

Evaporação Líquida no Reservatório de Foz do Areia, PR: Estimativas dos Modelos de Relação Complementar *Versus* Balanço Hídrico Sazonal e Balanço de Energia

Nelson Luís Dias

Lemma/UFPR - Curitiba, PR
nldias@ufpr.br

Akemi Kan

LACTEC - Curitiba, PR
akemi@simepar.br

Recebido: 19/05/06 – revisado: 23/09/07 – aceito: 09/01/08

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo realizar uma reavaliação das séries de dados de evaporação e evapotranspiração no reservatório de Foz do Areia pelo maior período possível permitido pela disponibilidade atual de dados hidrológicos e meteorológicos. Para as estimativas de evapotranspiração, foram comparados o método do balanço hídrico sazonal, o modelo hidro-meteorológico de evapotranspiração HEM, e o modelo CRAE. Para as estimativas de evaporação em lago, foram utilizados o método do balanço de energia e o modelo CRLE. Os resultados de evaporação líquida obtidos por (a) Balanço de Energia e HEM e (b) CRLE/CRAE são bastante diferentes. A estimativa (a) de evaporação líquida corresponde a -378 mm médios anuais no período 1982-2004, enquanto que a estimativa (b) é de +165 mm.

Palavras-chave: evapotranspiração, evaporação em lagos, evaporação líquida.

INTRODUÇÃO

O reservatório José Munhoz da Rocha Neto (Foz do Areia), de propriedade da Companhia Paranaense de Energia (COPEL), situa-se a jusante do município de União da Vitória, no rio Iguaçu, na latitude 26° S e longitude 51°40' O, e a uma altitude de 600 m, no sul do estado do Paraná. Sua operação iniciou-se em 27 de março de 1986, a área de drenagem é de 29.900 km² e a área da superfície do lago varia entre 141,90 km² (máxima) e 55,88 km² (mínima). Estão instaladas 4 turbinas com capacidade de 1.676 MW de potência efetiva e 5.779 MWh de energia média. A usina tem uma queda de referência de 135 m, um rendimento de 92% e perdas hidráulicas de 1,77 m (Sipot, 1998).

Foz do Areia é o reservatório de acumulação mais importante da COPEL, e regula toda a cascata do rio Iguaçu. Por este motivo, as perdas em Foz do Areia afetam a produção de energia em toda a cascata.

O "Problema" da evaporação para a geração de energia

"Evaporação" é o termo genérico para indicar dois fenômenos ligeiramente diferentes de interesse em Hidrologia: a evaporação de superfícies líquidas, tais como poças de água, rios, lagos naturais e lagos artificiais, e a "evapotranspiração" a partir de: solo nu, grama, capim, árvores e culturas agrícolas (milho, trigo, soja e hortifruticultura, etc.). A evaporação está associada aos balanços de massa e de energia dentro de um volume de controle, que pode ser uma bacia hidrográfica inteira (a "evapotranspiração" da bacia), ou um reservatório (a "evaporação" do lago):

$$(P - E)A + Q_a - Q_e = \frac{dM}{dt}, \quad (1)$$

$$R_1 = H + LE + G, \quad (2)$$

onde P é a precipitação e E é a evapo(transpi)ração, em kg m⁻²s⁻¹; A é a área horizontal exposta à atmos-

fera em m^2 ; Q_a e Q_e são as vazões mássicas afluentes e efluentes em $kg\ s^{-1}$; M é a massa de água armazenada dentro do volume de controle em kg ; R_l é a radiação líquida na superfície em $W\ m^{-2}$, H é o fluxo de calor sensível para a atmosfera em $W\ m^{-2}$, L é o calor latente de evaporação em $J\ kg^{-1}$ e G é o fluxo de calor da superfície para o volume de controle em $W\ m^{-2}$.

Quando se constrói um reservatório, a área inundada deixa de "evapotranspirar" à taxa E_T , e a superfície líquida passa a evaporar à taxa E_L . Se supusermos que a construção do reservatório não modifica outros componentes do balanço hídrico no fecho da barragem, então a perda "líquida" de massa de água provocada por essa construção é correspondente a uma variação na vazão disponível na seção da barragem. A equação (3) tem que ser vista como o modelo de simulação que ela é: E_T e E_L são fenômenos que ocorrem em momentos distintos da história da bacia hidrográfica, e não se está levando em conta as modificações no escoamento subterrâneo e possivelmente no micro-clima local provocadas pela construção do reservatório, e que por sua vez provavelmente modificam os valores locais de evapotranspiração após a sua construção. Na equação (3), ao contrário, tudo se passa como se a história da bacia se bifurcasse em dois cenários independentes, "com" e "sem" a presença do reservatório. No setor elétrico brasileiro, denomina-se "evaporação líquida".

$$\Delta Q = (E_L - E_T)A \quad (3)$$

$$E_N \equiv E_L - E_T \quad (4)$$

Debaixo desta hipótese simplificadora, a correta consideração das perdas por evaporação tem um efeito pequeno, mas às vezes crucial, sobre a avaliação dos benefícios econômicos advindos da construção do reservatório.

Os efeitos da evaporação líquida são fortemente dependentes dos modelos adotados para E_T e E_L . Um exemplo é o caso do sistema dos três principais reservatórios da COPEL: Foz do Areia, Segredo e Capivari. Os valores de evaporação líquida sugeridos pela Canambra (1969) e até há alguns anos utilizados no planejamento do setor elétrico brasileiro, eram de 800 mm uniformemente distribuídos na região Sul do Brasil. Estudos realizados pelo CEHPAR (Illich, 1993) dentro do projeto HG-70 obtiveram valores bastante distintos: 267, 410 e 208 mm de evaporação líquida para Foz do Areia, Segredo e Capivari respectivamente. O valor adotado pela ELETROBRÁS em 1999 para E_N em Foz do Areia

era de 192 mm, enquanto que neste ano Kan e Dias (1999) obtiveram E_N igual a -322 mm, ou seja: um *ganho* líquido de vazão após a construção do reservatório. Estas discrepâncias mostram claramente o nível de incerteza existente em relação à evaporação e à evapotranspiração, e apontam para a necessidade de quantificá-las da melhor forma possível.

A Tabela 1 indica o significado energético das perdas por evaporação, considerando um rendimento médio total de 85% sobre a queda bruta. A área de cada reservatório e a queda bruta correspondem a 50% do volume útil. Diante das afluições médias aos reservatórios da COPEL, a evaporação líquida é muito pouco importante: as afluições mínimas mensais históricas aos reservatórios de Foz do Areia, Segredo e Capivari, respectivamente, são $89\ m^3\ s^{-1}$, $97\ m^3\ s^{-1}$ e $7\ m^3\ s^{-1}$: no cenário CEHPAR HG-70, a evaporação líquida é cerca de 1% destes totais.

Tabela 1 - Perdas por evaporação estimadas para os principais reservatórios da COPEL

Reservatório	Área $\times 10^6\ m^2$	Queda m	$E_L - E_T$ m ano ⁻¹	Energia $\times 10^3$ MWh
Cenário Canambra (1969)				
Foz do Areia	96,35	123,2	0,800	22,0
Segredo	77,19	114,5	0,800	16,4
Capivari	7,80	746,8	0,800	10,8
Cenário CEHPAR HG-70				
Foz do Areia	96,35	123,2	0,267	7,34
Segredo	77,19	114,5	0,410	8,39
Capivari	7,80	746,8	0,208	2,81

A importância das perdas por evaporação no Planejamento da Expansão do Setor Elétrico foi avaliada por Kamogawa (1989) para a cascata do rio Iguaçu, e por Neto et al. (1990) para os sistemas Sul e Sudeste. Este último estudo calculou o mercado de oferta em MW ano entre 1990 e 1997, para um risco médio de déficit de 5%, para ambos os sistemas debaixo de diversas hipóteses para a evaporação líquida, entre elas:

1. as taxas originalmente propostas pela Canambra (1969);
2. $E_N = 0$ para todas as usinas.

