

CONTEÚDO

1. IRRIGAÇÃO VERSUS SISTEMA SOLO-PLANTA-CLIMA

1.1. Solo-água

1.2. Relações clima-água-planta

1.2.1. Introdução.

1.2.2. Evapotranspiração de referência (ET_o)

1.2.3. Métodos de estimativa da ET_o

1.2.3.1. Métodos baseados em temperatura

- a) Blaney-Criddle original
- b) Blaney-Criddle modificado pelo SCS (BC-SCS)
- c) Blaney-Criddle modificado pela FAO (BC-FAO)

1.2.3.2. Métodos baseados em temperatura e radiação

- a) Makkink modificado pela FAO (Radiação-FAO)
- b) Hargreaves e Samani (HS)

1.2.3.3 Métodos combinados

- a) Penman modificado pela FAO (Penman - FAO 24)
- b) Penman-Monteith (Padrão - FAO 1991)

1.2.4. Evapotranspiração da cultura (ET_c) e coeficiente de cultura (K_c)

1.2.5. Duração dos estádios fenológicos associados aos $K_c(s)$

1.2.6. Dados climáticos e evapotranspiração de referência (ET)

1.2.7. Evapotranspiração modelagem da irrigação

1.2.8. Bibliografia consultada

1. IRRIGAÇÃO VERSUS SISTEMA SOLO-PLANTA-CLIMA

1.1. Solo-Água

1.2. Relações Clima-Água-Planta

Gilberto C. Sedyama, Aristides Ribeiro e Brauliro G. Leal

1.2.1. Introdução.

As plantas dependem da interação entre sua constituição genética e as condições ambientais, especialmente água, clima e solo, para o seu crescimento e desenvolvimento. Portanto, o estudo sobre a interação clima-água-planta deve ser o ponto de partida, quando se visa ao aumento da eficiência da produtividade agrícola e constitui o aspecto mais importante em qualquer atividade que envolva o uso eficiente dos recursos hídricos. Monteith, em 1958, já comentava que a agricultura é um processo de exploração dos recursos climáticos, representado principalmente pela radiação solar, com a participação da planta no meio aquoso.

Nesse sentido, é importante enfatizar que as plantas requerem grandes quantidades de água, principalmente quando as condições climáticas são favoráveis a seu crescimento e desenvolvimento. Diariamente, uma folha de uma planta, em crescimento ativo, pode consumir de cinco a dez vezes a quantidade de água que ela pode reter. A cultura do trigo, por exemplo, em condições médias de produtividade, consome em torno de 1000 kg de água para produzir apenas um quilograma de trigo. Portanto, somente uma pequena fração dessa água é retida pelo vegetal, sendo que sua quase totalidade perde-se para a atmosfera, durante o fenômeno da evapotranspiração (*ET*). Na maioria das plantas cultivadas, 80% ou mais de seu peso verde corresponde ao peso de água envolvida, ou impregnada na célula vegetal.

A transpiração representa um papel muito importante no ciclo da água das culturas. De acordo com Rosenberg et al. (1983), apenas 1% da água líquida disponível absorvida pelas plantas é, realmente, envolvida em atividades metabólicas. A maioria da água absorvida pelas raízes das plantas evapora-se no ar.

A transpiração é um processo consumidor de energia, que modera a temperatura da folha sujeita a radiação solar ou outras fontes de energia. Uma planta, em crescimento ativo, absorve a água armazenada do solo e a transporta, na fase líquida, até as folhas. Neste ponto, se os estômatos estiverem abertos, o movimento d'água processa-se na fase de vapor dependendo, principalmente, do estado físico da atmosfera local, isto é, dos processos turbulentos da mistura do ar circundante ao redor do dossel foliar da planta. Se a superfície do solo estiver totalmente coberta por vegetação, apenas uma pequena parte da água alcança a atmosfera pela evaporação direta da água do solo, ou da água depositada diretamente nas folhas pela chuva, pela irrigação por aspersão ou pelo orvalho.

No aspecto puramente físico, a planta funciona de forma semelhante a um sistema hidráulico, pois utiliza as diferenças de sucção d'água entre o solo e a planta e lança-a na

atmosfera circundante. Neste processo, o estado físico da atmosfera é dominante, isto é, fonte de energia para o processo de movimentação d'água do solo até a atmosfera passando pelo interior da planta. A energia, proveniente do ar aquecido ou da radiação solar sobre a superfície das plantas, gera uma diferença na pressão de vapor entre o ar e as plantas. Quando a sucção exercida pelo ar quente é menor do que a sucção da umidade na planta, o movimento de água em seu interior cessa, os nutrientes em solução do solo não são absorvidos pelo sistema radicular e, conseqüentemente, a planta não desenvolve.

Depois que os diversos materiais em solução terem sido transportados para o seu destino, no interior da planta, a água simplesmente evapora através dos estômatos (minúsculos *poros* das folhas) e cutículas. Este processo, em que as plantas perdem água para a atmosfera circundante, é conhecido como transpiração (*T*) e exerce papel muito importante no controle térmico das plantas. Dentro de certos limites, ao transpirar as plantas resfriam-se devido a utilização de energia térmica para o processo de mudança de fase da água, o que previne danos fisiológicos gerados pelas altas temperaturas. A água exerce ainda atividades físicas, como a ação mecânica no alongamento celular, e químicas, como reagente em inúmeras reações metabólicas dentre as quais a própria fotossíntese.

Estudos também tem mostrado que a produção de uma cultura é diretamente proporcional à sua taxa de transpiração. Como um fator importante no balanço de energia, a transpiração representa uma medida significativa do rendimento da cultura. Para realizar o processo de transpiração, as plantas transportam a água do solo e a lançam na atmosfera. Neste processo, a água é utilizada como meio de transporte de sais minerais da solução do solo para o tecido da planta, onde é utilizada na fotossíntese. Os carboidratos são translocados, em solução, e armazenados em diversos órgãos, tais como: sementes, raízes ou tubérculos.

As plantas reduzem a taxa de *ET*, automaticamente, quando a taxa de absorção d'água do solo, pelo sistema radicular, torna-se menor que a taxa de transpiração. Elas fecham seus estômatos à medida que o teor de umidade, no tecido da folha diminui. Esse fechamento dos estômatos inibe a penetração de CO_2 no interior das folhas restringindo o processo de fotossíntese e, conseqüentemente, o crescimento celular. Portanto, uma redução na transpiração significa, também, uma redução na produção. Existe, então, uma estreita relação do intercâmbio de CO_2 e de O_2 com o fluxo de vapor d'água liberado para a atmosfera. Neste sentido, as plantas com altas taxas de consumo de água, devido principalmente ao componente transpiração da *ET*, apresentam, também, altas taxas de absorção de CO_2 durante a fotossíntese. Assim, elevados consumos de água significam, implicitamente, alta produtividade fotossintética.

Portanto, a taxa de evapotranspiração, que é traduzida na quantidade de água transpirada pela planta, mais a água evaporada diretamente da superfície do solo ou da superfície da planta, pode ser um indicativo da necessidade de água na irrigação e da estimativa da produtividade das culturas.

Conforme exposto, há necessidade de estudos sobre metodologias que possibilitem avaliar os componentes da transpiração pelas plantas visando à obtenção da quantidade real de água necessária às culturas. Além disso, qualquer programa de pesquisa, envolvendo manejo de água em agricultura irrigada, deve priorizar os métodos de estimação da evapotranspiração, no sentido de se entender sua variação espacial na aplicação correta de água, especialmente com a identificação dos componentes do balanço de água para aumentar a eficiência de uso de água numa propriedade irrigada.

A taxa com que a folha da planta perde água para a atmosfera, no processo de *ET*, depende do gradiente de concentração de vapores entre a saturação de vapores no mesófilo da célula e da atmosfera circundante. A pressão de vapor d'água no mesófilo da célula depende da temperatura da folha que, por seu turno depende do saldo de balanço de energia que atinge a superfície da folha. Os dois mecanismos, balanço de energia e taxa de transpiração, operam interdependentemente até alcançarem um equilíbrio para dada condição climática.

No caso de suprimento inadequado de água às plantas, por déficit, resultará em uma concentração de vapor d'água, no mesófilo da folha, menor que a saturação. Tal fato implica uma taxa de transpiração menor que o máximo admissível, o qual ocorre quando o suprimento de água é inadequado.

Comumente, acredita-se que o processo de evapotranspiração é proporcional ao déficit de pressão de vapor no ar. Isto é verdade, somente quando a temperatura do ar for exatamente igual àquela temperatura da superfície evaporante. Tal condição é, raramente, observada na natureza e, quando ocorre, o fenômeno processa-se num intervalo de tempo bastante reduzido, isto é, em minutos. Na falta dessa igualdade de temperatura, entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar, a evapotranspiração é proporcional ao gradiente de pressão de vapores entre a superfície evaporante e o ar.

A transpiração da água pela planta difere da evaporação de uma superfície de água-livre. A transpiração é um processo difusivo, podendo ser analisada em termos de resistência a difusão e transporte turbulento de vapor no ar atmosférico. Na transpiração, incluem-se as resistências à difusão em razão da geometria interna da folha, da abertura dos estômatos e difusão através das cutículas. Tais resistências não são observadas na evaporação de superfícies de água-livre.

Fisicamente, a evaporação é um processo difusivo, parte turbulento e parte molecular. O processo turbulento é o mecanismo dominante na atmosfera, exceto na subcamada laminar, isto é, nas proximidades de superfícies nas quais o processo é, predominantemente, molecular. A resistência à difusão de vapores, através das folhas, depende da espécie de planta, da morfologia foliar e intensidade do brilho solar. Sob iluminação adequada, os estômatos abrem-se naturalmente e a resistência à difusão dependerá das espécies vegetais cultivadas. A resistência aerodinâmica do ar circundante à folha aumenta exponencialmente para baixos valores de velocidade do vento.

Em condições de vento moderado e brilho solar intenso, para uma folha, isoladamente, os valores típicos de resistência à difusão variam de 3,0 até 10,0 s.cm⁻¹. Em situações de ausência de ventos, a resistência varia de 4,0 até 12,0 s.cm⁻¹. Valores elevados de resistência são normais para baixa intensidade de luz, ou quando é formado um dossel foliar denso.

A temperatura foliar depende do nível da radiação solar, da convecção de calor e da transpiração. Normalmente, no fotoperíodo a temperatura da folha pode chegar a 10°C superior a temperatura do ar, enquanto a das folhas sombreadas é, alguns graus, inferior à temperatura do ar. É claro que, quanto mais aquecida for a folha (dentro de certos limites) maior será a taxa de transpiração. Assim, a estimativa da *ET* de uma planta, ou plantas, tem sido um problema particularmente difícil em virtude da natureza da formação do dossel da planta.

