por PENMAN (1956). Nestas condições, conceitualmente, a perda de água do sistema solo-planta para a atmosfera (evapotranspiração) ocorre como função única e exclusiva do balanço vertical de energia, ou seja, das condições atmosféricas sobre a vegetação sem interferências advectivas, podendo ser estimada por modelos (fórmulas) matemáticos teóricos-empíricos desenvolvidos e testados para várias condições climáticas. Contudo, nem sempre se consegue seguir o padrão recomendado para a cultura de referência adotada para a obtenção da ETp por questões normais de manejo. Daí, no período de 28 a 31 de maio de 1990, a FAO (Food and Agriculture Organization) promoveu, em Roma, Itália, um encontro de 14 pesquisadores de sete países, especialistas na área de evapotranspiração, para atender a vários objetivos, dentre eles o de analisar os conceitos e procedimentos de metodologia de cálculos de evapotranspiração, com o enfoque ao estabelecimento de uma nova definição para a cultura de referência e o método para que pudesse estimar a evapotranspiração para essa referência. Assim, o novo conceito proposto para a ETp, passou a ser denominado **evapotranspiração de referência (ETo)**, tornando-se desde então este conceito largamente utilizado. Neste caso a cultura de referência utilizada é uma cultura hipotética

cujas características se assemelham, bem de perto, a ET da grama. Isso permite que tais características (valores numéricos) mantenham-se como parâmetros constantes adotados no cálculo da ETo. Dessa forma esses parâmetros para a cultura hipotética são: altura de 0,12 m, albedo igual a 0,23, e resistência da cultura ao transporte do vapor d'água igual a 0,69 s m⁻¹. Logo, a ETo é um elemento indicativo da demanda hídrica das culturas de um determinado local e período.

3.1.2. Evapotranspiração de cultura

É a quantidade de água consumida por uma cultura sem restrição hídrica em qualquer fase de desenvolvimento. A cultura deve ser bem conduzida agronomicamente para que o consumo de água ocorra conforme o potencial evapotranspirativo de cada fase. Portanto, a ETc pode ser entendida como sendo a evaporação potencial que ocorre em cada fase de desenvolvimento da cultura. O conhecimento da ETc é fundamental em projetos de irrigação, pois ela representa a quantidade de água que deve ser reposta ao solo para manter o crescimento e desenvolvimento em condições ideais. No entanto, a determinação da ETc é difícil e sujeita a muitos erros.

3.1.3. Evapotranspiração real (ETr)

É aquela que ocorre independente das condições de contorno pré-definidas para a evapotranspiração de referência (ETo) ou da cultura (ETc). Portanto a ETr ocorre em qualquer circunstância, independente do tipo e das condições da cultura, da dimensão da área ou da umidade do solo. Pode atingir valores menor, igual ou superior a ETo.

3.2. Fatores determinantes da evapotranspiração

3.2.1. Fatores climáticos

- Radiação líquida (Rn): esta é a principal fonte de energia para o processo de evapotranspiração, depende da radiação solar incidente e do albedo (poder de absorção solar) da vegetação.

Em determinado local a disponibilidade de energia (radiação) é controlada pela reflexão da superfície (albedo). Vegetação mais clara reflete mais que aquelas mais escuras e, portanto, têm menos energia disponível. Assim, é evidente que sob as mesmas condições climáticas, uma floresta evapotranspira muito mais que uma superfície gramada.

- Temperatura: ao longo do dia, a temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação de vapor d'água, tendo em vista que a quantidade de vapor d'água varia em proporção bem menor, tornando maior a demanda evaporativa do ar.

- Umidade relativa do ar: a umidade relativa do ar atua juntamente com a temperatura. Quanto maior a UR, maior será a demanda evaporativa e, portanto, maior a ET.

O vapor d'água transferido para a atmosfera é controlado pelo poder evaporante do ar. Quanto mais seco estiver o ar, maior será a demanda atmosférica. No entanto, existe inter-relação entre a disponibilidade de água pelo solo e a demanda atmosférica. Observando resultados experimentais de DENMEAD & SHAW (1962), conclui-se que o solo, dentro de certos limites, controla a taxa de perda de água pelas plantas e caso a demanda atmosférica for baixa (evaporação no Tanque Classe A < 5 mm d⁻¹), a planta consegue extrair água do solo até níveis bem baixo de umidade. Já se a demanda for alta (ECA > 7,5 mm d⁻¹), ainda que com elevada umidade no solo, a planta não consegue extraí-la em uma quantidade compatível com a sua necessidade, resultando em fechamento temporário dos estômatos para evitar secamento das folhas.

- Vento: o vento além de remover vapor d'água do ar junto as plantas para outros locais

também é responsável pelo transporte horizontal de energia de uma área mais seca para outra úmida, contribuindo dessa forma para o aumento da evapotranspiração.

3.2.2. Fatores da planta

- Espécie: esses fatores estão associados aos aspectos morfológicos da planta, tais como, distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água, número, tamanho, e distribuição dos estômatos, exercendo influência direta na ET.

- Albedo: ou coeficiente de reflexão, influencia diretamente na disponibilidade de energia (R_n) para o processo de ET. Ocorrendo maior reflexão, haverá menor energia disponível, conforme comentado anteriormente.

- Índice de área foliar (IAF): acompanha o estágio de desenvolvimento e crescimento da cultura, aumentando a área foliar transpirante.

- Altura das plantas: as plantas mais altas interagem mais eficientemente com a atmosfera, extraíndo desta mais energia e a ação dos ventos é mais relevante, aumentando a ET.

- Profundidade das raízes: está diretamente relacionada ao volume de solo explorado. Plantas com raízes superficiais, por explorar volume menor de solo, em períodos de estiagem não conseguem extrair água suficiente para atender sua demanda transpirativa.

3.2.3. Umidade do solo

Quanto a capacidade de armazenamento de água: os solos mais argilosos possuem maior capacidade de armazenar água do que os arenosos, sendo capazes de manter a taxa de ET por período mais longo. No entanto, em solos mais arenosos as raízes tendem a ser mais profundas, compensando a menor retenção de água.

Quando a umidade do solo está próxima da capacidade de campo, a evapotranspiração é mantida na razão potencial e determinada pelas condições climáticas predominantes. À medida que o solo perde a umidade, a evapotranspiração real tomará valores abaixo do valor de evapotranspiração potencial a partir de determinado valor de umidade do solo.

A relação entre umidade do solo e a razão E_{Tr}/E_{Tp} depende das características físicas do solo, da cobertura vegetal, até certo ponto, da demanda evaporativa da atmosfera.

Há muitas controvérsias quanto ao efeito da umidade do solo no decréscimo da relação E_{Tr}/E_{Tp} . VEIHMEYER e HENDRICKSON afirmam que a evapotranspiração ocorre na razão potencial quando a umidade do solo está acima do ponto de murcha, caindo abruptamente a partir deste valor.

THORNTHWAITE e MATHER, citados por CHANG, baseados em medições de pressão de vapor e perfis de temperatura verificam um decréscimo linear da relação E_{Tr}/E_{Tp} com o decréscimo da umidade do solo.

BAIER concluiu que a relação E_{Tr}/E_{Tp} é constante e igual a umidade desde a capacidade de campo até 70% de água disponível, decrescendo linearmente deste ponto até o ponto de murcha.

EAGLEMAN, utilizando dados obtidos em várias condições climáticas e com diferentes coberturas vegetais do solo, confirma que o resultado de todos os experimentos mostraram que o valor da relação E_{Tr}/E_{Tp} é próximo da unidade quando a umidade é alta, com decréscimo acentuado a medida que decresce a umidade do solo, segundo uma equação cúbica.

A queda da relação E_{Tr}/E_{Tp} em função da diminuição do teor de água no solo pode variar com a textura do solo e a profundidade do sistema radicular, por que esses parâmetros afetam a taxa de transferência de água do solo para a planta.

Há de se ressaltar que, embora, os enunciados anteriores estão se referindo somente a relação E_{Tr}/E_{Tp} , o mesmo se equivale para a relação E_{Tr}/E_{Tc} .

3.2.4. Fatores de manejo da cultura e do solo

- Densidade de plantio: espaçamento menor resulta em competições intensa pela água, causando aprofundamento das raízes para aumentar o volume de água disponível. Espaçamento maior permite que as raízes se desenvolvam mais superficialmente, mas por outro lado, permite mais aquecimento do solo e das plantas, e maior movimentação do ar pela ação do vento entre as plantas, levando em consequência ao aumento da ET.

- Impedimentos físicos-químicos: ocorre limitação no crescimento e desenvolvimento das raízes, fazendo com que as plantas explorem menor volume de solo, resultando em efeitos negativos tanto no período chuvoso como no seco. No período chuvoso o excesso de água pode causar asfixia das raízes, no período seco o volume de água fica reduzido, não permitindo que elas aprofundem em busca de água.

4. Medida da evapotranspiração

Os sistemas de medida da evapotranspiração tanto servem para obter a ETp ou ETo, como também a ETc, mudando apenas a vegetação a ser estudada.

4.1. Lisímetros

Lisímetro é um equipamento que consiste de uma caixa impermeável, contendo um volume de solo representativo da área a ser avaliada e coberta com a vegetação a ser estudada. O volume de solo é irrigado periodicamente sendo que a evapotranspiração será obtida pelo resíduo após efetuar o balanço hídrico neste volume de solo. Os lisímetros foram inicialmente utilizados para estudar a drenagem profunda e a concentração de nutrientes extraídos do volume de solo. São também chamados de evapotranspirômetros. Dentre os tipos de lisímetros mais empregados tem-se os de drenagem, sub-irrigação e de pesagem.

4.1.1. Lisímetro de drenagem

Funcionam adequadamente apenas em períodos longos de observação (± 10 dias). Seguindo o padrão geralmente empregado nas estações climatológicas, são também chamados de evapotranspirômetros de Thornthwaite, que podem ser construídos de cimento amianto comerciais, com pelo menos, $0,54 \text{ m}^2$ de área por $0,60 \text{ m}$ de profundidade (Figura 2).

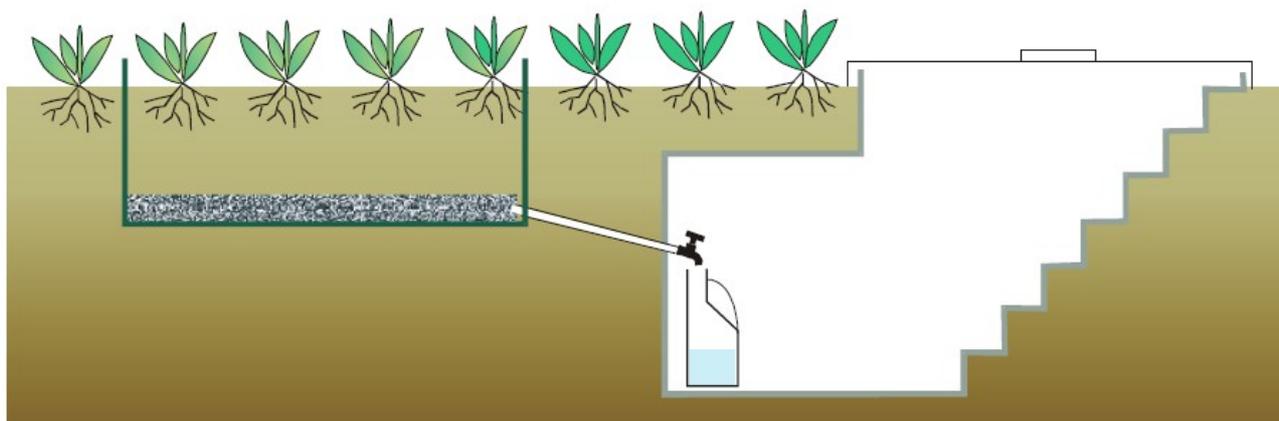


Figura 2: Evapotranspirômetro de drenagem. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

No fundo de cada caixa coloca-se uma camada de cerca de 10 cm de brita fina, coberta com uma camada de areia grossa para facilitar a drenagem de água do perfil do solo.

As caixas são enterradas no solo, deixando uma borda de 5 cm acima de nível do solo sendo cheias com o mesmo solo que foi retirado da cavidade mantendo-se a ordem do perfil. Do fundo de cada caixa sai um tubo pelo qual drena-se a água percolada que é coletada em um recipiente graduado.

Assim instalado, no caso de medir a evapotranspiração potencial ou de referência, planta-se nas caixas e nas áreas circundante um vegetal que dê uma grande cobertura do solo e que se mantenha em crescimento durante todo o ano. A cobertura mais comumente utilizada no Brasil é a “grama batatais” (*Paspalum notatum* Flugge), que reúne as condições do vegetal para a ocorrência da evapotranspiração potencial ou de referência durante todo o ano ou na maior parte deste.

No caso de medir a evapotranspiração de uma cultura qualquer, a grama é substituída pela cultura de interesse seguindo o manejo agrônômico recomendado para essa cultura, obtendo-se, portanto a ETc.

Quando o lisímetro de drenagem apresentar condições para a utilização, isto é, com a vegetação cobrindo totalmente a superfície das caixas e da área adjacente, deve ser utilizado da seguinte maneira:

- Irriga-se as caixas, e a área adjacente, até que se percole água no recipiente de coleta. Quando cessar a percolação o lisímetro estará em condições de uso, sendo que o solo se apresenta com o teor de água na capacidade de campo (a água gravitacional foi drenada).

- depois de um período de cerca de 2 ou 3 dias, irriga-se novamente cada caixa com um volume de água conhecido. O valor da evapotranspiração no período considerado, é dado pela equação:

$$ET = (I - D) / A$$

em que,

ET = evapotranspiração, seja potencial ou de referência ou ainda da cultura (*mm / período considerado*).

I = Volume de água de irrigação (*litros*)

D = volume de água drenada (percolada) após a irrigação (*litros*)

A = área do lisímetro (*m²*)

CAMARGO (1961) faz as seguintes recomendações para operação dos evapotranspirômetros de Thornthwaite (lisímetros de drenagem) para a medida da evapotranspiração potencial ou de referência:

- Manter a grama interna e externa das caixas com a mesma densidade e porte, por meio de podas, replantes, e acréscimo de terra, etc;

- Sempre que a vegetação das caixas apresentar sinal de amarelecimento, aplicar cerca de 30 g de sulfato de amônio com água de irrigação;

- Efetuar as coletas e mensurações de água percolada, bem como a rega dos tanques, na parte da manhã;

- Adotar uma base de rega uniforme para os tanques componentes da bateria, que devem ser no mínimo três. A base de rega ideal é aquela que dê uma percolação inferior a um litro até o dia seguinte à rega;

- Durante os períodos secos, irrigar o gramado da área circundante, na maior extensão possível, a intervalos de aproximadamente uma semana, para evitar influência das áreas adjacentes no valor da evapotranspiração.

PEREIRA et al. (1997), ainda cita que, a percolação frequente resulta em lixiviação de nutrientes, e deve-se tomar cuidado em repô-los na dosagem adequada para não cessar o crescimento diferenciado das plantas dentro e fora do lisímetro.

Pode-se inferir-se que, as recomendações acima descritas, devem também ser tomadas

quando da medição da ETC, levando em consideração os cuidados agrônômicos da cultura.

4.1.2. Lisímetros de sub-irrigação

Também conhecidos por **lisímetro de lençol freático a nível constante**. É constituído de tanques enterrados no solo a semelhança das caixas dos lisímetros de drenagem. O fornecimento de água é feito na parte inferior do lisímetro, podendo-se manter o lençol freático a diferentes profundidades para que seja possível variar as condições de umidade do solo.

A evapotranspiração é obtida pela quantidade de água que sai do sistema (que é a própria água fornecida ao sistema, desde que não haja acréscimo por chuvas) em um determinado período de tempo. A Figura 3 apresenta um lisímetro de lençol freático a nível constante.