Na hipótese 1, o Sistema Sul tem uma oferta média no período 1990-97 de 2938 MW ano; o Sistema Sudeste tem 20181 MW ano. Na hipótese 2,

estes números aumentam para 2992 e 20957, respectivamente. A diferença é de 54 MW ano no Sul, e 776 MW ano no Sudeste. Ao custo marginal de expansão do sistema elétrico da época, US\$ 38,00/MW h, a diferença corresponde a não-desprezíveis US\$ 276.000.000,00.

Mais recentemente, em um estudo extremamente importante dos principais fatores que modificam a energia firme do sistema elétrico interligado brasileiro, Kelman et al. (2004) mostraram que a evaporação é o fenômeno natural mais impactante no cálculo da energia firme.

Efeito da evaporação na reconstituição de vazões naturais

A determinação da série de vazões naturais (SVN) em rios que tiveram seus regimes fluviométricos alterados em função da instalação de aproveitamentos hidroelétricos é de vital importância para o planejamento da operação e da expansão do setor elétrico. Os modelos que o setor elétrico utiliza rotineiramente, em base mensal ou semanal, fazem uso destas séries para a determinação da configuração ótima de geração, tendo em vista as unidades de geração do Sistema Interligado Nacional (SIN). Além disso, o planejamento integrado com outros usos dos recursos hídricos pode, igualmente, ser beneficiado a partir do conhecimento dessas séries de vazões naturais. Ao longo das três últimas décadas, tem-se tentado obter SVN consistentes e próximas da realidade. No entanto, em virtude do grau de incertezas presentes nas variáveis hidrológicas afetadas pelos efeitos de regularização dos reservatórios, essa tarefa representa ainda um grande desafio para a hidrologia.

Imaginemos inicialmente a equação do balanço hídrico (1) aplicada para a região de um reservatório *antes* de sua existência:

$$\frac{dM_T}{dt} = Q_{ac} + Q_{an} + PA_L - E_T A_L - Q, \quad (5)$$

onde M_T deve ser interpretada como a massa de água armazenada na mesma área que será futuramente inundada pelo reservatório; Q_{ac} é a vazão mássica controlada afluente à região a ser inundada pelo futuro reservatório; Q_{an} é a vazão mássica afluente não controlada, ou não conhecida; P é a precipitação direta sobre a área A_L que será futuramente inundada, E_T é a evapotranspiração nesta região, e finalmente Q é a vazão natural que se deseja obter. Para estas condições naturais, a variação do armaze-

namento em nível mensal, provavelmente, é suficientemente pequena: o volume de controle correspondente à equação de balanço (5) é apenas o vale que será inundado para formar o reservatório, e não a bacia hidrográfica inteira por cujo exutório flui Q , e M_T é a massa de água armazenada nas regiões não-saturada e saturada do solo neste vale. Então, fazendo-se $dM_T/dt = 0$, obtém-se

$$Q = Q_{ac} + Q_{an} + (P - E_T)A_L. \quad (6)$$

Uma vez implantado o reservatório, a equação de balanço para a mesma região assume a seguinte forma:

$$\frac{dM_L}{dt} = Q_{ac} + Q_{an} + (P - E_L)A_L - Q_e, \quad (7)$$

onde M_L é a massa de água armazenada no lago, Q_e é a vazão mássica efluente do aproveitamento (incluindo a vazão turbinada e a vazão vertida no barramento hidráulico) e E_L é a evaporação na área do lago formado pelo reservatório. Subtraindo-se (7) de (6), obtém-se uma equação para a vazão natural:

$$\begin{aligned} Q &= \frac{dM_L}{dt} + (E_L - E_T)A_L + Q_e, \\ &= \frac{dM_L}{dt} + E_N A_L + Q_e. \end{aligned} \quad (8)$$

Esta é a equação normalmente utilizada, com base no balanço hídrico, para a obtenção da série de vazões naturais (SVN) para o setor elétrico. A importância da "evaporação líquida" (equação (4)) aparece explicitamente em (8). O problema é que provavelmente Q é muito bem correlacionado com Q_{ac} , que desapareceu de (8), enquanto que E_L , E_T , dM_L/dt e Q_e são todos termos problemáticos, ou seja, carregam grande incerteza na sua determinação.

O método do balanço hídrico sazonal (BHS) foi proposto por Dias e Kan (1999) como uma alternativa relativamente simples para a obtenção de estimativas sazonais de evapotranspiração em bacias hidrográficas levando em conta o armazenamento de água dentro da bacia. Ele foi aplicado para a mesma região do presente trabalho por Kan e Dias (1999). Um dos objetivos do presente trabalho é reavaliar as estimativas de Kan e Dias para um período mais longo e compará-las com os modelos CRAE e CRLE em nível mensal.

SÉRIES CONTÍNUAS DE DADOS METEOROLÓGICOS E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DA ÁGUA

Dados meteorológicos

Os dados deste estudo foram obtidos em 6 estações pluviométricas, 1 estação fluviométrica, 1 estação meteorológica convencional do IAPAR (Instituto Agrônomo do Paraná) e 1 estação meteorológica automática do SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná), que constam das tabelas 2 e 3. As estações meteorológicas convencional e automática em Foz do Areia estão instaladas no mesmo ponto, e isto permite que seus dados sejam diretamente utilizados. Com isto, é possível obter séries históricas razoavelmente longas de temperatura e umidade relativa do ar (T_a e y), radiação solar incidente $R_{s\downarrow}$, velocidade do vento v , pressão atmosférica p , precipitação P e pressão de vapor e_a para a estação de Foz do Areia.

Tabela 2 - Estações pluviométricas e fluviométricas utilizadas

Estação pluviométrica	Início
Iratim	02/1976
Serraria São Sebastião	02/1976
Jangada	11/1945
Rio Farias	02/1976
Campo do Meio	02/1976
Serraria Santa Rita	02/1976
Estação fluviométrica	
Jangada	11/1945

Tabela 3 - Estações meteorológicas utilizadas

Nome da Estação	Tipo	Período
Foz do Areia	convencional	05/1981–07/1997
Foz do Areia	telemétrica	06/1997–Presente

A maior parte das estações meteorológicas convencionais que operaram ou ainda operam no Brasil não possuem dados de radiação solar medida. O instrumento mais comum nestas estações é o heliógrafo *Campbell-Stokes*, que mede n , o número de horas de brilho intenso de sol no dia. Por outro lado, a estação meteorológica do SIMEPAR mede diretamente a radiação solar incidente $R_{s\downarrow}$ com um piranômetro de silício. Para uniformizar a série da

estação convencional é preciso calcular a radiação solar incidente. Esse cálculo é feito usando a equação de Ångström-PreScott