Quando o objetivo consiste em estudar os fatores que afetam a *ET*, associados à comunidade de plantas, vários parâmetros devem ser considerados. Penman (1965),

definindo a evapotranspiração potencial (ET_p), argumentava que no caso de diferentes espécies de plantas de porte pequeno e denso, em crescimento ativo em extensas áreas, transpirando sob condições de suprimento adequado de água no solo, as evapotranspirações de diferentes culturas são, virtualmente, idênticas. Além disso, Penman enfatizava dois pontos básicos à sua posição: a) “em diferentes espécies de plantas cobrindo extensivamente a superfície do solo e apresentando coloração similar, isto é, o mesmo coeficiente de reflexão, a ET é a mesma independentemente dos tipos de planta e solo; b) a ET é determinada pelas condições do tempo, dominantes na região”. Tais argumentos, entretanto, referem-se somente à ET potencial, isto é, para condições de suprimento adequado de água no solo.

Muitas plantas de importância agrônômica não apresentam cobertura completa, pelo menos durante um período da estação de crescimento. Assim, espera-se que a evapotranspiração do ciclo vegetativo da cultura seja menor que a soma da ET potencial, para a duração equivalente do ciclo de uma cultura anual. Algumas culturas, como o abacaxi, por exemplo, não podem ser enquadradas na formulação generalizada de Penman. Uma cultura de abacaxizeiro, mesmo quando cultivada densamente e em umidade adequada do solo, tem apresentado uma ET menor que o valor da ET_p (padrão grama). Esta diferença deve-se aparentemente às características dos estômatos do abacaxizeiro, que geralmente estão abertos à noite e fechados durante o dia, sendo exatamente o oposto para a grande maioria dos cultivos agrícolas.

Várias razões levam a acreditar que os valores de ET potencial não podem ser exatamente os mesmos para diferentes culturas. Dentre elas podem ser mencionadas: a) diferentes coeficientes de reflexões; b) diferentes propriedades de transferência de energia no dossel da comunidade de plantas; c) diferentes influências sobre a turbulência atmosférica; d) a transpiração cessa durante a noite, em virtude do fechamento dos estômatos, implicando que as plantas podem ter diferentes características de fechamento estomatal, etc.

Baseado no exposto, algumas propriedades específicas da comunidade de plantas, que influenciam a evapotranspiração, são: espécies de plantas, influência da reflexão da luz solar pelas plantas, influência da arquitetura foliar, taxa de crescimento e cobertura do solo, população de plantio, espaçamento entre fileiras, orientação, altura da espécie cultivada, profundidade e densidade do sistema radicular, estágio de crescimento, dentre outros.

Por outro lado, a estrutura complexa dos processos turbulentos, no interior e na parte acima do dossel vegetativo, associada ao fenômeno da partição do saldo de energia radiante bem como à própria fisiologia das plantas, não deixa margem para uma interpretação puramente física do processo de evapotranspiração, sem a necessária padronização do tipo de vegetação envolvida.

Em resumo, pode-se afirmar, com muita segurança, que diferentes comunidades de plantas apresentam diferentes taxas de evapotranspiração, especialmente até atingirem um grau de cobertura do solo correspondente a 50% da cobertura completa. Durante este período, na maioria dos cultivos irrigados, a ET é menor do que quando a cobertura é maior, principalmente em razão do decréscimo da taxa de evaporação da água diretamente da superfície do solo exposta à radiação solar. Entretanto, parece existir apenas pequenas diferenças na ET , entre cultivares após um grau de cobertura superior a 50% até à maturação.

Basicamente, existem três razões para que a ET seja menor do que a evaporação da água-livre: 1) o elevado valor do albedo da vegetação; 2) o fechamento dos estômatos da planta e 3) a impedância difusiva dos estômatos. É comum admitir que a ET corresponde, aproximadamente, 75% da evaporação da superfície de água livre. Assim, os fatores

relativos à própria planta, que afetam a *ET* ou o consumo de água, são vários e extremamente complexos.

O tipo de solo, o teor de umidade disponível e as práticas culturais são responsáveis também, pelo comportamento da taxa de *ET* em razão, principalmente, da interação com as condições microclimáticas das plantas agrônômicas.

Na ausência de cobertura vegetal, a evaporação direta da umidade do solo constitui a *ET*. Nestas circunstâncias, o processo evaporativo da água do solo pode ser estudado em três fases, conforme o teor de umidade: a) a velocidade da evaporação é constante e não depende da umidade do solo, quando a umidade é relativamente alta; conseqüentemente, as condições atmosféricas governam esta fase; b) logo que a umidade é reduzida, a velocidade de evaporação é função linear da umidade média do perfil e, neste caso, a condutividade hidráulica do solo rege a evaporação; c) a velocidade de evaporação, em condições de baixa umidade, perde a linearidade e ocorre o movimento lento de água no perfil, em conseqüência das forças de adsorção entre a água e as partículas sólidas do solo. Portanto, a evaporação depende das propriedades físicas e tipo de solo, que transmite a água até à superfície, vagarosamente, para atender à demanda de *ET* induzida pelas condições atmosféricas, sendo que a característica da camada superficial do solo representa a zona crítica determinando a taxa de *ET*.

Quando a superfície está coberta por vegetação em crescimento, tanto o mecanismo de transpiração da planta quanto o de evaporação da água do solo operaram simultaneamente como fontes de vapor. Neste caso, tanto a evaporação quanto a transpiração são balanceadas, na tentativa de satisfazer a demanda potencial da atmosfera.

No instante em que a capacidade do solo em conduzir água até à superfície torna-se menor que a demanda evaporativa da atmosfera, a superfície torna-se seca e desenvolve uma distribuição parabólica do teor de umidade no perfil do solo. A taxa com que o solo supre a demanda evaporativa é controlada então pela interação entre o teor de umidade e a condutividade hidráulica, a fim de caracterizar a função de difusão de água no solo.

A cor do solo, a exposição da encosta, a rugosidade da superfície e os resíduos agrícolas na superfície promovem diferentes graus de absorção de energia radiante. As encostas voltadas para o Norte (no Hemisfério Sul) recebem, em média, muito mais incidência da radiação solar global (direta mais difusa) do que uma encosta de exposição Sul.

O saldo de radiação absorvida pelo solo é utilizado de três formas distintas: a) elevar a temperatura da massa do solo (calor sensível do solo); b) evaporar a umidade do solo (calor latente de evaporação); e c) aquecer diretamente o ar circundante da atmosfera (calor sensível do ar). Vale lembrar que o próprio calor sensível do solo pode ser utilizado, parcialmente, na evaporação da umidade do solo. Dessa forma, a densidade do solo, a composição mineral e o teor de umidade são fatores a considerar, pois eles controlam as difusividades hidráulica e térmica do solo e, conseqüentemente, a *ET*.

Conforme discutido anteriormente, a evaporação é, de alguma forma, determinada pelo teor de umidade disponível no perfil do solo. Assim, certas práticas culturais, como a irrigação, cujo objetivo consiste em reabastecer o solo de água para torná-la disponível às plantas, podem afetar a taxa de evapotranspiração. Quando o intervalo entre irrigações é estendido, a superfície do solo torna-se seca criando, então, uma barreira que restringe a evaporação. Em contrapartida, a alta freqüência de irrigação mantém o teor de umidade no perfil do solo próximo à capacidade de campo e, conseqüentemente aumenta a quantidade de água utilizada pela cultura.

Os dados de *ET* são parâmetros muito importantes ao estudo da economia de água em reservatórios expostos, à secagem natural de produtos agrícolas, além de constituírem um elemento de grande influência ecológica. Informações quantitativas sobre a evaporação e a transpiração são necessárias aos vários campos técnico-científicos voltados para os numerosos problemas do manejo de água.

Conhecendo o consumo de água pela cultura e considerando a chuva e as perdas operacionais, torna-se possível dimensionar o canal, a tubulação, o armazenamento e a capacidade de bombeamento do sistema de irrigação. Ainda, relativamente à irrigação, uma grande economia de água pode ser obtida, evitando-se parte da evaporação nos canais de irrigação e, principalmente, não permitindo sua aplicação em quantidade inferior àquela exigida pelas culturas irrigadas. Tal procedimento tem a conveniência adicional de evitar que os terrenos salinizem, o que constituiria um prejuízo para a região. Caracteriza-se, assim, a importância fundamental de se conhecer a *ET*, com a máxima fidelidade possível, em culturas irrigadas.

O conhecimento das características de retenção d'água pelo solo e da intensidade do consumo de água pela cultura, é fundamental aos projetos do sistema de captação, armazenamento de água e planejamento da irrigação. Dados confiáveis de *ET* são também necessários ao planejamento, construção e operação de reservatórios de água.

Na maioria dos projetos de irrigação, a captação e a elevação do nível da água são fatores relevantes, visto que o alto custo da energia encarece o manejo da irrigação; com isso, torna-se necessário a utilização, economicamente otimizada, da água. Quanto melhor for o conhecimento do valor da *ET*, melhor será o manejo da irrigação e a quantificação da água a ser aplicada. s

1.2.2. Evapotranspiração de referência (*ET_o*)

A Organização das Nações Unidas, por intermédio da FAO, estabeleceu o conceito de evapotranspiração da cultura de referência (*ET_o*) em publicação mundialmente conhecida como "Guidelines for Crop Water Requirements" (Boletim FAO-24), de autoria de Doorenbos e Pruitt (1975, 1977). No Brasil, este conceito tem sido amplamente adotado e utilizado por engenheiros, pesquisadores e extensionistas.

Esse conceito tem sido adotado para evitar conflitos entre definições existentes para evapotranspiração potencial (*ET_p*). No boletim da FAO-24, a *ET_o* refere-se a evapotranspiração de uma área com vegetação rasteira, na qual as medições meteorológicas são realizadas para obtenção de um conjunto consistente de dados de coeficientes de cultura, a serem utilizados na determinação da evapotranspiração de outras culturas agrícolas.

Da forma como é apresentado no boletim da FAO-24, o conceito de *ET_o* tem a ver com a grama, em crescimento ativo e mantido à altura uniforme de 0,08 a 0,12 m. Representa, portanto, uma extensão da definição original de Penman (1948) para a evapotranspiração potencial, que pode ser traduzida como:

"a quantidade de água evapotranspirada, na unidade de tempo, por uma vegetação rasteira, de altura uniforme, em crescimento ativo, que cobre completamente a superfície e sem limitação de água no solo".

A *American Society of Civil Engineers* (ASCE), no manual 70, também define a *ET_o* para grama, porém, apresentando mais informações como, por exemplo, a padronização da espécie de grama para clima frio e, especialmente, do tipo de grama C3, com rugosidade aerodinâmica, densidade, área foliar e resistência aerodinâmica aparente, com características semelhantes ao *Lolium perenne* L. e *Festuca arundinacea* Schreb. 'Alta'. Cita, também, estudos nos quais a alfafa é considerada como cultura de referência, quando atinge a cobertura completa, pois esta planta representa melhor as principais culturas agrícolas do que a grama aparada periodicamente.