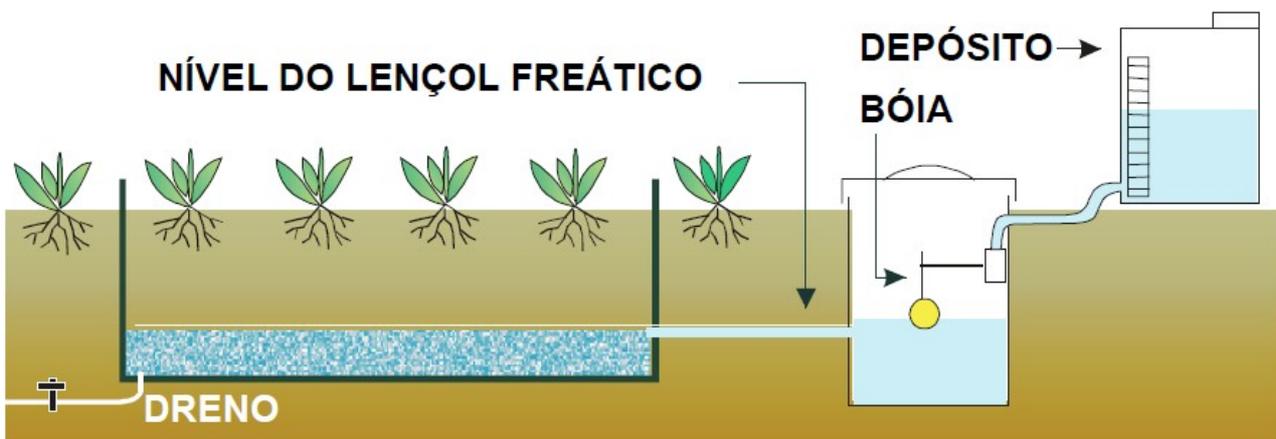


Figura 3: Lisímetro de lençol freático regulável. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

4.1.3. Lisímetro de pesagem

São evapotranspirômetros especiais, construídos de tal maneira que possibilitem sua pesagem. São geralmente, aparelhos de tal precisão e de custo elevado, requerendo cuidados especiais de manejo. Estes aparelhos permitem conhecer, dia a dia a variação no peso do solo que, desprezando-se o acréscimo diário de peso das plantas, será o valor da evapotranspiração.

O mecanismo de pesagem pode ser balança mecânica ou hidráulica, sendo que nos lisímetros mais sofisticados, todas as variações nas condições do solo e do ambiente circundante são registradas a curtos intervalos de tempo por um computador. Atualmente a automatização com sensores à variação de peso, conhecidos por células de carga, estão sendo bastante utilizados.

No lisímetro de balança mecânica, a perda de água é medida diretamente, por meio de uma balança, e no lisímetro de balança hidráulica a variação é relacionada com o nível de água dentro do qual o lisímetro flutua.

A Figura 4 apresenta um lisímetro de pesagem com um dispositivo hidráulico e tambor para registro dos valores.

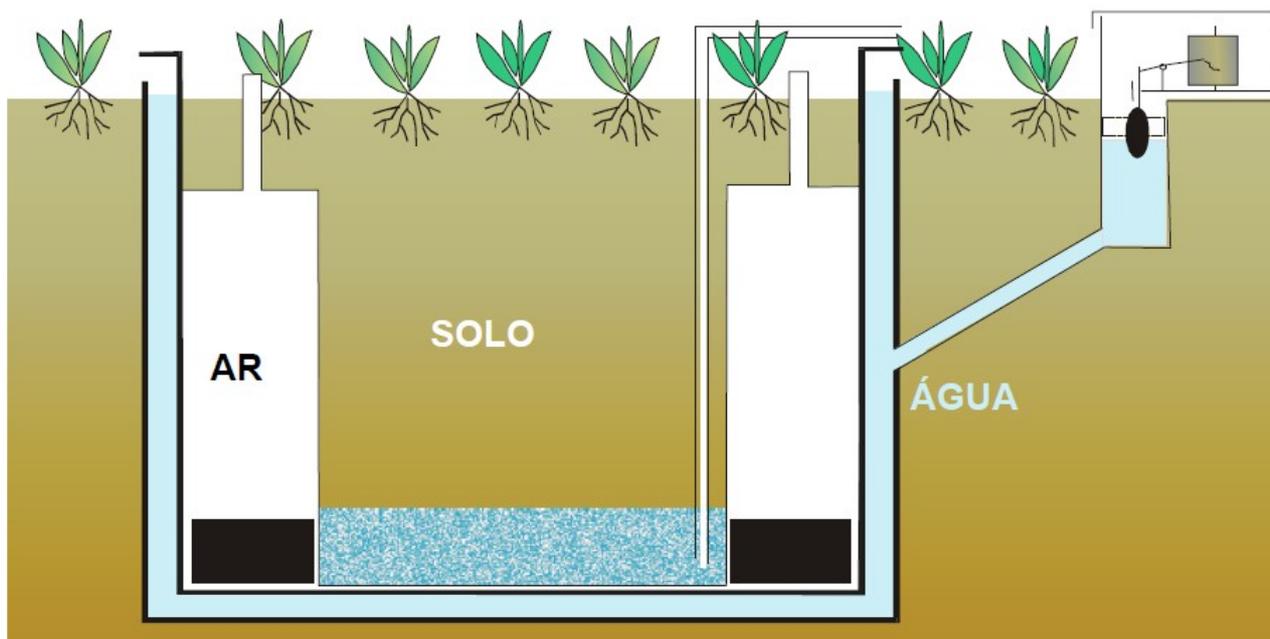


Figura 4: Lisímetro de Pesagem com balança hidráulica. Fonte: Varejão-Silva, 2006.

4.2. Balanço de água no solo

Delimita-se sobre a área da cultura em estudo uma pequena parcela e uma certa profundidade correspondente à profundidade efetiva do sistema radicular da cultura, definindo assim, sob a superfície do solo, um volume de controle representativo para a cultura. Dentro deste volume de controle é efetuado o balanço de água, ou seja, a contabilização da entrada e saída de água deste volume. Na camada sub-superficial deste volume pode haver entrada (ascensão capilar da água = AC) ou saída (drenagem profunda = DP) de acordo com a variação do armazenamento de água no solo no limite inferior do volume de controle. Se as chuvas (P) forem em grande quantidade, poderá haver encharcamento do solo ocorrendo escoamento superficial (ES). Em condições experimentais este sistema é sempre acompanhado por irrigações (I) frequentes procurando manter o solo sempre próximo ou na capacidade de campo. Com a entrada ou saída de água do sistema haverá uma variação do armazenamento de água ($\pm \Delta A$) neste volume de controle. Todos estes parâmetros são relativamente fáceis de serem obtidos, sendo portanto, a evapotranspiração obtida pelo resíduo do balanço de água no solo. Assim, num intervalo de tempo, pelo princípio de conservação das massas, tem-se:

$$P + I + AC - DP - ES - ET \pm \Delta A = 0$$

Portanto a evapotranspiração será:

$$ET = P + I + AC - DP - ES \pm \Delta A$$

Todas essas variáveis poderão ser expressas diretamente em altura de lamina d'água (mm).

5. Estimativa da evapotranspiração potencial ou de referência

Existem inúmeros métodos de estimativa de evapotranspiração de referência, sendo destacados aqui os mais comuns, principalmente para as condições brasileiras. O conhecimento das limitações e detalhes de desenvolvimento desses métodos permite ao usuário decidir qual melhor

método a ser aplicado para determinada situação.

5.1. Método do Tanque Classe A

A quantidade de água perdida para a atmosfera a partir de uma superfície de água em contato livre com a atmosfera, será maior que a perda de água de uma superfície vegetada. Porém, fisicamente, o processo é o mesmo, ou seja, a variação é dependente das mesmas condições meteorológicas em ambos os casos, o que permite encontrar coeficientes que relacionem a evapotranspiração potencial com a evaporação de um tanque.

Dos vários tipos e tamanhos de tanques de evaporação existentes, o utilizado para a estimativa da evapotranspiração de referência é o tanque classe A.

É um método bastante utilizado pela FAO, principalmente em projetos de irrigação.

Como a evaporação do tanque (ECA) é maior que a perda efetiva de água pela vegetação, que no caso é a grama (cultura de referência), a ETo é calculada por um fator de ajuste (Kp) à evaporação:

$$E_{To} = K_p \cdot E_{CA}$$

Os valores de K_p , sempre menor que 1, segundo DOORENBOS e PRUIT (1977), são apresentados na Tabela 1 para diferentes condições de umidade relativa, vento e local de instalação do tanque.

Tabela 1. Coeficiente para o Tanque Classe A (K_p) para diferentes coberturas do solo e níveis médios de umidade relativa e vento em 24 horas, segundo DOORENBOS e PRUITT (1977).

UR média (%)	Vento (km d ⁻¹)	Tanque instalado em área gramada			Tanque instalado em solo nú			
		< 40	40 -70	> 70	< 40	40 - 70	> 70	
	Bordadura de grama (m)				Bordadura de solo nú			
LEVE < 175	1	0,55	0,65	0,75	1	0,70	0,80	0,85
	10	0,65	0,75	0,85	10	0,60	0,70	0,80
	100	0,70	0,80	0,85	100	0,55	0,65	0,75
	1000	0,75	0,85	0,85	1000	0,50	0,60	0,70
MODERADO 175 - 425	1	0,50	0,60	0,65	1	0,65	0,75	0,80
	10	0,60	0,70	0,75	10	0,55	0,65	0,70
	100	0,65	0,75	0,80	100	0,50	0,60	0,65
	1000	0,70	0,80	0,80	1000	0,45	0,55	0,60
FORTE 425 - 700	1	0,45	0,50	0,60	1	0,60	0,65	0,70
	10	0,55	0,60	0,65	10	0,50	0,55	0,65
	100	0,60	0,65	0,70	100	0,45	0,50	0,60
	1000	0,65	0,70	0,75	1000	0,40	0,45	0,55
MUITO FORTE > 700	1	0,40	0,45	0,50	1	0,50	0,60	0,65
	10	0,45	0,55	0,60	10	0,45	0,50	0,55
	100	0,50	0,60	0,65	100	0,40	0,45	0,50
	1000	0,55	0,60	0,65	1000	0,35	0,40	0,45

Para grandes áreas de solo nú e arado, reduzir K_p em 20% para locais quentes e ventosos e em 5 a 10% para condições moderadas de vento, temperatura e umidade relativa.

5.2. Método de Penman-Monteith (Padrão FAO)

PENMAN (1948), em sua equação original da evapotranspiração potencial não incluiu a resistência da superfície para a transferência de vapor d'água. Para aplicações práticas, foi proposta

uma equação empírica como função do vento. Mais tarde, MONTEITH, desenvolveu com base na equação de Penman, uma nova equação, incluindo a resistência aerodinâmica e a resistência do dossel ao fluxo de vapor d'água passando a ser chamada de equação de Penman-Monteith. Assim, esta equação além de combinar aspectos radiativos e aerodinâmicos, concilia o fluxo de calor sensível e o fluxo de vapor d'água (r_c). Esta equação, assim definida, tem por proposição a estimativa direta da evapotranspiração da cultura (ETc) em estudo, eliminando a necessidade de coeficiente de cultura (k_c , a ser visto adiante), desde que, sejam conhecidas as respectivas resistências aerodinâmicas e do dossel à difusão do vapor d'água. Esta equação possui a seguinte expressão:

$$\lambda E = \frac{s(Rn - G) + \frac{M \cdot \rho \cdot c_p \cdot \Delta e}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)}$$

em que,

λE = densidade do fluxo de calor latente de evaporação ($W m^{-2}$);

s = declividade da curva de saturação de vapor d'água ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$);

Rn = radiação líquida ($W m^{-2}$);

G = fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$);

M = fator de escala de tempo. $M = 1$ o resultado será por **segundo**; $M = 60$ será por **minuto**; $M = 3600$ será por **hora** e $M = 86400$ o resultado será por **dia**;

ρ = densidade do ar ($kg m^{-3}$);

c_p = calor específico do ar ($J kg \text{ } ^\circ C^{-1}$);

Δe = déficit de pressão de vapor d'água ($es - ea$);

r_a = resistência aerodinâmica à difusão do vapor d'água ($s m^{-1}$);

γ = coeficiente psicrométrico ($kPa \text{ } ^\circ C^{-1}$);

r_c = resistência da cultura (dossel) à difusão do vapor d'água ($s m^{-1}$).

Da reunião da FAO em 1990, surgiu a recomendação de se adotar o modelo de Penman-Monteith como o mais adequado para estimas ETc na escala diária, por eliminar o uso de K_c . Apesar desta recomendação, a operacionalidade deste modelo ainda é deficiente, pois os parâmetros r_a e r_c são de difícil mensuração e ainda não se tem esses valores mencionados na literatura para as diversas culturas agrícolas. Assim, o modelo acima, foi parametrizado para a cultura hipotética, permitindo estimar a evapotranspiração de referência (ETo).

Para tanto, tomando a sugestão de ALLEN et al. (1989), para a estimativa de r_c e de BRUTSAERT (1982), para a estimativa de r_a , para a cultura hipotética, a relação r_a/r_c pode ser estimada como uma função da velocidade do vento, ou seja:

$$\frac{r_c}{r_a} = 0,33 U_2$$

em que, U_2 é a velocidade do vento a 2 metros da superfície.

Portanto, com base no modelo Penman-Monteith, executando matematicamente as devidas substituições dos parâmetros r_a e r_c , bem como a relação r_a/r_c e ainda acrescentando o calor latente de evaporação λ para a transformação da densidade do fluxo de calor latente de evaporação λE do modelo de Penman-Monteith em lâmina de água evapotranspirada, tem-se então o modelo definido para a determinação da evapotranspiração de referência (ETo) na escala diária em **mm d⁻¹** proposto pela **FAO**, sendo portanto, este método nomeado como **PENMAN-MONTEITH-Padrão FAO**,

conforme o equação a seguir:

$$ET_o = \frac{s}{s + \gamma_{mod}} (Rn - G) \frac{1}{\lambda} + \frac{900 \cdot \gamma}{(s + \gamma_{mod})(T + 275)} U_2 (es - ea)$$

sendo que, cada um dos parâmetros desta equação, são calculados mediante as equações descritas no roteiro a seguir:

1. Declividade da curva de pressão de saturação do vapor d'água (s)

$$s = \frac{4098 es}{(T + 273,3)^2} \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

2. Temperatura do ar (média diária) (T)

$$T = \frac{T_9 + T_x + T_n + 2T_{21}}{5} \quad (^\circ\text{C})$$

em que T_9 e T_{21} , são as temperaturas do ar às 9:00 e 21:00 h de acordo com o padrão de leitura de uma Estação Climatológica Principal, que segue o fuso horário local. T_x e T_n correspondem às temperaturas máxima e mínima, respectivamente.

3. Pressão de saturação de vapor d'água (es)

Equação de Tetens:

$$es = 0,6108 \cdot 10^{\left(\frac{7,5T}{237,3+T}\right)} \quad (\text{kPa})$$

4. Coeficiente psicrométrico (γ)

$$\gamma = 0,0016286 \frac{P}{\lambda} \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

P = pressão atmosférica média diária (kPa)

5. Calor latente de evaporação (λ)

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \cdot 10^{-3}) T \quad (\text{MJ kg}^{-1})$$

Para as condições normais de temperatura e pressão (CNTP) $\lambda \approx 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$

6. Coeficiente psicrométrico modificado (γ_{mod})

$$\gamma_{mod} = \gamma (1 + 0,33 \cdot U_2) \quad (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1})$$

7. Velocidade do vento a 2 m (U_2)

$$U_2 = U_z (4,868 (\ln (67,75 \cdot Z - 5,42)))^{-1} \quad (\text{m s}^{-1})$$

U_z = velocidade do vento à altura Z ($m s^{-1}$);
 Z = altura de medição da velocidade do vento (m).

Reduzindo a velocidade do vento obtida a 10 m (U_{10}) (velocidade obtida na ECP pelo anemôgrafo) para nível de 2 m a equação anterior simplifica-se por:

$$U_2 = 0,75 U_{10} \quad (m s^{-1})$$

8. Pressão parcial de vapor d'água (ea)

$$ea = \frac{es \cdot UR}{100} \quad (kPa)$$

9. Umidade relativa do ar (UR)

$$UR = \frac{UR_9 + UR_{15} + 2UR_{21}}{4} \quad (\%)$$

em que UR_9 , UR_{15} , UR_{21} , são as umidades relativas às 9:00, 15:00 e 21:00 horas de acordo com o padrão de leitura da Estação Climatológica Principal, que acompanha o fuso horário local.