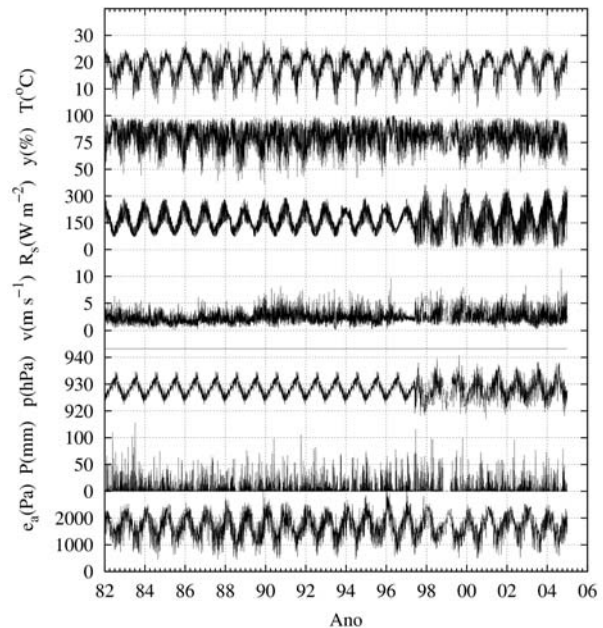


Figura 1 - Séries diárias de dados meteorológicos em Foz do Areia.

$$\frac{R_{s\downarrow}}{R_{sea}} = a + b \frac{n}{N}, \quad (9)$$

onde R_{sea} é a radiação solar extra-atmosférica, a e b são as constantes de Ångström-PreScott e N é a duração máxima teórica de brilho intenso do sol.

As Figuras 1 e 2 mostram as séries temporais meteorológicas diárias e mensais em Foz do Areia. A partir de 1997, quando os dados da estação automática são utilizados, nota-se claramente uma maior variabilidade nos dados de radiação solar e pressão atmosférica. Até junho de 1997, a radiação solar foi calculada usando a equação (9) com $a=0,18$ e $b=0,47$ (Dias e Kan, 1999). A pressão atmosférica medida na estação convencional apresenta um número demasiadamente grande de falhas para o período estudado, e por este motivo foi simplesmente preenchida com a climatologia diária das medições feitas na estação automática.

Temperatura da superfície da água

A temperatura da superfície da água, T_0 , é um dado fundamental para a obtenção de boas séries de evaporação em lago E_L (Dias, 1992). Para o

reservatório de Foz do Areia, existem séries de T_0 medida uma vez por mês ao longo do período 1982 a 1987. Kan e Dias (1999) aplicaram uma regressão linear entre T_0 e a temperatura do ar T_a para obter séries diárias de T_0 em Foz do Areia para um período mais longo. No presente trabalho efetuou-se o mesmo procedimento para toda a série de dados meteorológicos disponíveis (1982–2004), com a mesma equação de regressão obtida por Kan e Dias (1999). O resultado das médias mensais de T_0 é mostrado na Figura 3, onde as temperaturas do ar e da água são comparadas. Note que $T_0 > T_a$ (na escala mensal), o que indica que o fluxo de calor sensível H entre o lago e a atmosfera é positivo.

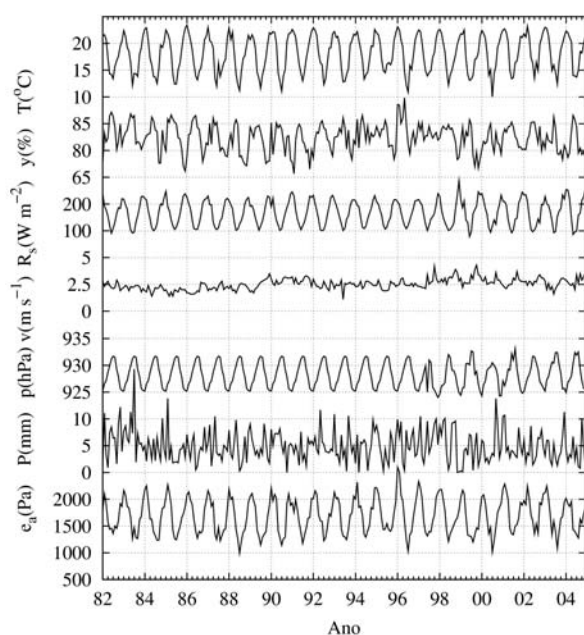


Figura 2 - Séries mensais de dados meteorológicos em Foz do Areia

METODOLOGIA

O método do balanço hídrico sazonal

A base do método do balanço hídrico sazonal é a equação de balanço hídrico ao longo de um período de comprimento variável Δt entre dois fins consecutivos de longas recessões:

$$\frac{S_f - S_i}{\Delta t} = \langle P \rangle - \langle Q \rangle - \langle E_T \rangle_{\Delta t} \quad (10)$$

onde $\langle \cdot \rangle$ indica uma média temporal sobre Δt , e S_f e S_i representam o armazenamento total de água na

bacia no fim e no início do período de balanço, respectivamente. Nesta seção, os armazenamentos são dados em mm, e vazões, precipitações e evaporações em mm dia^{-1} . Estima-se os valores de armazenamento com os valores de vazão no último dia da recessão, via

$$S = f^{-1}(Q), \quad Q = f(S) = \frac{S}{T} \quad (11)$$

A constante de recessão T é obtida por meio de uma análise clássica de recessões supondo que o reservatório subterrâneo é linear. Plota-se (para os períodos de recessão) a vazão no dia $t+1$ versus a vazão no dia t , e o coeficiente angular da reta resultante é usado para calcular T . Para os detalhes do procedimento, ver Dias e Kan (1999).

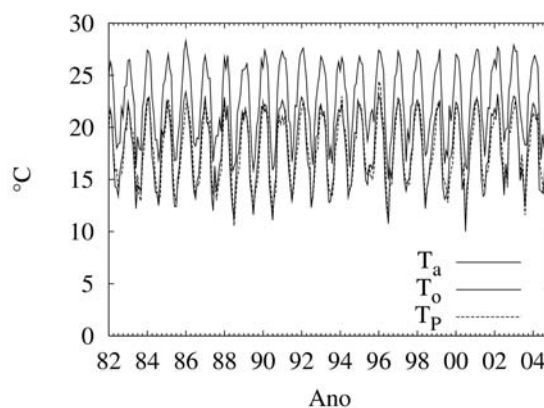


Figura 3 - Séries mensais de temperatura do ar (observada), temperatura da água (estimada usando uma regressão entre T_a e T_0), e temperatura de equilíbrio TP do CRLE fundo.

Implementou-se o cálculo da chuva média na bacia utilizando uma versão computacional do método de Thiessen, que utiliza uma poligonal fechada em coordenadas UTM para delimitar a bacia e as coordenadas UTM dos postos pluviométricos. O método está descrito em ELETROBRAS (1987).