No Brasil, não se tem notícia de pesquisas conduzidas com a alfafa para o estabelecimento da *ET* de referência. Entretanto, têm-se inúmeros trabalhos conduzidos com a grama batatais (*Paspalum notatum* L.), sem uma caracterização prévia do manejo adotado. Esse problema não é apenas um fato localizado. É um problema mundial. De qualquer forma, a maioria dos pesquisadores ainda concorda que a grama, apesar das limitações, tem sido adotada como padrão internacional para a definição da *ET* de referência. Além disso, os engenheiros e cientistas concordam que a grama aparada, regularmente, proporciona uma representatividade mais adequada da *ET* de referência, por serem suas características mais bem definidas e menos variáveis durante o ano. A grama é, também, amplamente adaptada e disponível para validação das equações de evapotranspiração, em diversas regiões e condições climáticas distintas.

Com base, principalmente no boletim FAO-24, a partir dos anos oitenta, a terminologia *ET* de referência (*ET_o*) é preferida à *ET* potencial (*ET_p*). O manual da ASCE, número 70, aborda uma das melhores discussões sistemáticas existentes sobre a *ET* e apresenta métodos padrões para calcular a *ET* de referência para a cultura grama (*ET_o*) e alfafa (*ET_r*). Uma descrição completa de métodos para a padronização dos cálculos da *ET_o* (padrão grama) é apresentada por Allen *et al.* (1994b).

Com os avanços dos métodos de medida, tais como os sistemas de correlação de turbilhões, razão de Bowen, sistema de balanço de energia, medidas de fluxo de seiva (medida direta da transpiração), sistema de reflectometria de domínio no tempo (TDR), e a sonda de nêutron, todos os métodos tiveram impacto muito importante, não somente sobre a qualidade, mas também sobre a disponibilidade de dados fidedígnos para avaliação das estimativas de *ET* por meio de outros métodos.

Tendo em vista as dificuldades existentes na utilização extensiva dos lisímetros e do método da correlação de turbilhões, e considerando que a equação de Penman-FAO, apresentada no boletim da FAO-24, que foi publicado na década de setenta, apresenta uma tendência para superestimar os valores esperados de *ET_o*, a FAO promoveu, no período de 28 a 31 de maio de 1990, em Roma, um encontro de pesquisadores da área de evapotranspiração. Neste encontro, estiveram presentes 14 especialistas de sete países, tendo em vista vários objetivos, dentre eles o de analisar os conceitos e procedimentos de metodologias de cálculos da *ET_o*, enfatizando o estabelecimento de um critério que atendesse à nova definição da cultura de referência e do método que viabilizasse a estimativa da *ET* para essa referência.

Relativamente ao estabelecimento de um padrão de *ET_o*, as dificuldades na utilização das equações combinadas são encontradas na literatura. Por exemplo, são citados até oito diferentes métodos para a função devido ao vento e seis equações para o cálculo do déficit de pressão de vapor (DPV), conforme a disponibilidade dos dados de temperatura e, ou, umidade relativa. Isso corresponde à combinação de oito funções devido ao vento com seis DPVs.

Como se sabe, a determinação do valor correto de ET_o por meio de equações, possibilita facilitar a determinação da evapotranspiração da cultura (ET_c), multiplicando-se o valor da ET_o por um coeficiente de cultura (K_c). Este procedimento é conhecido, atualmente, como procedimento para determinação da ET_c em duas etapas, conforme a equação, a seguir

$$ET_c = K_c ET_o. \quad \text{Eq. 1}$$

Atualmente, procura-se definir a cultura de referência com base numa cultura hipotética, a qual traz enorme vantagens relativamente às culturas rasteiras em crescimento (grama, no Brasil), que são tradicionalmente utilizadas em pesquisas, não apenas pela diversidade de manejo como, também, pela necessidade de caracterizar as condições de clima local associadas à fenologia dessas culturas. Em última instância, não há como considerar uma cultura rasteira como referência para todos os efeitos, desde que depende de vários fatores locais e, especialmente, das características da vegetação e manejo utilizados.

Baseado nessas questões, recentemente, e principalmente após as recomendações definidas no encontro de especialistas em evapotranspiração, em 1990, os pesquisadores têm procurado desenvolver trabalhos no sentido de avaliar a equação de Penman-Monteith para estimativa da ET_o (cultura hipotética de referência), uma vez que essa estimativa tem mostrado melhores resultados, além de aproximar-se mais da definição original de ET_p de Penman e do conceito adotado pela FAO-24.

A nova ET de referência, comumente aceita pelos pesquisadores, é a taxa de evapotranspiração de uma cultura hipotética, com uma altura de 0,12m, resistência aerodinâmica da superfície de 70 sm^{-1} e albedo de 0,23. Essa ET de referência assemelha-se, mais intimamente, à ET de uma superfície extensa, coberta com grama de altura uniforme, em crescimento ativo e cobrindo, completamente, a superfície do solo e sem restrição de umidade.

Esta definição de ET_o , com base na equação de Penman-Monteith parametrizada, pela FAO, mostra a relação entre os elementos climáticos e o fluxo de ET no sistema clima-planta, dentre outros aspectos. Mostra, ainda, a necessidade de conhecimento de vários elementos climáticos e de vários parâmetros caracterizadores da superfície evaporante, que permitam estimar as resistências aerodinâmicas da superfície ao fluxo de vapor d'água. Visto que os parâmetros de dossel da cultura variam com o próprio crescimento, com os estádios fenológicos da cultura e são influenciados pelas práticas culturais, é extremamente difícil estabelecer uma equação para a estimativa da evapotranspiração e, conseqüentemente, o cálculo direto da evapotranspiração da cultura.

O termo evapotranspiração de referência veio, então, para padronizar o conceito de evapotranspiração resultante apenas da influência do clima local sobre a cultura hipotética de referência. Se a intenção consiste ainda em manter o conceito unidimensional de ET , especialmente em relação aos aspectos da evaporação e aos processos de trocas de energia, isso significa que todos os fluxos considerados devem ser uniformes e verticais, ao longo da superfície horizontal, de modo que essa superfície represente, realmente, um processo de ET unidimensional, isto é, fluxos verticais e representativos de plantios de baixo porte, porém de grande escala horizontal.

Estimativas das necessidades de água pelas culturas são fundamentalmente importantes para o planejamento e manejo de áreas irrigadas. Assim, as informações sobre a

evapotranspiração de referência, que permitem estimativas da evapotranspiração das culturas, tornam-se ferramentas importantes no estudo de áreas irrigadas. A escolha inadequada de um método para estimativa da *ET*, bem como a adoção de valores de *ET* não representativos dos períodos de crescimento da planta, em função das condições climáticas, podem conduzir a prejuízos irreversíveis à planta e, ou, solo, além de influenciar a eficiência do sistema de irrigação, em razão do dimensionamento inadequado desse sistema.

1.2.2. Métodos de Estimativa da *ET*

Diante da importância do conhecimento do nível ótimo de água necessária às culturas irrigadas para cada tipo de solo e clima, a seguir são apresentados os principais métodos de estimativa e medida da *ET*.

Para fins didáticos, é possível estabelecer, de acordo com seus princípios básicos, cinco grupos de métodos de estimativa da *ET*:

- a) os métodos do balanço de água, que incluem os métodos de entrada e saída de água da bacia hidrográfica, dos potômetros e lisímetros e da depleção do teor de umidade no perfil do solo;
- b) o método das correlações de turbilhões. A complexidade dos equipamentos e dos sensores, utilizados neste método, tem limitado sua ampla utilização;
- c) o método do balanço de energia, que se baseia no fato de que uma enorme quantidade de energia é requerida para mudar a água da fase líquida para o estado de vapor, sem contudo alterar a sua temperatura. O balanço de energia relaciona a transferência de energia para a superfície evaporante, associando-se à porção da energia que é convertida em fluxo de calor latente;
- d) o método aerodinâmico ou de perfil do vento, que estabelece o fluxo de massa de vapor por meio do coeficiente de difusividade, ou do coeficiente de transporte e gradientes de vapor d'água no escoamento turbulento;
- e) o método combinado, que associa os conceitos do balanço de energia e transporte de massa (ou aerodinâmico).

Com exceção do primeiro, anteriormente citado, os métodos de estimativas da *ET* utilizam as propriedades conservativas da subcamada limite acima da superfície evaporante (correlações de turbilhões, balanço de energia/balanço aerodinâmico), isto é, os métodos são baseados em sistemas de medições, que utilizam o princípio da conservação de massa e de energia na camada limite acima do dossel vegetativo da planta. Tais métodos apresentam dificuldades operacionais, especialmente porque envolvem medições e correlações de fluxos de turbilhões e componentes da razão de Bowen, os quais exigem uma área-tampão uniforme a barlavento para garantir que os fluxos horizontais não sejam significativos no processo.

Em acréscimo aos problemas na obtenção e manutenção da bordadura, os equipamentos necessários para medições de fluxos na camada limite envolvem sistemas com componentes sensíveis e exigem uma calibração e manutenção constante. Tais exigências limitam, inclusive, a utilização desses métodos para fins de pesquisas em centros especializados. Os anemômetros sônicos apresentam erros em virtude dos problemas de molhamento dos sensores, pela manhã, e principalmente após a chuva. A estimativa do fluxo

de calor latente é extremamente problemática, no método do balanço de energia, quando a razão de Bowen aproxima-se de menos um (-1) nos horários de inversão térmica.

O método do balanço de energia para determinar a *ET* tem condições de ser utilizado para valores horários, especialmente durante as horas de brilho solar. A razão de Bowen é o método mais comumente utilizado como método do balanço de energia. Valores noturnos precisos são difíceis de serem obtidos por causa da necessidade de se ter valores extremamente precisos dos componentes da equação do saldo do balanço de energia, que podem ser negativos e, ou, praticamente iguais, porém com sinais opostos. Entretanto, desde que o método depende dos gradientes determinados acima do dossel da planta, os cálculos do fluxo de vapor d'água é independente das resistências estomatais de uma folha individual, ou do próprio dossel vegetativo da planta. A precisão deste método, expressa como a porcentagem do fluxo total, da mesma forma como os demais métodos, decresce com o decréscimo do fluxo de vapor d'água causado pelo aumento na resistência do dossel, pela baixa demanda evaporativa, ou ambos.

A necessidade de instrumentação e procedimentos técnicos envolvidos, geralmente, limita o método para estudos em pesquisas, em períodos relativamente mais curtos, sendo que raramente as medições tem sido feitas de forma contínua a cobrir todas as estações do ano.

Outra técnica, para a qual se exige uma instrumentação também específica, é a do fluxo de turbilhões ou método de correlação de turbilhões. Em geral, qualquer método de transferência de massa requer instrumentação complexa e pessoal especializado e bem treinado, para se obterem resultados precisos ou satisfatórios. O método de correlação de turbilhões foi proposto por Swinbank, em 1951, e é constituído de anemômetros verticais e sensores de pressão de vapor, que requerem um pequeno valor para a constante de tempo de resposta (centésimos de segundo). Todavia, a instrumentação comercial é disponível somente para aplicações sofisticadas, que visam principalmente à teoria de fluxo de turbilhões. Esses instrumentos, quando utilizados em conjunto com microprocessadores e sistemas automáticos de aquisição de dados, podem facilitar a utilização do método para medições de rotina no campo.