10. Radiação na ausência ou “topo” atmosfera (Ra)

$$Ra = 37,856 dr (\omega_s \text{ sen } \phi \text{ sen } \delta + \cos \phi \cos \delta \text{ sen } \omega_s) \quad (MJ m^{-2} d^{-1})$$

ϕ = latitude do local: (-) Sul e (+) Norte

11. Distância relativa Terra-Sol (dr)

$$dr = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} d_j \right)$$

d_j = dia juliano: número de dias transcorridos desde o dia 1° de janeiro.

12. Ângulo horário do nascer ou pôr do sol (ω_s)

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (\text{rad})$$

13. Declinação solar (δ)

$$\delta = 0,4093 \text{ sen} \left(\frac{2\pi}{365} d_j - 1,405 \right) \quad (\text{rad})$$

14. Saldo de radiação de ondas curtas (Rns)

$$Rns = (1 - r) Rs \quad (MJ m^{-2} d^{-1})$$

r = albedo da cultura hipotética ($r = 0,23$)

15. Radiação solar incidente (Rs)

$$R_s = \left(a + b \frac{n}{N} \right) R_a = \left(0,25 + 0,50 \frac{n}{N} \right) R_a \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

“a” e “b” (parametrização proposta pela FAO para ETo)

16. Duração do dia (N)

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (\text{h})$$

17. Saldo de radiação de ondas longas (Rb)

$$R_b = - \left(0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \right) (0,34 - 0,14 \sqrt{ea}) \sigma (T_{kx}^4 + T_{kn}^4) \frac{1}{2} \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

$\sigma = 4,903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4}$ (Constante de Stefan-Boltzmann)

n = registro do heliógrafo

18. Temperatura absoluta máxima do ar (T_{kx})

$$T_{kx} = T_x + 273 \quad (\text{K})$$

19. Temperatura absoluta mínima do ar (T_{kn})

$$T_{kn} = T_n + 273 \quad (\text{K})$$

20. Saldo de radiação (Rn)

$$R_n = R_{ns} + R_b \quad (\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1})$$

21. Fluxo de calor no solo (G)

Na escala diária os fluxos de calor no solo, descendente e ascendente, podem ser considerados equivalentes, portanto $G = 0$.

5.3. Método de Thornthwaite

THORNTHWAITE (1948) determinou a seguinte equação empírica para a estimativa da evapotranspiração potencial considerada como padrão (ETpp):

$$ET_{pp} = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \quad (\text{mm mês}^{-1})$$

em que,

ETpp = evapotranspiração potencial **padrão** para um mês típico de 30 dias, considerando que cada dia tenha 12 horas de insolação máxima possível (mm);

T = temperatura média de mês (°C);

I = índice calorífero anual;

a = índice, obtido como uma função cúbica em I.

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{T'_j}{5} \right)^{1,514}$$

em que, T'_j é a temperatura NORMAL do mês j.

O parâmetro “a” da equação de Thornthwaite é determinado pela seguinte expressão:

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot (I^3) - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot (I^2) + 1,7912 \cdot 10^{-2} \cdot (I) + 0,49239$$

Como mostrado, a equação de Thornthwaite, estima a evapotranspiração para uma condição padrão de 12 horas de insolação máxima possível e mês com 30 dias, porém, para estimar a ETp para determinado mês e local deve-se corrigir a ETpp para o número de dias do mês em questão, e para respectiva insolação máxima possível (média do mês). Portanto, utiliza-se o seguinte fator de correção (FC):

$$FC = \frac{NDM}{30} \times \frac{N}{12}$$

em que,

NDM = número de dias do mês;

N = duração média dos dias do mês (ou a duração correspondente ao 15º dia do mês).

Finalmente, o método de Thornthwaite para estimar a evapotranspiração potencial na escala mensal será:

$$ETp = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \cdot FC$$

Para facilidade de cálculos, o fator de correção (FC) é tabelado conforme apresentado na Tabela 2, a seguir:

Tabela 2. Fatores de correção (FC) da evapotranspiração potencial mensal, estimada pelo método de Thornthwaite, para ajustá-la ao número de dias do mês e à duração do brilho solar diário, para latitudes entre 15° N e 37° S

Latitude	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
15° N	0,97	0,91	1,03	1,04	1,11	1,08	1,12	1,08	1,02	1,01	0,95	0,97
10°	1,00	0,91	1,03	1,03	1,08	1,06	1,08	1,07	1,02	1,02	0,98	0,99
5°	1,02	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02
0°	1,04	0,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
5° S	1,06	0,95	1,04	1,00	1,02	0,99	1,02	1,03	1,00	1,05	1,03	1,06
10°	1,08	0,97	1,05	0,99	1,01	0,96	1,00	1,01	1,00	1,06	1,05	1,10
15°	1,12	0,98	1,05	0,98	0,98	0,94	0,97	1,00	1,00	1,07	1,07	1,12
20°	1,14	1,00	1,05	0,97	0,96	0,91	0,95	0,99	1,00	1,08	1,09	1,15
22°	1,14	1,00	1,05	0,97	0,95	0,90	0,94	0,99	1,00	1,09	1,10	1,16
23°	1,15	1,00	1,05	0,97	0,95	0,89	0,94	0,98	1,00	1,09	1,10	1,17
24°	1,16	1,01	1,05	0,96	0,94	0,89	0,93	0,98	1,00	1,10	1,11	1,17
25°	1,17	1,01	1,05	0,96	0,94	0,88	0,93	0,98	1,00	1,10	1,11	1,18
26°	1,17	1,01	1,05	0,96	0,94	0,87	0,92	0,98	1,00	1,10	1,11	1,18
27°	1,18	1,02	1,05	0,96	0,93	0,87	0,92	0,97	1,00	1,11	1,12	1,19
28°	1,19	1,02	1,06	0,95	0,93	0,86	0,91	0,97	1,00	1,11	1,13	1,20
29°	1,19	1,03	1,06	0,95	0,92	0,86	0,90	0,96	1,00	1,12	1,13	1,20
30°	1,20	1,03	1,06	0,95	0,92	0,85	0,90	0,96	1,00	1,12	1,14	1,21
31°	1,20	1,03	1,06	0,95	0,91	0,84	0,89	0,96	1,00	1,12	1,14	1,22
32°	1,21	1,03	1,06	0,95	0,91	0,84	0,89	0,95	1,00	1,12	1,15	1,23
33°	1,22	1,04	1,06	0,94	0,90	0,83	0,88	0,95	1,00	1,13	1,16	1,23
34°	1,22	1,04	1,06	0,94	0,89	0,82	0,87	0,94	1,00	1,13	1,16	1,24
35°	1,23	1,04	1,06	0,94	0,89	0,82	0,87	0,94	1,00	1,13	1,17	1,25
36°	1,24	1,04	1,06	0,94	0,88	0,81	0,86	0,94	1,00	1,13	1,17	1,26
37°	1,25	1,05	1,06	0,94	0,88	0,80	0,86	0,93	1,00	1,14	1,18	1,27

Fonte: CAMARGO (1961).

Na maioria das aplicações, temos a necessidade de estimar o valor da ETp, para um determinado dia. Se desejarmos utilizar a equação de Thornthwaite, deve-se utilizar como T o valor de temperatura média do dia. Ao final dos cálculos, após multiplicar pelo fator de correção, deve-se dividir o resultado pelo número de dias do mês em uso, obtendo-se ETp em mm d⁻¹.

5.4. Método de Blaney-Cridle

A equação de Blaney – Cridle (1950) foi baseada em dados de necessidade de água, correlacionado a temperatura média mensal e a duração do dia com a demanda d'água para diferentes culturas.

$$ET_o = k \cdot p \cdot (0,46 T + 8,13) \quad (\text{mm mês}^{-1})$$

em que,

k = coeficiente empírico, com valor de 0,75 para superfície gramada, conforme SEDIYAMA (1972);

p = porcentagem mensal do total anual de horas possíveis de insolação (Tabela 3);

T = temperatura média mensal (°C)

Tabela 3. Porcentagem mensal do total anual de horas possíveis de insolação (p) empregados na equação de Blaney – Cridle para cálculo da ETo, para latitudes compreendidas entre 10° N e 40° S.

Latitude	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
10° N	8,15	7,47	8,46	8,42	8,80	8,62	8,82	8,69	8,28	8,35	7,90	8,04
8°	8,20	7,50	8,47	8,38	8,75	8,55	8,77	8,65	8,27	8,37	7,96	8,13
6°	8,28	7,54	8,47	8,34	8,69	8,47	8,70	8,62	8,25	8,40	8,03	8,21
4°	8,35	7,59	8,47	8,30	8,69	8,39	8,63	8,58	8,24	8,43	8,09	8,00
2°	8,43	7,63	8,48	8,26	8,57	8,30	8,56	8,55	8,23	8,46	8,15	8,40
Equador	8,50	7,65	8,48	8,23	8,50	8,22	8,49	8,51	8,22	8,48	8,12	8,49
2° S	8,57	7,70	8,49	8,20	8,43	8,16	8,42	8,45	8,21	8,51	8,29	8,57
4°	8,63	7,74	8,50	8,17	8,38	8,06	8,35	8,41	8,20	8,55	8,35	8,66
6°	8,69	7,79	8,51	8,13	8,32	7,98	8,27	8,37	8,20	8,58	8,42	8,74
8°	8,77	7,83	8,52	8,09	8,27	7,89	8,20	8,33	8,19	8,60	8,49	8,82
10°	8,82	7,88	8,53	8,06	8,20	7,82	8,14	8,23	8,18	8,63	8,56	8,90
12°	8,90	7,92	8,54	8,02	8,14	7,75	8,06	8,22	8,17	8,67	8,63	8,98
17°	9,98	7,98	8,55	7,99	8,06	7,68	7,96	8,18	8,16	8,69	8,70	9,07
16°	9,08	8,00	8,56	7,97	7,99	7,61	7,89	8,12	8,15	8,71	8,76	9,16
18°	9,17	8,04	8,57	7,94	7,95	7,52	7,79	8,08	8,13	8,75	8,83	9,23
20°	9,26	8,08	8,58	7,89	7,88	7,43	7,71	8,02	8,12	8,79	8,91	9,33
22°	9,35	8,12	8,59	7,86	7,75	7,33	7,62	7,95	8,11	8,83	8,97	9,42
24°	9,44	8,17	8,60	7,83	7,64	7,24	7,54	7,90	8,10	8,87	9,04	9,53
26°	9,55	8,22	8,63	7,81	7,56	7,14	7,46	7,84	8,10	8,91	9,15	9,66
28°	9,65	8,27	8,63	7,78	7,49	7,04	7,38	7,78	8,08	8,95	9,20	9,76
30°	9,75	8,32	8,64	7,73	7,44	6,93	7,28	7,70	8,07	8,99	9,26	9,88
32°	9,85	8,37	8,66	7,70	7,36	6,82	7,18	7,62	8,06	9,03	9,35	10,00
34°	9,96	8,43	8,67	7,65	7,25	6,70	7,08	7,55	8,05	9,07	9,44	10,14
36°	10,07	8,50	8,68	7,62	7,14	6,58	6,98	7,48	8,04	9,12	9,53	10,26
38°	10,18	8,56	8,69	7,58	7,06	6,46	6,87	7,41	8,03	9,15	9,62	10,39
40°	10,32	8,62	8,71	7,54	6,93	6,33	6,75	7,33	8,02	9,20	9,71	10,54

Fonte: Dados Interpolados e Calculados de Smithsonian Meteorological Tables (1951) por CAMARGO (1961).

5.5. Método de Makkink

MAKKINK (1975) propôs a seguinte equação para estimar a evapotranspiração potencial (ou de referência) sendo baseado na correlação entre evapotranspiração potencial diária e a radiação solar:

$$ET_o = 0,61 \frac{R_s}{2,45} \cdot \frac{s}{s + \gamma} - 0,12 \quad (\text{mm d}^{-1})$$

em que, R_s , s e γ , são os mesmos componentes apresentados no método de Penman-Monteith-Padrão FAO, seguindo os mesmos procedimentos de cálculos.

5.6. Método de Budyko

Relacionando somente a temperatura, o método de Budyko pode ser utilizado em caso de não existência de dados meteorológicos ou condições para que possa estimar a ET_o por outro método mais preciso. Sabendo-se o valor médio da temperatura de determinado local, a evapotranspiração de referência será dada por:

$$ET_o = 0,2 T \quad (\text{mm d}^{-1})$$

Sendo T a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$)

Observa-se que seu valor oferece o grau de magnitude da evapotranspiração.

6. Coeficiente de Cultura (K_c)

O coeficiente de cultura (K_c), é adimensional. Foi proposto por Van Wijk e Vries, e representa a razão entre a evapotranspiração da cultura, ET_c , e a evapotranspiração de referência, ET_o (Sediyama et al., 1998).

O coeficiente de cultura (K_c) é determinado empiricamente, varia com a cultura, com seu estágio de desenvolvimento, com o clima e práticas agronômicas adotadas. Para dado instante e local, medindo-se a ET_c e a ET_o para as mesmas condições meteorológicas, o K_c é obtido pela relação:

$$K_c = \frac{ET_c}{ET_o}$$

O K_c representa a integração dos efeitos de três características que distinguem a evapotranspiração de referência:

- A altura da cultura, que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica;
- A resistência de superfície relativa ao binômio solo-planta, que é afetado pela área foliar (determinada pelo número de estômatos), pela fração de cobertura do solo com vegetação, pela idade e condições das folhas, e pela umidade no perfil do solo;
- O albedo da superfície da cultura-solo, que é influenciado pela fração de cobertura do solo, pela vegetação e pelo teor de água no solo, que influencia o saldo de radiação disponível à superfície (R_n), que é a principal fonte de energia para todas as trocas de calor e de massa no processo de evapotranspiração.

Para a maioria das culturas, o valor de K_c aumenta desde um valor mínimo na germinação, até um valor máximo quando a cultura atinge seu pleno desenvolvimento, e decresce a partir do início da maturação.

O coeficiente de cultura, segundo a conceituação de Jensen (1969) e Wright (1982) citados por Arruda et al. (2000), é um coeficiente dinâmico e de alto significado físico e biológico, dependente principalmente da área foliar, deficiência de água no solo e do molhamento da superfície do solo.

De acordo com Picini (1998), o coeficiente de cultura expressa o quanto da superfície do solo é coberta pela vegetação (índice de área foliar).

De acordo com Sediyama et al. (1998), durante o período vegetativo, o valor de K_c varia à medida em que a cultura cresce e se desenvolve, do mesmo modo que varia com a fração de cobertura da superfície do solo pela vegetação à medida, também, que as plantas crescem e se desenvolvem e atingem a maturação. Uma vez que a evapotranspiração de referência (ET_o) representa um índice climático da demanda evaporativa, o K_c varia, essencialmente, de acordo com as características da cultura, traduzindo, em menor escala, a variação dos elementos climáticos. Este

fato torna possível a transferência de valores de K_c de um local para o outro e de um clima para o outro. O coeficiente de cultura pode variar com a textura e o teor de água do solo, com a profundidade e densidade radicular e com características fenológicas da planta. Entretanto, o conceito de K_c tem sido usado, extensivamente, para estimar a necessidade real de uma cultura particular por meio de estimativas ou medições de ET_c .

A distribuição temporal de K_c , para cada cultura irrigada, constitui a curva da cultura. Idealmente, a evapotranspiração de referência, ET_o , deveria caracterizar a demanda evaporativa determinada pela condição meteorológica, enquanto o K_c seria a medida da restrição imposta pelo sistema solo-planta para atender tal demanda hídrica. Todavia, várias pesquisas tem demonstrado que a ET_c não pode ser, simplesmente, estabelecida para todas as situações climáticas com um simples valor de K_c . Os coeficientes de culturas, portanto, devem ser determinados para cada estágio de desenvolvimento da cultura.

O boletim técnico da FAO, número 24, apresenta um procedimento para a obtenção do K_c descrito por Doorenbos e Pruitt. Para cada estágio de desenvolvimento da cultura, os dados de K_c podem ser obtidos através de uma curva suavizada, denominada de curva de cultura. As informações locais que relacionam a época de plantio, emergência das plantas até a cobertura efetiva e, finalmente, datas de colheita para culturas anuais são extremamente importantes e devem ser consideradas no estabelecimento da curva de K_c .