O modelo hidrometeorológico de evapotranspiração (HEM)

As séries de evapotranspiração $\langle E_T \rangle_{\Delta t}$ geradas pelo método BHS possuem uma escala de tempo maior do que um mês, pois os valores de Δt são impostos pela hidrologia da bacia hidrográfica, e possuem uma distribuição empírica de probabilidade

des com média superior a um mês. Dias e Kan (1999) e Kan e Dias (1999) mostram como se pode obter séries “mensais” equivalentes (com a mesma média de longo curso), denominadas aqui $E_{T,b}$, por meio do expediente simples de ponderar as estimativas $\langle E_T \rangle_{\Delta t}$ disponíveis dentro de um determinado mês. Entretanto, as séries mensais de $E_{T,b}$ não são capazes de reproduzir a real variabilidade mensal de E_T . O modelo hidrome-teorológico de evapotranspiração (HEM) foi proposto por Dias e Kan (1999) para contornar este problema, com a seguinte abordagem:

1. Primeiramente, utiliza-se um número equivalente de dias da estimativa mensal de $E_{T,b}$, e seleciona-se apenas os meses em que este número é menor que ou igual a 45 dias.
2. Em seguida, faz-se uma regressão linear destes valores $E_{T,b}$ mais representativos da real média mensal de evapotranspiração contra dados hidrológicos (vazão) e meteorológicos (precipitação, déficit de pressão de vapor, temperatura e algum índice E_{sup} de evaporação “potencial”, tal como a evaporação de Penman (1948), a de Priestley e Taylor (1972), ou a própria radiação líquida).
3. Finalmente, aplica-se o modelo obtido a toda a série de dados, gerando uma série mensal de evapo-transpiração $E_{T,m}$ capaz de reproduzir a variabilidade mensal de E_T .

Neste trabalho, a variante do HEM adotada utiliza a evaporação de Penman E_p no papel de E_{sup} , e os resultados obtidos por regressão são da forma

$$\frac{E_{T,m}}{E_p} = c_{1,m} + c_{2,m}(P - Q) + c_{3,m}(e_a^* - e_a), \quad (12)$$

onde $c_{1,m}=1,59846$, $c_{2,m}=0,11921$ e $c_{3,m}=-0,00174767$; P é a precipitação média mensal sobre a bacia, Q é a vazão média mensal no exutório, $e_a^* = e^*(T_x)$ é a pressão de saturação de vapor d’água à temperatura T_x , e_a é a pressão de vapor d’água no ar e T_a é a temperatura do ar.

A evaporação em lago pelo método do balanço de energia

A evaporação em lago pelo método do balanço de energia, em nível mensal, é calculada por meio da razão de Bowen (com os dados médios

mensais de T_0 , T_a e e_a , da mesma forma que feito em Reis e Dias (1998))

$$B_o = \gamma \frac{T_0 - T_a}{e_0^* - e_a}, \quad (13)$$

(onde γ é a constante psicrométrica), e em seguida pela aplicação da equação de balanço de energia,

$$LE_{L,be} = \frac{1}{1 + B_o} [R_1 - D], \quad (14)$$

onde D é a taxa de variação de entalpia armazenada nas águas do lago (Reis e Dias, 1998; Dias e Rocha, 1999). Em Foz do Areia há dados de perfis de temperatura da água confiáveis apenas para um período relativamente curto, 1984–1986, de forma que não é possível gerar valores mensais confiáveis para todo o período de dados analisado (1982–2004). Em vez disto, obteve-se as médias mensais de D para o período disponível, que foram então adotadas para todo o período do estudo.

Os modelos CRAE e CRLE de Morton

Morton, (1983a,b) propôs dois modelos que são o coroamento de um longa série de estudos de evapotranspiração e evaporação em lagos (ver por exemplo: Morton (1966), Morton (1976) e Morton (1978)). Em 1987, os modelos já tinham sido aplicados por mais de um grupo de pesquisa para a estimativa de evaporação em lagos no Brasil (Dias e Kelman, 1987; Trovatti, 1987). Os modelos (denominados CRAE e CRLE) utilizam *dados médios mensais*, e são relativamente fáceis de usar.

Os modelos CRAE/CRLE ganharam popularidade no Setor Elétrico brasileiro, e no início dos anos 90 foram “padronizados” para o cálculo de evaporação e evapotranspiração nos reservatórios do Setor. Estes modelos estão muito bem documentados na literatura internacional e também na nacional (Dias,1986; Roque e Sansigolo, 2001; Reis et al., 1995), de forma que será feita apenas uma breve descrição dos seus pontos mais importantes.

A versão do CRAE/CRLE utilizada neste trabalho é a documentada em Morton (1983a,b), com as pequenas modificações introduzidas em Morton (1986). Os modelos são programados para receber como dados de entrada a temperatura de ponto de orvalho média mensal, a radiação solar média mensal e a temperatura do ar média mensal, sendo portanto compatíveis com a entrada de dados obtida a partir de estações meteorológicas automáti-

cas reportando dados médios horários (as médias mensais são obtidas a partir de dados horários por um programa de pré-processamento).

CRAE

O CRAE baseia-se na execução dos seguintes passos:

1. Solução numérica acoplada (“método de Budyko” (Sellers, 1965)) das equações de balanço de energia e de transferência de massa:

$$R_{IP} = R_s \downarrow (1 - a_T) + \epsilon_T R_a \downarrow - \epsilon_T \sigma T_p^4, \quad (15)$$

$$LE_p = \frac{1}{1 + \gamma \frac{T_p - T_a}{e_p - e_a}} R_{IP}, \quad (16)$$

$$LE_p = L f_T (e_p^* - e_a), \quad (17)$$

onde a_T é o albedo da superfície terrestre, ϵ_T é a absorptividade da superfície terrestre, $R_s \downarrow$ é a radiação solar incidente, $R_a \downarrow$ é a radiação atmosférica incidente, R_{IP} é a radiação líquida à “temperatura de equilíbrio” T_p , E_p é a evaporação potencial e f_T é um coeficiente de transferência de massa para a superfície terrestre.

2. A solução é a evaporação potencial E_p e a “temperatura de equilíbrio” T_p .
3. Com T_p , calcula-se uma “evaporação de superfície úmida” similar à equação de Priestley-Taylor,

$$LE_S = b_{1,T} + b_{2,T} \frac{\Delta_p}{\Delta_p + \gamma} R_{IP}, \quad (18)$$

4. Finalmente, calcula-se E_T pela relação complementar

$$E_{T,c} = 2E_S - E_p. \quad (19)$$

CRLE “Raso”

O CRLE “raso” é muito simples, e consiste basicamente na equação de Priestley e Taylor utilizando a temperatura de equilíbrio, conforme os passos abaixo:

1. Solução numérica acoplada (“método de Budyko”) das equações de balanço de energia e de transferência de massa:

$$R_{IP} = R_s \downarrow (1 - a_L) + \epsilon_L R_a \downarrow - \epsilon_L \sigma T_p^4, \quad (20)$$

$$LE_p = \frac{1}{1 + \gamma \frac{T_p - T_a}{e_p - e_a}} R_{IP}, \quad (21)$$

$$LE_p = L f_L (e_p^* - e_a), \quad (22)$$

onde a_L é o albedo da superfície do lago, ϵ_L é a absorptividade da superfície do lago, $R_s \downarrow$ é a radiação solar incidente, $R_a \downarrow$ é a radiação atmosférica incidente, R_{IP} é a radiação líquida à “temperatura de equilíbrio” T_p , e f_L é um coeficiente de transferência de massa para a superfície do lago.