Neste capítulo, são apresentados alguns métodos de estimativa da *ET_o*, mais freqüentemente utilizados em manejo de irrigação, sem a preocupação de enquadrá-los nos cinco grupos anteriormente citados. Idealmente, os resultados de pesquisas de campo devem ser utilizados, diretamente, na estimativa das exigências hídricas das culturas. Entretanto, tais informações não são disponíveis ou, muitas vezes, não são aplicáveis a todos os locais. Assim, os técnicos de irrigação devem recorrer às experiências, ou informações, de projetos irrigados da circunvizinhança ou contar com estimativas por meio de modelos teóricos.

As principais técnicas para estimar o requerimento de água pelas plantas baseiam-se em dados climáticos. Existem dezenas de métodos, ou técnicas, para a estimativa da *ET*. Tais métodos variam desde os modelos mais simples, baseados somente em dados de temperatura do ar à sombra, até técnicas complexas, baseadas em modelos físicos, que incluem vários elementos do clima. As diversidades de resultados alcançados pelos diferentes métodos, quase sempre, são causas de preocupações dos pesquisadores, isto é, qual método estima a *ET* corretamente. A ausência de certos elementos climáticos registrados nas áreas irrigadas pode conduzir os técnicos a utilizarem métodos mais simples quando, certamente, um outro método que envolve dados adicionais poderia fornecer resultados mais representativos da realidade.

Numa avaliação das equações mais comuns para a determinação da evapotranspiração feita pela *American Association of Civil Engineers*, na qual foram usados dados obtidos em 10 diferentes locais do mundo, concluiu-se que não existe um método, que utilize dados climáticos, o qual possa ser universalmente adequado em todos os tipos de climas, principalmente em regiões tropicais e regiões altas, sem algum tipo de calibração local ou regional (BURMAN *et al.* 1983).

1.2.3.1. Métodos baseados na temperatura

A equação de Blaney-Criddle (BC) é, provavelmente, a mais conhecida expressão para a estimativa das necessidades hídricas das culturas. Ela pode ser apresentada, basicamente, em três tipos de formulações: a) a versão original; b) adaptada pelo SCS (*Soil Conservation Service* do USDA); e c) modificada pela FAO (*Food and Agricultural Organization*). A modificação introduzida pela FAO implica na estimativa do valor da *ET_o* (evapotranspiração de referência, padrão grama), enquanto que a equação original estima o uso consuntivo de água (UC) pela cultura, que pode ser definido como sendo a *ET* mais a água de constituição do tecido vegetal.

a) Blaney-Criddle original

$$UC = K \sum f = KF \quad \text{Eq. 2}$$

em que

UC	=	uso consuntivo de água, polegadas por mês;
K	=	coeficiente empírico de uso consuntivo (depende da planta, da região e da estação de crescimento da planta);
T	=	temperatura média mensal, °F;
p	=	percentagem de brilho solar mensal em relação ao total anual;
f	=	Fator de uso consuntivo mensal, $Tp/100$; e
F	=	somatório dos fatores de uso consuntivo mensal (f) para uma estação de crescimento.

b) Blaney-Criddle modificado pelo SCS (BC-SCS)

A seguinte modificação foi incluída na determinação do uso consuntivo mensal:

$$K = Km.Kt \quad \text{Eq. 3}$$

em que

K_m = coeficiente médio do estágio de crescimento mensal da cultura; e
 K_t = coeficiente climático calculado por:

$$K_t = 0,0173 T - 0,314 \quad \text{Eq. 4}$$

Assim, o uso consuntivo mensal é expresso por

$$UC = K_m \cdot K_t (T_p/100) \quad \text{Eq. 5}$$

c) Blaney-Criddle modificado pela FAO (BC-FAO)

Este método é sugerido para áreas onde os dados climáticos disponíveis consistem, apenas, de dados de temperatura do ar, utilizando, tal como o método de Thornthwaite, a temperatura média mensal e um fator ligado à duração do dia. O método de BC-FAO pode ser adaptado para uso de unidades do sistema métrico decimal, escala Celsius e para fins computacionais, na seguinte forma:

$$ET_o = a + bf \quad \text{Eq. 6}$$

sendo

$$f = p(0,46T + 8,0);$$

$$a = 0,00043UR_{min} - n/N - 1,41; e$$

$$b = a_0 + a_1UR_{min} + a_2 n/N + a_3 Ud + a_4 UR_{min} n/N + a_5 UR_{min} Ud$$

em que

ET_o = evapotranspiração da cultura de referência, mm d^{-1} ;
 T = temperatura média diária mensal, $^{\circ}\text{C}$;
 p = percentagem das horas de luz solar real em relação ao total anual, para um dado mês e latitude;
 Ud = velocidade média do vento no período diurno, a 2m de altura, ms^{-1} ;

$a_0 =$	0,81917	$a_3 =$	0,065649
$a_1 =$	-0,0040922	$a_4 =$	-0,0059684
$a_2 =$	1,0705	$a_5 =$	-0,0005967

As informações sobre os dados mensais, ou sazonais das condições de tempo e intervalos aproximados de UR_{min} , n/N e Ud para um dado local, podem ser obtidas de registros de dados climáticos de boletins diários, da extrapolação de dados de áreas próximas, ou de informações locais.

Após a determinação da ET_o , a ET da cultura pode ser calculada usando-se o coeficiente (K_c) apropriado para cada cultura. O método de Blaney-Criddle deve ser aplicado apenas quando os dados de temperatura são os únicos dados disponíveis e, especialmente, deve ser usado com cautela nas seguintes condições:

1. em regiões equatoriais, onde as temperaturas permanecem razoavelmente constantes, mas um outro elemento do clima pode ser muito variável;
2. para pequenas ilhas e áreas costeiras, onde a temperatura do ar é afetada pela temperatura da superfície do mar, tendo pouco efeito para a mudança periódica da radiação;
3. para altitudes elevadas, devido à temperatura média diária ser, razoavelmente, baixa (noites frias), até mesmo quando os níveis de radiação solar diária são altas;
4. em climas com larga variabilidade em horas de brilho solar durante a mudança dos meses (climas de monção, climas de latitudes médias durante a primavera e o outono, etc).

O método da radiação é preferível sob tais condições, mesmo quando há necessidade de dados de brilho solar, ou radiação, obtidos de mapas regionais ou globais, na ausência de qualquer dado real medido.

Para altas latitudes (55° ou mais), os dias são relativamente longos, porém a radiação é mais baixa quando comparada às áreas de latitudes média e baixa, para o mesmo valor de duração do dia. Estes fatos são de grande importância, uma vez que os dados de duração do dia são relacionados com o fator p . Os valores calculados de ET_o devem ser reduzidos em, pelo menos, 15% para áreas de latitudes de 55 graus ou mais.

Em relação à altitude, em áreas semi-áridas e áridas, os valores de ET_o devem ser corrigidos, sendo reduzidos de 10%, para cada 1.000 m de variação de altitude acima do nível do mar.

A evapotranspiração da cultura de referência (média diária) deve ser calculada para períodos iguais, ou superiores, a um mês. Desde que, para um dado local, as condições de clima e conseqüentemente a ET_o podem variar muito, de ano para ano, a ET_o deve ser, preferencialmente, calculada para cada mês de cada ano de registro, ao invés de utilizar os dados de temperaturas medidas com base em registros de vários anos.

Não é recomendada a utilização dos coeficientes das culturas (K) da equação original de Blaney-Criddle porque: a) os coeficientes de culturas originais são fortemente dependentes do clima enquanto a ampla variedade de valores de K , que constam na literatura, dificulta a escolha do valor correto; b) a relação entre os valores f e ET_o pode ser, adequadamente, descrita para um grande intervalo de temperatura para áreas que têm pouca variação em UR_{min} , n/N , U ; c) uma vez determinado o valor de ET_o , os coeficientes K_c podem ser utilizados na determinação da ET_c .

1.2.3.2. Métodos baseados na temperatura e radiação

Atualmente, o método de estimativa da ET_o , que se baseia na temperatura e radiação solar, mais usado é a equação de Makkink modificada pela FAO (Radiação-FAO; Boletim técnico 24) e a equação de Hargreaves e Samani. A ET_o estimada, pelos métodos que serão apresentados a seguir, pode ter como cultura de referência a alfafa com 30 a 50 cm de altura, ou a grama, casos em que a água não é fator limitante.

a) Makkink modificado pela FAO (Radiação-FAO)

Doorenbos e Pruitt (1977) apresentam o método de radiação para estimação da ET_o , usando a radiação solar. O método é uma adaptação do método de Makkink (1957), sendo recomendado como substituto ao método de Penman, quando dados medidos de vento e umidade não são disponíveis, ou não podem ser estimados com razoável precisão. Os resultados são melhores com dados de entrada medidos.

$$ET_o = a + b \left[\frac{\delta}{\delta + \gamma} R_s \right] \quad \text{Eq. 7}$$

$$\text{sendo } \frac{\delta}{\delta + \gamma} = W; \quad (\text{veja Quadro 1}) \quad \text{Eq. 8}$$

em que ET_o é a ET de referência (grama), mmd^{-1} ; R_s é a radiação solar à superfície, em mmd^{-1} ; $a = -0,3 \text{ mmd}^{-1}$; e b é um fator de ajustamento que varia com a umidade relativa e a velocidade do vento do período diurno. A radiação solar medida deve ser utilizada, quando disponível, ou um método calibrado localmente deve ser utilizado para estimar R_s . Quando nenhum desses conjuntos de dados, ou mapas de radiação solar, são disponíveis, DOORENBOS e PRUITT (1977) recomendam um método de estimação de R_s dos dados de radiação no topo da atmosfera. FREVERT *et al.* (1983) desenvolveram uma equação polinomial para a estimação de b para uso em cálculos computacionais. CUENCA (1987) fez uma aproximação dos coeficientes, de forma que os valores finais estão dentro de 0,01 dos valores originais.

$$b = 1,066 - 0,13 \times 10^{-2} UR_{\text{média}} + 0,045 Ud - 0,20 \times 10^{-3} UR_{\text{média}} Ud - 0,315 \times 10^{-4} UR_{\text{média}}^2 - 0,11 \times 10^{-2} Ud^2 \quad \text{Eq. 9}$$

em que $UR_{\text{média}}$ é a umidade relativa média, em percentagem, e Ud é a média da velocidade do vento do período diurno, em ms^{-1} . Doorenbos e Pruitt (1977) recomendam calcular a $UR_{\text{média}}$ como a média das umidades relativas máxima ($UR_{\text{máx}}$) e mínima ($UR_{\text{mín}}$) diárias.