Conforme exposto, o coeficiente de cultura é altamente dependente do grau de umidade da superfície evaporante sendo que, aparentemente, somente no estágio inicial do desenvolvimento da cultura o método de elaboração da curva de K_c , proposto pela FAO, incorpora o ajuste devido a frequência de irrigação ou chuva. Assim, supõe-se que os valores de K_c da FAO já incluem as condições de evaporação para a superfície molhada, onde K_c pode exceder 1,15.

Recentemente, vários pesquisadores têm apresentado um novo conceito de K_c , que combina os efeitos da resistência do movimento da água no solo para vários tipos de superfícies e a resistência da difusão de vapor d'água da superfície para a atmosfera. Em outras palavras, o novo K_c incorpora o ajuste devido ao molhamento da superfície do solo, na época da irrigação ou chuva.

Teoricamente, o K_c pode ser decomposto em dois componentes, um relacionado à planta (K_{cp}), ou basal, e outro relacionado ao solo (K_{cs}). Portanto, o novo K_c inclui o efeito da evaporação de ambos, da planta e da superfície do solo, e depende da disponibilidade de água no interior da zona radicular e da umidade exposta na superfície do solo. A maioria das curvas ou tabelas de K_c são para culturas bem supridas de água.

É possível utilizar o novo coeficiente K_c para estimar a ET_c , em áreas cujas condições climáticas são similares àquela do local onde um K_c foi determinado, uma vez que este coeficiente é um fator relativo e, em sua formulação, considera-se que a diferença na necessidade hídrica da planta, devido às condições climáticas, esta incorporada na determinação da ET_c . O novo coeficiente pode ser usado, também, em áreas com diferentes características climáticas, caso nos procedimentos de determinação da ET_o sejam observadas as informações climáticas específicas do local.

O novo coeficiente representa os valores mínimos de exigência hídrica das plantas. A umidade do solo é, ainda, adequada e não reduz a produtividade da planta. Portanto, esse coeficiente permite um ajustamento dos efeitos da evaporação de uma superfície recentemente umedecida.

Na Tabela 4, estão relacionados valores de K_c médios para diferentes culturas, em diferentes estágios de desenvolvimento, sugerido por Doorenbos e Kassam (1979).

Os dados de K_c apresentados na literatura podem servir de referencial supondo que na região onde está instalada a cultura não tenha os dados locais. No entanto a estimativa de K_c para as condições reais da área onde está implantada a cultura é desejável devido às variabilidades climáticas e diferentes práticas agrônômicas adotadas em cada região.

Para determinação do coeficiente de cultura em condição de campo, torna-se necessário

conhecer a evapotranspiração da cultura e a evapotranspiração de referência.

Tabela 4. Coeficientes de cultura (Kc) para algumas plantas cultivadas

CULTURA	Estágios de desenvolvimento da cultura					Período total de crescimento
	(I)	(II)	(III)	(IV)	(V)	
Banana						
- tropical	0.4 – 0.5	0.7 – 0.85	1.0 – 1.1	0.9 – 1.0	0.75 – 0.85	0.7 – 0.8
- subtropical	0.5 – 0,65	0.8 – 0.9	1.0 – 1.2	1.0 – 1.15	1.0 – 1.15	0.85 – 0.95
Feijão						
- verde	0.3 – 0.4	0.65 – 0.75	0.95 – 1.05	0.9 – 0.95	0.85 – 0.95	0.85 – 0.9
- seco	0.3 – 0.4	0.7 – 0.8	1.05 – 1.2	0.65 – 0.75	0.25 – 0.3	0.7 – 0.8
Repolho	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	0.95 – 1.1	0.9 – 1.0	0.8 – 0.95	0.7 – 0.8
Algodão	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	1.05 – 1.25	0.8 – 0.9	0.65 – 0.7	0.8 – 0.9
Amendoim	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	0.95 – 1.1	0.75 – 0.85	0.55 – 0.6	0.75 – 0.8
Milho						
- verde	0.3 – 0.5	0.7 – 0.9	1.05 – 1.2	1.0 – 1.15	0.95 – 1.1	0.8 – 0.95
- grãos	0.3 – 0.5	0.8 – 0.85	1.05 – 1.2	0.8 – 0.95	0.55 – 0.6	0.75 – 0.9
Cebola						
- seca	0.4 – 0.6	0.7 – 0.8	0.95 – 1.1	0.85 – 0.9	0.75 – 0.85	0.8 – 0.9
- verde	0.4 – 0.6	0.6 – 0.75	0.95 – 1.05	0.95 – 1.05	0.95 – 1.05	0.65 – 0.8
Ervilha (Fi)	0.4 – 0.5	0.7 – 0.85	1.05 – 1.2	1.0 – 1.15	0.95 – 1.1	0.8 – 0.95
Pimenta (Fr)	0.3 – 0.4	0.6 – 0.75	0.95 – 1.1	0.85 – 1.0	0.8 – 0.9	0.7 – 0.8
Batata	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	1.05 – 1.2	0.85 – 0.95	0.7 – 0.75	0.75 – 0.9
Arroz	1.1 – 1.15	1.1 – 1.5	1.1 – 1.3	0.95 – 1.05	0.95 – 1.05	1.05 – 1.2
Açafrão	0.3 – 0.4	0.7 – 0.8	1.05 – 1.2	0.65 – 0.7	0.2 – 0.25	0.65 – 0.7
Sorgo	0.3 – 0.4	0.7 – 0.75	1.0 – 1.15	0.75 – 0.8	0.5 – 0.55	0.75 – 0.85
Soja	0.3 – 0.4	0.7 – 0.8	1.0 – 1.15	0.7 – 0.8	0.4 – 0.5	0.75 – 0.9
Beterraba	0.4 – 0.5	0.75 – 0.85	1.05 – 1.2	0.9 – 1.0	0.6 – 0.7	0.8 – 0.9
Cana-de-aç.	0.4 – 0.5	0.7 – 1.0	1.0 – 1.3	0.75 – 0.8	0.5 – 0.6	0.85 – 1.05
Fumo	0.3 – 0.4	0.7 – 0.8	1.0 – 1.2	0.9 – 1.0	0.75 – 0.85	0.85 – 0.95
Tomate	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	1.05 – 1.25	0.8 – 0.95	0.6 – 0.65	0.75 – 0.9
Melancia	0.4 – 0.5	0.7 – 0.8	0,95 – 1.05	0.8 – 0.9	0.65 – 0.75	0.75 – 0.85
Trigo	0.3 – 0.4	0.7 – 0.8	1.05 – 1.2	0.65 – 0.75	0.2 – 0.25	0.8 – 0.9
Alfafa	0.3 – 0.4				1.05 – 1.2	0.85 – 1.05
Cítricas						
- contr de erv.						0.65 – 0.75
- sem contr.						0.85 – 0.9

Fonte: Doorenbos e Kassam, 1979 (FAO, 33)

Primeiro valor: sob alta umidade (UR mín > 70%) e vento fraco (< 5 m/s).

Segundo valor: sob baixa umidade (UR mín < 20%) e vento forte (> 5 m/s).

Caracterização dos estádios:

I – Emergência até 10% do desenvolvimento vegetativo (DV);

II – de 10 à 80% do DV;

III – 80 à 100% do DV (frutos formados);

IV – maturação;

V – colheita.

11. Referências Bibliográficas

ARRUDA, F.B., IAFFE, A; SAKAI, E., CALHEIROS, R. O. Resultados anuais do coeficiente de cultura do cafeeiro em um ensaio em Pindorama, SP. In: Simpósio de Pesquisas dos Cafés do Brasil, 1., 2000. Poços de Caldas, MG. **Resumos expandidos...** Brasília; EMBRAPA Café e MINASPLAN, 2000 v.2, p. 790.

CAMARGO, A.P. de. Contribuição para a estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. Piracicaba: ESALQ, 1961. (Tese de Doutorado)

CHNG, J.H. **Climate and Agriculture, an ecological survey.** Chicago: Aldine P. Company. 304p.

DOORENBOS, J. ; KASSAM, A. H. **Efeito da água no rendimento das culturas.** Campina Grande, UFPB, 1994, 306p. (Estudos FAO: Irrigação e drenagem, 33).

OMETTO, J.C. **Bioclimatologia Vegetal.** São Paulo: Editora Agronômica Ceres Ltda, 1981. 436p.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas.** Guaíba: Livraria e Editora agropecuária Ltda., 2002. 478p.

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA. G.C. **Evapotranspiração.** Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.

SEDIYAMA, G.C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.4, n.1, p.i-xii, 1996.

SEDIYAMA, G.C.; RIBEIRO, A.; LEAL, B.G. Relações clima – água – planta. In: congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 27, 1998, Poços de Caldas. **Simpósio...** Poços de Caldas: UFLA/SBEA, 1998. p. 46-85.

CAPÍTULO 10

BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO E CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA

1. BALANÇO HÍDRICO CLIMATOLÓGICO

1.1. Introdução

Balanço hídrico climatológico é contabilização das entradas e saídas de água no solo, sendo que a sua interpretação nos dá informações sobre o ganho, perda e armazenamento de água no solo.

Thornthwaite (1948) propôs o primeiro roteiro para a elaboração do balanço hídrico com fins climáticos. Para o cálculo, considerou que toda a entrada de água no solo se dava pela precipitação (P) e toda a saída pela evapotranspiração potencial (EP), tendo o solo capacidade para armazenar 100 mm de água disponível, ou seja, a água entre a capacidade de campo (CC) e o ponto de murcha (PM).

Em 1955, Thornthwaite e Mather propuseram um novo roteiro para o cálculo do Balanço Hídrico, incluindo algumas inovações:

a) A demanda de água pela atmosfera é dada pela ET_p , sendo a reposta do sistema solo-planta dada pela evapotranspiração real (ET_r). Neste caso, considera-se um decréscimo da relação ER/EP à medida que decresce o teor de água no solo, ao passo que no método de 1948, $ET_r = ET_p$ entre a capacidade de campo e o ponto de murcha.

b) A capacidade de água disponível no solo passou a variar em função da cultura com a qual se está trabalhando. Considera-se para este caso o teor de água disponível no solo entre a CC e PM na profundidade do solo onde se encontra pelo menos 80% do sistema radicular da cultura (profundidade efetiva do sistema radicular). Deve-se pensar que, de acordo com a textura do solo, este terá maior ou menor capacidade de retenção de água, o que será compensado pelo fato de que o sistema radicular das plantas explora maior volume de solo em solos arenosos, que possuem menor capacidade de retenção de água.

Thornthwaite e Mather (1955) sugerem que seja utilizado o seguinte equacionamento para o cálculo do armazenamento de água no solo ao longo do ano:

$$Arm = CAD \cdot e^{\left(\frac{Neg.Acu.}{CAD}\right)} \quad (1)$$

sendo:

$$CAD = \frac{CC - PMP}{100} d_a p_e \quad (2)$$

onde:

CAD = capacidade de água disponível (mm);

CC = capacidade de campo (%);

PMP = ponto de murcha permanente (%);

d_a = densidade aparente ($g \cdot m^{-3}$);

p_e = profundidade efetiva das raízes (mm).

A Tabela 1 apresenta uma orientação para a escolha da capacidade de armazenamento de água no solo, de acordo com a cultura de interesse.

Quando a elaboração do Balanço Hídrico tem finalidade puramente de estudo climatológico, recomenda-se utilizar capacidade de retenção de água disponível de 100 ou 125 mm, valor médio para a maioria das plantas cultivadas.

Para o caso de se trabalhar somente com plantas de sistema radicular pouco profundo, o valor poderá ser menor (25 ou 50 mm), ao contrário do caso de se trabalhar com culturas de sistema radicular profundo ou essências florestais adultas, quando o valor será maior (250 ou 300 mm).

Para a elaboração de Balanço Hídrico pelo método de Thornthwaite e Mather (1955) devemos ter em mãos, além das coordenadas geográficas do local em questão, os dados normais de temperatura média e precipitação total mensal.

Dados normais ou Normais Climatológicas se refere aos dados médios de 30 anos. Para maior padronização das informações, a primeira normal climatológica se refere aos dados médios de 1901 a 1930, a segunda de 1931 a 1960, a terceira mais atual de 1961 de 1990, e assim por diante.

Se, para determinado local, a série for insuficiente no cálculo da Normal Climatológica, pode-se efetuar o cálculo do Balanço Hídrico, porém, este fato deverá ser destacado, tanto no cálculo como na representação gráfica, de forma bastante clara.

Tabela 1. Profundidade efetiva do sistema radicular e orientação para a determinação da capacidade de armazenamento de água no solo para o cálculo do Balanço Hídrico de Thornthwaite & Mather (1955), adaptado de Mota, 1977.

Tipo de solo	Profundidade das raízes (M)	Capacidade de retenção de água (mm)
Culturas de raízes superficiais (feijão, batata, ervilha)		
Areia fina	0,50	50
Franco arenoso fino	0,50	75
Franco limoso	0,62	125
Franco argiloso	0,40	100
Argiloso	0,25	75
Culturas de raízes de média profundidade		
Areia fina	0,75	75
Franco arenoso fino	1,00	150
Franco limoso	1,00	200
Franco argiloso	0,80	200
Argiloso	0,50	50
Culturas de raízes profundas (alfafa, algodão, pastagens, etc)		
Areia fina	1,00	100
Franco arenoso fino	1,00	150
Franco limoso	1,25	250
Franco argiloso	1,00	250
Argiloso	0,67	200
Árvores frutíferas		
Areia fina	1,50	150
Franco arenoso fino	1,67	250
Franco limoso	1,50	300
Franco argiloso	1,00	250
Argiloso	0,67	200
Floresta adulta		
Areia fina	2,50	250
Franco arenoso fino	2,00	300
Franco limoso	2,00	400
Franco argiloso	1,60	400
Argiloso	1,17	350

1.1. Cálculo do Balanço Hídrico

O cálculo do Balanço Hídrico pode ser executado com o auxílio da Tabela 2. É recomendável a existência de um “cabeçalho” antes da Tabela, contendo dados referentes ao local do cálculo, coordenadas geográficas e origem dos dados utilizados para o cálculo.

As colunas 1 (temperatura média mensal normal) e 2 (precipitação média mensal normal) podem ser obtidas na obra NORMAIS CLIMATOLÓGICAS, publicada pelo Instituto Nacional de Meteorologia.

Na elaboração do cálculo de um Balanço Hídrico Climatológico, deve-se fornecer o máximo de informações possíveis sobre o local, as principais, que devem aparecer em um “cabeçalho” do cálculo, são as seguintes:

Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (1955)

Local: Maringá – PR

Latitude: 23° 25' S

Longitude: 51° 57' W

Altitude: 542 m

Capacidade de retenção de água no solo: 100 mm

Fonte de informações: Normais Climatológicas (1961 – 1990)

Período: 1961 – 1990

Tabela 2. Planilha de cálculo do Balanço Hídrico de Thornthwaite & Mather (1955), para Maringá, Paraná

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Meses	Temp. °C	P (mm)	ETp (mm)	P-ETp (mm)	Neg. Ac. (mm)	Arm. (mm)	Alt. (mm)	ER (mm)	Def. (mm)	Exc. (mm)
Jan.	19,4	151	93							
Fev.	19,4	136	81							
Mar.	18,0	111	75							
Abr.	17,4	96	65							
Mai.	14,1	90	45							
Jun.	12,3	76	34							
Jul.	13,0	48	39							
Ago.	14,1	38	46							
Set.	15,6	77	56							
Out.	17,0	123	71							
Nov.	17,0	91	71							
Dez.	19,0	154	91							
Ano	16,4	1191	767							

I = 72,81

a = 1,65

A metodologia de cálculo da evapotranspiração pelo método de Thornthwaite (coluna 3) encontra-se no assunto “Evapotranspiração”, Capítulo 8.

A coluna 4 (P – ETp) representa os valores das colunas 2 e 3. os valores positivos indicam que a disponibilidade de água no mês (precipitação) é superior à demanda (evapotranspiração potencial) e vice-versa.

As colunas 5 e 6 são calculadas concomitantemente. Para este cálculo é necessário ter às mãos a tabela para a capacidade de armazenamento adotada, material este de fácil acesso em literatura de agrometeorologia que tratem do assunto em pauta. As Tabelas de 3 a 6 apresentam alguns destes valores.

O cálculo deve ser iniciado no primeiro mês em que P – ETp for negativo, após valores positivos. Como estamos trabalhando com dados médios, o mês de janeiro não será o mês inicial, devendo-se considerar, por exemplo, que após o mês de dezembro ocorrerá outro mês com as características climatológicas do mês de janeiro, e assim por diante.

