

O Método de Covariâncias Turbulentas Atenuadas (MCTA) para Medição dos Fluxos de Calor Sensível e Latente: Aplicação ao Lago de Itaipu e seu Redor

Nelson Luís Dias

Lemma – Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental, UFPR/IAPAR/SIMEPAR
Centro Politécnico da UFPR - Caixa Postal 19100, CEP 80001-970 Curitiba, PR - nldias@simepar.br

Akemi Kan

akemi@simepar.br

Leocádio Grodzki

leocadio@simepar.br

Sandro D. Sanchez

ssanchez@simepar.br

Dornelles Vissotto Junior

vissotto@simepar.br

Recebido: 27/06/01 - revisão: 08/09/01 - aceito: 28/01/02

RESUMO

Lagos naturais ou artificiais nos continentes introduzem variabilidade espacial dos fluxos superficiais de energia e gases de efeito estufa nas escalas meso- γ , meso- β e meso- α . Esta variabilidade, ou o contraste entre os fluxos terrestres e de lago, está na base dos impactos hidrológicos e meteorológicos (inclusive em sua dimensão ambiental) que a existência (ou formação devido ao barramento dos rios) de lagos pode causar. Nós argumentamos que a quantificação de tais impactos deve se basear na medição dos fluxos superficiais de massa e energia em lago e em terra por sistemas confiáveis e robustos, capazes de gerar séries de longa duração (semanas, meses e anos), em contraste com as séries de curta duração (horas, dias ou no máximo semanas) típicas de campanhas micrometeorológicas. Após uma distinção cuidadosa entre métodos que produzem medidas de fluxo e modelos que produzem estimativas de maior incerteza destes mesmos fluxos, é feita uma revisão dos métodos de medição disponíveis, e seus pontos fortes e fracos. Esta revisão e uma experiência de vários anos em sistemas de medição contínua de fluxos levaram à seleção do método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA), composto por um conjunto suficientemente robusto e barato de sensores para poder ser aplicado em campanhas de medição de longa duração. Nós detalhamos o sistema proposto, e apresentamos numerosos testes de campo de sua exequibilidade, assim como comparações com medidas de alta qualidade de covariâncias turbulentas realizadas simultaneamente. Nós também avaliamos a realização de numerosas medições auxiliares de radiação, temperatura e umidade do solo e fluxo de calor no solo, uma vez que elas podem ser necessárias em diversos contextos de aplicação de medição de fluxos (por exemplo, estimativas confiáveis de umidade do solo para a agricultura, e assimilação de umidade do solo em modelos de mesoescala).

Palavras-chave: evaporação, fluxos superficiais, reservatórios.

INTRODUÇÃO

A construção de barragens e a formação de lagos de usinas hidrelétricas têm o potencial de produzir modificações na disponibilidade hídrica e em variáveis atmosféricas. Por outro lado, mudanças globais podem elas mesmas influenciar a operação de reservatórios (Arnell & Hulme, 1999). Nossa preocupação aqui será com os impactos diretamen-

te causados pela existência do lago, e seus efeitos locais, com a exceção da emissão de gases de efeito estufa, cujos impactos são potencialmente globais e que será analisada brevemente. Os principais impactos de lagos com os quais estaremos lidando neste trabalho são os seguintes:

1. O alagamento de uma região de terra e a substituição da evapotranspiração original

E_r pela evaporação do lago E_l ; a diferença das duas é geralmente denominada “evaporação líquida” no setor elétrico brasileiro:

$$E_{liq} = E_l - E_r \quad (1)$$

e é geralmente considerada uma “perda”, sob a suposição de que a evaporação do lago é maior que a evapotranspiração original; conforme veremos, entretanto, existem situações em que $E_{liq} < 0$. A formação do lago afeta o balanço hídrico da bacia hidrográfica a montante da barragem, alterando a disponibilidade hídrica.

2. Grandezas atmosféricas tais como vento, temperatura, umidade e precipitação podem ser alteradas sobre o reservatório e na região em redor. A distância sobre a qual estas modificações podem se propagar é uma questão controversa, para a qual ainda não existem metodologias estabelecidas; simulações cuidadosas de mesoescala são uma solução atraente para o problema de se estabelecer o alcance da “influência” de um reservatório (Dias et al., 1999b). Novamente, os “impactos” sobre circulações locais e sobre os campos de temperatura, umidade e precipitação dependem basicamente dos contrastes entre os fluxos superficiais de calor sensível H e latente LE entre o lago e a terra, ou seja: H_l e LE_l versus H_r e LE_r , onde L é o calor latente de evaporação (Segal & Arritt, 1992; Segal et al., 1997; Arritt, 1987; Stivari e Oliveira, 1996; Mahrt et al., 1994).
3. Finalmente, o fluxo F de um gás de efeito estufa tal como CO_2 ou CH_4 pode em alguns casos ser majorado significativamente se houver respiração aeróbica e/ou anaeróbica intensa nas águas do lago para decompôr matéria orgânica submersa; novamente, o que importa em termos de “impacto” é o fluxo “líquido”; por analogia com a Equação (1), ele é dado por:

$$F_{liq} = F_l - F_r \quad (2)$$

A importância dos fluxos superficiais E , F e H e do seu contraste entre lago e terra é o ponto em comum em todas as análises de impacto e de disponibilidade hídrica de reservatórios. Conseqüentemente, a sua correta quantificação é essencial.

Nós partimos do princípio de que a medição destes fluxos deve ser um dos pontos centrais da pesquisa de impactos de reservatórios; além disso, alguns outros fatores devem ser levados em consideração:

1. As técnicas de medição de fluxo devem ser baseadas no estado da arte; ao mesmo tempo, entretanto, os sistemas de medição utilizados devem ser tão simples quanto for possível.
2. Os sistemas de medição devem ser robustos e capazes de operar continuamente por semanas e, se possível, meses a fio. De fato, é muito melhor comparar períodos longos para se ter uma boa idéia do efeito médio ao longo do tempo da formação do lago.
3. A manutenção dos sistemas de medição deve ser a mais simples possível.
4. Finalmente, os locais de medição devem ser cuidadosamente escolhidos para garantir a representatividade das medidas: um dos maiores problemas para a medição/estimativa de fluxos é a formação de camadas-limite internas distintas sobre cada tipo de superfície (lago/terra) considerado (Brutsaert, 1982 e 1998; Schmid, 1997; Philip, 1997); portanto, é importante medir dentro da camada-limite interna apropriada, evitando-se situações de transição e medições – tanto de fluxos como de grandezas médias horárias, tais como a umidade do ar – que não sejam representativas da superfície que se deseja caracterizar (Dias, 1986). Em particular, muitas vezes é necessário selecionar direções de vento ao longo das quais a superfície é uniforme e a pista de vento suficientemente longa.

Estes itens definem as condições ideais (em nossa opinião) para a realização de medições contínuas de fluxo em lagos e em terra; elas não são, entretanto, o único tipo de abordagem possível ou mesmo necessário, tendo em vista fatores tais como a possibilidade de sua aplicação (existência de locais adequados de medição, segurança dos equipamentos), os custos das instalações, e até mesmo o simples número de locais para os quais as estimativas de fluxos são necessárias. Isto significa que um ponto de vista mais amplo e uma abordagem hierárquica e flexível se fazem necessários. Esta abordagem pressupõe os seguintes tipos de medição/estimativa de fluxos (para uma definição de

"medição" *versus* "estimativa", e "método" *versus* "modelo", ver a próxima seção).

Tipo I

Medições de alta qualidade utilizando o Método de Covariâncias Turbulentas (MCT) ou o Método de Covariâncias Turbulentas Atenuadas apresentado neste trabalho (MCTA), cuja principal característica é o recurso a sensores suficientemente robustos para permanecerem em campo por longos períodos, mas que precisam ser corrigidas devido às limitações de tempo de resposta dos sensores. Valores médios horários e diários são confiáveis.

Tipo II

Medições de qualidade média utilizando o método do balanço hídrico sazonal em terra ou o método balanço de energia no lago (ver próxima seção), provavelmente com simplificações quanto à localização da estação de medição de temperatura e umidade do ar para o cálculo da razão de Bowen, à medição/estimativa da temperatura da superfície da água e à medição/estimativa da radiação líquida, mas com a utilização de perfis de temperatura da água medidos pelo menos mensalmente para o cálculo direto do termo de armazenamento de entalpia. Valores mensais são confiáveis.

Tipo III

Estimativas utilizando modelos relativamente sofisticados tais como SVATs (Noilhan & Planton, 1989) e modelos de evolução térmica de lagos (Hostetler & Bartlein, 1990), preferencialmente com calibração a partir de medições de tipo I e II, e utilizando dados horários de alta qualidade de redes observacionais de mesoescala. Valores diários são confiáveis.

Tipo IV

Estimativas utilizando modelos simples baseados nas equações de Penman e Priestley-Taylor, que utilizam dados médios diários ou mensais de estações meteorológicas, possivelmente distantes do lago em questão (caso do CRAE, CRWE e CRLE (Morton, 1983a, b, 1986; Morton et al., 1985; Reis e Dias, 1998), utilizados pelo Setor Elétrico brasileiro)

e que lançam mão de hipóteses não verificáveis. Valores anuais são confiáveis.

Este trabalho trata basicamente dos detalhes de implementação e verificação das medições de tipo I com o MCTA; algumas menções ao tipo II são feitas onde necessário ao longo do texto; estimativas dos tipos III e IV não são abordadas.

REVISÃO DE MÉTODOS DE MEDIÇÃO DE FLUXOS

É importante diferenciar uma medição de uma estimativa indireta (proveniente, por exemplo, de algum tipo de modelo) de uma grandeza física. Em ambos os casos, é necessário ter alguma idéia da incerteza associada, sendo natural se supor que a incerteza de uma medição seja muito inferior à incerteza de uma estimativa (ou, no máximo, da mesma ordem se a estimativa for muito boa).