Os limites para a equação anterior são:

$$10 \leq (UR_{\text{máx}} + UR_{\text{mín}})/2 \leq 100 \% \\ 0 \leq Ud \leq 10 \text{ m s}^{-1}$$

Quadro 1 - Valores de W em função da altitude local e temperatura média

Temperatura °C	Altitude (m)						
	0	500	1000	1500	2000	2500	3000
0	0,401	0,414	0,428	0,443	0,458	0,475	0,494
5	0,477	0,491	0,505	0,520	0,536	0,552	0,570
10	0,551	0,564	0,578	0,593	0,608	0,624	0,641
15	0,620	0,632	0,645	0,659	0,673	0,688	0,703
20	0,681	0,693	0,705	0,717	0,730	0,743	0,757
25	0,735	0,745	0,756	0,767	0,778	0,790	0,801
30	0,781	0,790	0,799	0,809	0,818	0,828	0,838
35	0,820	0,828	0,835	0,844	0,852	0,860	0,869
40	0,852	0,858	0,865	0,872	0,879	0,886	0,893
45	0,878	0,884	0,889	0,895	0,901	0,907	0,913
50	0,900	0,904	0,909	0,914	0,919	0,924	0,929

b) Hargreaves e Samani (HS)

A nova versão da equação de Hargreaves, modificada por Samani, em que o termo de correção, devido a umidade relativa do ar (CH), foi excluído da equação original, teve como princípio o ajustamento dos índices da fórmula, para as condições locais. O ajuste das constantes da equação foi realizado incorporando-se o termo de amplitude térmica média do dia, em °C.

A equação de Hargreaves e Samani é a seguinte:

$$\lambda ET = 0,0023 R_A TD^{1/2} (TS+17,8) \quad \text{Eq. 10}$$

em que

- λET = fluxo de calor latente, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$;
- R_A = radiação no topo da atmosfera, $\text{MJm}^{-2}\text{s}^{-1}$;
- TD = diferença das temperaturas médias máxima e mínima do mês, °C;
- TS = temperatura média do ar, °C.

A radiação no topo da atmosfera (R_A) é obtida por

$$R_A = 37,586 \left[1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \right] (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s) \quad \text{Eq 11}$$

em que

J	=	dia Juliano
ω_s	=	ângulo horário do por do sol, radianos;
φ	=	latitude local, radianos;
δ	=	declinação do Sol, radianos.

A declinação solar (δ) é calculada como

$$\delta = 0,4093 \text{ sen } [(2\pi J/365) - 1,405] \quad \text{Eq. 12}$$

1.2.3.3 Métodos combinados

O termo combinado deriva do fato de que as equações propostas associam os efeitos do balanço de energia à superfície e os termos de energia advectiva para estimar as perdas de água de superfícies cultivadas. Dentre os métodos combinados, destaca-se o de Penman, que talvez seja a equação combinada mais conhecida entre os pesquisadores.

a) Penman modificado pela FAO (Penman - FAO 24)

A equação de Penman, modificada pela FAO, pode ser expressa da seguinte forma:

$$ET_o = \delta / (\delta + \gamma)(R_n + G) + \gamma / (\delta + \gamma)(15,36)(w_1 + w_2 u_2) (e_s - e_a) \quad \text{Eq. 13}$$

em que

ET_o	=	ET de referência (grama), $\text{cal.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$
δ	=	declividade da curva de pressão de saturação de vapores versus temperatura (de/dt), determinada à temperatura média do ar, $\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$;
γ	=	coeficiente psicrométrico, $\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$;
R_n	=	saldo de radiação solar à superfície, $\text{cal.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$;
G	=	fluxo de calor no solo, $\text{cal.cm}^{-2}.\text{d}^{-1}$;
w_1 e w_2	=	parâmetros do termo advecção. Os valores para ET da grama são 1,00 e 0,0161, respectivamente;
u_2	=	velocidade do vento tomada a 2 m de altura, $\text{milhas}.\text{d}^{-1}$;
e_s	=	pressão de saturação de vapores para temperatura média diária, mb;
e_a	=	pressão real de vapor, mb.

Para calcular os demais termos da equação 13, são necessárias as seguintes equações:

$$\gamma = c_p \cdot P / (0,622 L) \quad \text{Eq. 14}$$

em que

$$\begin{aligned} c_p &= \text{calor específico do ar à pressão constante, } 0,24 \text{ cal.g}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}; \\ P &= 1,013 - 0,1061A \text{ (} A = \text{altitude em metros), mb;} \\ L &= \text{calor latente de evaporação, cal.cm}^{-3} \end{aligned}$$

$$\delta = 2,00 (0,00738 T + 0,8072)^7 - 0,00116 \quad \text{Eq. 15}$$

para $T \geq -23^\circ\text{C}$, δ em $\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$ e T a temperatura média diária do ar, em $^\circ\text{C}$.

$$Rn = 0,77 R_s - R_b \quad \text{Eq. 16}$$

em que

0,77 é igual a $(1 - \alpha)$, considerando o albedo igual a 0,23 para uma superfície completamente coberta por vegetação em crescimento ativo;

$$R_b = R_{bo} \left(a \frac{R_s}{R_{so}} + b \right) \quad \text{Eq. 17}$$

$$R_{bo} = (a_1 + b_1 \sqrt{ea}) 11,71 \times 10^{-8} (Ta^4 + Tb^4) / 2 \quad \text{Eq. 18}$$

em que

$$\begin{aligned} a, b, a_1, b_1 &= \text{coeficientes experimentais empíricos (Quadro 2);} \\ R_b &= \text{saldo de radiação de ondas longas à superfície, cal.cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}; \\ R_{bo} &= \text{saldo de radiação de ondas longas à superfície para dias sem} \\ &\quad \text{nuvens, cal.cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}; \\ R_{so} &= \text{radiação solar global para dias sem nuvens, cal.cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}; \\ Ta &= \text{temperatura máxima diária, K;} \\ Tb &= \text{temperatura mínima diária, K.} \end{aligned}$$

Os coeficientes w_1 , w_2 , a , b , a_1 , e b_1 devem ser calibrados para um local específico para fins de obtenção do valor mais provável do termo advectivo, devido a sua importância na determinação da necessidade hídrica das culturas.

QUADRO 2 Valores de a , b , a_1 e b_1 sugeridos para algumas regiões (Jensen *et al.* 1990)

a	b	a_1	b_1	Local
0,90	0,10	0,37	-0,044	Mitchell, Nebraska
1,35	-0,35	0,35	-0,046	Davis, Califórnia
1,22	-0,18	0,325	-0,044	Kimbery, Idaho
0,86	0,05			Grand Junction, Colorado

1,20	-0,20			Regiões áridas (sugestão)
1,10	-0,10			Semi-úmida (sugestão)
1,00	0,00			úmida (sugestão)
		0,39	-0,050	Geral
1,35	-0,35	0,34	-0,044	Geral

O valor médio do fluxo de calor no solo pode ser estimado, para fins práticos, por intermédio da seguinte expressão, derivada estatisticamente:

$$G = \frac{\bar{T}_{i-1} - T_{i+1}}{\Delta t} \quad \text{Eq. 19}$$

em que

$$\begin{aligned} T_i &= \text{temperatura média do ar para o período } i, \text{ } ^\circ\text{C}; \\ \Delta t &= \text{intervalo de tempo entre os pontos médios de dois períodos, dias} \end{aligned}$$

A magnitude de G é, muitas vezes, relativamente menor do que os demais termos da equação e, portanto, ele pode ser ignorado. Entretanto, na medida do possível, deve ser utilizado.

Para as regiões onde a velocidade do vento é tomada em pontos diferentes de 2 metros de altura da superfície, a seguinte relação pode ser utilizada na obtenção da velocidade do vento, equivalente a 2 metros de altura, quando o anemômetro está instalado a uma altura z .

$$U_2 = U_z \left(\frac{2}{z} \right)^{0,2} \quad \text{Eq. 20}$$

em que

$$\begin{aligned} U_2 &= \text{velocidade do vento a 2 metros de altura;} \\ U_z &= \text{velocidade do vento medida à altura } z; \text{ e} \\ z &= \text{altura de instalação do anemômetro, m} \end{aligned}$$

b) Penman-Monteith (Padrão - FAO 1991)

O método combinado de Penman-Monteith, para a estimativa da ET da cultura hipotética, quando incorporado à resistência da superfície de 70 sm^{-1} e aos cálculos da resistência aerodinâmica fixada para uma grama de 0,12m de altura uniforme, pode ser expresso, para fins de padronização dos procedimentos de cálculos da evapotranspiração da cultura de referência, para estimativas de 24 horas, pela seguinte notação:

$$ET_o = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) \frac{I}{\lambda} + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} \frac{900}{T + 275} U_2 (e_a - e_d) \quad \text{Eq. 21}$$

em que

ET_o	=	evapotranspiração de referência [mm d ⁻¹]
R_n	=	saldo de radiação à superfície [MJ m ⁻² d ⁻¹]
G	=	fluxo de calor no solo [MJ m ⁻² d ⁻¹]
T	=	temperatura [°C]
U_2	=	velocidade do vento a 2 m de altura [m s ⁻¹]
$(e_a - e_d)$	=	déficit de pressão de vapor [kPa]
δ	=	declividade da curva de pressão de vapor de saturação [kPa °C ⁻¹]
λ	=	calor latente de evaporação [MJ kg ⁻¹]
γ^*	=	constante psicrométrica modificada [kPa °C ⁻¹] = $(1 + 0,33U_2)$
900	=	[kJ ⁻¹ kg K]

Alguns passos sobre a derivação e determinação dos vários parâmetros e unidades da equação de Penman-Monteith são apresentados a seguir.

Penman, em 1948, não incluiu a função de resistência da superfície para a transferência de vapor d'água na sua equação original,

$$\lambda E_o = (\delta R_n + \gamma E_a) / (\delta + \gamma) \quad \text{Eq. 22}$$

em que λE_o é o fluxo de calor latente, a partir da superfície de água-livre e E_a é o termo aerodinâmico ou poder evaporante do ar. Para aplicações práticas, ele propôs uma equação empírica para a função devido ao vento. Mais tarde, Monteith desenvolveu, com base nessa equação de Penman, uma equação, que inclui a resistência aerodinâmica e a resistência ao fluxo de vapor pela folha. A equação combinada com os termos da resistência aerodinâmica e da superfície passou a ser chamado de equação de Penman-Monteith (Monteith, 1981). Esta equação não somente concilia os aspectos aerodinâmico e termodinâmico, mas também inclui a resistência ao calor sensível e vapor d'água (r_a) e a resistência da superfície à transferência de vapor d'água (r_c).