Identificando o primeiro mês em que P < ETp, o valor da negativa acumulada deste mês será igual ao próprio valor de P – ETp. Admite-se então que, saindo de um período em que a precipitação é superior à evapotranspiração potencial, não exista qualquer déficit de água no solo.

Este fato poderá não ser verdadeiro em regiões de “pouca chuva”, como por exemplo algumas regiões do nordeste brasileiro.

Com o valor de negativa acumulada, vamos à tabela de armazenamento adotada e encontramos aí o valor do armazenamento correspondente ao mês em questão.

Para o cálculo do próximo mês, temos duas opções:

a) $P - ET_p$ continua negativa: soma-se o valor de $P - ET_p$ ao valor da negativa acumulada do mês em questão. O valor do armazenamento será encontrado na tabela citada anteriormente.

b) $P - ET_p$ é positivo: neste caso, soma-se o valor de $P - ET_p$ ao armazenamento do mês anterior, obtendo-se o armazenamento do mês em questão. O armazenamento, por questões óbvias, poderá ter valor máximo igual ao valor da capacidade de armazenamento adotada. Caso o valor do armazenamento seja menor que o valor da capacidade de armazenamento, pode-se encontrar o valor da negativa acumulada consultando-se a tabela de armazenamento, desta vez de forma invertida ou seja, entrando com o valor de armazenamento e encontrando-se o valor da negativa acumulada. Se o valor do armazenamento for igual ao da capacidade de armazenamento, a negativa acumulada será zero.

Ao completar o cálculo para a 12º mês, deve-se somar a negativa acumulada com $P - ET_p$ do próximo mês para verificar o fechamento do cálculo, ou seja, se coincidir com o valor da primeira negativa acumulada do cálculo, estará fechado. Caso contrário, o que pode ocorrer em locais de baixa precipitação, deve-se efetuar novamente o cálculo dos 12 meses, partindo, agora, deste novo valor de negativa acumulada e, assim, sucessivamente até que ocorra o fechamento do cálculo. A coluna 7 (alteração) é dada pela diferença entre o valor de armazenamento correspondente ao mês em questão e o armazenamento do mês anterior.

Para melhor entendimento, armazenamento se refere a quantidade de água disponível na profundidade efetiva do sistema radicular no final do mês em questão.

A coluna 8, evapotranspiração real, é calculada segundo o seguinte critério: ET_r será igual a ET_p sempre que $P > ET_p$, ou seja, não deverá haver restrição de água para a cultura se a precipitação é maior que a demanda de evapotranspiração. Nos outros casos, ER será igual a P somada ao valor absoluto da alteração.

A deficiência, coluna 9, representa a deficiência de evapotranspiração, ou seja, o quanto faltou de água para que ET_r tivesse sido igual ao valor da ET_p . Portanto, calcula-se pela diferença entre ET_p e ET_r .

A última coluna de excesso é calculada da seguinte forma:

a) Sempre que $P - ET_p$ for negativo excesso = 0

b) Nos outros casos, excesso será igual ao valor de $P - ET_p$ menos o valor da alteração.

Para efeito de entendimento, se passarmos por um período de P menor que ET_p , houve retirada de água armazenada no solo para atendimento da necessidade de evapotranspiração das culturas. No primeiro mês em que $P - ET_p$ passar a ser positivo, e daí por diante, a sobra ($P - ET_p$) será utilizada para repor água ao solo até completar a capacidade de armazenamento de água, ou seja, até a capacidade de campo. A partir daí, a sobra, considerando-se ótimo o sistema de conservação do solo no qual toda a água seja infiltrada, será armazenada abaixo da zona do sistema radicular, estando, portanto, não disponível para a planta.

Após a contabilização do balanço, procede-se as verificações seguintes:

$$\sum_{n=1}^{12} P_n = \sum_{n=1}^{12} (ER)_n + \sum_{n=1}^{12} (Def)_n \quad (3)$$

$$\sum_{n=1}^{12} (Alt)_n = 0 \quad (4)$$

$$\sum_{n=1}^{12} (EP)_n = \sum_{n=1}^{12} (ER)_n + \sum_{n=1}^{12} (Def)_n \quad (5)$$

$$\sum_{n=1}^{12} P_n = \sum_{n=1}^{12} (ER)_n + \sum_{n=1}^{12} (Exc)_n + \sum_{n=1}^{12} (Alt)_n \quad (6)$$

Para melhor entendimento do Balanço Hídrico de Thornthwaite e Mather (1955), é importante que se elabore a sua representação gráfica. Para tanto, deve-se traçar em um gráfico, para cada um dos 12 meses do ano, os valores de precipitação total mensal normal, evapotranspiração potencial mensal normal, e evapotranspiração real mensal normal. Para maior facilidade de visualização, sugere-se que os pontos sejam marcados ao final de cada mês e unidos por linha contínua, tracejada e pontilhada, respectivamente para P, ETp e ETr.

Os valores a serem anotados na legenda são encontrados no cálculo efetuado.

Tendo-se o gráfico elaborado, várias conclusões podem ser levantadas para a sua análise, relacionando os períodos de deficiência, retirada, reposição e excesso hídrico, fatores estes determinantes do clima e das condições essenciais à vida do local em estudo.

Sempre que possível, as conclusões acerca do Balanço Hídrico Climatológico serão mais completas se houver disponibilidade também de estudos climatológicos, como por exemplo, precipitação provável, frequência de veranicos e outros.

A seguir será elaborada a representação gráfica do balanço hídrico de Thornthwaite e Mather (1955) para as condições de Maringá:

Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (1955)

Local: Maringá – PR

Latitude: 23° 25' S

Longitude: 51° 57' W

Altitude: 542 m

Capacidade de retenção de água no solo: 100 mm

Fonte de informações: Normais Climatológicas (1961 – 1990)

Período: 1961 – 1990

Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.

Legenda:

_____ Precipitação pluvial (_____ mm)

----- Evapotranspiração potencial (_____ mm)

..... Evapotranspiração real (_____ mm)

- Deficiência hídrica (_____ mm)
- Retirada de água do solo (_____ mm)
- Reposição de água ao solo (_____ mm)
- Excesso hídrico (_____ mm)

Segue abaixo o Balanço Hídrico Climatológico para Lavras – MG como exemplo de aplicação da metodologia proposta.

Balanço Hídrico Climatológico de Thornthwaite e Mather (1955)

Local: Lavras - MG

Latitude: 21° 14' S

Longitude: 545° 00' W

Altitude: 518,841 m

Capacidade de retenção de água no solo: 100 mm

Fonte de informações: Normais Climatológicas (1961 – 1990)

Período: 1961 – 1990

	1,0	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Meses	Temp. (°C)	P (mm)	ETp (mm)	P-ETp (mm)	Neg. Ac. (mm)	Arm. (mm)	Alt. (mm)	ER (mm)	Def. (mm)	Exc. (mm)
Jan	21,7	272	102	170	0	100	0	102	0	170
Fev	22,1	192	93	99	0	100	0	93	0	99
Mar	20,9	174	87	87	0	100	0	87	0	87
Abr	19,8	67	72	-5	-5	95	-5	72	0	0
Mai	17,5	41	55	-14	-19	82	-13	54	1	0
Jun	16,3	28	45	-17	-36	69	-13	41	4	0
Jul	15,8	23	44	-21	-57	56	-13	36	8	0
Ago	17,7	25	58	-33	-90	40	-16	41	17	0
Set	19,0	73	68	5	-77	45	5	68	0	0
Out	20,4	126	86	40	-16	85	40	86	0	0
Nov	20,9	213	81	122	0	100	15	91	0	107
Dez	21,1	296	98	198	0	100	0	98	0	198
Ano	19,4	1530	899					869	30	661

I = 94,12

a = 2,06

Gráfico do Balanço Hídrico

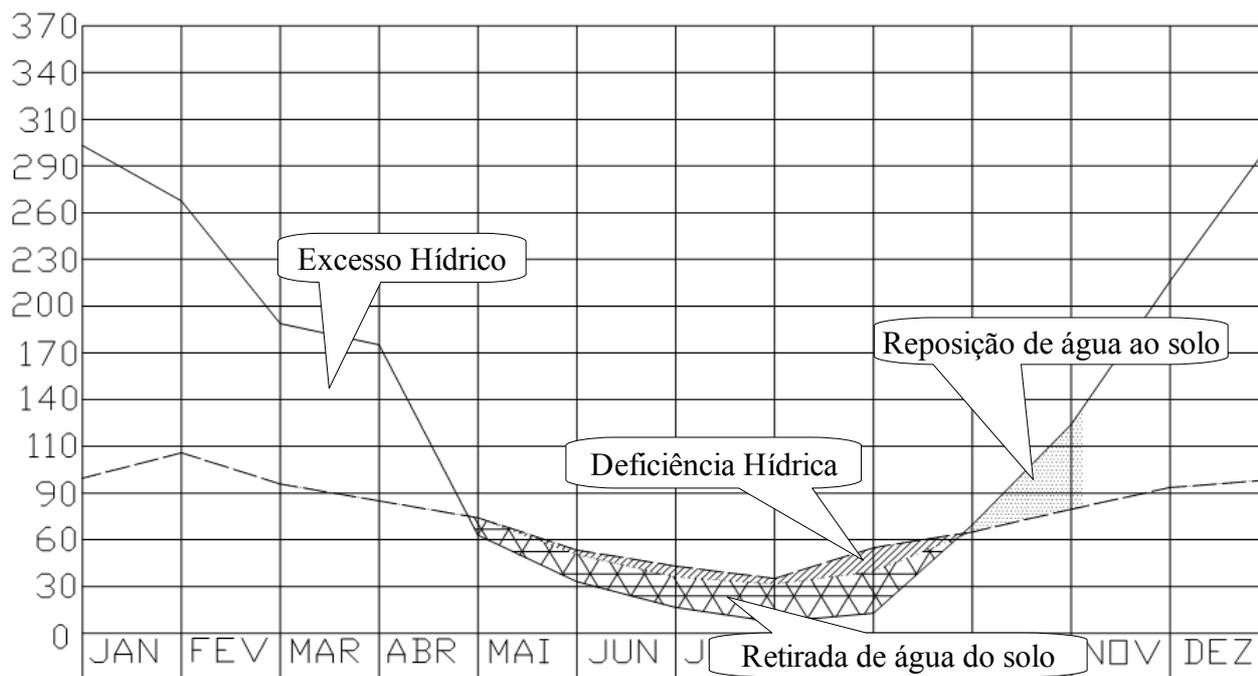


Tabela 3. Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 25 mm.

Neg. Acum.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	25	24	23	22	21	20	19	18	17	16
10	16	15	15	14	13	13	12	12	11	11
20	10	10	9	9	8	8	8	8	7	7
30	7	6	6	6	5	5	5	5	5	4
40	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3
50	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2
60	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1
70	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
80	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
90	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0

Tabela 4. Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 50 mm.

Neg. Acum.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	50	49	48	47	46	45	44	43	42	41
10	41	40	39	38	37	36	36	35	34	33
20	33	32	32	31	30	30	29	28	28	27
30	27	26	25	25	24	24	23	23	22	22
40	21	21	20	20	19	19	19	18	18	18
50	17	17	17	16	16	16	15	15	15	14
60	14	14	13	13	13	12	12	12	11	11
70	11	11	11	10	10	10	10	10	10	10
80	9	9	9	8	8	8	8	8	8	8
90	7	7	7	7	7	7	7	6	6	6
100	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5
110	5	5	5	5	4	4	4	4	4	4
120	4	4	4	4	4	4	4	4	3	3
140	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2
160	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
220	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0

Tabela 5. Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 100 mm.

Neg. Acum.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	100	99	98	97	96	95	94	93	92	91
10	90	89	88	88	87	86	85	84	83	82
20	81	81	80	79	78	77	77	76	75	74
30	74	72	72	71	70	70	69	68	68	67
40	66	66	65	64	64	63	62	62	61	60
50	60	59	59	58	58	57	56	56	55	54
60	54	53	53	52	52	51	51	50	50	49
70	49	48	48	47	47	46	46	45	45	44
80	44	44	43	43	42	42	41	41	40	40
90	40	39	39	38	38	38	37	37	36	36
100	36	35	35	35	34	34	34	33	33	33
110	32	32	32	31	31	31	30	30	30	30
120	29	29	29	28	28	28	27	27	27	27
130	26	26	26	26	25	25	25	24	24	24
140	24	24	23	23	23	23	22	22	22	22
150	22	21	21	21	21	20	20	20	20	20
160	19	19	19	19	19	18	18	18	18	18
170	18	17	17	17	17	17	16	16	16	16
180	16	16	15	15	15	15	15	15	14	14
190	14	14	14	14	14	14	13	13	13	13
200	13	13	12	12	12	12	12	12	12	12
210	12	11	11	11	11	11	11	11	11	11
220	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
230	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
240	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
250	8	8	8	7	7	7	7	7	7	7
260	7	7	7	7	7	7	6	6	6	6
280	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5
300	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4
320	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
330	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
350	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2
410	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1
450	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabela 6. Água retida após ocorridos diferentes valores de evapotranspiração, para solos com capacidade de retenção de água de 125 mm.

Neg. Acum.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	125	124	123	122	121	120	119	118	117	116
10	115	114	113	112	111	110	109	108	107	106
20	106	105	104	103	102	102	101	100	99	99
30	98	97	96	95	94	94	93	92	91	90
40	90	89	88	87	86	86	85	84	84	83
50	83	82	82	81	80	80	79	79	78	77
60	76	76	75	74	74	73	73	72	72	71
70	70	70	69	69	68	68	67	67	66	65
80	65	64	64	63	63	62	62	61	61	60
90	60	59	59	58	58	57	57	56	56	55
100	55	55	54	54	53	53	53	52	52	51
110	51	51	50	50	49	49	49	48	48	47
1120	47	47	46	46	45	45	45	44	44	43
130	43	43	42	42	41	41	41	41	40	40
140	40	40	39	39	39	38	38	38	38	37
150	37	37	36	36	36	35	35	35	35	34
160	34	34	33	33	33	32	32	32	32	31
170	31	31	31	30	30	30	30	30	30	29
180	29	29	29	29	28	28	28	27	27	27
190	26	26	26	26	26	25	25	25	25	25
200	24	24	24	24	24	23	23	23	23	23
210	22	22	22	22	22	22	22	21	21	21
220	21	21	21	21	20	20	20	20	20	20
230	19	19	19	19	19	18	18	18	18	18
240	18	18	17	17	17	17	17	17	17	17
250	16	16	16	16	16	16	16	16	15	15
260	15	15	15	15	15	14	14	14	14	14
270	14	14	14	14	14	13	13	13	13	13
280	13	13	13	13	13	12	12	12	21	12
290	12	12	12	12	12	11	11	11	11	11
300	11	11	11	11	11	10	10	10	10	10
310	10	10	10	10	10	10	10	10	9	9
320	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
330	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
340	8	8	8	8	8	7	7	7	7	7
360	7	7	7	7	7	6	6	6	6	6
380	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5
400	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
420	4	4	4	4	4	4	4	4	4	3
470	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2
540	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1
640	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0

2. CLIMA E CLASSIFICAÇÃO CLIMÁTICA

2.1. Introdução

O estudo do tempo e do clima é tão antigo quanto a curiosidade do homem a respeito do seu meio ambiente, tendo em vista que as condições atmosféricas influenciam o homem em suas diferentes e numerosas formas de atividades.

Tempo se refere ao estudo da atmosfera em determinado instante e local, enquanto clima se refere ao conjunto de fenômenos meteorológicos que caracterizam o estado médio da atmosfera em determinada região e local.

Em termos de classificação climática, é bastante conhecida a divisão da terra em três regiões climáticas distintas em função das relações terra-sol: uma zona tropical ou equatorial entre os trópicos, duas zonas de clima temperado entre os trópicos e os círculos polares e duas zonas de clima frio ou polar em latitudes superiores aos círculos polares.

Sob o ponto de vista climatológico, esta divisão não satisfaz por ser muito ampla e abranger regiões com características climáticas diferenciadas.

2.2. Classificação climática

Para a realização de uma classificação climática é importante observar o propósito a que a mesma se refere. Sendo assim, surgem diferentes formas de se classificar o clima tais como a classificação baseada em temperaturas críticas e limite de umidade ou mesmo classificações baseadas na circulação geral da atmosfera.