No caso dos fluxos superficiais E, F e H, os dois métodos (a palavra método conotando "medição") clássicos em micrometeorologia são o balanço de energia e covariâncias turbulentas (Brutsaert, 1982; Dias, 1986, 1992 e 1996). Todos os demais "métodos" da literatura, tais como Penman, Penman-Monteith, Priestley-Taylor, CRAE ou Thornthwaite (Penman, 1948; Brutsaert, 1982; Priestley & Taylor, 1972; Morton, 1983a; Thornthwaite, 1948) deveriam mais propriamente ser denominados "modelos", uma vez que lançam mão de hipóteses não confirmadas (tais como a relação complementar - Brutsaert & Stricker, 1979 - ou alguma outra forma de dependência funcional entre evaporação/evapotranspiração potencial e real) ou possuem coeficientes que necessitam de ajuste "empírico" a cada local de medição (um problema comum em hidrologia) (Dias e Kan, 1998). Uma vez feita esta distinção importante de nomenclatura, vale a pena uma discussão breve das hipóteses (da teoria) por detrás destes dois métodos; um terceiro método de natureza mais "hidrológica", o Método do Balanço Hídrico Sazonal (MBHS) foi proposto por Dias e Kan (1999), e utilizado para o cálculo de E_{liq} no Reservatório de Foz do Areia (Kan e Dias, 1999), podendo gerar estimativas confiáveis de evapotranspiração sazonal na escala de bacias hidrográficas (tendo sido testado em bacias de até 6000 km²). Ele é um candidato potencial a um método Tipo II para E_r.

O Método do Balanço de Energia (MBE)

O método do balanço de energia baseia-se na equação do mesmo nome:

$$R_l = H + LE + G \quad (3)$$

onde R_l é a radiação líquida e G é o fluxo condutivo subsuperficial de calor. Ele é de aplicação relativamente simples em terra, onde existem aparelhos capazes de medir diretamente R_l e G , e a razão de Bowen H/LE é comumente obtida por medições de temperatura e umidade do ar em dois níveis acima da superfície (Grodzki et al., 1999; Grodzki, 2000). O método é sensível à advecção e não-estacionariedade (Bertela, 1989), e do ponto de vista de medições contínuas seu ponto fraco é a fragilidade de muitos dos radiômetros líquidos ao “ataque” de pássaros, um exemplo disto sendo mostrado na fotografia da Figura 1. Um outro problema é o posicionamento dos sensores de fluxo de calor no solo, cuja leitura deve (idealmente) ser corrigida para sua profundidade de instalação (Silans et al., 1997).

No caso de medições em lagos, o método do balanço de energia possui um longo histórico de aplicações, a partir dos experimentos do U. S. Geological Survey na década de 50 do século passado (USGS, 1954 e 1958) nos lagos Mead e Hefner (EUA); uma revisão de sua aplicação pode ser encontrada em Reis (1996) e Reis e Dias (1998). A compatibilização das escalas de tempo dos diversos termos do balanço de energia foi considerada pela primeira vez por Webb (1960 e 1964) para a razão de Bowen; um ponto relacionado com este, e muito importante para sua aplicação em lagos é o termo de armazenamento de entalpia (“energia térmica”) nas águas do lago; devido à acurácia das medições de perfis de temperatura da água, a escala de tempo em que medidas de LE_l e H_l são possíveis é da ordem de no mínimo algumas semanas para lagos profundos (Dias e Reis, 1998). No Brasil, o método foi aplicado com sucesso utilizando medições em estações de terra de temperatura e umidade do ar (após a verificação da validade deste tipo de procedimento) para o pequeno lago de abastecimento de água Serra Azul em Minas Gerais (Reis e Dias, 1998) e para os reservatórios de Foz do Areia (Kan e Dias, 1999) e Itaipu (Dias et al., 1999a) no Paraná.

A aplicação rigorosa do método do balanço de energia, portanto, sempre terá as seguintes características:

1. Por sua natureza, ela requer um volume grande de instrumentação: medições de radiação líquida sobre a água (ou formas de estimá-la; veja também o comentário acima



Figura 1. Radiômetro líquido danificado por ataque de pássaros.

a respeito da fragilidade de radiômetros líquidos), medições de razão de Bowen sobre a água (ou sobre terra, desde que haja verificação da validade de tal procedimento, tal como feito em Reis e Dias, 1998), e medições de temperatura da superfície da água e de perfis de temperatura da água. Isto significa um aparato experimental complicado, possivelmente numerosos pontos de medição dentro do lago, e a necessidade de coordenar estes esforços de medição e processar numerosos conjuntos de dados.

2. O método é intrinsecamente incapaz de gerar valores horários ou diários em lagos profundos, mesmo se aplicado com todo o rigor. De acordo com a classificação da seção Introdução, por conseguinte, ele é um método de tipo II.

O Método de Covariâncias Turbulentas (MCT)

O MCT baseia-se na medição simultânea em alta freqüência da velocidade vertical w do vento e da grandeza intensiva cujo fluxo se deseja mensurar; respectivamente, u e v (velocidade horizontal) para o fluxo de quantidade de movimento, θ (temperatura) para o fluxo de calor sensível, q (umidade específica) para o fluxo de vapor d’água e c (concentração mássica) para um gás de efeito estufa tal como o CO_2 :

$$|\tau| = \bar{\rho} u_*^2 = \bar{\rho} \sqrt{\overline{w'_s u'_s}^2 + \overline{w'_s v'_s}^2} \quad (4)$$

$$H = \bar{\rho} c_p u_* \theta_* = \bar{\rho} c_p \overline{w'_s \theta'_s} \quad (5)$$

$$E = \bar{\rho} u_* q_* = \bar{\rho} \overline{w'_s q'_s} \quad (6)$$

$$F = \bar{\rho} u_* c_* = \bar{\rho} \overline{w'_s c'_s} \quad (7)$$

onde $\tau = \bar{\rho} [\overline{w'_s u'_s} \mathbf{i} + \overline{w'_s v'_s} \mathbf{j}]$ é o vetor de tensões de cisalhamento turbulentas; $\bar{\rho}$ é a massa específica média do ar, c_p é o calor específico do ar à pressão constante; uma barra indica média temporal, e uma linha a flutuação turbulenta da grandeza; u_* , θ_* , q_* e c_* são escalas turbulentas de velocidade, temperatura, umidade e concentração. O índice s refere-se a medições com sensores suficientemente rápidos (tempo de resposta menor que 0,1 s) para que não haja atenuação nos sinais turbulentos. Os sensores rápidos típicos de um sistema do MCT para as diversas grandezas cuja medição em alta freqüência é necessária são os seguintes:

- u_s , v_s , w_s : anemômetro sônico;
- θ_s : temperatura virtual dada por um anemômetro sônico, ou temperatura do ar dada por um termopar de fio fino;
- q_s : higrômetro infra-vermelho;
- c_s : analisador de gás de caminho aberto (*open-path*) ou fechado (*closed-path*) infra-vermelho; analisadores de caminho fechado produzem atenuação do sinal e demandam um aparato experimental mais complexo, de forma que a tendência moderna tem sido o uso de analisadores de caminho aberto.

Em princípio, o MCT proporciona medições independentes de H e LE ; consequentemente, pelo menos em condições ideais (ausência de advecção local ou de larga escala, estacionariedade, etc.) a soma $H + LE$ medida com sensores de turbulência deveria ser igual a $R_l - G$ (medido com um radiômetro líquido e com placas de fluxo de calor no solo) em (3). Na prática, trabalhos que tratam explicitamente do "fechamento do balanço de energia" são (surpreendentemente) relativamente raros na literatura de micrometeorologia. Um dos motivos é a tendência das equipes experimentais se especializarem em um ou outro método: por exemplo, durante o experimento FIFE em 1987/1989, equipes de pesquisadores diferentes eram responsáveis por estações de fluxo baseadas no MCT e no MBE; neste experimento, foram encontradas discrepâncias relativamente grandes entre os fluxos

medidos com os dois tipos de sistemas (Fritsch et al., 1992). As eventuais discrepâncias podem ser atribuídas a numerosas causas, tais como as profundidades medição do fluxo de calor no solo G (Silans et al., 1997), contribuições de mesoescala para H e LE que podem não ser devidamente levadas em conta pelo MCT, etc. Embora nosso sítio e aparato experimentais em terra, descritos nas seções seguintes, sejam potencialmente muito úteis para a verificação do fechamento do balanço de energia, sucessivos problemas com nossos radiômetros líquidos (Figura 1) restringiram nossa capacidade de fazê-lo com os dados disponíveis até o momento; por este motivo, nós não abordaremos o fechamento do balanço de energia neste trabalho.

A grande vantagem do MCT é que ele depende exclusivamente de um único conjunto de medições, feitas com dois ou no máximo três sensores diferentes em um volume relativamente pequeno do espaço (tipicamente menor que $0,20 \times 0,20 \times 0,20 \text{ m}^3$).

A grande desvantagem é que ele se baseia em medições de turbulência, o que implica em:

1. Medições em "alta freqüência" (tipicamente, a freqüência de medição é igual ou maior que 10 Hz). Isto deve ser contraposto às medições em "baixa freqüência" (uma vez a cada 10 segundos, um minuto ou até mesmo uma hora) que são típicas das grandezas meteorológicas médias usadas (por exemplo) no método do balanço de energia, tais como temperatura e umidade do ar, radiação líquida, etc.
2. O custo destes sensores: tipicamente, um anemômetro sônico de qualidade de pesquisa custa em torno de US\$ 10.000,00, e um analisador de CO_2 e H_2O (ambos em um mesmo aparelho), US\$ 15.000,00 (valores de 2001).
3. Anemômetros sônicos e analisadores infra-vermelhos geralmente não funcionam com chuva, embora os modelos modernos sejam capazes de resistir à chuva, voltando a funcionar depois de secos.
4. Técnicas estatísticas de processamento de dados relativamente sofisticadas. Freqüentemente utiliza-se algum tipo de filtragem sobre a série de dados originalmente disponível para reduzir ou eliminar os efeitos de não-estacionariedade, o que pode causar subestimativas dos momentos de ordem 2

em (4) - (7) (Rannik & Vesala, 1999). Outra forma de se calcular os fluxos superficiais é mediante a integral dos co-espectros correspondentes (Dias, 1994). Qualquer que seja a metodologia adotada para o cálculo das covariâncias turbulentas, existe uma diferença de várias ordens de magnitude entre o tipo de medição que é usual em hidrologia (duas vezes por dia), na meteorologia das medições "sinóticas" (quatro ou no máximo oito vezes por dia), na hidrologia e meteorologia das estações automáticas (com sistemas de aquisição de dados a bordo – várias vezes por hora, até uma medição por segundo, com o registro entretanto apenas de valores horários), e aquele necessário no MCT (10 ou mais vezes por segundo, com o registro dos dados brutos, ou de estatísticas a cada 15, 30 ou 60 minutos destas medições). Inevitavelmente, sistemas de medição contínua ao longo de semanas, meses ou anos devem gravar apenas estatísticas (médias, variâncias e covariâncias) das variáveis em questão, o que exige que os sistemas de aquisição de dados sejam capazes de calcular estas estatísticas em "tempo real".