2. A solução é a evaporação potencial E_p e a “temperatura de equilíbrio” T_p .
3. Com T_p , calcula-se uma “evaporação de lago raso”.

$$LE_{L,cr} = b_{1,L} + b_{2,L} \frac{\Delta_p}{\Delta_p + \gamma} R_{IP}. \quad (23)$$

CRLE “Fundo”

Em um lago, o termo de variação da entalpia armazenada, D , é muito importante. A solução do CRLE para este termo é bastante criativa e, até agora, o CRLE é o único modelo que tenta lidar com o problema de estimá-lo sem medições de perfis de temperatura da água do lago (uma metodologia detalhada para o cálculo de D a partir de perfis de temperatura da água pode ser encontrada em Dias e Reis (1998)). A solução proposta por Morton é modificar a série de radiação solar absorvida, em duas etapas:

1. Defasagem da série mensal original da radiação solar absorvida, $R_s \downarrow (1 - a_L)$, de um número fracionário de meses, em função da profundidade do lago.
2. Amortecimento da série mensal original com o método de Muskingum, usado com um objetivo bastante diferente daquele para o qual foi originalmente proposto.

O resultado é a transformação da série $R_s \downarrow (1 - a_L)$ na série $R_s \downarrow (1 - a_L) - D$. A partir deste ponto, o

modelo CRLE "Fundo" é idêntico ao "Raso", exceto que se usa $R_{s\downarrow}(1 - a_L) - D$ no lugar de $R_{s\downarrow}(1 - a_L)$ em todas as equações a partir (20), inclusive (23):

$$LE_{L,cf} = b_{1,L} + b_{2,L} \frac{\Delta_p}{\Delta_p + \gamma} [R_{IP} - D]. \quad (24)$$

EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A climatologia de P , Q e $E_{T,b}$ (a evapotranspiração no rio Jangada estimada pelo método do Balanço Hídrico Sazonal) é mostrada na Figura 4a. Como já observado por Dias e Kan (1999), ao contrário de P e Q , $E_{T,b}$ exibe claramente um padrão sazonal com valores mais altos no verão e mais baixos no inverno.

Um resultado mais interessante é a comparação entre $E_{T,b}$ e os valores médios mensais da evaporação de Penman E_p , da evaporação de Priestley-Taylor E_s e da radiação líquida R_l , mostrada na figura 4b. O que esta figura mostra claramente é que a evapotranspiração real de inverno estimada pelo BHS é *muito* superior tanto à radiação líquida quanto a E_p e E_s . Nota-se também que a evaporação Penman no inverno é maior que a radiação líquida. Estes resultados mostram que (1) E_p prevê implicitamente um fluxo de calor sensível "potencial" negativo no inverno e (2) $E_{T,b}$ indica também que há um fluxo de calor sensível *regional* negativo durante o inverno, o qual contribuiu com a *maior parte* da energia necessária para a evapotranspiração no inverno.

É importante observar que a climatologia de $E_{T,b}$ na figura 4a refere-se a todo o período disponível de dados hidrológicos (1946–2004), enquanto que a climatologia de $E_{T,b}$ na figura 4b corresponde apenas ao período em que também há dados meteorológicos para o cálculo de R_l , E_p e E_s , de 1982 a 2004.

Um resultado interessante é a comparação da climatologia do BHS, do HEM e do CRAE para o Rio Jangada, mostrada na figura 4c. O HEM é capaz de modificar a climatologia obtida com o BHS, e indicar (como parece mais verossímil à primeira vista) que o mínimo da evapotranspiração na bacia ocorre em Junho, e não em Agosto. O HEM apresenta a maior variação entre o inverno e o verão e o BHS a menor.

As séries mensais de evapotranspiração fornecidas pelo HEM (equação (12)) são comparadas com o BHS na figura 5a. O caráter amortecido da

série do BHS fica claramente em evidência, enquanto que o HEM é, conforme comentado, capaz de reproduzir a escala mensal da evapotranspiração.

A figura 5b mostra uma comparação do modelo CRAE em sua versão mais recente disponível (Morton et al., 1985) com o BHS para o período de dados deste estudo. O BHS apresenta desvios muito grandes para cima em 1990, 1992 e 1996 e para baixo em 1985, 1988 e 1995. Quando comparamos o CRAE com o HEM, podemos observar na figura 5c que o HEM tem uma amplitude de oscilação maior que CRAE. No período de verão, a evapotranspiração do HEM é maior e no inverno menor.

O BALANÇO DE ENERGIA DO LAGO DE FOZ DO AREIA E EVAPORAÇÃO LÍQUIDA

O balanço de energia do lago de Foz do Areia é mostrado na figura 6a. Estes resultados foram obtidos com o método do balanço de energia descrito na seção **A evaporação em lago pelo método do balanço de energia**, utilizando os dados meteorológicos da estação de Foz do Areia, que se supôs representativos da camada-limite atmosférica sobre o lago (o que é razoável, considerando-se que a estação e o reservatório estão em uma garganta relativamente estreita, que as bacias de contribuição das margens direita e esquerda do reservatório estão cobertas de florestas, e que a região é uniformemente úmida). Os resultados da aplicação do método do balanço de energia em Foz do Areia são clássicos: a maior parte da energia disponível é utilizada para o fluxo de calor latente $LE_{L,be}$ com o calor sensível $H_{L,be}$ permanecendo abaixo de 25 Wm^{-2} . Como sempre acontece em lagos profundos (a profundidade média de Foz do Areia é de 41,6 m), o ciclo mensal do fluxo de calor latente $LE_{L,be}$ está defasado do ciclo da radiação líquida R_l de alguns meses. Isto se deve à absorção/liberação de energia para aquecer/resfriar a água do lago, ou seja: à taxa de variação da entalpia da água do lago D (Dias e Reis, 1998; Dias e Rocha, 1999).

A partir dos perfis de temperatura da água disponíveis, Foz do Areia possui um valor máximo de D em dezembro ($85,4 \text{ Wm}^{-2}$) e mínimo em maio ($-118,5 \text{ Wm}^{-2}$). Os valores negativos de D no período do outono/inverno contribuem para *aumentar* a evaporação, e o oposto ocorre na primavera e no verão. A média anual de todos os dados de D é relativamente pequena: $-3,42 \text{ Wm}^{-2}$, que equivalem a $-3,65 \text{ mm/mes}$. Já a combinação CRLE/CRAE produz estimativas anuais de evaporação líquida *positiva*.

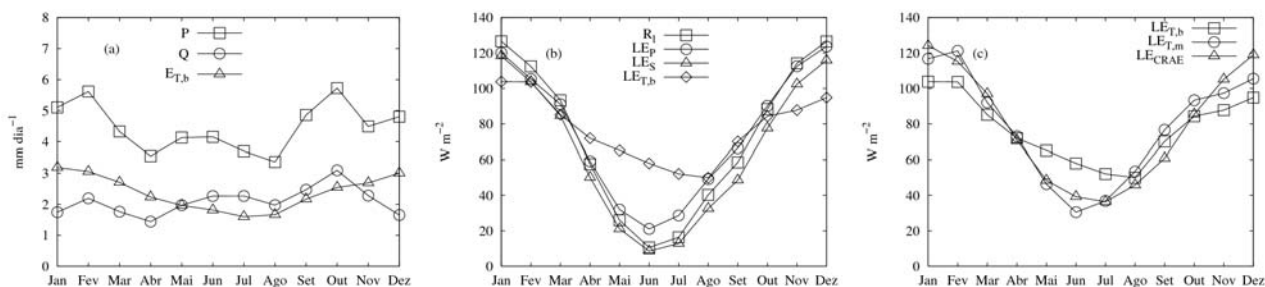


Figura 4 - (a) Climatologia de P, Q e $ET_{T,b}$ na bacia do rio Jangada. (b) Comparação da evapotranspiração pelo BHS com as evaporações de Penman (EP), Priestley-Taylor (ES) e com a radiação líquida (RI). (c) Climatologias das estimativas de evapotranspiração em Foz do Areia pelo BHS ($LET_{T,b}$), HEM ($LET_{T,m}$) e CRAE ($LET_{T,c}$).