Dentro dos enfoques que podem ser adotados em uma classificação climática, ressalta-se o **empírico** baseado em um ou mais elementos climáticos, o **genético** que baseia-se nos fatores causais do clima e o **aplicado** (também conhecido como técnico ou funcional) que procura classificar o clima de forma a auxiliar na solução de problemas específicos que envolvem um ou mais fatores climáticos.

Vários autores propuseram um método para se estabelecer a classificação climática de uma região, como GAUSSEN, GAUSSEN E BAGNOLDS, THORNTHWAITTE, KÖPPEN, entre outros.

A classificação de Thornthwaite é feita com base em índices climatológicos, comparando a disponibilidade hídrica com a demanda de evapotranspiração.

Dentre as classificações propostas, a mais conhecida é a classificação de Köppen, desenvolvida com base em dados de precipitação pluvial, temperatura, e sua distribuição dentro das estações. O método de Köppen apresenta a facilidade para efetuar a classificação climática de um local e também facilidade de reconhecimento da fórmula climática obtida.

3. A classificação climática de Köppen

Köppen, ao invés de dividir a terra em regiões climáticas como na classificação solar, dividiu os climas existentes na terra em cinco zonas fundamentais, atribuindo a elas as cinco primeiras letras do alfabeto:

Clima A: clima tropical chuvoso – é uma zona tropical, praticamente sem inverno, com temperaturas médias mensais superiores a 18°C.

Clima B: clima seco – caracterizado por apresentar precipitação pluvial inferior ao valor da evapotranspiração potencial. Ocorre com frequência em latitudes de aproximadamente 30° N e 30° S, que são zonas de alta pressão onde ocorrem os maiores desertos da terra.

Clima C: clima temperado chuvoso – com temperatura média do mês mais frio oscilando entre 18 e -3°C.

Clima D: clima Boreal – caracterizado por grande amplitude anual de temperatura, com

neve no inverno e verão suficientemente quente para permitir o desenvolvimento de vegetação de porte. Tem ocorrência limitada ao hemisfério norte, onde a grande superfície do continente em relação a oceanos favorece a ocorrência de maior amplitude térmica. É definido por um clima de neve e bosque.

Clima E: clima polar – caracterizado pela não existência de temperatura suficiente para a existência de vegetação arbórea. A temperatura média é inferior à 10°C.

Cada uma dessas zonas fundamentais poderá se dividir em tipos fundamentais, os quais, por sua vez, se dividem em variedades específicas em temperatura ou precipitação e ainda em variedades e alternativas gerais. Cada característica climatológica será representada por uma letra que, agrupadas por ordem de importância, compõe a fórmula climática.

Para se efetuar a classificação climática de um local pelo método de Köppen devemos primeiro, determinar se o local apresenta clima seco (B) ou não seco (A, C, D ou E). Para isso, deve-se determinar se o local apresenta chuvas predominantes de inverno, de verão ou chuvas irregulares ao longo do ano. Efetuada esta definição, aplica-se a equação correspondente como a seguir:

Chuvas predominantes de inverno	$r \leq 2T$
Chuvas predominantes irregulares	$r \leq 2(T+7)$
Chuvas predominantes de verão	$r \leq 2(T+14)$

Em que, **r** é a precipitação total anual normal em **cm** e **T** a temperatura média anual normal em °C.

Caso a desigualdade testada for verdadeira, o clima é seco (B), devendo a classificação a seguir essa zona fundamental. Caso contrário, deverá ser feita a distinção da zona fundamental em função da temperatura, como segue:

Zona A (Clima A): temperatura de todos os meses maior que 18°C (megatérmico).

Zona C (Clima C): temperatura do mês mais frio entre 18 e -3°C (macrotérmico).

Zona D (Clima D): temperatura do mês mais frio menor que -3°C e do mês mais quente maior que 10°C (microtérmico).

Zona E (Clima E): temperatura de todos os meses menor que 10°C (equitotérmico).

3.1. Tipos fundamentais da zona A

Para distinção dos tipos fundamentais da zona A pode-se recorrer a um gráfico, como esquematizado a seguir:

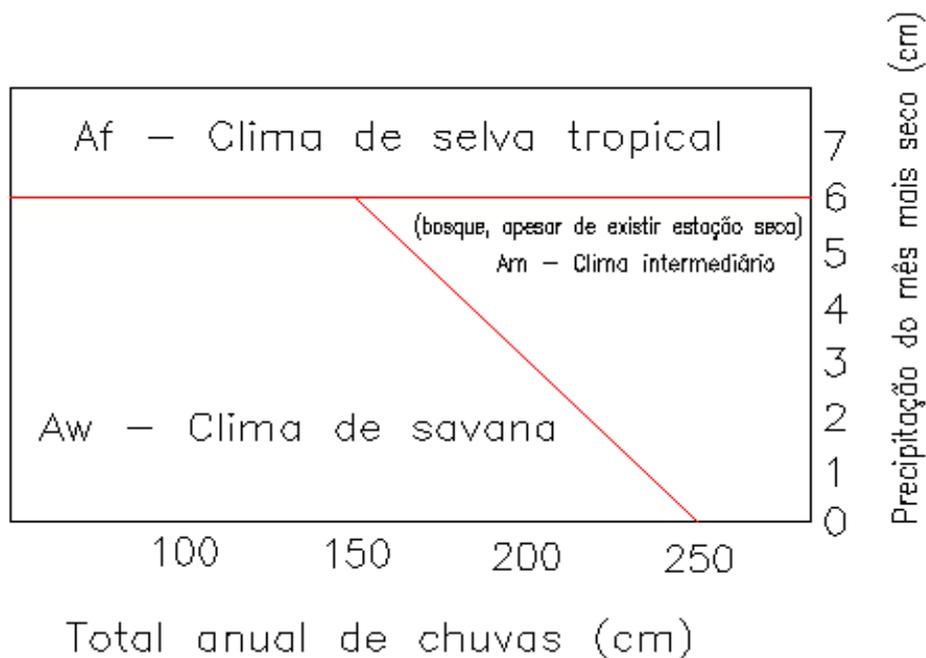


Figura 1: Gráfico para distinção dos tipos fundamentais da zona A.

Assim, pode-se encontrar o tipo fundamental:

Af: clima de selva tropical, com precipitação do mês mais seco maior que 60 mm mês^{-1} , condicionando o tipo de vegetação conhecida como selva tropical, com árvores de todos os tamanhos, arbustos e trepadeiras, compondo um extrato vegetal quase impenetrável.

Aw: clima tropical com inverno seco (precipitação invernal menor que 60 mm mês^{-1}), apresentando normalmente vegetação de cerrados ou campos com predominância de arbustos e vegetação rasteira.

Am: forma intermediária entre Af e Aw. A existência de um pequeno período seco não deixa marcas visíveis na vegetação, que é composta por bosques de árvores altas.

3.2. Tipos fundamentais da zona B

Bw: são regiões desérticas, com poucas chuvas, com vegetação composta principalmente por cactáceas.

Bs: são regiões desérticas onde existe uma pequena temporada úmida que permite a formação de vegetação rasteira suficiente para grandes pastoreios como, por exemplo, nos pampas da Argentina.

3.3. Tipos fundamentais da zona C

Cw: clima temperado com inverno seco. É caracterizado por apresentar a precipitação máxima de verão maior ou igual a dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv \geq 10rs**). Apresenta ainda chuvas predominantes de verão. É um clima típico apresentando vegetação de cerrado ou capoeirão.

Cs: clima temperado com verão seco. É caracterizado por apresentar chuvas predominantes de inverno, sendo a precipitação máxima de inverno, maior ou igual a três vezes a precipitação do mês mais seco (**rmi \geq 3rs**), sendo a precipitação do mês mais seco menor que 30 mm. Se a precipitação do mês mais seco for superior a 30 mm, tem-se o caso especial **Cfs**, onde o clima não pode ser considerado como seco de verão, mas sim que a época mais seca é o verão.

Cf: clima temperado constantemente úmido. Quando não se encaixa nas condições acima,

ou seja, a precipitação máxima de verão é menor que 10 vezes a precipitação do mês mais seco caso apresente chuvas predominantes de verão (**rmv < 10rs**), ou a precipitação máxima de verão é menor que três vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv < 3rs**) caso apresente chuvas predominantes de inverno.

3.4. Tipos fundamentais da zona D

Dw: é um clima boreal de inverno seco, onde a precipitação máxima de verão é maior que dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv > 10rs**). Tem-se também neste caso, vegetação composta de bosques com árvores altas.

Df: clima boreal de inverno úmido, onde a precipitação máxima de verão é menor ou igual a dez vezes a precipitação do mês mais seco (**rmv ≤ 10rs**). Tem-se também neste caso, vegetação composta de bosques altos.

3.5. Tipos fundamentais da zona E

ET: clima de tundra. não há árvores, e sim musgos e líquens. Não há calor suficiente para qualquer atividade agrícola, com cobertura total de neve no inverno e degelo no verão. A temperatura do mês mais quente está entre 0 e 10°C.

EF: clima de gelo perpétuo – com temperaturas sempre abaixo de 0°C.

EB: clima de neve de altas montanhas, podendo apresentar características de tundra ou de gelo perpétuo. A temperatura do mês mais quente é menor que 10°C.

Determinado o tipo fundamental, o clima poderá ser subdividido em variedades específicas:

3.6. Variedades específicas do clima B

a) Variedades específicas em precipitação

A separação é feita em função da precipitação e sua distribuição dentro das estações, como mostra o quadro a seguir:

Tipos Fundamentais	Variedades específicas em precipitação		
	Chuvas de inverno	Chuvas de verão	Chuvas irregulares
BW	BWs ($r \leq T$)	BWw ($r \leq T+14$)	BWx' ($r \leq T+7$)
BS	BSs ($r \leq 2T$)	BSw ($r \leq 2(T+14)$)	BSx' ($r \leq 2(T+7)$)

b) Variedades específicas em temperatura

Em função da distribuição das temperaturas, poderá ser anexada ainda uma letra na fórmula climática do clima B, de acordo com os limites do quadro seguinte:

Temperatura média anual	Temperatura média do mês	Tipo climático
Maior que 18°C	mais frio – maior que 18°C	h' – muito quente
Maior que 18°C	mais frio – menor que 18°C	h – quente
Menor que 18°C	mais quente – maior que 18°C	k – frio
Menor que 18°C	mais quente – menor que 18°C	k' – muito frio

3.7. Variedades específicas em temperatura para os climas C e D

Para estes climas, existem quatro variedades específicas em temperatura, de acordo com o quadro a seguir:

Temperatura média mensal		Tipo climático	
Quatro ou mais meses com temperatura média Maior que 10°C	temperatura do mês mais quente > 22°C	a	Sub-tropical
	temperatura do mês mais quente < 22°C	b	temperado propriamente dito
Menos que quatro meses com temperaturas médias maiores que 10°C	temperatura do mês mais frio > -3°C	c	frio
	temperatura do mês mais frio < -3°C	d	muito frio

3.8. Variedades gerais para os climas A, B e C

Existe ainda a possibilidade de variedades e alternativas gerais, que se mostra em zonas de pequena extensão.

Variedade i (isotermas): variedades de clima “sem verão e sem inverno”, com amplitude anual de temperatura menor que 5°C.

Variedade g: é a variedade conhecida como ganges. A curva anual de temperatura tem seu pico máximo antes do solstício de verão, com uma temporada de chuvas no mesmo.

Variedade g': é conhecida como “tipo Sudão”. A curva anual de temperatura tem seu pico máximo após o solstício de verão, com uma temporada de chuvas no mesmo.

Variedade n: clima de névoas freqüentes.

Variedade n': clima de ar constantemente úmido, porem com escassez de chuvas. Temperatura de verão relativamente baixa (inferior 24°).

Variedade n'': idem n', com temperatura de verão superior a 24°C.

3.9. Alternativas gerais para clima A, B e C

Ocorrem em função da distribuição das chuvas, com as seguintes alternativas principais:

Alternativa w': a estação chuvosa se atrasa e ocorre no outono.

Alternativa w'': ocorre quando duas estações chuvosas são separadas por dois períodos secos.

Alternativa x: a estação de chuvas ocorre na primavera e a seca no verão.

Alternativa x': ocorre quando há escassez de chuvas, porém a intensidade é praticamente a mesma em todas as estações.

Alternativa s': a estação de chuvas adianta e ocorre no outono.

A Figura 2 apresenta uma visão geral da classificação climática de Köppen para a região do Paraná.

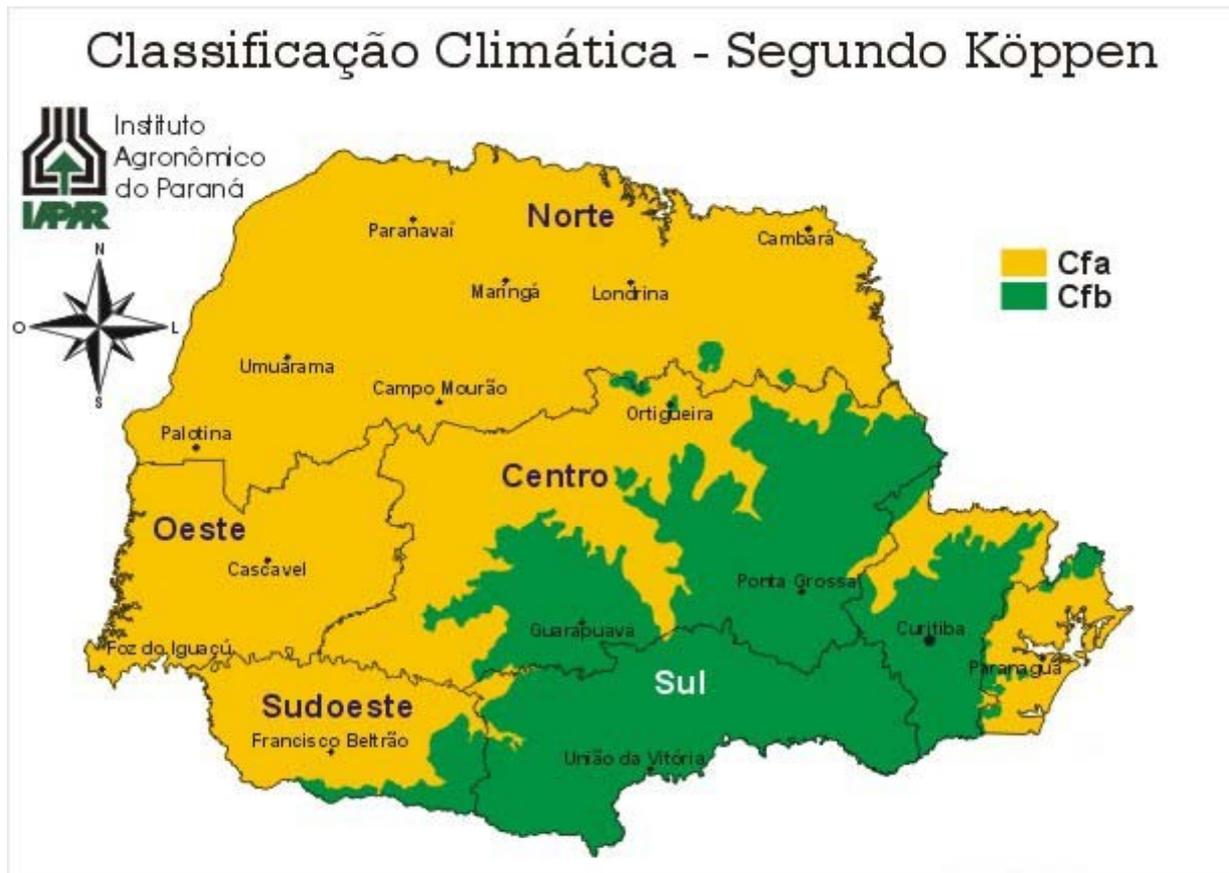


Figura 2: Classificação Climática de Köppen para o estado do Paraná.

A Figura 3 apresenta uma visão geral de como o Brasil é classificado segundo Köppen.



Figura 3: Classificação Climática de Köppen para o território brasileiro.