Os pontos acima se traduzem em sensores e sistemas de aquisição mais caros, e além disso muitas vezes menos robustos. Maior preço, menor robustez e sofisticação dos métodos estatísticos de cálculo dos fluxos conspiraram para tornar o método inadequado para aplicações rotineiras. O sucesso final do MCT como um método prático de medição de fluxos em redes e por longos períodos de tempo depende fundamentalmente da superação destes obstáculos. Este trabalho faz uma revisão de sensores alternativos que permitem a realização de medições de covariâncias turbulentas a um custo mais baixo, e por longos períodos de tempo. Esta alternativa, muito atraente devido à simplicidade do método, vem é claro a um preço: sensores "alternativos" (isto é, mais baratos e robustos) possuem limitações de tempo de resposta que devem ser superadas por meio de correções e calibração. Nós denominamos este tipo de abordagem de MCTA (Método de Covariâncias Turbulentas Atenuadas). Na próxima seção nós revisamos esforços no sentido de se obter medições contínuas de fluxos com o MCTA e descrevemos um conjunto de sensores que tem demonstrado um bom potencial para a realização de medições com o MCTA dos dois fluxos principais de energia, H e LE .

O MÉTODO DE COVARIÂNCIAS TURBULENTAS ATENUADAS (MCTA)

A capacidade de medir os fluxos continuamente, em vez de fazê-lo apenas em campanhas micrometeorológicas de curta duração (alguns dias ou poucas semanas) vem evoluindo. Blanford e Gay (1992) testaram um sistema simples e de baixo custo capaz de medir o fluxo de calor sensível continuamente, e ele foi aplicado em campanhas de medição de longa duração em uma bacia hidrográfica experimental por Stannard et al. (1994).

O desempenho de um sistema semelhante, utilizando dois anemômetros de hélice a $\pm 45^\circ$ com a horizontal e orientado de acordo com a direção do vento por uma aleta, foi testado por Verkaik (1998). Sistemas recentes de medição de covariâncias turbulentas mais sofisticados, utilizando anemometria sônica, também têm sido desenvolvidos tendo em vista a sua resistência ao tempo inclemente (Moncrieff et al., 1997). Estratégias de medição contínua de fluxos são descritas em Baldocchi et al. (1996) e demais artigos do mesmo número de *Global Change Biology*, e têm sido perseguidas nos grandes experimentos interdisciplinares e internacionais de medição da biosfera-atmosfera, tais como BOREAS (Sellers et al., 1997) e LBA (Nobre et al., 1996).

O sistema de medição de fluxos proposto por Blanford e Gay utilizava um anemômetro vertical de hélice de isopor (poliestireno) e um termopar de fio fino para a medição direta de H , e então a Equação (3) para a obtenção de E ; em outras palavras, o sistema era um híbrido do MCTA e do MBE, requerendo a medição simultânea da radiação líquida R_l e do fluxo de calor no solo G , para a obtenção de medidas de E_r em terra.

Claramente, um tal sistema não seria capaz de gerar estimativas de E_l em um lago a não ser na escala de semanas ou meses. Ainda assim, ele é potencialmente muito útil e foi de fato testado entre 1996 e 1999 (Dias e Okawa, 1997; Okawa, 1998; Dias et al., 1998; Okawa e Dias, 1998; Dias et al., 1999c, d, e; Okawa et al., 1999). O principal problema, conforme discutido acima em relação ao MBE, mostrou ser a fragilidade dos radiômetros líquidos ao ataque de pássaros. Por diversos motivos (robustez, necessidade de medidas independentes de E , e capacidade de medição horária/diária de E sobre superfícies líquidas) era importante incluir a capacidade de medir umidade específica em alta frequência com sensores relativamente simples e robustos. A inclusão de um sensor de umidade

capacitivo ao sistema, tornando-o capaz de monitorar o fluxo de calor latente LE diretamente, em vez de fazê-lo como o resíduo da equação de balanço de energia, foi a resposta encontrada. Nossos esforços foram guiados por resultados com sensores capacitivos obtidos por Horst et al. (1997) em estações de superfície, e Durand et al. (1995) a bordo de aeronaves.

Esta seção trata da configuração atualmente em uso para o MCTA, e da teoria necessária (calibrações, programação em tempo real do cálculo de estatísticas) para sua implementação. Ela também trata da realização de medidas auxiliares, que não são necessárias para a medição dos fluxos em si, mas que provavelmente estarão envolvidas na aplicação destas medições de fluxos para assimilação em modelos de mesoescala, estudos de impacto ambiental e hidrologia.

A Figura 2 mostra o esquema de uma estação de medição de fluxos com o MCTA em terra, equipada com os seguintes sensores:

1. Anemômetro vertical de hélice (Young 27106) para a velocidade vertical do vento w_p , sua média \bar{w}_p e suas flutuações instantâneas w'_p .
2. Sensor capacitivo (Campbell CS500) para as flutuações de umidade relativa, y'_p , e consequentemente as flutuações de umidade específica q'_p ; este sensor também é utilizado para a umidade relativa média \bar{y}_p , a umidade específica média \bar{q}_p e dispõe de um termistor de platina para a temperatura média do ar $\bar{\theta}_a$ a 10 m, instalado num abrigo ventilado de PVC.
3. Termopar (Campbell FWTC3) para as flutuações θ'_p de temperatura do ar, instalado no mesmo abrigo ventilado de PVC. Conforme veremos, o uso de um termopar interno ao abrigo para as medições de temperatura não deu bons resultados.
4. Termopar (Campbell FWTC3) para as flutuações θ'_e de temperatura do ar, externo ao abrigo ventilado, posicionado a cerca de 10 cm abaixo da hélice de poliestireno do anemômetro de hélice.
5. Piranômetro (Licor LI-200X) para radiação solar incidente R_{si} .
6. Piranômetro (Licor LI-200X) para radiação solar refletida R_{sr} .

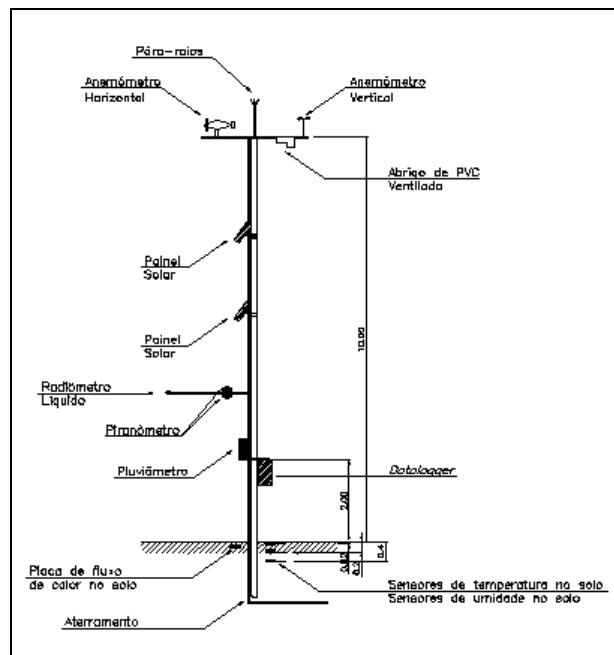


Figura 2. Estação de medição de fluxos com o MCTA em terra.

7. Radiômetro líquido (Rebs Q7.1) para a radiação líquida R_l .
8. Anemômetro de hélice (Young 03001) para a velocidade média horizontal do vento \bar{u} e direção média do vento d_u .
9. Duas placas (Campbell HFT3) para o fluxo de calor no solo G .
10. Três sensores (Campbell 107) para a temperatura do solo T_i , nas profundidades $i = 2\text{ cm}, 20\text{ cm e } 40\text{ cm}$.
11. Três sensores TDR (Campbell CS615L) para a umidade do solo W_i , na profundidade i .

Os sensores 1 a 4 formam o conjunto básico utilizado no MCTA; os sensores 5 a 11 complementam a lista de grandezas normalmente medidas numa estação meteorológica (exceto pressão atmosférica), aumentada por medições adicionais de radiação e grandezas de solo. Em operação, os sensores 1 a 4 medem a 10 Hz, enquanto que os sensores 5 a 11 medem a 0,1 Hz. As médias de 30 minutos de todas as grandezas medidas são gravadas, além da matriz de covariância de w_p, θ_e, θ_p e q_p .

O CS500 é um instrumento comercial para medição de umidade relativa e temperatura, de pequenas dimensões (6,75 cm de comprimento por 1,21 cm de diâmetro), cujo sensor capacitivo de umidade relativa tem a vantagem de poder ser substituído separadamente. Ele foi "transformado"

em um sensor de resposta rápida com um conjunto simples de adaptações. Primeiramente, nós construímos um abrigo ventilado de PVC com tubos, um “tê”, um “joelho” e um “cap” de PVC branco de 50 mm utilizados em instalações hidráulicas, conforme mostra a Figura 3. Dentro do abrigo, instalou-se o CS500 e um termopar de fio fino protegidos por isopor para proporcionar isolamento contra o aquecimento pela radiação solar, e acima destes um pequeno ventilador utilizado para a refrigeração de microcomputadores, cujo diâmetro é ligeiramente inferior a 50 mm, e que aspira o ar de baixo para cima dentro do abrigo de PVC. Para diminuir o tempo de resposta do sensor de umidade relativa do CS500, a sua capa de proteção é retirada. O resultado é que os sensores de temperatura e umidade relativa dentro do abrigo estão sempre expostos a ar “novo”, que acaba de ser advectado pelo vento horizontal por debaixo da tomada de ar do abrigo de PVC. Isto é praticamente equivalente a expor os sensores a uma corrente de ar livre, como se faz em medições padrão do MCT, com a vantagem de que os sensores estão protegidos da radiação solar direta e da chuva.

É importante comparar as séries de flutuações turbulentas resultantes. Comparações deste tipo para as séries de velocidade vertical medidas pelos anemômetros sônico (w_s) e de hélice (w_p) são apresentadas em Okawa (1998). A Figura 4 mostra uma comparação entre séries de densidade de vapor d’água medidas com um higrômetro infravermelho (Campbell KH2O) e o CS500 instalado no abrigo ventilado de PVC descrito. As medições foram realizadas em um tripé a 2,0 m de altura sobre o gramado de um campo de futebol no Centro Politécnico da UFPR. Note a excelente concordância visual entre as duas séries. Uma análise semelhante mostrou que o sensor de temperatura baseado num termistor de platina do CS500 é bem menos sensível às flutuações de temperatura do ar – daí a necessidade dos termopares para θ_p e θ_e .