A equação resultante representa a descrição geral básica do processo de evaporação (λE), a partir de uma superfície coberta por uma vegetação:

$$\lambda E = \frac{\delta (R_n - G) + \rho c_p [e_a - e_d] / r_a}{\delta + \gamma^*} \quad \text{Eq. 23}$$

Com algumas simplificações, e quando expressa no mesmo formato das equações combinadas conhecidas para condições de estabilidade atmosférica neutra, a equação resultante é:

$$\lambda E = \frac{\delta}{\delta + \gamma^*} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\delta + \gamma^*} K_1 \frac{0,622 \lambda \rho}{P} \frac{1}{r_a} (ea - ed) \quad \text{Eq. 24}$$

em que

$$r_a = \frac{\ln[(z_w - d)/z_{om}] \ln[(z_p - d)/z_{ov}]}{(0,41)^2 u_z} \quad \text{Eq. 25}$$

e

$$\gamma^* = \gamma(1 + r_c/r_a) \quad \text{Eq. 26}$$

sendo z_w a altura da medição da velocidade do vento; z_p a altura das medições da umidade (psicrômetro) e temperatura; e u_z a velocidade do vento a altura z_w . K_1 o coeficiente de dimensão necessário para assegurar que ambos os termos tenham as mesmas unidades. Os valores de K_1 , na Eq. 25, são $8,64 \times 10^4$ para u_z em m s^{-1} , e 10^3 para u_z , em km d^{-1} , para se obter o termo aerodinâmico nas mesmas dimensões de R_n e G ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$). As unidades utilizadas de ρ , c_p , λ , P , e e são kg m^{-3} , $\text{MJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$, MJ kg^{-1} , kPa , e kPa , respectivamente. Os valores de $(K_1 0,622 \lambda \rho)/P$ podem ser considerados constantes.

O parâmetro de rugosidade para transferência de momentum (z_{om}) inclui os efeitos das forças de flutuação dos turbilhões. Stricker e Brutsaert sugerem que o parâmetro de rugosidade para transferência de vapor, z_{ov} , da vegetação pode ser expressa como $z_o(\text{vapor}) = 0,1 z_o$, isto é $z_{ov} = 0,1 z_{om}$. As unidades de comprimento para z , d , z_{om} , e z_{ov} devem ser as mesmas. Os termos de resistências, r_c e r_a , têm as mesmas dimensões e são, comumente, expressas em s m^{-1} , ou s cm^{-1} . A quantidade $h = 1/r_a$ é, também, conhecida como coeficiente de transferência convectiva de calor.

O parâmetro de rugosidade da superfície (z_o) está relacionado à altura média (h_c) do dossel vegetativo da cultura pela relação $h_c/z_o = 3e$ ou $8,15$, em que e é a base do logaritmo natural. Baseado nesta relação, o parâmetro de rugosidade para transferência de momentum para uma cultura pode ser estimado como

$$z_{om} = h_c/8,15 = 0,123 h_c \quad \text{Eq. 27}$$

$$z_{ov} = 0,1 z_{om} \quad \text{Eq. 28}$$

Vários autores recomendam estimar a altura de deslocamento d , para uma cultura, empregando-se a seguinte relação:

$$d = 2/3 h_c \quad \text{Eq. 29}$$

As variações entre as medições das condições do tempo e superfície da cultura de referência pode ser parcialmente compensadas, para o método de Penman-Monteith, pelo ajuste da velocidade do vento para refletir o tipo de superfície sobre a qual a medição é feita.

Dados experimentais indicam que valores horários de r_c tendem a variar com o saldo de radiação. Monteith et al. (1965) encontraram valores médios diários de r_c , ponderando os valores horários de acordo com o saldo de radiação horária correspondente. Esses valores médios variam de acordo com a estação do ano e, inversamente, com o índice de área foliar (IAF), ou na proporção de $1/IAF$.

Geralmente, somente a metade superior do dossel denso da cultura é ativo em transferir calor e vapor, da mesma forma que é a zona de maior absorção do saldo da radiação. A troca de vapor através dos estômatos, dentro do dossel da planta, é governada pelos processos e resistências, que são semelhantes àqueles para o dióxido de carbono e perfis de fluxos gradientes. Portanto, em muitos casos, a resistência do dossel para uma cultura de referência, adequadamente irrigada, pode ser estimada pela divisão da resistência mínima da superfície para uma única folha pela metade do índice de área foliar do dossel.

Allen et al., em 1989, desenvolveram procedimentos para aproximar o IAF das culturas de referências (grama e alfafa), como uma função da altura do dossel ou

a) Para grama aparada com altura menor que 15 cm:

$$IAF = 0,24 h_c; \quad \text{sendo } h_c \rightarrow \text{em cm} \quad \text{Eq. 30}$$

b) Para grama não aparada e a alfafa com altura superior a 30 cm e cortada somente periodicamente

$$IAF = 1,5 \ln(h_c) - 1,4 \quad \text{Eq. 31}$$

Os valores diários e mensais da resistência do dossel, em $s \, m^{-1}$, são estimados como

$$r_c = 100 / (0,5 IAF) \quad \text{Eq. 32}$$

A Eq. 24 é uma representação teórica básica do processo de ET instantânea para culturas adequadamente irrigadas, sob condições de estabilidade atmosférica neutra, quando se considera o perfil logaritmo do vento.

A equação de Penman-Monteith é mais precisa, quando usada em base horária e os valores somados para obter a estimativa diária de ET_0 . Algumas simplificações empíricas são necessárias à obtenção de estimativas diárias de ET_0 , usando-se somente totais diários ou valores médios dos elementos climáticos. Exemplos de cálculos mostram claramente que, quando os valores médios diários climáticos são utilizados, a equação de Penman Monteith pode proporcionar estimativas confiáveis de ET_0 .

Quando se calcula o déficit de pressão de vapor diário ($e_z^o - e_z$), para uso na equação combinada, vários métodos podem ser utilizados. Todavia, o método usado pode afetar, significativamente, a magnitude do termo aerodinâmico.

Os métodos utilizados no cálculo do déficit de pressão de vapor (DPV) incluem: (1) pressão de saturação de vapor à temperatura média menos a pressão de vapor no ponto de

orvalho (conforme utilizado originalmente por Penman); (2) pressão de saturação de vapor à temperatura média vezes a quantidade um, menos a umidade relativa média expressa como fração; (3) média da pressão de saturação de vapor às temperaturas máxima e mínima menos a pressão de vapor de saturação, no ponto de orvalho, determinada no início da manhã; (4) média do déficit de pressão de vapor às temperaturas máxima e mínima; e (5) média do déficit de pressão de vapor baseado em déficits horários.

Para fins de padronização, recomenda-se que o DPV seja calculado por meio do critério 3, anteriormente citado, isto é, tomando-se a média da pressão de saturação de vapor às temperaturas máxima e mínima menos a pressão de vapor de saturação, no ponto de orvalho, determinada no início da manhã, para determinações da ET_o de 24 horas. Tal critério tende a superestimar o valor do DPV, quando comparado aos valores horários de DPV sendo, em seguida, obtida a média de 24 horas. Esta tendência em superestimar o DPV é vantajosa porque, quando associado à função devido ao vento médio de 24h, que é menor do que o vento do período diurno (U_d), há uma compensação entre os dois termos. No caso em que a velocidade do vento diurno, em relação ao vento noturno, for 2,0, a velocidade média do vento de 24h é, aproximadamente, $0,75U_d$, que pode ser da mesma ordem de magnitude da superestimativa do valor do DPV de 24h.

O saldo de radiação à superfície é calculado segundo a proposta de Wright (1982), utilizando-se, ainda, os seguintes critérios: a) utilizar a média de $(T_{max})^4$ e $(T_{min})^4$ ao invés de $(T_{med})^4$; b) os parâmetros a e b da equação de Ångström-Prescott iguais a 0,25 e 0,50, respectivamente; e c) conforme a nova versão, para a cultura hipotética, o albedo deve ser igual a 0,23.

O fluxo de calor no solo (G) pode ser considerado igual a zero, para cálculos de ET_o em períodos superiores a 24h, com bons resultados e, ainda, porque G é raramente medida, rotineiramente, em estações meteorológicas. A equação de Penman-Monteith, assim utilizada, é conhecida como Penman-Monteith FAO ou PM-FAO.

É bastante comum as dúvidas com referência à sistemática de cálculo da ET_o pelo método de PM-FAO, especialmente quanto às questões descritas a seguir: a) Para obtenção do valor da ET_o de 24 horas, qual seria a sistemática mais recomendada?. Determinar a ET_o de hora em hora e, em seguida, calcular a ET_o total para compor a ET_o de 24 horas ou utilizar os valores médios dos elementos climáticos de 24 horas e, em seguida, calcular a ET_o de 24 horas?. Segundo Allen *et al.* (1994), não há diferença significativa no resultado da estimativa da ET_o de 24 horas, quando se compara as duas sistemáticas. Daí a grande vantagem do método de PM-FAO, que proporciona bons resultados, tanto em termos horários quanto em termos de 24 horas. Este raciocínio é válido, também, quando se deseja calcular a ET_o mensal a partir de dados diários. Pode-se, portanto, calcular a ET_o mensal com os dados médios dos elementos climáticos mensais, sem erros significativos nos resultados.

No relatório da ICID, mencionado anteriormente, os pesquisadores concluem, ainda, que a cultura hipotética tem muita semelhança com a grama em condições ideais de crescimento e, portanto, é desejável calcular a ET_o pelo método de PM-FAO, especialmente quando os dados climáticos são coletados em superfícies sob condições semelhantes à cultura hipotética. Além disso, comentam que é preferível utilizar a equação de PM-FAO, quando os dados climáticos são de qualidade duvidosa, do que utilizar dados lisimétricos de qualidade também duvidosa.

Recomendam, ainda, que as pesquisas futuras devem ser direcionadas no sentido de validar a equação de PM-FAO em climas mais ameno, ou subúmido, e partir para uma

avaliação mais rigorosa dos termos de resistência da equação, visando uma melhor compreensão dos mecanismos físicos e biológicos envolvidos na evapotranspiração, bem como facilitar a introdução do conceito de evapotranspiração da cultura de uma etapa.

1.2.4. Evapotranspiração da cultura (ET_c) e coeficiente de cultura (K_c)

Para estimar a evapotranspiração da cultura, primeiramente recomenda-se estimar a evapotranspiração de referência, com base em dados meteorológicos e considerar os fatores que limitam as condições potenciais. O recurso mais comumente utilizado para se chegar à ET_c , conhecendo-se o valor da ET de referência, consiste em utilizar o coeficiente de cultura (K_c). Este coeficiente, que é adimensional, foi proposto por Van Wijk e de Vries, e é a razão entre a ET_c e ET_o .

Do ponto de vista da nova conceituação de ET_o , o K_c representa a integração dos efeitos de três características que distinguem a evapotranspiração de referência: a) a altura da cultura (h) que afeta a rugosidade e a resistência aerodinâmica; b) 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 pelo teor de umidade no perfil do solo; c) o albedo da superfície da cultura-solo, que é influenciado pela fração de cobertura do solo, pela vegetação e pelo teor de umidade à superfície do solo, que influencia o saldo de radiação disponível à superfície (R_n), que é a principal fonte de energia para as trocas de calor e de massa no processo de evapotranspiração.

Durante o período vegetativo, o valor de K_c varia à medida em que a cultura cresce e desenvolve, do mesmo modo que varia com a fração de cobertura da superfície do solo pela vegetação a medida que as plantas envelhecem e atingem a maturação. Uma vez que a 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 outro e de um clima para outro. O coeficiente de cultura pode variar com a textura e o teor de umidade do solo, com a profundidade e densidade radicular e com as características fenológicas da planta. Entretanto, o conceito de K_c tem sido usado, extensivamente, para estimar a necessidade real de água de uma cultura particular por meio de estimativas ou medições de ET_o .