4. Classificação Climática de Thornthwaite (1948)

Thornthwaite, para realizar sua classificação, introduziu o conceito de balanço hídrico e evapotranspiração potencial. Comparando a Evapotranspiração com a precipitação, obteve o índice de umidade considerando que o excesso de água e a deficiência ocorrem em diferentes estações do ano de forma que um afeta positivamente e o outro negativamente. Ainda segundo Thornthwaite, um excesso de 6 polegadas em uma estação irá compensar uma deficiência de 10 polegadas em outra definindo:

- Índice hídrico (I_n)

$$I_n = 100 \frac{Exc}{n} \quad (7)$$

- Índice de aridez (I_a)

$$I_a = 100 \frac{Def}{n} \quad (8)$$

n = necessidade de água (será igual a ETP)

- Índice de umidade (I_m)

$$I_m = I_n - 0,6 I_a \quad (9)$$

Substituindo (7) e (8) em (9):

$$I_m = \frac{100 Exc - 60 Def}{n} \quad (10)$$

Com base no índice de umidade, Thornthwaite estabeleceu a seguinte classificação:

Tabela 7: Tipos Climáticos segundo Thornthwaite (1948), baseados no Índice de Umidade.

Tipos climáticos	Índice de umidade (I_m)
A - Superúmido	$I_m \geq 100$
B ₄ - Úmido	$80 \leq I_m < 100$
B ₃ - Úmido	$60 \leq I_m < 80$
B ₂ - Úmido	$40 \leq I_m < 60$
B ₁ - Úmido	$20 \leq I_m < 40$
C ₂ - Subúmido	$0 \leq I_m < 20$
C ₁ - Subúmido seco	$-20 \leq I_m < 0$
D - Semi-árido	$-40 \leq I_m < -20$
E - Árido	$-60 \leq I_m < -40$

Em função dos índices de aridez e hídrico, pode-se subdividi-la em:

Tabela 8: Subdivisão dos tipos climáticos com base no Índice de Aridez

Clima úmidos (A, B, C₂)	Índice de Aridez (I_a)
r – deficiência d’água pequena ou nula	$0 \leq I_a < 16,7$
s – deficiência d’água moderada no verão	$16,7 \leq I_a < 33,3$
w – deficiência d’água moderada no inverno	$16,7 \leq I_a < 33,3$
s ₂ – grande deficiência d’água no verão	$I_a \geq 33,3$
w ₂ – grande deficiência d’água no inverno	$I_a \geq 33,3$

Tabela 9: Subdivisão dos tipos climáticos com base no Índice de hídrico

Clima secos (C₁, D, E)	Índice de hídrico (I_h)
d – excesso d’água pequeno ou nulo	$0 \leq I_h < 10$
s – excesso d’água moderado no verão	$10 \leq I_h < 20$
w – excesso d’água moderado no inverno	$10 \leq I_h < 20$
s ₂ – grande excesso d’água no verão	$I_h \geq 20$
w ₂ – grande excesso d’água no inverno	$I_h \geq 20$

Outra subdivisão proposta por Thornthwaite leva em consideração o “índice de eficiência térmica” (ET) sendo considerado igual a evapotranspiração potencial (ET=EP).

Tabela 10: Subdivisão dos tipos climáticos com base no Índice Térmico (Evapotranspiração Potencial Anual - mm).

Tipos climáticos	EP anual (mm)
A' - megatérmico	$EP \geq 1140$
B' ₄ - mesotérmico	$1140 > EP \geq 997$
B' ₃ - mesotérmico	$997 > EP \geq 855$
B' ₂ - mesotérmico	$855 > EP \geq 712$
B' ₁ - mesotérmico	$712 > EP \geq 570$
C' ₂ - microtérmico	$570 > EP \geq 427$
C' ₁ - microtérmico	$427 > EP \geq 285$
D' - tundra	$285 > EP \geq 142$
E' – gelo perpétuo	$EP < 142$

Outro critério adotado por Thornthwaite refere-se à porcentagem da evapotranspiração acumulada no verão em relação à acumulada durante o ano.

- Para regiões equatoriais:

$$ETp_{3\text{meses}} = 0,25 ETp_{\text{acumulada}} \quad (11)$$

- Para regiões polares:

$$ETp_{3\text{meses}} = 1 ETp_{\text{acumulada}} \quad (12)$$

Entre tais limites:

Tabela 11: Subdivisões dos tipos climáticos com base na porcentagem da Evapotranspiração Potencial Acumulada no verão (ETV).

Subtipos climáticos	ETV (%)
a'	ETV < 80
b' ₄	48,0 ≤ I _m < 51,9
b' ₃	51,9 ≤ I _m < 56,3
b' ₂	56,3 ≤ I _m < 61,6
b' ₁	61,6 ≤ I _m < 68,0
c' ₂	68,0 ≤ I _m < 76,3
c' ₁	76,3 ≤ I _m < 88,0
d'	ETV ≥ 88,0

5. Thornthwaite e Mather (1955)

Após o aperfeiçoamento do balanço hídrico climatológico proposto por Thornthwaite e Mather em 1955, o índice de umidade calculado pela equação 9 passa a ser:

$$I_m = I_n - I_a \quad (13)$$

O excesso de água no solo e a deficiência de água passam a ser descrita como:

$$Exc = P - ER \quad (14)$$

$$Def = EP - ER \quad (15)$$

Assim sendo, o novo equacionamento para o índice de umidade, passa a ser:

$$I_m = 100 \left(\frac{P - ER}{EP} \right) \quad (16)$$

em que a evapotranspiração potencial é assumida como sendo a necessidade d'água das plantas (n).

De acordo com o índice de umidade modificado, a Tabela 7 passa a ser (MATHER, 1974; ICRISAT, 1980)(Tabela 12):

Tabela 12: Tipos Climáticos segundo Thornthwaite e Mather (1955), baseados no Índice de Umidade.

Tipos climáticos	Índice de umidade (I_m)
A - Superúmido	$I_m \geq 100$
B ₄ - Úmido	$80 \leq I_m < 100$
B ₃ - Úmido	$60 \leq I_m < 80$
B ₂ - Úmido	$40 \leq I_m < 60$
B ₁ - Úmido	$20 \leq I_m < 40$
C ₂ - Subúmido	$0 \leq I_m < 20$
C ₁ - Subúmido seco	$-33,3 \leq I_m < 0$
D - Semi-árido	$-66,7 \leq I_m < -33,3$
E - Árido	$-100 \leq I_m < -66,7$

4. Referências Bibliográficas

PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.

VIANELLO, R.L.; ALVEZ, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária/UFV, 1991. 449p.

CAPÍTULO 11

GEADA

1. Geada

1.1. Definições

Sob o ponto de vista meteorológico, geada é a passagem da temperatura abaixo de 0°C, ocorrendo a formação de cristais de gelo nas superfícies expostas à perda de calor.

Sob o ponto de vista agrônômico, geada é o fenômeno que provoca a morte das plantas ou de parte delas devido ao abaixamento acentuado da temperatura do ar.

1.2. Formas de Geadas

São reconhecidas duas formas de geadas:

Geadas climáticas ou de vento: são aquelas provocadas diretamente pelo deslocamento de massas de ar frio proveniente das regiões polares. Neste caso, massas de ar frio atingem a lavoura, com temperaturas letais para aquela cultura. Esta forma de geada tem ocorrência freqüente no inverno do hemisfério norte, provocando prejuízos principalmente nos terrenos mais altos e em terrenos com face de exposição voltado para o local de onde vem o vento. A proteção as plantas é muito difícil, tendo eficiência somente em ambientes protegidos e quando se fornece calor às plantas, com uso de aquecedores.

Geadas microclimáticas ou de irradiação noturna: é a forma de geada mais comum no Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais. São geadas de formação local, que ocorrem nas chamadas noites de irradiação, ou seja, noites de inverno que se iniciam com baixas temperaturas e que seguem sem ventos e sem nuvens. Nestas noites, a baixa umidade do ar favorece a emissão efetiva de radiação de ondas longas pelas superfícies, permitindo que a temperatura do ar atinja valores críticos para a cultura. Neste caso são reconhecidas dois tipos de geadas:

- **Geada branca:** é a queda de temperatura, associada ao congelamento do orvalho formado, resultando na formação de cristais de gelo sobre as superfícies dos vegetais.

- **Geada negra:** provoca danos às plantas, porém, sem haver a formação de orvalho congelado na **Superfície** dos vegetais.

Os danos provocados pela geada negra costumam ser maiores que aqueles provocados pela geada branca, devido a temperatura final ser mais baixa no caso de geada negra.

As geadas climáticas ou de vento são muitas vezes denominadas geadas negras, uma vez que a maneira que são formadas não permite a formação de orvalho.

Na maioria das regiões dos Estados de São Paulo e Minas Gerais onde a ocorrência de geadas tem importância significativa, o clima se apresenta como de inverno seco. Pode-se imaginar então que as pastagens, por exemplo, apresentarão grande quantidade de vegetação morta. Esta vegetação, em uma noite de irradiação, terá sua temperatura abaixada rapidamente devido à emissão de radiação, aliada à baixa capacidade calorífica deste material seco. Assim, uma pequena camada de ar próximo às plantas terá sua temperatura abaixada mais rapidamente que o ar que se encontra a uma altura maior.

O ar frio é mais denso e, caso o terreno tenha uma certa inclinação, este ar frio será deslocado vagarosamente para as partes mais baixas do terreno. Este processo é denominado brisa de montanha ou brisa catabática, o que pode ser observado na Figura 1.

Como normalmente, nas partes mais baixas do terreno tem-se rio, riacho ou pequeno

curso d'água, é comum ao agricultor o pensamento de que a água “atrai a geada”, o que sabemos ser o inverso, uma vez que o vapor d'água é o principal absorvente seletivo de radiação, ou seja, atua diminuindo a emissão efetiva terrestre. Este conhecimento é imprescindível para que possamos planejar a instalação de lavouras susceptíveis à geada.



Figura 1: Representação esquemática da seqüência de acúmulo de ar frio nas partes mais baixas de terreno (Escobedo & Galvani, 1997).

1.3. Causas do resfriamento noturno

a) Nebulosidade: as nuvens promovem o “efeito estufa” na atmosfera, devolvendo parte da energia radiante (calor) enviada pela superfície, o que diminuirá a taxa de redução da temperatura do ar. Portanto, noite nublada “não é noite de geada”.

b) Vento: a noite as folhas resfriam mais que o ar. Ocorrendo vento, o ar cederá calor para as folhas, mantendo a temperatura mais elevada evitando a ocorrência de geadas. Portanto, noite de ventos “não é noite de geadas”.

c) Época: estação com temperaturas menores (mais frias).

d) Umidade do ar: o vapor d'água desempenha papel importante na retenção de calor emitido pelas superfícies, portanto uma baixa umidade do ar favorece a perda de calor. Lembre-se que cafezais à beira de represas são menos afetados por geadas.

e) Duração da noite: as noites de inverno são mais longas, portanto há um maior período para as superfícies perderem calor.

f) Exposição a céu aberto: por ocasião da ocorrência de uma geada, é fácil de se observar que plantas próximas a uma árvore alta não sofrem ou sofrem menos os efeitos da baixa temperatura. Este fato se dá pela emissão e reflexão de radiação de ondas longas por esta árvore alta, que tem um efeito protetor para a vegetação mais baixa que se encontra ao seu redor.

g) Densidade do ar: o ar frio apresenta maior densidade, tendendo a se deslocar para os terrenos mais baixos. As copas das árvores também perdem energia rapidamente durante as noites de radiação, fazendo com que uma camada de ar próximo às folhas também se resfrie. Porém, dificilmente se verifica o efeito de geadas nas copas das árvores, que estão expostas a céu aberto, em função da movimentação do ar frio para as partes mais baixas, sendo substituído por ar com temperatura mais elevada.

1.4. Fatores macroclimáticos que afetam na formação de geadas

a) Latitude: Em geral, as geadas ocorrem em latitudes superiores a 20°. Entre 20° e 32°, as geadas ocorrem preferencialmente no inverno, sendo que em latitudes superiores a 32°, aparecem geadas precoces ou de outono e as geadas tardias ou de primavera.

b) Altitude: O gradiente médio de temperatura na troposfera (camada da atmosfera que vai da superfície até cerca de 11 km de altitude) é da ordem de $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$, fato que torna a altitude um fator importante no estudo de geadas. No Estado de São Paulo podemos citar o exemplo de Campos do Jordão, que apresenta temperaturas bem mais baixas que outras cidades de mesma latitude, devido apresentar altitude em torno de 1800m. Vários trabalhos de pesquisa sobre a ocorrência de geadas foram montados neste local em função da certeza da ocorrência do fenômeno.

c) Massas de ar frio: É comum, no meses do inverno o deslocamento mais acentuado de grandes massas de ar frio oriundas das regiões polares. Essas massas de ar frio ao penetrarem em uma região com condições atmosféricas diferentes (temperatura, umidade, pressão, etc.), formam o que chamamos de frente fria, que é a faixa de contato entre massas com condições atmosféricas diferentes. Essas massas de ar frio podem descrever uma trajetória oceânica, trazendo consigo grande quantidade de umidade e nuvens, não apresentando portanto condições para grandes resfriamentos. Contudo, aquelas massas que descrevem uma trajetória continental apresentam umidade e nebulosidade baixa, criando condições para a formação de geadas microclimáticas ou de irradiação após a sua passagem.

d) Continentalidade: Quanto mais distante de grandes mananciais de água estiver um local, maiores serão as variações na temperatura do ar, portanto, as temperatura mínimas serão menores, facilitando a ocorrência de geadas. Este fato justifica a menor ocorrência de geadas nas margens de represas, por exemplo.

e) Correntes de jato: São ventos de oeste que ocorrem com grande velocidade a altitudes entre 8 e 10 km. Por ocasião da entrada dos anticiclones, que são ventos de sudeste, estas duas forças podem se anular em determinada área, formando um centro de alta pressão, caracterizado por ausência de ventos e nuvens. Caso a temperatura esteja baixa, este fato poderá provocar a formação de geadas intensas de radiação. As geadas de 1918 e de 1968 no Paraná tiveram esta formação.

1.5. Época de ocorrência de geadas

As geadas ocorrem com maior frequência no inverno, época em que as plantas apresentam menor atividade fisiológica devido às baixas temperaturas e menores comprimentos do dia e, por isso, apresentam maior resistência aos estresses ambientais.

A medida que se aumenta a latitude, podem ocorrer as geadas precoces ou de outono, que podem provocar danos aos frutos ainda não colhidos, e as geadas tardias ou de primavera, que encontram as plantas em fase de reinício de crescimento vegetativo, com grande quantidade de tecidos tenros e mesmo botões florais e flores, que apresentam grande susceptibilidade a baixas temperaturas.

Pode-se dizer que, para uma mesma temperatura de geada, os maiores danos ocorreriam na primavera, seguido do outono e depois do inverno.

1.6. Efeito da geada na planta

A geada nas plantas, produz um ou mais dos seguintes efeitos:

- Injúria mecânica devido aos cristais de gelo em crescimento dentro do tecido vivo da planta, principalmente a folha.

- Desidratação das células devido á retirada de água pelos cristais de gelo em crescimento nos espaços intercelulares.

Independente da formação ou não de cristas de gelo na parte externa da planta (geada branca ou negra), a ação da geada se da pela formação de cristais de gelo nos espaços intercelulares. Como o gelo é formado por água pura, haverá um aumento na concentração intercelular, o que forçará a retirada de água de dentro das células. Se a parede celular for permeável e tiver boa elasticidade, a célula poderá perder água e se recuperar posteriormente, caso contrário poderá haver rompimento

da parede, levando a célula a morte.

1.7. Resistência das plantas à geada

A resistência das plantas à geada está associada a:

- a) Maior ou menor elasticidade das paredes celulares das células das folhas.
- b) Disponibilidade de nutrientes, principalmente Ca, K e Silício. Quanto maior a concentração de sólidos solúveis, maior a resistência devido diminuir a temperatura de congelamento da solução da planta.
- c) Concentração da solução na planta: aumenta a resistência por abaixar a temperatura de congelamento da planta. Esta concentração será maior se a cultura for bem adubada.
- d) Dormência: aumenta a resistência, uma vez que a planta reduz a sua atividade fisiológica.
- e) Estádio de desenvolvimento: a floração e o início da frutificação são os estágios em que a planta apresenta menor resistência à geada.
- f) Idade: plantas mais velhas apresentam maior resistência, uma vez que tem maior quantidade de reservas nutritivas e a própria planta, sendo maior, tem a tendência de formar uma autoproteção pela própria copa.