Enquanto a concepção original de Blanford e Gay utilizava um termopar externo, assim como nosso próprio sistema testado em campo entre 1997 e 1999 (ver próxima seção), quando o sistema para umidade descrito foi testado nós supusemos que transferir as medições de temperatura para dentro do abrigo aumentaria sua robustez, uma vez que os termopares de fio fino estão sujeitos a dano, principalmente devido a pingos grossos de chuva e granizo. Entretanto, o aquecimento do tubo de PVC pela radiação solar produz um fluxo adicional de

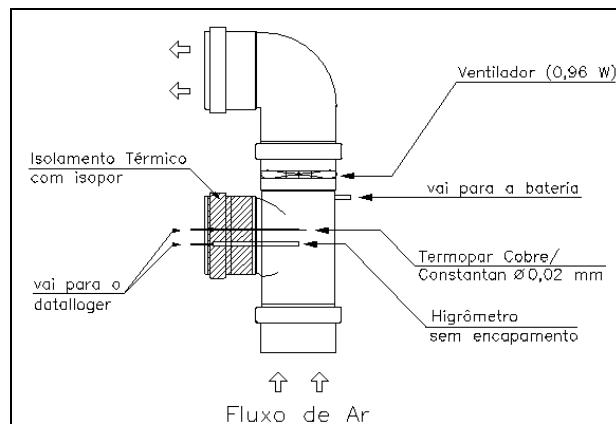


Figura 3. Abrigo ventilado de PVC para o sensor de temperatura do ar e de umidade relativa.

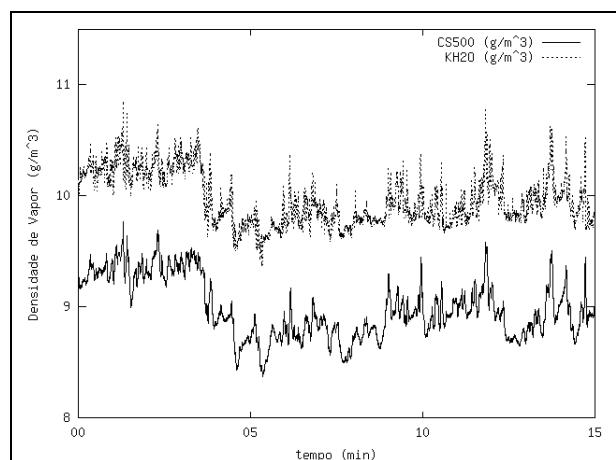


Figura 4. Séries temporais de densidade de vapor d’água medida com um higrômetro infra-vermelho (acima) e um sensor capacitivo (abaixo). As duas séries estão defasadas para facilitar sua visualização.

calor sensível dentro do tubo, que modifica a estrutura das flutuações de temperatura (e que possivelmente produz também um pequeno aumento da temperatura do ar medida pelo CS500, $\bar{\theta}_a$). Conforme veremos na próxima seção, portanto, é preferível manter o termopar para medição das flutuações de temperatura externo no projeto definitivo.

A configuração adotada proporciona um projeto econômico, uma vez que os sensores dentro do abrigo ventilado de PVC permitem a medição tanto das flutuações de umidade q'_p quanto da temperatura média do ar $\bar{\theta}_a$ e das umidades relativa \bar{y}_p , e específica \bar{q}_p médias do ar. Note entretanto que estas grandezas passam a ser medidas a cerca de 10,0 m de altura, em lugar dos tradicionais 1,5 – 2,0 m das estações meteorológicas padrão.

A teoria para medição de fluxos com este sistema agora é relativamente simples, sendo dada por:

$$H_s = \bar{\rho} c_p \overline{w'_s \theta'_s} = \beta_0(\zeta) \bar{\rho} c_p \overline{w'_p \theta'_p} = \beta_0(\zeta) H_p \quad (8)$$

$$H_s = \bar{\rho} c_p \overline{w'_s \theta'_s} = \beta_1(\zeta) \bar{\rho} c_p \overline{w'_p \theta'_e} = \beta_0(\zeta) H_e \quad (9)$$

$$LE_s = L \bar{\rho} \overline{w'_s q'_s} = \beta_2(\zeta, \bar{\theta}_a) L \bar{\rho} \overline{w'_p q'_p} = \beta_2(\zeta, \bar{\theta}_a) LE_p \quad (10)$$

onde:

$$\zeta = \frac{\kappa g z_a \theta_*}{\bar{\theta}_a u_*^2} \quad (11)$$

é a variável de estabilidade de Obukhov, $\kappa = 0,4$ é a constante de vón Kármán, g é a aceleração da gravidade e z_a é a altura dos sensores, cerca de 10,0 m. Os coeficientes de correção para o tempo de resposta são β_0 , β_1 e β_2 . Os fluxos de calor sensível e latente atenuados, medidos com o anemômetro vertical de hélice e com os termopares interno, externo e com o sensor capacitivo de umidade relativa são denominados H_p , H_e e LE_p respectivamente. Note que o sensor de umidade relativa do CS500 possui um tempo de resposta que depende da temperatura do ar (Horst, comunicação pessoal), de forma que sua influência tem que ser explicitamente incluída em β_2 . Na verdade, a estabilidade atmosférica só influencia os co-espectros entre w e um escalar (θ ou q) em condições estáveis (Kaimal, 1973), que ocorrem geralmente à noite, e quando de qualquer forma o anemômetro de hélice é incapaz de capturar as flutuações fracas de velocidade vertical, de maneira que na prática a dependência de ζ pode ser desprezada em (8) – (10) para os fluxos diurnos.

Os fluxos turbulentos em (8) – (10) são calculados em tempo real a bordo dos sistemas de aquisição de dados. Isto dispensa um pós-processamento trabalhoso dos dados brutos, mas também limita as análises possíveis. Nós optamos por calcular apenas os momentos de ordem 2 dos dados, por meio dos seguintes procedimentos estatísticos:

- Durante o EXINC-3 foi aplicado um filtro de passa-alta com uma janela de 2 minutos aos dados brutos medidos a 10 Hz de turbulência. Em vista dos resultados posteriores de Rannik & Vesala (1999), segundo os quais este procedimento pode causar sub-estimativa das covariâncias, nós deixamos

de aplicar os filtros de passa-alta a partir do EXINC-4. Note entretanto que o efeito do filtro é essencialmente igual sobre LE_s e LE_p ou H_s e H_e , de forma que não é de se esperar que o seu uso altere significativamente a estimativa de β_1 e β_2 .

- Para a série de dados filtrados (EXINC-3) ou brutos (demais experimentos), calcula-se a matriz de covariância de w_p , θ_e , θ_p e q_p , que é um procedimento padrão disponível sob um comando do sistema de aquisição de dados utilizado (Campbell CR-10 ou 23X).

O MCTA necessita de calibração, com medições simultâneas $H_s \times H_e$ e $LE_s \times LE_p$. Este é o objeto da próxima seção.

RESULTADOS DE TESTES DE CAMPO DO MCTA

Entre 26 e 29 de novembro de 1998, foi instalada uma torre micrometeorológica na fazenda São Lourenço ($25^{\circ} 27,929' S$, $54^{\circ} 24,651' O$, altitude 285 m), a aproximadamente 10 km do lago de Itaipu no sentido E-O, com as seguintes características:

1. Medição de umidade e temperatura do solo em três níveis, com sensores de umidade do solo baseados em tecnologia TDR (Time-Domain Reflectometry) e termistores.
2. Medição de todos os componentes do balanço de energia: R_i , H , LE e G . Note-se entretanto que este trabalho não tem o objetivo específico de analisar o fechamento do balanço de energia, em parte devido aos problemas que tivemos com o funcionamento do radiômetro líquido (Figura 1) e em parte porque ainda não selecionamos para análise os períodos em que as medições simultâneas dos quatro termos foi confiável.
3. Implantação de um sistema de medição com o MCTA permanente com uma torre meteorológica padrão de 10 metros, que vem funcionando desde então.

Entre 30 de outubro e 3 de novembro de 2000 uma outra torre de 10 m foi instalada em uma pequena ilha no lago de Itaipu ($25^{\circ} 03,429' S$, $54^{\circ} 24,573' O$, altitude 221 m), ao largo da localidade de Missal. Esta torre foi instrumentada em 5 de dezembro de 2000. Esta torre, destinada a monitorar

fluxos no lago, naturalmente não mede nem fluxo de calor, nem a temperatura, nem a umidade do solo, grandezas que não fazem sentido em uma superfície líquida.

Desde 1998 foram feitos diversos experimentos intensivos de campo (EXINC) nas estações São Lourenço e Missal, cujas principais características são descritas sucintamente a seguir.

EXINC-3

Entre 26 e 29 de novembro de 1998. Instalação da torre e medição simultânea de H_s e LE_s em um tripé a 2,0 m de altura com um anemômetro sônico unidimensional e um higrômetro de criptônio durante os quatro dias. Medições contínuas de H_e (10 m de altura, ver Figura 2), R_1 e G .

EXINC-4

Entre 23 e 31 de julho de 2000. Instalação do abrigo de PVC ventilado com o CS500 na torre de 10 m da Fazenda São Lourenço, iniciando-se as tentativas de medição contínua de LE_p . Medições de θ_p somente. Medições simultâneas de H_s e LE_s (com um anemômetro sônico tridimensional e um higrômetro infra-vermelho a 3,54 m acima do solo, instalado na própria torre de 10 m da estação) e LE_p a 10 m de altura.

EXINC-5

Entre 30 de outubro e 3 de novembro de 2000. Substituição do CS500 no abrigo ventilado de PVC. Substituição de piranômetros. Cabos dos sensores de umidade do solo (TDRs) soldados em campo (haviam sido cortados por uma enxada). Anemômetro horizontal trocado. Medições de θ_p somente. As medições de H_s e LE_s falharam. Instalação da torre da estação de Missal, no lago de Itaipu.

EXINC-6

Entre 3 e 9 de dezembro de 2000. As conexões do termopar interno estavam invertidas, e foram consertadas. Medições de θ_p somente. Medições simultâneas de LE_s e LE_p (mesma configuração do EXINC-4). Início das medições contínuas de fluxos no lago.