A distribuição temporal de K_c , para cada cultura irrigada, constitui a curva da cultura. Idealmente, a 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 têm 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 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 teor 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 vapores 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, está incorporada na determinação da ET_o . 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.

A distribuição do coeficiente de cultura, durante o ciclo de crescimento da cultura, é denominada de “curva de cultura”. As curvas de cultura são, correntemente, obtidas de forma experimental. Elas representam o efeito integrado da mudança na área da folha, da altura da planta, do grau de cobertura, da resistência do dossel da planta e do albedo sobre a ET da cultura, em relação à ET_o . Portanto, a proposta para pesquisas futuras seria o cálculo da ET_c de apenas uma etapa, isto é, o aperfeiçoamento da equação de PM-FAO nos seus temas de balanço de energia e resistências aos fluxos de vapor, de calor e de momentum, para cada cultura em particular, e calculando-se diretamente a ET_c .

1.2.5. Duração dos estádios fenológicos associados aos $K_c(s)$

Quando existe alguma variação na taxa de desenvolvimento da cultura, entre locais e entre anos sucessivos, a curva de cultura pode ser alterada. Para considerar essas variações, algumas características de desenvolvimento da cultura devem ser monitorados, tais como: a data de emergência, início do rápido crescimento, florescimento, amadurecimento e cobertura completa, indicando o fechamento das linhas (Burman & Pochop, 1994).

Para solucionar este problema de incertezas, relativamente à determinação da duração das fases, têm-se procurado alternativas para estimar a duração, que considerem o efeito (controle) climático na determinação dessa duração. Muitas vezes, é desejável ter meios para relacionar o K_c mais diretamente ao estágio de desenvolvimento da cultura, em lugar de tempo percentual, ou tempo decorrido, com base para normalizar o K_c (Burman & Pochop, 1994). Algumas tentativas têm sido feitas no sentido de relacionar K_c com certas variáveis, como os graus dias acumulados, com a ET_o acumulada ou a combinação de métodos. Outros tem relacionado K_c com a interceptação de luz.

Outros parâmetros relacionados ao clima, como graus dias para o crescimento, unidade solar termal e ET_o acumulada podem, também, serem utilizados em lugar do tempo decorrido, o qual normalmente é utilizado para estimar a duração dos estádios fenológicos associados aos $K_c(s)$ (Jensen et al., 1990). Os critérios mais recomendados são: a) graus dias acumulados (GDA), em que não são consideradas as variações no desenvolvimento da planta, que ocorrem em função de diferenças na temperatura, da estação do crescimento, duração da maturação e datas de plantio; b) estágio de crescimento observado (EC), que possibilita ajustar o K_c para condições anormais ocorridas durante a fase de crescimento (Nielsen & Hinkle, 1996); e c) tempo transcorrido depois do plantio, ou emergência das plantas, ou dias depois do plantio (DDP).

De acordo com Nielsen & Hinkle, 1996, o K_c baseado no GDA e EC, para o milho, geralmente produz estimativas mais exatas da ET_c do que o K_c baseado em determinações feitas em função do tempo, durante períodos de elevado uso de água, após alcançada a cobertura completa e quando a área foliar entra no estágio de senescência. O K_c , baseado no DDP, produz estimativas mais exatas para os períodos de crescimento anteriores à cobertura completa.

Steele *et al.* (1996) relata que o K_c é função de variáveis independentes, tais como: DDP; desenvolvimento fenológico; estação do ano e unidades cumulativas de calor GDA. O K_c diário pode ser determinado a partir de variáveis independentes, como dias depois do plantio ou emergência, desenvolvimento fenológico, fração da estação de crescimento, unidade de calor acumulado e durante a estação de crescimento. Equações polinomiais de K_c versus variáveis independentes podem ser desenvolvidas, para uma ou mais estações, empregando-se a análise de regressão.

Bausch & Neale (1987) relatam que a similaridade entre a curva de K_c e o índice de vegetação (IV) permite que modelos de índice de vegetação sejam utilizados para estimar o valores de K_c , durante os diferentes estádios de crescimento da planta. Esse autores avaliaram a possibilidade de estimar, diretamente, o K_c por meio de medidas das propriedades de reflectância da cultura e do solo.

O K_c , derivado de medida espectral, é independente dos parâmetros usuais de tempo, data de plantio e cobertura efetiva, associados ao K_c tradicional. Desse modo, o coeficiente de cultura espectral é um K_c em tempo real, que permite à cultura manifestar sua resposta ao clima, às práticas de manejo e estresses (Bausch & Neale, 1987).

Neale & Bausch (1983) relatam que as características agronômicas, tais como o IAF , biomassa e percentual de cobertura, os quais estão relacionados à evapotranspiração, também correlacionam-se bem com informações espectrais de mapas temáticos, nas bandas TM3 e TM4. Isto indica a possibilidade de uso da reflectância espectral de modo a obter o K_c utilizado nas propostas de programação de irrigação. O IAF e a percentagem de sombreamento produziram elevada correlação linear com a reflectância e índice de vegetação e IVP (índice de vegetação perpendicular), no estágio de crescimento vegetativo do milho e

alfafa. Entretanto, dados sazonais tornam não linear em razão das propriedades assintóticas do IV. O Kc , derivado de medições e espectrais, é independente de parâmetros baseados no tempo normal, tais como os dias de plantio e cobertura efetiva.

Heilman *et al.* (1982) determinaram o índice de vegetação perpendicular relacionando a reflectância do dossel à área de solo descoberto e ao Kc . O IVP e Kc relacionaram-se, significativamente, ao percentual de cobertura. Os autores concluíram que a reflectância espectral pode ser utilizada para estimar o Kc , após a determinação experimental da relação entre Kc e o estágio de desenvolvimento, e que repetidas medidas de reflectância podem determinar o estágio de desenvolvimento de culturas individuais no campo. O IVP pode ser utilizado para indicar ajustes no Kc , conforme os efeitos de irrigação e chuvas.

1.2.6. Dados climáticos e evapotranspiração de referência (ET_0)

Redes de estações meteorológicas fornecem informações diretas, as quais podem ser utilizadas por diferentes meios de comunicação (jornais, rádios e TVs), que alcançam uma ampla gama de usuários. Infelizmente, entender e assimilar essas informações, bem como formular as estratégias de implementação para a efetiva utilização dos dados climáticos constituem os principais desafios dos extensionistas, consultores e pesquisadores.

As estações meteorológicas automáticas têm facilitado, enormemente, a montagem de banco de dados. Atualmente a ET pode ser calculada em tempo relativamente curto, ou em tempo real, dependendo principalmente do sistema de transmissão de dados dos equipamentos. Todavia, a localização dessas estações meteorológicas constitui um fator crítico na aquisição de dados de alta qualidade e que sejam representativos para computar a ET . Felizmente, os métodos de verificação de dados e algoritmos têm melhorado substancialmente. Os dados climáticos de radiação solar, de temperatura de ar, de umidade relativa e de velocidade do vento, juntamente com os dados de chuva, devem ser registrados em períodos diários. Com a facilidade computacional, são preferidos até mesmo dados horários.

Os instrumentos meteorológicos devem ser instalados e mantidos de forma correta, pois os dados errôneos são difíceis de serem descobertos, mesmo utilizando as técnicas de filtragem. Em observação meteorológica, as tendências, para cima ou para baixo, em virtude de erros nas calibrações do instrumento, são mais dificilmente descobertas do que os erros aleatórios.

Há quase duas décadas, estão ativas as estações meteorológicas automáticas funcionais e robustas. Entretanto, pouco tem sido feito no sentido de padronizar as medições e os locais de instalação dessas estações, processar os dados ou verificar sua qualidade, embora várias tentativas tenham sido promovidas por diferentes grupos. Sabe-se que a melhor posição para instalar uma estação meteorológica é um local longe de obstruções verticais, sobre grama irrigada, sempre que possível, e em área de bordadura adequada, embora o tamanho da bordadura seja, ainda, assunto para discussão.

1.2.7. Evapotranspiração e modelagem da irrigação

O termo programação de irrigação é definido por Jensen (1981) como “uma atividade de planejamento que o gerente de uma fazenda ou o administrador de uma fazenda irrigada estão envolvidos, antes e durante a maioria da estação de crescimento da cultura em desenvolvimento”. Nesta definição básica permanece a visão típica de programa de irrigação nos dias atuais. Frequentemente, a tomada de decisão durante o planejamento da irrigação tem sido feita com base, apenas, no comportamento de um dos sistemas (balanço de água no solo, tensão de água no solo, potencial de água na folha, temperatura do dossel foliar da planta etc.), sem muita preocupação quanto ao alcance de outras variáveis de estado do sistema solo-água-planta-atmosfera. A programação da irrigação, conforme exposto anteriormente, requer um conjunto extenso de informações, esquema de integração de dados e meios para implementar um plano de gerenciamento de implementação da irrigação.

A programação da irrigação, no sentido mais simples, consiste apenas em determinar quando e quanto de água aplicar afim de atender o objetivo especificado pelo modelo de gerenciamento. Todavia, a implementação da irrigação, por meio de um programa de informações, ou um plano de irrigação operacional, tem um significado muito mais abrangente, porque muitos fatores externos, como mão de obra, colheita, tratamentos culturais, manutenção de sistema, e outros, devem ser também considerados. É interessante, neste ponto, enfatizar o estado da arte ou o papel do conhecimento de programação da irrigação em fazendas, nos últimos anos, bem como discutir o impacto que a programação da irrigação pode contribuir para a quantidade de água utilizada na irrigação. É importante enfatizar algumas áreas, para futuras pesquisas e transferência de tecnologia de informação na programação da irrigação.

A modelagem da evapotranspiração, calculada por meio do balanço de água, foi um dos primeiros modelos de aplicação de computador para o planejamento de irrigação. Embora muitos tipos de programação da irrigação sejam disponíveis, muitos têm características semelhantes e calculam a ET_c como

$$ET_c = K_c ET_o, \quad \text{Eq. 33}$$

$$K_c = (K_{cb} \cdot K_w) + K_s \quad \text{Eq. 34}$$

Em que o balanço de água no solo, entre duas datas, é definido como

$$SW_i = SW_{(i-1)} - (ET + DP) + (IRR_n + P_n) \quad \text{Eq. 35}$$

Em que a ET_c é dada em mm; K_c é o coeficiente de cultura; ET é dada em mm; K_{cb} é o coeficiente basal de cultura; K_w é um parâmetro de déficit de água (dependente de SW); K_s é um coeficiente de umidade do solo (dependente de IRR_n e P_n); SW é a água disponível no solo em mm; DP é a drenagem profunda, em mm, abaixo da zona radicular (dependente essencialmente de SW). Ela pode ser negativa, quando ocorre a ascensão da água no solo); IRR_n é o saldo de irrigação, em mm (o termo saldo implica na aplicação bruta menos qualquer escoamento da área cultivada e interceptação através do dossel da planta ou cobertura de resíduo na superfície do solo); e P_n é o saldo de chuva no período, em mm, (o

termo saldo implica chuva bruta recebida menos qualquer escoamento superficial ou interceptação pelo dossel da planta ou cobertura de resíduo sobre a superfície do solo).