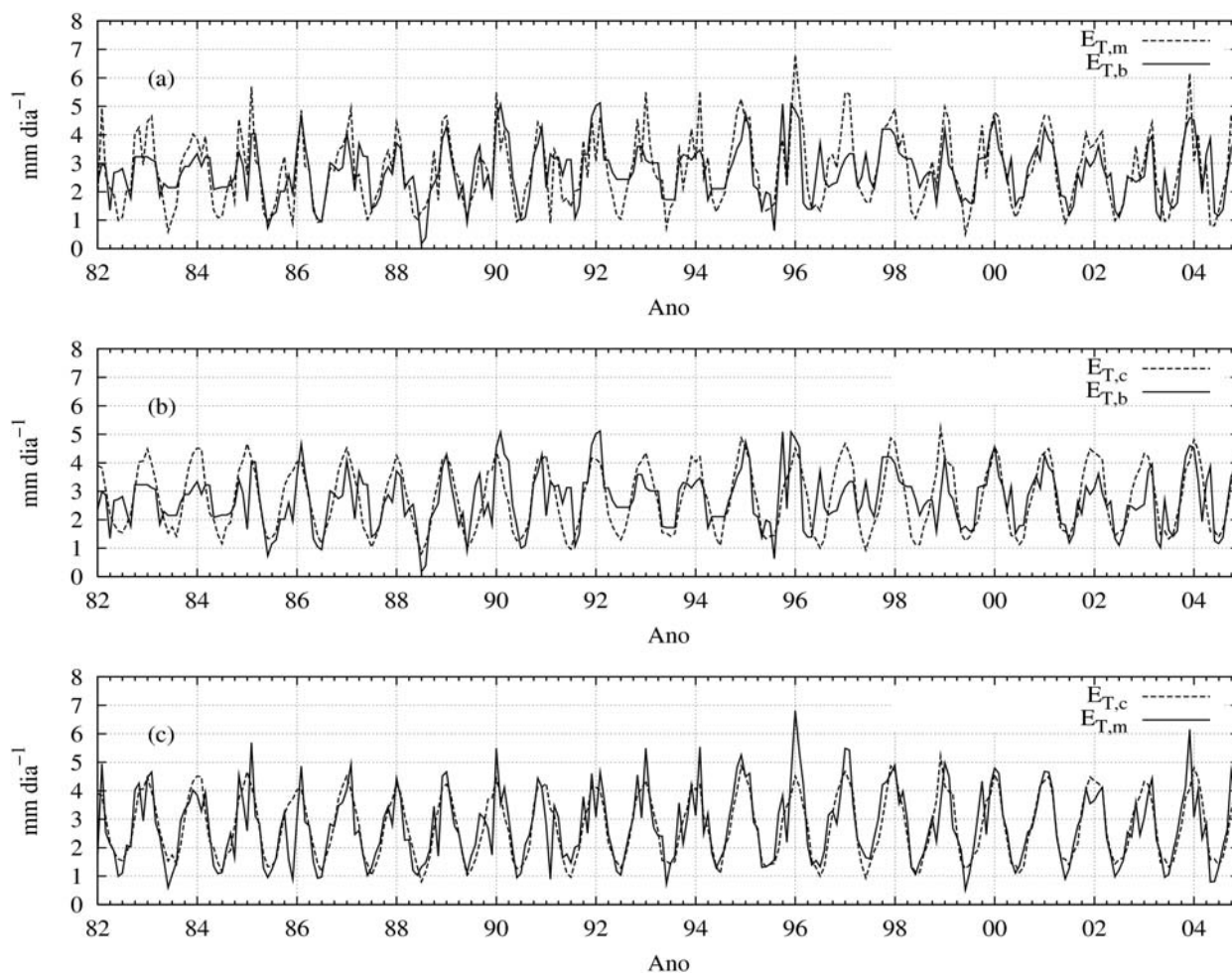


Figura 5 - Comparação de séries mensais de evapotranspiração: (a) $ET_{T,b} \times ET_{T,m}$; (b) $ET_{T,b} \times ET_{T,c}$; (c) $ET_{T,m} \times ET_{T,c}$.

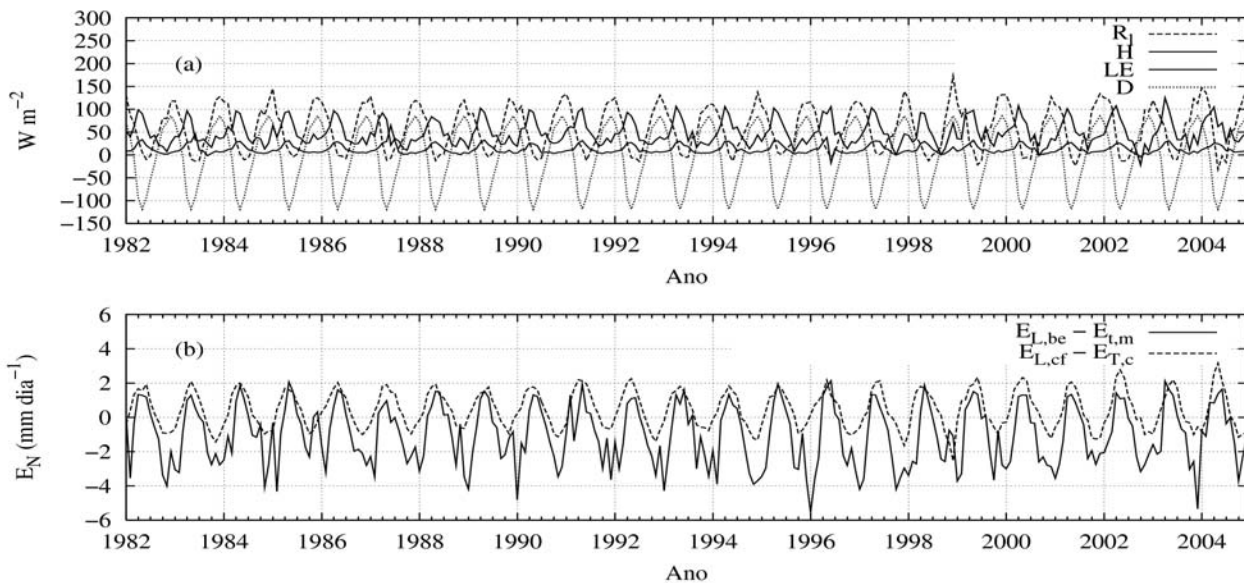


Figura 6 - Resultados de cálculos e modelos de evaporação em lagos: (a) balanço de energia do lago de Foz do Areia e (b) evaporações líquidas estimadas pelo balanço de energia e o HEM versus CRLE/CRAE.

Neste trabalho foram analisados os resultados de evaporação líquida utilizando duas metodologias: (a) a evaporação líquida resultante da diferença entre a evaporação em lago estimada pelo método do balanço de energia ($E_{L,be}$) e a evapotranspiração estimada pelo HEM ($E_{T,m}$), e (b) a evaporação líquida resultante da diferença entre a evaporação em lago estimada pelo CRLE fundo ($E_{L,cf}$) e a evapotranspiração estimada pelo CRAE ($E_{T,c}$). O resultado da comparação é mostrado na figura 6b e na tabela 4.