EXINC-7

Entre 13 e 18 de fevereiro de 2001. Instalação de um novo radiômetro líquido, e dois novos piranômetros. Reprogramação do sistema de aquisição para lidar com algumas (raras) leituras fora de escala de umidade relativa no CS500. Substituição do sensor de umidade relativa. Nivelamento do pluviômetro. Medições de θ_p e θ_e , que foi reintroduzida. Medições simultâneas de H_s e H_e , LE_s e LE_p (mesma configuração do EXINC-4). Substituição de baterias na torre do lago.

A Figura 5 mostra a torre de medição instalada na fazenda São Lourenço, já com a sua configuração atual e o detalhe do sistema de medição com o MCTA: observe no tramo direito do mastro horizontal o abrigo ventilado de PVC e o anemômetro vertical.

A Figura 6 mostra a estação instalada em uma pequena ilha, no lago de Itaipu.

As covariâncias em (8) – (10) correspondem a períodos de 30 minutos, cada um dos quais produz um valor de medição de fluxos. As tentativas de calibração de β_0 (isto é: de H_p versus H_s) foram mal-sucedidas, e não serão mostradas aqui. Conforme mencionado na seção “O Método de Covariâncias Turbulentas Atenuadas (MCTA)”, isto provavelmente é devido à contaminação das flutuações de temperatura θ_p medidas pelo termopar interno ao abrigo ventilado pelo aquecimento do abrigo durante o dia.

Para a calibração de β_1 nós utilizamos a quase totalidade dos pontos medidos durante o EXINC-3, e um conjunto de pontos selecionados do EXINC-7 (note que durante os EXINC-4, 5 e 6 foram feitas somente medições de θ_p , de forma que os dados destes experimentos não puderam ser utilizados para calibrar β_1). O critério de seleção dos pares de pontos (H_s , H_e) para a calibração de β_1 durante o EXINC-7 foi:

- a. A inclusão apenas das direções do vento entre 285° e 45° , ou seja: ventos (aproximadamente) entre NOO e NE.
- b. Velocidade do vento menor que 3 m s^{-1} : quando a velocidade do vento é mais alta que este valor, pequenas inclinações (inevitáveis na prática) do anemômetro vertical de hélice causam contaminação das suas medições de fluxo pelas flutuações u' e v' de velocidade horizontal do vento.

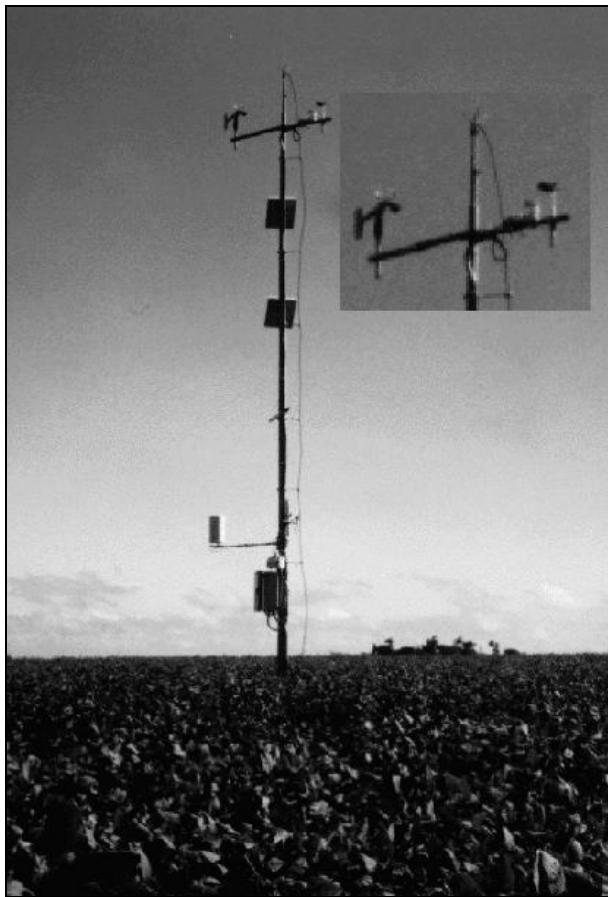


Figura 5. Torre de medição de 10 m na fazenda São Lourenço, com o sistema de medição com o MCTA usado atualmente.

As direções vistas correspondem à parte mais plana do terreno em torno do ponto de medição; o anemômetro sônico tridimensional fica apontado para norte, de forma que nestas direções a própria torre e seu gabinete não se constituem em um obstáculo ao vento. Elas também correspondem a uma cultura homogênea de soja, cuja evapotranspiração desejávamos medir, e que estava totalmente desenvolvida. As demais direções apresentam topografia um pouco mais movimentada. Em particular o quadrante oposto (SO-SE) corresponde a um campo de milho que já havia sido colhido durante o EXINC-7, e do qual consequentemente emanava um fluxo de calor sensível consideravelmente maior do que aquele sobre a soja. O resultado desta calibração, da qual resultam $\beta_1 = 1,5808$ e um coeficiente de determinação $r^2 = 0,9518$, é mostrado na Figura 7.

O procedimento para obter empiricamente $\beta_2(\bar{\theta}_a)$ é mais complicado, devido à sua dependência da temperatura do ar, sendo necessário obter as



Figura 6. Torre de medição de 10 m no lago de Itaipu.

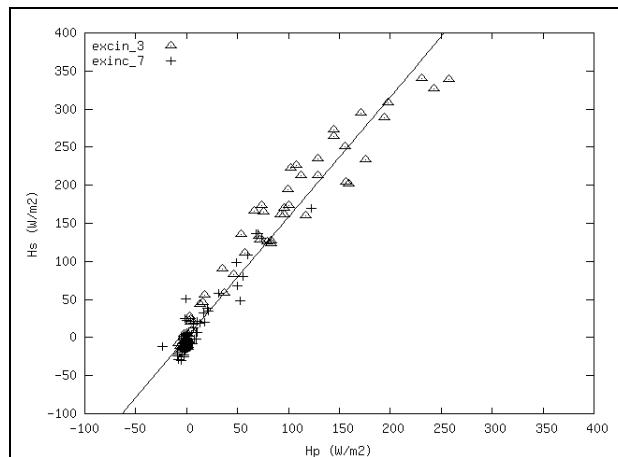


Figura 7. Fluxo de calor sensível medido com os anemômetros sônico e de hélice nos EXINC-3 (triângulos) e EXINC-7 (cruzes), na Fazenda São Lourenço.

melhores estimativas possíveis da relação $\beta_2 = LE_s / LE_p$ antes de plotá-la contra os valores observados de $\bar{\theta}_a$. Assim sendo, nós impusemos os seguintes critérios adicionais para os pontos (LE_p , LE_s):

- c. Diferença de direção entre o vetor velocidade média do vento $\mathbf{u} = \bar{u} \mathbf{i} + \bar{v} \mathbf{j}$ e o vetor de tensões turbulentas de cisalhamento τ entre 135° e 225° ; em condições ideais de similaridade de Monin-Obukhov, esta diferença deveria ser 180° ; a Figura 8 mostra o histograma destas diferenças durante os EXINC-4, 6 e 7, e confirma a boa qualidade (sob este ponto de vista) das medições realizadas.
- d. $LE_p > 50 \text{ W m}^{-2}$.
- e. $LE_s > 50 \text{ W m}^{-2}$.

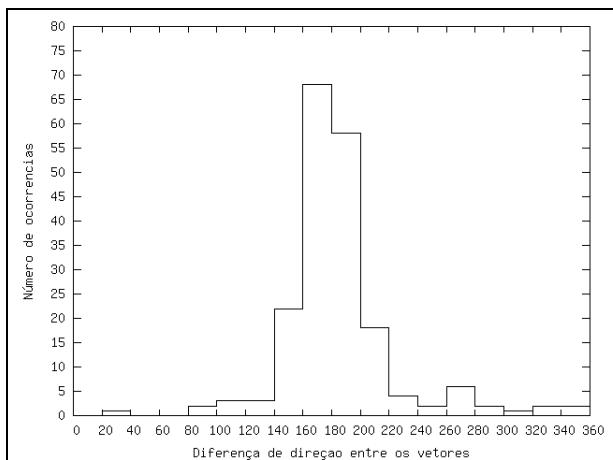


Figura 8. Histograma das diferenças de direção em graus entre o vetor velocidade média do vento e vetor tensões turbulentas de cisalhamento durante os EXINC-4, 6 e 7.

O critério “c” está fortemente embasado na teoria de similaridade de Monin-Obukhov. A não-validade de “c” em geral corresponde a ventos fracos e direções erráticas de vento dentro do período de 30 minutos, com o resultado de que os fluxos medidos a 3,5 m e 10,0 m não têm mais a garantia de serem oriundos do mesmo *fetch*. Da mesma forma, os critérios “d” e “e” atendem a uma condição racional: quando os valores dos fluxos turbulentos são pequenos, o anemômetro vertical tende a estolar, e isto produz, novamente, valores erráticos de β_1 e β_2 . Os valores altos de H do EXINC-3 preponderam na obtenção de β_1 por mínimos quadrados, e a aplicação ou não dos critérios “c”, “d” e “e” faz pouca diferença no valor obtido de β_1 . O mesmo não acontece com β_2 : devido à sua dependência da temperatura do ar, não é possível calibrar β_2 diretamente a partir de regressões $LE_s \times LE_p$, tal como feito com β_1 . Neste caso, valores anômalos da razão β_2 seja em função de ventos fracos e com direções muito variáveis (critério “c”) seja em função de fluxos muito pequenos e correspondente estol do anemômetro (critérios “d” e “e”) contaminariam o procedimento de calibração.

Estes critérios permitiram selecionar os 21 pontos de maior qualidade num universo de 356 valores de fluxos medidos durante os EXINC-4, 6 e 7, para os quais é possível estabelecer uma relação clara entre β_2 e $\bar{\theta}_a$. Esta relação está mostrada na Figura 9, cuja curva de melhor ajuste obtida foi $\beta_2(\bar{\theta}_a) = 8,5279 - \log(\bar{\theta}_a)$, com um coeficiente de determinação $r^2 = 0,6162$.