Este balanço de água é unidimensional, e a ET_o é, geralmente, computada com a equação de Penman-Monteith. O K_{cb} é determinado pela ET de uma cultura com a superfície do solo seco (um ou mais dias depois da irrigação ou chuva, dependendo do tipo de solo), mas, com água facilmente disponível na zona radicular. A SW deve ser computada para uma dada profundidade do sistema radicular ou profundidade de perfil de solo. Vários métodos podem ser aplicados para prever a ET baseada em dados de clima de longo prazo, ou extrapolação de taxas correntes de ET reais.

Os modelos de crescimento de culturas, que calculam a ET utilizam métodos semelhantes àqueles descritos anteriormente, mas freqüentemente computam a evaporação de água do solo (E) e a transpiração da cultura (T) separadamente (Ritchie, 1972), para períodos diários, que usam o índice de área foliar (IAF) para separar a ET em T e componentes de evaporação. Hanks (1991) demonstrou o desenvolvimento de valores de K_c , baseado em modelos mais detalhados de uso de água pela cultura.

Os modelos, que simulam a biomassa da planta e o ciclo fenológico, juntamente com os modelos de consumo de água pelas plantas (Jones e Ritchie, 1991), exigem de valores diários de IAF para os cálculos de E e T . Embora existam algumas diferenças significativas entre a curva de K_c e o modelo de crescimento de cultura, tanto o modelo da curva de K_c quanto a curva de crescimento da planta baseiam-se, essencialmente, em metodologias semelhantes.

Uma diferença fundamental é a escala de tempo dos valores de K_c contra os valores E e T e procedimentos mais dinâmicos dos modelos de crescimento de cultura baseados no IAF . Em muitos modelos de crescimento de culturas, o IAF baseia-se na taxa de expansão da folha derivada de unidades térmicas acumuladas baseadas, principalmente, na temperatura do ar (Ritchie e Johnson, 1990). A maioria dos valores de K_c é definida em percentagem do tempo necessário até à cobertura completa da superfície, a contar após a cobertura total, percentagem em relação ao total do tempo necessário para completar o crescimento total da planta (dias), equações polinomiais baseadas no tempo (em percentagem ou dias) ou graus dias de crescimento das plantas (GDA).

Os valores de K_c , baseado no escalonamento dos GDA, eliminam parcialmente os efeitos sazonais do meio ambiente sobre o desenvolvimento da planta, quando comparados aos valores de K_c baseado somente no tempo ou na percentagem da duração normal da estação de crescimento. Desde que a maioria dos modelos de crescimento de plantas utiliza, essencialmente o conceito de GDA, os valores de K_c baseado no GDA têm-se tornado semelhantes àquele do modelo dinâmico de crescimento, baseado no ambiente individual de cada planta durante a estação de crescimento.

Outra diferença entre um simples K_c e o modelo de crescimento da cultura é o cálculo K_w . Muitos modelos de crescimento de plantas consideram a irrigação como um insumo do balanço de água, embora alguns modelos utilizem restrições de irrigação mais realistas, tais como capacidade de irrigação ou programa de outorga de água de irrigação. Além disso, muitos modelos de crescimento de plantas, simplesmente, considera as irrigações como "chuva extra" sem considerarem as diferentes formas de irrigação.

Ambos os tipos de modelos de balanço de água, ou seja, programação de irrigação e crescimento de plantas, são apropriados à programação da irrigação desde que atendam às seguintes exigências: a) proporcionam uma contabilidade diária de água e b) forneçam uma

projeção para determinar a melhor data para irrigar, de tal forma que a água disponível armazenada no solo seja considerada e a nova irrigação seja mais eficientemente utilizada pela planta.

Naturalmente que, sendo estes modelos baseados em estimativas de balanços de água de um único ponto, os parâmetros utilizados devem ser ajustados, simultaneamente, para simular as condições de irrigação no campo e a parcela experimental, isto é, os pontos de início e final de um pivô, ou o primeiro e o último sulco de irrigação por superfície. A próxima previsão de data de irrigação pode ser baseada nas probabilidades de chuva e também nos picos máximos esperados de *ET* a medida que a planta desenvolve.

Igualmente importante para decisões táticas, dentro de uma estação de crescimento de plantas, a *ET* pode ser utilizada em modelos de crescimento de culturas para estudos de situações de longo-termo (Colina, 1991) para dar o ajuste fino nas estratégias de gerenciamento da irrigação e examinar as alternativa de cenários econômicos. Sendo o modelo baseado em *ET* e os modelos de crescimento de culturas, tipicamente, unidimensionais, eles não consideram a natureza bidimensional de irrigação e chuva (variabilidade temporal e espacial), que pode ser examinada, diretamente e de modo mais fácil usando as observações do estado hídrico do solo ou da planta.

1.2.8. Bibliografia Consultada

- ARKLEY, R. J. Relationships between plant growth and transpiration. *Hilgardia*. 34:559-584. 1962.
- ALLEN, R.G., SMITH, M., PERRIER, A. & PEREIRA, L. S. An update for the definition of reference evapotranspiration. *ICID Bulletin* 43(2):1-34, 1994.
- BAUSCH, W & NEALE, C.M.U. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: a concept. *Transactions of the ASAE*. 30(3): 703-709, 1987.
- BURMAN, R. D.; LARAMIE, W. Y.; NIXOX, P. R.; WRIGHT, J. L. & PRUITT, W. O. Water requeriments. In: JENSEN, M. E. (ed.) *Design and operation of farm irrigation systems*. Michigan, ASAE, Monograph No. 3, 1983. p. 189-225.
- BURMAN, R. & POCHOP, L.O., 1994. *Evaporation, evapotranspiration and climatic data*. Elsevier, Amsterdam, 278p.
- CHANG, Jen-Hu. *Climate and agriculture*. Chicago, Aldine Publishing Company. 1968. 304p.
- COWAN, I.R. Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.* 2:221-239, 1965.
- CUENCA, R. H. & NICHOLSON, M. T., 1982. Application of Penman equation wind function. *J. Irrig. and Drain. Eng.*, ASCE, 108: 13-23.
- DOORENBOS, J. & KASSAM, A. H., 1979. *Yield response to water*. Rome, FAO 193p. (Irrigation and Drainage Paper 33).
- DOORENBOS, J. & PRUITT, W. O., 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*. Irrigation and Drainage Paper 24, FAO, Rome, 179pp.
- FREVERT, D. R.;HILL, R. W. & BRAATEN, B. C., 1983. Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J. of Irrig. and Drain. Eng.*,ASCE, 109:265-270.

- FRIZZONE, J. A. & OLITTA, A. F. L. Consumo de água e produção do feijoeiro (Phaseolus vulgaris L.) em latossolo vermelho escuro. ITEM, ABID. 29:25-29.1987.
- FRIZZONE, J. A. , OLITTA, A. F. L. & PEREIRA, G. T. Funções de resposta do feijoeiro (Phaseolus vulgaris L.) ao uso de nitrogênio e lâmina de irrigação. II- Maximização da receita líquida. ITEM, ABID. 30:27-31. 1987.
- HAGAN, R. M. & STEWART, J. I. Water deficits - Irrigation design and programming. Journal of the Irrigation and Drainage Division. ASCE. 98:215-237. 1972.
- HANKS, R. J. Soil water evaporation and transpiration. In: Hanks and J.T. Ritchie (ed). Modeling plant and soil systems, Agron. Mono. No. 31, ASA, Madison. 1991. Pp.171-178.
- HATFIELD, J. L. Methods of estimating evapotranspiration. In: STEWART, B. A. and NIELSEN, D. R., (eds.) *Irrigation of agricultural crops - Agronomy Monograph*, 30, 1990. p. 435-474.
- HEILMAN, J. L.; HEILMAN, W. E. & MOORE, D. G. Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. *AgronomyJournal*.74:967-971, 1982.
- JENSEN; M. E.; BURMAN, R. D. & ALLEN, R. G. *Evapotranspiration and irrigation water requeriments*. New York, ASCE. 1990. 332p (Manuals and reports 70)
- JONES, J. W. & RITCHIE, J. T. Crop growth models. In: HOFFMAN, G. J., HOWEL, T. A., SOLOMON, K. H.(eds). Management of farm irrigation systems. St. Joseph, ASAE, 1990. p.63-89.
- JONES, C. A.; RITCHIE, J. T.; KINIRY, J. R.; & GODWIN, D. C. *Subroutine structure*. In: Jones, C. A. and Kiniry, J. R. (ed.) CERES-Maize: A simulation model of maize growth and development. Texas A&M Univ. Press, College Station. p. 49-112. 1986.
- NEALE, C. M. U & BAUSCH, W. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation. *Americam Society of Agricultural Engineers*, Fort Collins, 83:2527-, 1983.
- NIELSEN, D. C. & HINKLE, S. E. Field evaluation of basal crop coefficients for corn based on growing degree days, growth stage, or time. *Transactions of the ASAE*, 39(1):97-103. 1996
- PENMAN, H. L.;ANGUS, D. E. & VAN BAVEL, C. H. N., 1967. Microclimatic factors affecting evaporation and transpiration., In: R.M.Hagan, H. H. Haise & T. W. Edminster (Eds.) *Irrigation of Agricultural Lands*. *Amer. Soc. Agronomy*. p483-505.
- PEREIRA, A. R., VILLA NOVA, N. A. & SEDIYAMA, G. C. Evapo(transpi)ração. Piracicaba, Fealq. 1997, 183p
- PIERCE, L. T. Estimating seasonal and short term fluctuation in evapotranspiration from meadow crops. Washington DC, American Meteorological Society, 1958. 78p. (Bulletin No. 39).
- RITCHIE, J. T. Model to predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water resource. Res.*, 8:1204-1213, 1972.
- RITCHIE, J. T. & JOHNSON, B. S. Soil and plant factors affecting evaporation. In: STEWART, B. A. and NIELSEN, D. R., (eds.) *Irrigation of agricultural crops - Agronomy Monograph*, 30, 1990. p. 363-390.
- SEDIYAMA, G. C. Evapotranspiração: Necessidade de água para as plantas cultivadas. Brasília, ABEAS. 1996. 173p. (Módulo 2).

- SMITH, M., 1991. *Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements*. Rome FAO. 45p.
- SNYDER, R. L., 1992. Equation for evaporation pan to evapotranspiration conversions. *J. of Irrig. and Drain. Eng.*, 118:977-980.
- STEELE, D. D.; SAJID, A. H & PRUNTY, L. D. New corn evapotranspiration crop curves for Southeastern North Dakota. *Transactions of the ASAE*, 39(3):839-845, 1996.