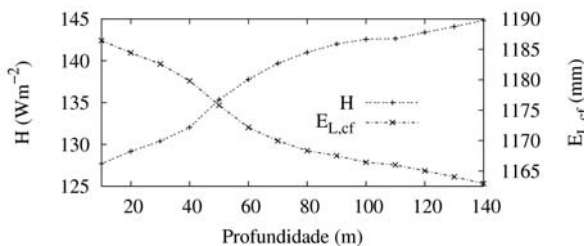


Figura 7 - Variação da evaporação em lago $E_{L,cf}$ e do fluxo de calor sensível H em função da profundidade.

Da mesma forma que já tinha sido verificado em um trabalho anterior (Kan e Dias, 1999), a

evaporação líquida estimada pela combinação do método do balanço de energia com o HEM é fortemente negativa, ou seja: estima-se com esta metodologia que a evapotranspiração regional é significativamente *maior* que a evaporação em lago. O principal fator responsável pela grande diferença entre as evaporações líquidas é a evaporação em lago, *via temperatura da superfície da água*. As estimativas de evaporação em lago com o método do balanço de energia são significativamente menores que as do modelo CRLE. O principal motivo disto é a diferença entre T_0 e T_p . Observe na figura 3 que T_p é quase indistinguível (na escala da figura) da temperatura do ar, enquanto que T_0 é significativamente maior; com isto, a radiação de onda longa emitida pela superfície na estimativa do método do balanço de energia é bem maior que a radiação de onda longa emitida estimada pelo CRLE, resultando em uma energia disponível menor para a evaporação.

Caso os resultados do balanço de energia e do HEM estejam ao menos qualitativamente corretos, então a formação do lago de Foz do Areia na verdade aumentou a disponibilidade hídrica no fecho da barragem. Do ponto de vista energético, isto significa que Foz do Areia talvez possua uma energia firme maior do que a atualmente estimada nos modelos de planejamento energético do Setor Elétrico brasileiro.

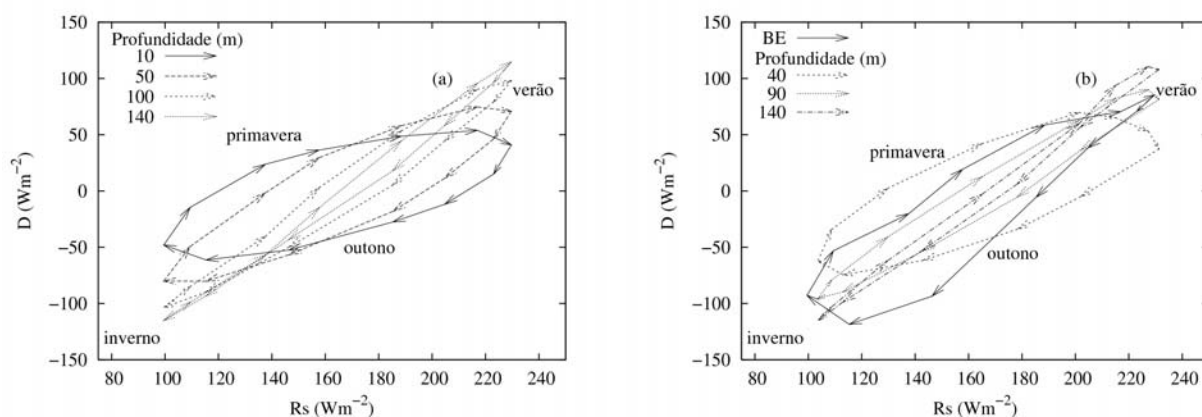


Figura 8 - (a) Estudo de sensibilidade da climatologia da variação da taxa de entalpia do lago de Foz do Areia em função da radiação solar (1982-2004), para diversos valores de profundidade média do lago; (b) Comparação da climatologia da variação da taxa de variação de entalpia do lago de Foz do Areia em função da radiação solar calculada pelo CRLE e estimada pelo BE para o período 1984-1986.

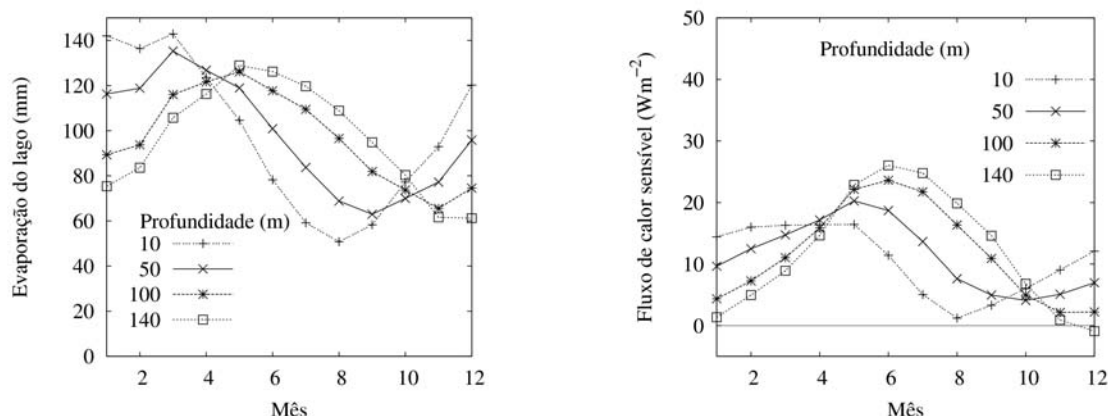


Figura 9 - Climatologia da evaporação e do fluxo de calor sensível do período de 1982 a 2004.

TAXA DE VARIAÇÃO DE ENTALPIA

A estimativa realista da taxa de variação de entalpia D é de suma importância no cálculo do balanço de energia de um lago. Para entender melhor o comportamento de D no Lago de Foz do Areia, foi feito um estudo de sensibilidade utilizando o modelo de cálculo de D do CRLE. As informações relevantes para este estudo, além dos dados meteorológicos, são a profundidade do lago na barragem, a área de inundação e o volume do lago para os diver-

sos níveis d'água do reservatório. Essas informações foram fornecidas pelo SIMEPAR e pela COPEL.

A figura 7 mostra a variação nos valores anuais de evaporação em lago fundo e no fluxo de calor sensível associado que são calculados pelo CRLE quando se varia a profundidade média, que é um dado de entrada do modelo. A variação de ambos com a profundidade é muito pequena; portanto, o impacto da profundidade do lago nos valores de E_L se dá principalmente na sua sazonalidade, e não nos seus valores anuais (admitindo-se que o modelo de cálculo de D pelo CRLE seja realista).

Pode-se observar pela figura 8a a existência de histerese da taxa de variação de entalpia em função da radiação solar ao longo do ano. A curva de histerese varia de acordo com a profundidade: quanto mais raso for o lago maior é a amplitude da histerese. A figura 8b mostra uma comparação das curvas de histerese entre os resultados obtidos pelo modelo CRLE e pelo método do balanço de energia para o período entre 1984 e 1986, quando dispunha-se de dados de perfis de temperatura da água que possibilitaram a obtenção de valores *medidos* de D. Os resultados dessa figura mostram que o CRLE não é totalmente capaz de reproduzir as reais condições de evolução de D ao longo do ano. *Este fato, mais o efeito da temperatura da superfície do lago sobre a radiação de onda longa emitida e seus resultados na estimativa da evaporação em lago, reforçam a necessidade de se realizarem estudos experimentais assim como esforços de modelagem mais aprofundados da evolução dos perfis de temperatura de lagos.*

Finalmente, a figura 9 mostra o efeito da profundidade do lago sobre a climatologia do fluxo de calor sensível e da evaporação. A análise do comportamento da climatologia mostra que, à medida que o lago se torna mais profundo, os valores máximos de evaporação e de fluxo de calor sensível se distanciam cada vez mais do verão, ou seja: dos meses em que a radiação solar é máxima.