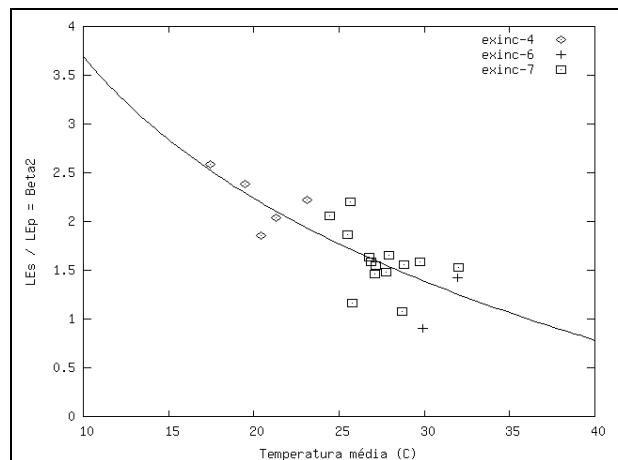


Figura 9. Razão entre os fluxos de calor latente medidos com os anemômetros sônico e de hélice em função da temperatura do ar na fazenda São Lourenço.

Uma vez que a calibração de β_2 foi feita com um sub-conjunto de alta qualidade dos pontos medidos, é possível usar os pontos que atendem apenas a um número menor de critérios com o objetivo de avaliar a qualidade das estimativas de LE. Isto é feito na Figura 10, que mostra $LE_s \times LE_p$ usando apenas os critérios de direção do vento e diferença de direção entre τ e u (critérios “a” e “c”). Note que a capacidade de estimar os fluxos permanece bastante alta, mesmo em condições micrometeorológicas não ideais.

As Tabelas 1 e 2 fazem um resumo do número de pontos disponíveis para as combinações de critérios utilizadas nas Figuras 7, 9 e 10.

As condições de pista de vento da estação da fazenda já foram discutidas na seção anterior. Com relação às medições no lago, a ilha que escolhemos é sem sombra de dúvida o melhor ponto de medição possível do lado brasileiro do lago de Itaipu, tendo sido identificada e escolhida após percorrermos de barco literalmente toda a margem brasileira do lago. Nas duas faixas de direções mais freqüentes de vento, a pista de vento é da ordem de 6 km para as direções NO-NNE, e de 2 km para as direções S-SO. Como a altura da ilha e sua extensão horizontal são muito pequenas, respectivamente inferiores a 1 m e 100 m, a camada-limite interna sobre o solo da ilha não alcança jamais a altura de medição dos sensores, que é de 10,0 m. Em todos estes sentidos nossas medições de evaporação do lago são as mais representativas que se pode obter no lago de Itaipu.

A Figura 11 mostra o potencial do MCTA na avaliação de impactos de lagos, e alguns resulta-

Tabela 1. Critérios de seleção de medições para LE_p e LE_s nos EXINC-4, 6 e 7.

Critérios	Dados disponíveis
Dados sem falhas	356
$LE_p \times LE_s > 0$	257
(a)	106
(b)	189
(c)	147
(d)	92
(e)	119
(a) e (c)	88
(a) e (b) e (c) e (d)	21
(a) e (b) e (c) e (d) e (e)	21

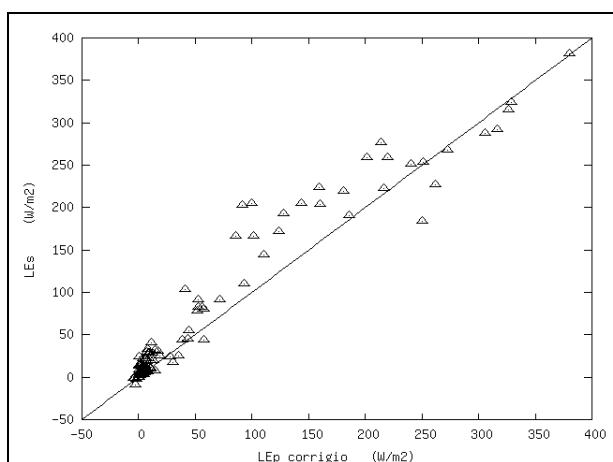


Figura 10. Fluxo de calor latente medido com os anemômetros de hélice (eixo das abscissas) e sônico (eixo das ordenadas) usando apenas os critérios "a" e "c" nos EXINC-4, 6 e 7 na fazenda São Lourenço.

dos à primeira vista surpreendentes. Entre os dias 7/12/2000 e 11/12/2000 a evaporação em lago E_l foi medida quase continuamente na estação do lago, e a evapotranspiração E_r de uma cultura de soja foi medida em boa parte do tempo na estação da fazenda, devido a um erro intermitente no CS500 desta estação que foi corrigido posteriormente, no EXINC-7. Note que durante os períodos de 30 minutos em que há dados para ambas as estações, quase sempre $E_r > E_l$, o que pode causar alguma surpresa à primeira vista, diante da crença mais ou menos difundida de que $E_{liq} > 0$. Conforme podemos verificar, isto não é verdade para o lago de Itaipu no período considerado.

Em retrospectiva, a influência da rugosidade de cada superfície (soja e água) sobre a turbulência explica em parte o comportamento observado de E_r e E_l neste período: a superfície menos

Tabela 2. Critérios de seleção de medições para H_e e H_s .

Critério	Dados disponíveis
(a) e (b)	154

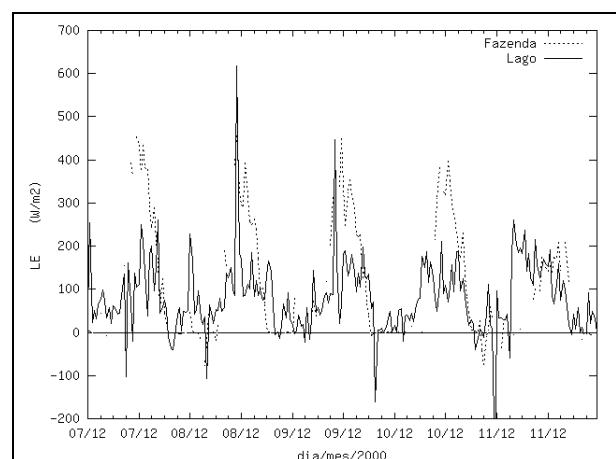


Figura 11. Comparação entre a evaporação no lago e a evapotranspiração na fazenda. Note que a evapotranspiração é maior que a evaporação em lago.

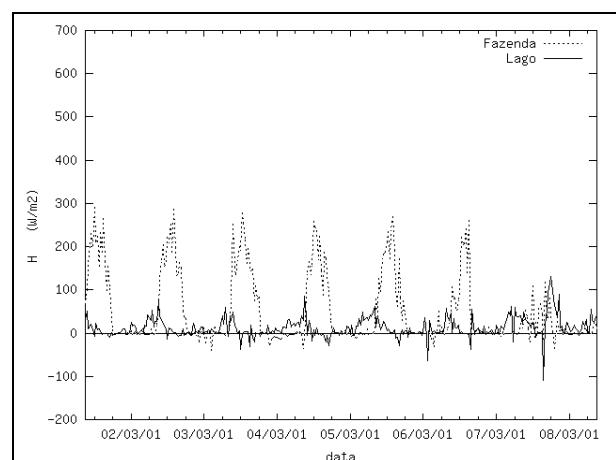


Figura 12. Comparação entre o fluxo de calor sensível sobre solo nu na fazenda e no lago, entre 02/03/2001 e 08/03/2001.

rugosa do lago possui um coeficiente de transferência de massa para a atmosfera menor que o da soja. Além disso, embora a disponibilidade de umidade na superfície da água seja total, a fisiologia da soja em crescimento (estômatos abertos e intensa atividade fotossintética) e o seu alto índice de área foliar imediatamente antes da colheita também contribuem para os altos valores observados de E_r .

A Figura 12 mostra os valores comparativos do fluxo de calor sensível em terra e no lago entre 02/03/2001 e 08/03/2001. Estas medições fo-

ram feitas logo após a colheita de soja e milho na região: o solo estava nu, e o fluxo de calor sensível em terra agora era bem maior que o fluxo de calor sensível no lago nos dias de sol. Nota-se uma tendência à formação de inversões térmicas diurnas (fluxo de calor sensível negativo) sobre o lago no período da tarde, enquanto que o fluxo de calor sensível na fazenda é sempre positivo durante o dia. Os dois últimos dias foram nublados com chuvas esparsas, modificando totalmente o padrão horário de H .

A Figura 13 mostra os valores comparativos do fluxo de calor latente em terra e no lago entre 02/03/2001 e 08/03/2001. O padrão é (compreensivelmente) o oposto de H na Figura 12: com o solo nu, a evaporação em terra é agora menor que a evaporação no lago. Em ambos os ambientes, existem alguns períodos com $LE < 0$, que correspondem em alguns casos à formação de orvalho em terra, e condensação de vapor sobre a própria água no lago. Em outras situações, tais como no final da tarde do dia 06/03/2001 na Fazenda, estava chovendo e a umidade elevada do ar (próxima da saturação) combinada com a aspiração de gotículas de chuva para dentro do abrigo ventilado produziu os valores fortemente negativos e anômalos de LE observados.

Note que no dia seguinte, apesar de o tempo estar nublado (conforme verificamos com os dados de radiação solar, não mostrados), os valores de LE na fazenda são altos devido à disponibilidade de umidade no solo provida pela chuva da véspera.

Finalmente, na Figura 14 nós procuramos dar uma idéia do que é possível alcançar com o monitoramento contínuo de fluxos superficiais e outros termos do balanço de energia. O período mostrado (1999) contém o maior número de medições contínuas de H já obtido até agora na Fazenda São Lourenço, juntamente com medidas de radiação solar incidente R_{si} e do fluxo de calor no solo G . Note que nesta época nós ainda não havíamos desenvolvido e instalado nosso sensor capacitivo de umidade de resposta rápida, e não era possível ainda medir LE diretamente. Note também que houve dois períodos (janeiro e uma parte de março/abril) em que não tivemos dados na estação, e um outro período entre junho e agosto em que não foi possível medir H porque o termopar de fio fino externo tinha sido danificado. Mesmo assim, nota-se perfeitamente que nos meses de abril e maio, H era substancialmente menor que a radiação solar incidente, pois a maior parte da energia disponível

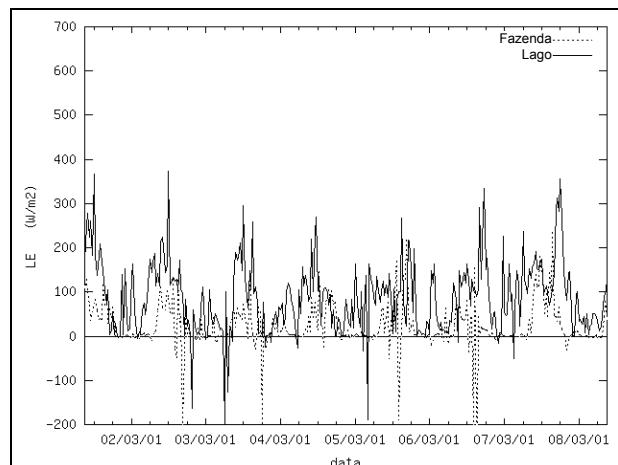


Figura 13. Comparaçāo entre o fluxo de calor latente sobre solo nu na fazenda e no lago, entre 02/03/2001 e 08/03/2001.