2. Previsão de geadas

As geadas ocorrem com mais frequência no inverno, quando as plantas apresentam menor atividade fisiológica, devido a escassez de água, baixas temperaturas e menores durações dos dias.

As previsões de condições favoráveis à ocorrência de geadas são feitas normalmente com antecedência de 48 a 72 horas, o que exige do agricultor medidas antecipadas de combate, dando-se grande importância principalmente às medidas preventivas contra o fenômeno.

Portanto, o agricultor que trabalha com lavouras susceptíveis à geada em regiões onde elas podem ocorrer, deverá estar atento às previsões do tempo, veiculadas atualmente pelos diversos meios de comunicações de fácil acesso por todos.

Para aplicação junto ao agricultor, um método que pode ser indicado é o método do **Pagoscópio**, que consiste em um gráfico (Figura 2) para a previsão de geadas de origem local, ou seja, microclimáticas ou de irradiação, a partir das leituras de um psicrômetro.

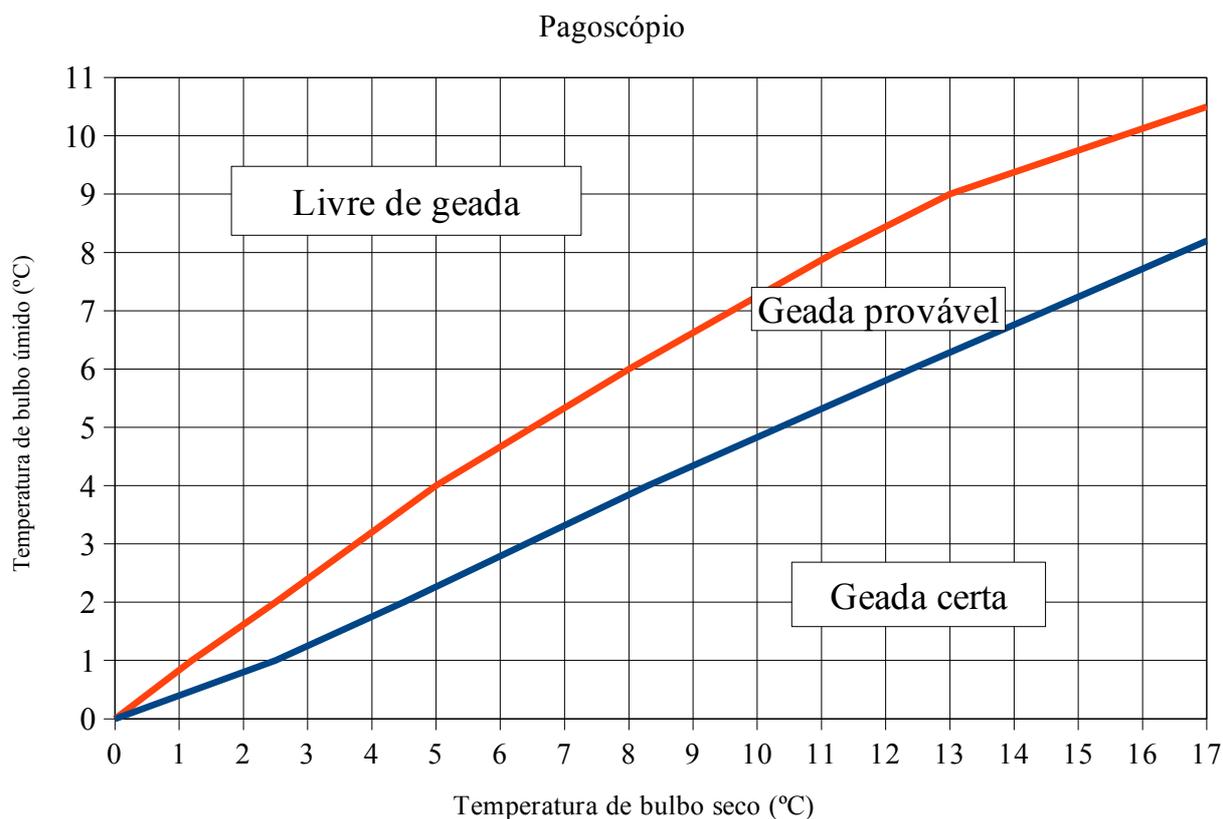


Figura 2: Gráfico do pagoscópio (CASTRO NETO, 1994).

2.1. Utilização do pagoscópio:

Mais ou menos 20 (vinte) minutos após o pôr do sol, instalar um psicrômetro na parte mais fria da lavoura (normalmente nas partes mais baixas da lavoura), a 0,5 metro acima do solo. No caso da cultura do café, o local de instalação deve ser entre 4 plantas.

Deixar em repouso por mais ou menos 20 minutos, efetuar as leituras e verificar, no pagoscópio, a possibilidade de ocorrência de geada para aquela lavoura naquela noite.

Os dados da leitura do termômetro de bulbo úmido e do termômetro de bulbo seco são cruzados no pagoscópio, sendo que o encontro das duas linhas indicará a área de probabilidade de geada. Cuidado especial deve ser dado para que não se inverta os dados ao fazer a leitura no gráfico, lembrando que a temperatura de bulbo úmido será sempre menor ou igual à temperatura do ar (bulbo seco). A inversão dos valores poderá levar à uma previsão falsa, o que certamente trará grandes prejuízos a lavoura.

Estando o cruzamento na área de geada certa, o próximo passo é a determinação ou estimativa do momento em que deve ser iniciado o combate à geada. Estando o cruzamento na área de geada provável, devemos determinar se o fenômeno ocorrerá ou não fazendo o acompanhamento da temperatura noturna.

2.2. Acompanhamento da temperatura noturna

Consiste em se efetuar leituras da temperatura do ar (bulbo seco) a 0,5 metro acima do solo, na parte mais fria da lavoura, em intervalos de uma hora.

A primeira leitura a ser considerada poderá ser aquela efetuada para a utilização do pagoscópio (temperatura do bulbo seco). O local de leitura, assim como o equipamento, poderá ser o mesmo.

Com estes dados, pode-se traçar uma curva de temperatura x tempo e, após algumas leituras (mínimo de duas), pode-se extrapolar os dados para se prever a temperatura mínima. No campo, é fácil para o agricultor determinar o quanto a temperatura está abaixando a cada hora, fazendo-se a previsão para o amanhecer.

Sabendo-se que o combate à geada deve ser iniciado quando a temperatura do ar, a 0,5 m acima do solo, na parte mais fria da lavoura, atingir 2°C , pode-se responder se vai ocorrer geada e, se vai, a partir de que hora deverá ser iniciado o combate.

Como estamos efetuando a previsão para a parte mais crítica, normalmente se recomenda não efetuar o combate caso a previsão para a temperatura de 2°C for para as 5:00 horas ou mais tarde.

3. Combate à geadas

3.1. Medidas Preventivas de longo e curto alcance

Medidas preventivas de longo alcance

- Escolha e adequação da área:

- a) **Cultivar em terrenos mais altos**, livres da acumulação de ar frio. Com isso, o ar frio formado na própria lavoura terá a possibilidade de ser drenado para fora desta.
- b) **Evitar os terrenos de baixadas**, as encostas baixas, espigões muito extensos e planos e bacias com garganta estreita abaixo. Estes terrenos tem dificuldade de se livrar (drenar) do ar frio formado nele ou acumulará o ar frio formado nos terrenos mais altos.
- c) **Nunca deixar a vegetação densa e alta abaixo da lavoura**, uma vez que a mesma impedirá a drenagem do ar frio. No caso desta vegetação ser composta por capim elefante ou cana de açúcar, deve-se, logo no início do período favorável a geada, abrir “carreadores” no sentido do declive do terreno de forma a permitir a drenagem do ar frio.
- d) **Manter vegetação de porte alto acima da lavoura**. Este procedimento é importante para evitar a entrada na lavoura do ar frio formado acima da mesma, principalmente quando existe uma passagem logo acima da lavoura. Se existe passagem, uma boa prática é a formação de um renque de árvores altas que impeça a penetração do ar frio na lavoura. No caso de café é comum a perda de lavouras nesta condição pela chamada “geada de canela”, que provoca danos no tecido do tronco da planta com idade de até 2 a 3 anos, cujos sintomas na copa somente aparecerão no início da próxima estação de crescimento, ou seja, quando houver disponibilidade hídrica e térmica.
- e) Sempre que possível, **manter água represada nas “passagens” do ar frio**. Este procedimento facilita a injeção de ar úmido sobre a lavoura, colocando-a em situação de menor risco de geada.
- f) **Arborização**: é uma metodologia que está ressurgindo nos últimos anos, mostrando-se bastante promissora. No estado do Paraná e Minas Gerais, tem-se recomendado a arborização com grevilea em densidade de 45 a 50 plantas por hectare, plantados na linha do cafeeiro. No caso de plantios superadensados ou adensados com previsão de eliminação de linhas do cafeeiro, a grevilea deverá ser plantada nas linhas que permaneceram na lavoura.

Medidas de curto prazo

- a) **Eliminar a cobertura morta**: A presença de cobertura morta age como um isolante térmico, impedindo a recepção e armazenamento de calor proveniente da radiação solar, bem como o seu retorno para reduzir o resfriamento da superfície, durante a noite.
- b) **Manter a cultura livre de ervas invasoras**: Da mesma forma como a cobertura morta a

cobertura com ervas daninhas diminuirá a exposição do solo aos raios solares e impedirá a transferência de calor para a superfície durante a noite. Deve-se lembrar que as geadas geralmente ocorrem no inverno, estação seca do ano, portanto não haverá tantos problemas com erosão destes solos.

- c) **Controle fitossanitário:** Deve-se procurar manter a cultura com bom controle fitossanitário e nutricional, uma vez que plantas vigorosas e sadias são mais resistentes aos efeitos das geadas e reagem mais rápido quando da ocorrência desta.
- d) **Limpar as baixadas sujas,** situadas a jusante da lavoura, facilitando o escoamento e drenagem do ar frio.
- e) **Irrigação:** em culturas irrigadas, manter um manejo adequado da aplicação de água, visando maior armazenamento de calor no solo. O solo úmido facilita o fluxo de calor ascendente nas noites frias, não permitindo que o ar se resfrie demasiadamente.

3.2. Medidas de emergência

- a) **Enterrio de mudas:** Consiste em cobrir a muda de café totalmente. A muda poderá ser “vergada” para facilitar o enterrio. Esta técnica somente é aplicada no primeiro ano da cultura, quando o tronco ainda se encontra flexível. O período de enterrio pode chegar a 30 dias sem problemas para a planta. No momento de desenterrar a muda deve-se tomar muito cuidado para não agredir a planta, fazendo-se o serviço com as mãos, sem a utilização de ferramentas.
- b) **Chegamento de terra:** Técnica aplicável a mudas maiores de café, onde o enterrio fica impossibilitado pelo tamanho da planta e rigidez do tronco. Consiste em chegar terra ao tronco da planta no sentido de proteger de “geada de canela”.
- c) **Adubação foliar:** com o intuito de aumentar a resistência das plantas, recomenda-se a aplicação, via foliar, de solução de sulfato de potássio a 0,5%.

3.2. Combate direto à geadas

Para pequenas culturas, como no caso de olericultura, a adoção de técnicas de cultivo protegido (plasticultura), tem sido importante para o combate às geadas. Porém, esta metodologia, não se aplica por razões econômicas, à culturas extensivas, como fruticultura e cafeicultura, assim como em pastagens, que sofrem bastante com os efeitos das geadas.

As medidas preventivas minimizam os efeitos da geada, mas dependendo das condições climáticas, não eliminam totalmente a possibilidade da sua ocorrência.

Neste caso, uma alternativa que poderá trazer bons resultados é o combate direto. Porém para isso é necessário um planejamento prévio. O método escolhido poderá ser aplicado com eficiência, entretanto, os custos normalmente são mais elevados em comparação com as medidas preventivas.

Os métodos de combate direto as geadas são:

- a) **Aquecimento:** consiste em manter pequenas fontes de calor no interior da lavoura com o objetivo de aquecer o ar próximo às plantas.
- b) **Ventilação:** consistem em promover uma turbulência entre a massa de ar que se encontra acima da cultura e que apresenta temperatura mais elevada om a massa de ar junto das culturas que apresenta temperatura mais baixa.
- c) **Irrigação:** A irrigação pode ser utilizada como um método de combate direto. No caso de cafezais irrigados o sistema deve ser acionado na noite de ocorrência da geada, pelos seguintes aspectos:
 - A água aplicada se apresenta com temperatura superior ao ambiente, levando certa

quantidade de calor.

- Elevação da umidade do ar.

- O fornecimento de água ao solo melhora o fluxo ascendente de calor no solo, aumentando a quantidade de energia emitida pela superfície do solo.

d) Nebulização: a presença de uma neblina sobre a lavoura retém o calor junto a cultura impedindo o abaixamento acentuado da temperatura do ar e das plantas. Este fato motiva a fase “Noite de neblina não é noite de geadas”.

A princípio parecendo ser simples e eficiente o método se complica no momento em que desejamos controlar a formação de neblina e mantê-la estável em determinado local.

Existem dois métodos para a formação de uma neblina:

- Neblinas artificiais à base de óleo:

Consiste e atomizar óleo (diesel, por exemplo), em minúsculas partículas lançadas ao ar. Neste processo a neblina é artificial, formada pela injeção de óleo diesel ou mineral em uma corrente de ar quente gerada de tal forma que o óleo será quebrado em pequenas gotículas, com maior frequência de diâmetro de partículas entre 8 e 20 μ , onde se tem a maior eficiência na absorção de radiação nos comprimentos de onda relativos às janelas da atmosfera. A grande vantagem desta metodologia é a sua independência das condições higrométricas do ar, sendo disponíveis no mercado atualmente equipamentos termonebulizadores de grande eficiência, baixo consumo, baixo peso, pequena manutenção e grande portabilidade, que são pontos indispensáveis para se trabalhar no campo nas condições de uma noite de geada. As figuras 3 e 4 mostram um termonebulizador com princípio de funcionamento de turbina pulso jato.

- Neblinas a base de partículas higroscópicas:

Consiste em lançar na atmosfera substâncias higroscópicas, as quais provocaram a formação de neblina pela união de moléculas de água em torno dessas substâncias.

Para o caso de cafezais, o método da **serragem salitrada** foi muito utilizada, apresentando resultados satisfatórios quando aplicado criteriosamente. Porém a formulação atual dos adubos à base de nitrato de amônio apresentam-se em componentes que diminui a sua inflamabilidade, prejudicando seu uso nas misturas anti-geadas. A serragem salitrada consiste na mistura de:

- 100 litros de serragem de madeira seca e peneirada

- 7 kg de salitre do Chile

ou 10 kg de Nitrato de Amônio

ou 12 kg de Nitrocálcio

- 6 litros de óleo diesel ou óleo queimado

A mistura bem homogeneizada, é colocada para queimar em tambores de 200 litros cortados ao meio. A queima dessa mistura libera alcatrão que retém as moléculas de água formando a neblina.

O adubo tem função de fornecedor de oxigênio (comburente) para que a queima se processe e o óleo tem efeito moderador para que a mistura queime lentamente.

Os tambores são colocados na parte mais alta da bacia, pouco abaixo do espigão, distanciados um do outro de 50 a 70 metros, ou em baterias colocadas em locais estrategicamente escolhidos.

A área da bacia a ser coberta pela neblina formada pela mistura de um tambor, dependerá muito da forma e dimensão dessa bacia. Para se conhecer a área de recobrimento da neblina dentro da bacia. O mesmo ocorre com os termonebulizadores, porém a área coberta por um termonebulizador é bem maior.

Os tambores devem ser acesos quando a temperatura do ar, a 0,5 metro acima do solo, na parte mais fria da cultura, atingir não menos que 2°C. Deve-se lembrar que a neblina deverá cobrir

toda a bacia, o que faz com que algumas delas não apresentem condições favoráveis à nebulização.

Deve-se deixar a mistura queimar por 4 a 5 minutos e abafar, com a intenção de eliminar as chamas. Conseguindo isso, será liberada grande quantidade de uma fumaça densa e branca (contendo alcatrão), que se deslocará para as partes mais baixas.



Figura 3: Termonebulizador com funcionamento por turbina pulso jato.



Figura 4: Aspecto do funcionamento de um termonebulizador.