CONCLUSÕES

Neste trabalho descreveu-se uma metodologia alternativa à utilizada pelo Setor Elétrico Brasileiro para o cálculo de evaporação em lago, evapotranspiração e evaporação líquida e sua aplicação ao reservatório de acumulação mais importante da COPEL, Foz do Areia. O uso do método do balanço de energia para o cálculo da evaporação em lago, e do modelo hidrometeorológico de evapotranspiração HEM produz uma estimativa de evaporação líquida média anual de -377,70 mm para o período 1982-2004 (23 anos), enquanto que o uso dos modelos CRLE/CRAE com os mesmos dados meteorológicos produz uma estimativa de evaporação líquida média anual de +165,07 mm. As estimativas são muito diferentes. Todo o cuidado foi tomado para que fossem obtidas de forma absolutamente independente, e o resultado alcançado apenas realça o grau de incerteza envolvido nas estimativas de evaporação em lago e evapotranspiração quando não há medições diretas disponíveis.

O cálculo das taxas de variação de entalpia pelo modelo CRLE, embora seja muito conveniente como uma ferramenta para gerar estimativas mensais, está longe de ser capaz de reproduzir o comportamento observado experimentalmente em Foz do Areia (um resultado semelhante foi obtido por Reis e Dias (1998) para o lago Serra Azul, em MG). É necessário aprofundar os estudos experimentais e teóricos sobre este termo do balanço de energia.

REFERÊNCIAS

- CANAMBRA, 1969. *Power study of south Brazil*. Relatório técnico, CANAMBRA.
- DIAS, N. L., 1986. *Estimativas climatológicas de evaporação em lagos*. Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ.
- DIAS, N. L., 1992. *Unificação formal de metodologias para cálculo de evaporação em lagos*. Revista Brasileira de Engenharia 10 (2), pp. 61-84.
- DIAS, N. L.; KAN, A., 1999. *A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration*. Water Resources Research 35 (11), pp. 3409-3418.
- DIAS, N. L.; KELMAN, J., 1987. *Comparação entre modelos climatológicos e o uso de tanque classe A para estimar a evaporação no reservatório de Sobradinho*. VII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Salvador. Salvador: Associação Brasileira de Recursos Hídricos 2, pp 162-169.
- DIAS, N. L.; REIS, R. J., 1998. *Métodos de cálculo do balanço de entalpia em lagos e erros associados*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 3 (3), pp. 45-56.
- DIAS, N. L.; ROCHA, L. S., 1999. *Cálculo da taxa de variação da entalpia para os lagos de Itaipu e Foz do Areia*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, 4 (3), pp. 39-52.
- ELETROBRÁS, 1987. *Guia para cálculo de cheia de projeto de vertedores*. Rio de Janeiro.
- ILLICH, I., 1993. *Resultados de evaporação e evapotranspiração segundo o modelo de Morton*. Relatório técnico, CEHPAR.
- KAMOGAWA, L. F., 1989. *Influência da evaporação nos reservatórios na geração da cascata do rio Iguaçu*. Relatório técnico SPE/VPLE-26/89, COPEL, Curitiba.
- KAN, A.; DIAS, N. L., 1999. *Evaporação, evapotranspiração e evaporação líquida no reservatório de Foz do Areia*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 4 (3), pp. 29-38.
- KELMAN, J.; KELMAN, R.; PEREIRA, M. V. F., 2004. *Energia firme de sistemas hidrelétricos e usos múltiplos dos recursos hídricos*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 9 (1), pp. 189-198.

- MORTON, F. I., 1966. *Potential evaporation and river basin evaporation*. Journal of the Hydraulics Division 91 (HY6), pp. 67-97.
- MORTON, F. I., 1976. *Climatological estimates of evapotranspiration*. Journal of the Hydraulics Division, ASCE 102 (HY3), pp. 275-291.
- MORTON, F. I., 1978. *Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach*. Journal of Hydrology 38, pp. 1-32.
- MORTON, F. I., 1983a. *Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology*. Journal of Hydrology 66, pp. 1-76.
- MORTON, F. I., 1983b. *Operational estimates of lake evaporation*. Journal of Hydrology 66, pp. 77-100.
- MORTON, F. I., 1986. *Practical estimates of lake evaporation*. Journal of Applied Meteorology 25, pp. 371-387.
- MORTON, F. I., RICARD, F.; FOGARASI, S., 1985. *Operational estimates of areal evapotranspiration and lake evaporation – program WREVAP*. NHRI paper 24, National Hydrology Research Institute, Ottawa, Canada.
- NETO, J.; KAMOGAWA, L.; BORN, P.; AVILA, W., 1990. *Impacto das taxas de evaporação dos reservatórios nos valores de contrato de suprimento entre empresas (E1)*. Relatório técnico SPE/NPLE-023/90, COPPEL.
- PENMAN, H., 1948. *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Proceedings of the Royal Society, London A (193), pp. 120-146.
- PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J., 1972. *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters*. Monthly Weather Review 100 (2), pp. 80-92.
- REIS, R. J.; DIAS, N. L., 1998. *Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment*. Journal of Hydrology 208, pp. 135-147.
- REIS, R. J.; DIAS, N. L.; NETO, G. M., 1995. *Previsões do modelo de evaporação CRLE versus grandezas medidas no reservatório de Serra Azul-MG*. XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Recife. Recife: Associação Brasileira de Recursos Hídricos 4, pp. 183-191.
- ROQUE, R. O.; SANSIGOLO, C. A., 2001. *Estimativas de evaporação do lago de Taquaruçu, SP pelo modelo conceitual de Morton*. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 6 (1), pp. 21-28.
- SELLERS, W. D., 1965. *Physical climatology*. Chicago: The University of Chicago Press.
- TROVATTI, L. R., 1987. *Estimativas de evaporação do lago de Ilha Solteira através do modelo de relação complementar*. VII Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Re-

ursos Hídricos, Anais. Salvador: ABRH, pp. 162-167.

Net Evaporation From the Foz do Areia, PR Reservoir: Estimates of the Complementary Relationship Model Versus Seasonal Water Budget and Energy Budget.

ABSTRACT

This work aims at assessing evaporation and evapotranspiration at Foz do Areia Reservoir for the longest possible period allowed by current data availability. For evapotranspiration estimates, we compared the seasonal water budget method, the hydrometeorological evapotranspiration model HEM and Morton's complementary relationship areal evapotranspiration model CRAE. For lake evaporation we compared energy-budget estimates with those from Morton's complementary relationship lake evaporation model CRLE. Net evaporation (lake evaporation minus regional evapotranspiration) obtained from (a) the Energy Budget method and HEM and (b) CRLE/CRAE are very different. The former estimate is -378 mm per year on the average, and the latter is +165 mm, for the 1982-2004 period.

Key-words: *evapotranspiration; evaporation from lakes; net evaporation.*