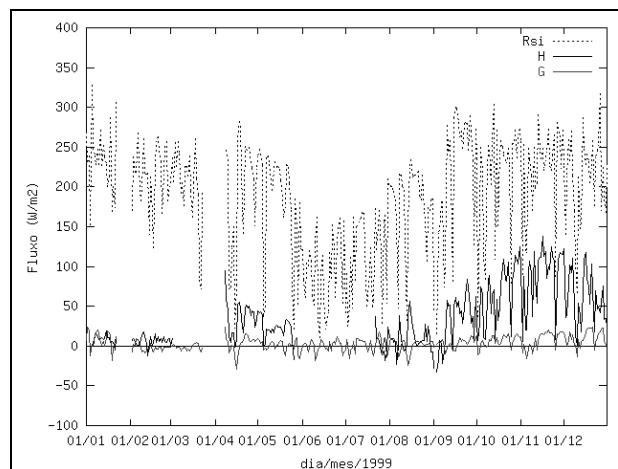


Figura 14. Valores médios diários de radiação solar, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo em 1999.

estava sendo usada no processo de evapotranspiração da cultura de cevada em crescimento. Em setembro/outubro, H começa a crescer nitidamente em relação a R_{si} , porque a colheita da cevada já foi feita e uma parte maior da energia disponível sobre o solo nu está sendo convertida em fluxo de calor sensível. H volta a diminuir em dezembro, após a nova semeadura, quando a soja plantada em setembro volta a crescer e as folhas fecham o dossel.

O método de medição de fluxos descrito aqui, acompanhado de medições de fluxo de calor no solo, temperatura do solo e umidade do solo tem o potencial de gerar séries como as da Figura 14 por longos períodos de tempo, aumentando consideravelmente o nosso potencial de compreensão das interações superfície-atmosfera e do ciclo hidrológico.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A medição contínua dos fluxos superficiais de energia e massa é um passo importante para a quantificação dos impactos atmosféricos de mudanças no uso da terra e na compreensão da dinâmica das trocas superfície-atmosfera. Nós procuramos avaliar as metodologias disponíveis em termos principalmente de sua economia e robustez, com o objetivo de se obter séries temporais de longa duração.

Com este fim nós implementamos e testamos sistemas já propostos na literatura para a realização de medições de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA). Nossa implementação levou em conta necessidades específicas e envolveu numerosas adaptações, das quais a mais importante sem dúvida é o abrigo ventilado de PVC como uma forma de proporcionar medições robustas de flutuação de umidade específica com o sensor CS500. As medições de temperatura, por outro lado, devem ser feitas com termopar externo ao abrigo, para evitar contaminação das flutuações turbulentas devido ao aquecimento do próprio tubo de PVC durante o dia. O sistema resultante provou ser capaz de funcionar em quaisquer condições de tempo por meses a fio.

No caso do lago de Itaipu, o principal objetivo de um tal sistema era a medição dos contrastes entre os fluxos em terra e no lago, de forma a quantificar o impacto da presença do lago sobre a atmosfera. Durante o crescimento das culturas de soja, milho, etc. na região, nós constatamos por medição direta em terra numa fazenda e no lago que a evapotranspiração das culturas pode ser maior que a evaporação em lago em alguns períodos. Esta situação se reverte após a colheita. Os efeitos desta situação dinâmica de uso agrícola da terra sobre a atmosfera e sobre o ciclo hidrológico precisam ser estudados com maior profundidade. Em particular, a tradicional hipótese de que a "evaporação líquida" é sempre positiva fica aqui posta em cheque por medições diretas com o MCTA, como já o havia sido em uma aplicação conjunta do MBE e do MBHS ao reservatório de Foz do Areia por Kan e Dias (1999).

Apesar da implementação bem-sucedida do sistema de medição de fluxos, melhorias incrementais ainda são necessárias, tais como programas de aquisição capazes de lidar com erros ocasionais das medições de turbulência em tempo real, e, principalmente, coeficientes de correção β dependentes da estabilidade ζ para serem usados em

condições estáveis, que ocorrem predominantemente à noite. Além disso, quando a turbulência mecânica é pouco intensa, o anemômetro vertical tende a estolar (de novo, isto ocorre freqüentemente à noite), de forma que talvez seja necessário desenvolver uma metodologia alternativa baseada em um esquema de transferência de massa e calor ou no método da variância (Wesely, 1988) para estimar H e LE durante os períodos noturnos.

Inevitavelmente, a atual geração de anemômetros de hélice será substituída por anemômetros sônicos. Modelos de anemômetros sônicos bidimensionais (isto é: horizontais) já aparecem freqüentemente nos catálogos de fabricantes; anemômetros sônicos tridimensionais de pesquisa ainda são muito caros para uso generalizado, mas há uma tendência clara de surgimento de modelos comerciais para uso operacional capazes de medir as três componentes de velocidade. Com isto, a necessidade de calibração do MCTA tende a diminuir, na medida em que as características de tempo de resposta dos sensores comerciais se tornarem cada vez melhores.

O tipo de medição que exemplificamos aqui, entretanto, não deve ser confundido com as estações meteorológicas convencionais, sejam elas automáticas ou não: a medição de fluxos é muito mais sensível às questões de localização e pista de vento do que a medição de grandezas médias, tais como $\bar{\theta}_a$ ou \bar{q}_a . Conseqüentemente, embora o tipo de estação que nós utilizamos possa ser usado perfeitamente para gerar as grandezas meteorológicas médias tradicionais (\bar{u} , $\bar{\theta}_a$, \bar{q}_a , etc.), o oposto não é verdadeiro: não é qualquer estação meteorológica já instalada que pode ser adaptada para a medição de fluxos. Além disso, é preciso enfatizar que os sensores de medição de fluxos utilizados neste trabalho — apesar de todo o nosso esforço em torná-los tão resistentes quanto fosse possível — não possuem a mesma robustez dos sensores meteorológicos comerciais: o termopar externo está sujeito a quebrar devido a pingos grossos de chuva, granizo ou pássaros; o anemômetro vertical de hélice é feito de isopor, e também pode ser danificado facilmente por granizo ou ventos fortes, e o sensor de umidade capacitivo tem sua vida útil reduzida por ser usado sem a capa protetora de forma a diminuir seu tempo de resposta. Em nossa experiência, é necessário visitar as estações de medição de fluxo em média uma vez a cada dois ou três meses para substituir

ora um termopar avariado, ora uma hélice quebrada por uma rajada de vento, ora um sensor de umidade relativa muito sujo pela poeira do ar.

O retorno deste “investimento” em monitoramento de novas grandezas é uma compreensão muito melhor do ciclo hidrológico, e a verificação por medição direta de grandezas, tais como a evaporação líquida, que até hoje só podiam ser estimadas de forma precária.

AGRADECIMENTOS

Tom Horst (Atmospheric Technology Division, NCAR) nos apontou pela primeira vez a existência do CS500, e o seu tempo de resposta dependente da temperatura do ar. Nós agradecemos a um revisor anônimo por seus comentários sobre os efeitos das rugosidades diferentes entre a soja e a água sobre a turbulência atmosférica e suas capacidades respectivas de trocar massa com a atmosfera. A instalação e operação das estações de São Lourenço e Missal contou com o apoio do grupo de infra-estrutura do SIMEPAR: nossos agradecimentos a Luís Tarciso de Moraes, Mauro Klingelfus, Jefferson Dieckman, Ernandes Saraiva e Sérgio Hanczruck. A instalação dos sensores de umidade do solo da estação São Lourenço, e o seu processo de calibração contaram com o apoio do Prof. Celso Luiz Prevedello, da UFPR. Cristhiane C. Okawa participou das medições do EXINC-3; Dejair Medeiros e Marcelo Chamecki participaram das medições do EXINC-4. A operação e manutenção das estações, e a coleta de dados, têm o apoio de ITAIPU BINACIONAL, nas pessoas do engenheiro Luiz Dalmi Marenda e dos técnicos Vilmar Bonzom e Sandro Alves Heil.

Os recursos para a realização dos estudos foram proporcionados pelo CNPq (Projeto de Pesquisa Individual 400171/95-3) e por ITAIPU BINACIONAL (contratos 5322/97 e AS/CT/0009/00).

REFERÊNCIAS

ARNELL, N. & HULME, M. (1999). *Dams and global change: implications of climate change for large dams and their lakes*. Relatório Técnico, World Commission on Dams.

ARRIT, R. W. (1987). The effect of water surface temperature on lake breezes and thermal internal boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 40, p.101-125.

BALDOCCHI, D.; VALENTINI, R.; RUNNING, S.; OECHELS, W. & DAHLMAN, R. (1996). Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Gobal Change Biology*, vol. 2, p.159-168.

BERTELA, M. (1989). Inconsistent flux partitioning by the bowen ratio method. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 49, p.149-167.

BLANFORD, J. H. & GAY, L. W. (1992). Tests of a robust eddy correlation system for sensible heat flux. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 46, p.53-60.

BRUTSAERT, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel, Dordrecht.

BRUTSAERT, W. (1998). Land-surface water vapor and sensible heat flux: spatial variability, homogeneity, and measurement scales. *Water Resources Research*, vol. 34, n°10, p.2433-2442.

BRUTSAERT, W. & STRICKER, H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, vol. 15, n°2, p.443-450.

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*, vol. 10, n°2, p.61-84.

DIAS, N. L. (1994). *The structure of temperature and humidity turbulent fluctuations in the stable surface layer*. PhD Thesis, Cornell University, Ithaca, NY.

DIAS, N. L. (1996). *Perfis médios e teoria de similaridade de Monin-Obukhov na camada-limite atmosférica*. Relatório Técnico 003/96, SIMEPAR, Curitiba, PR.

DIAS, N. L.; GOBBI, M. F.; OKAWA, C. M. P.; KAN, A.; ARAÚJO, A. A. M.; GRODZKI, L. e ROCHA, L. S. (1999a). Relatório final do projeto Mesolit: *Influência do lago de Itaipu sobre o clima regional*. Relatório Técnico 007/99, SIMEPAR.

DIAS, N. L. e KAN, A. (1998). *Métodos e modelos climatológicos de estimativa de evaporação e evapotranspiração*. Relatório Técnico 003/98, SIMEPAR.

DIAS, N. L. & KAN, A. (1999). A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration. *Water Resources Research*, vol. 35, n°11, p. 3409-3418.

DIAS, N. L. e OKAWA, C. M. P. (1997). Medição fluxo de calor sensível com anemômetro sônico e de hélice em Piraquara, PR. Em CD-ROM, XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vitória. Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; ARAÚJO, A. A. M. e GOBBI, M. G. (1999b). Estudo dos impactos sobre o clima regional do reservatório de Itaipu. Em CD-ROM, XV Seminário Nacional de Produção e Transmissão de Energia Elétrica, Foz do Iguaçu. Cigré-Brasil.

DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L.; ARAÚJO, A. A. M.; KAN, A.; NAZARENO, P.; ROCHA, L. S. e SANCHEZ, S. (1998). Os experimentos intensivos de campo dos estudos de mesoescala para o lago de Itaipu (Exinc/Mesolit). Em CD-ROM, X Congresso

Brasileiro de Meteorologia, Brasília. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L. e PREVEDELLO, C. L. (1999c). Medição contínua da interface superfície-atmosfera. In: Experimento Micrometeorológico. Em CD-ROM, XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Belo Horizonte, MG. Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; GRODZKI, L. e ROCHA, L. S. (1999d). Relatório VI do Projeto Mesolit: Experimento intensivo de campo nº3. Relatório Técnico 001/99, SIMEPAR, Curitiba, PR, Brasil.

DIAS, N. L.; OKAWA, C. M. P.; PREVEDELLO, C. L. e ROCHA, L. S. (1999e). Medição contínua de fluxos, temperatura e umidade do solo em uma cultura de soja. Em CD-ROM, XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, nº88, Belo Horizonte. Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

DIAS, N. L. e REIS, R. J. (1998). Métodos de cálculo do balanço de entalpia em lagos e erros associados. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 3, nº3, p.45-56.

DURAND, P.; ABADIE, G. & DRUILHET, A. (1995). Turbulent moisture measurements aboard instrumented aircraft with a capacitive sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, nº4, p.970-978.

FRITSCHEN, L. J.; QIAN, P.; KANEMASU, E. T.; NIE, D.; SMITH, E. A.; STEWART, J. B.; VERMA, S. B. & WESELY, M. L. (1992). Comparisons of surface flux measurement systems used in FIFE 1989. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, nºD17, p.18697-18713.

GRODZKI, L. (2000). *Efeitos do fogo sobre variáveis micrometeorológicas em uma floresta de bracatinga (Mimosa scabrella BENTH.) manejada sob o sistema agroflorestal em Colombo, PR*. Tese DSc, Curso de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

GRODZKI, L.; DIAS, N. L. e CARAMORI, P. (1999). Psicrómetro ventilado para medidas micrometeorológicas de campo. Em CD-ROM, XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Florianópolis. Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, p.945-949.

HORST, T. W.; ONCLEY, S. P. & SEMMER, S. R. (1997). *Measurement of water vapor fluxes using capacitive R. H. sensors and cospectral similarity*. Em 12th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Preprints, Vancouver, BC, Canada. American Meteorological Society, p.360-361.

HOSTETLER, S. W. & BARTLEIN, P. J. (1990). Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research*, 26(10):2603-2612.

KAIMAL, J. C. (1973). Turbulence spectra, length scales and structure parameters in the stable surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 4, p.289-309.

KAN, A. e DIAS, N. L. (1999). Evaporação, evapotranspiração e evaporação líquida no reservatório de Foz do Areia. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 4, nº3, p.29-38.

MAHRT, L.; MACPHERSON, J. I. & DESJARDINS, R. (1994). Observations of fluxes over heterogeneous surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 67, nº4, p.345-367.

MONCRIEFF, J. B.; MASSHEDER, J. M.; DE BRUIN, H.; ELBERS, J.; FRIBORG, T.; HEUSINKVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, H. & VERHOEF, A. (1997). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, vol. 188-189, p.563-588.

MORTON, F. I. (1983a). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, vol. 66, p.1-76.

MORTON, F. I. (1983b). Operational estimates of lake evaporation. *Journal of Hydrology*, 66:77-100.

MORTON, F. I. (1986). Practical estimates of lake evaporation. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 25, p.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.

NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C.; HUTJES, R. W. A.; JACOB, D. J.; JANETOS, A. C.; KABAT, P.; KELLER, M.; MARENKO, J. A.; MCNEAL, R. J.; MELILLO, J.; SELLERS, P. J.; WICKLAND, D. E. & WOFSY, S. C. (1996). *The large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia (LBA): Concise experimental plan*. Relatório técnico, The LBA Science Planning Group, LBA project offices, CPTEC/INPE, P. O. Box 01, Cachoeira Paulista SP 12630-000, Brazil.

NOILHAN, J. & PLANTON, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, vol. 117, p.536-549.

OKAWA, C. M. P. (1998). *Medição contínua do fluxo de calor sensível para a atmosfera*. Tese de MSc, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.

OKAWA, C. M. P. e DIAS, N. L. (1998). Medição do fluxo de calor sensível com anemômetro sônico e de hélice. Em CD-ROM, X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

OKAWA, C. M. P.; DIAS, N. L.; GRODZKI, L. e PREVEDELLO, C. L. (1999). Resultados de um experimento micrometeorológico em uma cultura de soja. Em CD-ROM, XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, nº89, Belo Horizonte. Associação Brasileira de Recursos Hídricos.

PENMAN, H. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society, London*, vol. A, n°193, p.120-146.

PHILIP, J. R. (1997). Blending and internal boundary-layer heights, and shear stress. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 84, p.85-98.

PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, vol. 100, n°2, p.80-92.

RANNIK, U. & VESALA, T. (1999). Autoregressive filtering versus linear detrending in estimation of fluxes by the eddy covariance method. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 91, n°2, p.259-280.

REIS, R. J. (1996). *Estudo comparativo de modelos climatológicos de estimativa de evaporação no lago Serra Azul, MG*. Tese de mestrado, UFMG, Belo Horizonte, MG.

REIS, R. J. & DIAS, N. L. (1998). Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment. *Journal of Hydrology*, vol. 208, p.135-147.

SCHMID, H. P. (1997). Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 87, p.179-200.

SILANS, A. P.; MONTENY, B. A. & L'HOMME, J. P. (1997). The correction of soil heat flux measurements to derive an accurate surface energy balance by the Bowen ratio method. *Journal of Hydrology*.

SEGAL, M. & ARRITT, R. W. (1992). Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 73, n°10, p.1593-1604.

SEGAL, M.; LEUTHOLD, M.; ARRITT, R. W.; ANDERSON, C. & SHEN, J. (1997). Small lake daytime breezes: Some observational and conceptual evaluations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, n°6, p.1135-1147.

SELLERS, P. J.; HALL, F. G.; KELLY, R. D.; BLACK, A.; BALDOCCHI, D.; BERRY, J.; RYAN, M.; RANSON, K. J.; CRILL, P. M.; LETTENMAIER, D. P.; MARGOLIS, H.; CIHLAR, J.; NEWCOMER, J.; FITZJARRALD, D.; JARVIS, P. G.; GOWER, S. T.; HALLIWELL, D.; WILLIAMS, D.; GOODISON, B.; WICKLAND, D. E. & GUERTIN, F. E. (1997). Boreas in 1997: experiment overview, scientific results and future directions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n°D24, p.28731-28769.

STANNARD, D. I.; BLANFORD, J. H.; KUSTAS, W. P.; NICHOLS, W. D.; AMER, S. A.; SCHMUGGE, T. J. & WELTZ, M. A. (1994). Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon'90 experiment. *Water Resources Research*, vol. 30, p.1227-1239.

STIVARI, S. e OLIVEIRA, A. (1996). *Avaliação do impacto do reservatório de Itaipu sobre a circulação atmosférica local*. Em IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, p.1259-1262, Campos do Jordão. Sociedade Brasileira de Meteorologia.

THORNTHWAITE, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *The Geographical Review*, vol. 38, p.55-94.

U.S.G.S. (1954). Water-loss investigations: lake hefner studies. *Geol. Surv. Prof. Paper* 269, U. S. Geological Survey.

U.S.G.S. (1958). Water-loss investigations: lake mead studies. *Geol. Surv. Prof. Paper* 298, U. S. Geological Survey.

VERKAIK, J. W. (1998). Evaluation of the K-Gill propeller vane. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 15, p.901-915.

WEBB, E. K. (1960). On estimating evaporation with fluctuating Bowen ratio. *Journal of Geophysical Research*, vol. 65, p.3415-3417.

WEBB, E. K. (1964). Further note on evaporation with fluctuating bowen ratio. *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, n 12, p.2649-2650.

WESELY, M. L. (1988). Use of variance techniques to measure dry air-surface exchange rates. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 44, p.13-31.

The Attenuated Eddy Correlation Method for Sensitive and Latent Heat Flux Measurement: Application to Itaipu Lake

ABSTRACT

Natural or artificial continental lakes produce spatial variability of energy and greenhouse gas surface fluxes on the meso- γ , meso- β and meso- α scales. This variability is linked to the contrast in surface fluxes between lake and land surfaces, which is the cause of atmospheric and hydrologic impacts by lakes. We argue that the assessment of such impacts must be based on surface flux measurements both over land and water during long periods of time, as opposed to the typical short-term micrometeorological campaigns. After a careful distinction between measurement methods and model estimates, we proceed to review the available measurement methods, their strengths and weaknesses. This revision and a few years' experience in the measurement of surface fluxes have led us to choose the attenuated eddy correlation (AEC) method as the basis for the desired long-term flux measurements. The method makes use of relatively robust and low-cost sensors. The proposed system is detailed and several field tests are described. Also evaluated are auxiliary measurements of radiation, soil temperature and humidity and soil heat flux, which may be necessary in different kinds of applications involving surface fluxes – for example in agriculture or soil moisture assimilation procedures for mesoscale models.

Keywords: evaporation; surface fluxes; reservoirs.