

GEESVERDE — Métodos de medição de fluxos de gases de efeito estufa: estudo de caso para o Reservatório do Rio Verde, PR. Processo CNPq 444462/2014-7.

Relatório Final: O Experimento Micrometeorológico do Reservatório do Rio Verde (EXVERDE)

Nelson L. Dias

12 de novembro de 2019

Reconhecimentos

As atividades de pesquisa que geraram este relatório foram possíveis graças à participação de docentes, pesquisadores e alunos do Lemma:

- Dornelles Vissotto Jr.
- Fernando Augusto Armani
- Lucas Emilio Hoeltgebaum
- André Luiz Diniz Santos
- Livia Souza Freire
- Bianca Luhm Crivellaro
- Rodrigo Rodakoviski

Sumário

1	Introdução	3
2	Arranjo experimental	3
2.1	Sensores	3
2.2	Sensores rápidos	6
2.3	Decomposição em média e flutuação	6
3	Análise de dados nas escalas de 1 e 1800 s	6
3.1	Processamento para diferentes escalas de tempo	6
3.2	Temperaturas	8
3.3	Umidade específica	8
3.4	Razão de mistura de CO ₂	12
3.5	Direção e intensidade do vento	12

4	Análise dos dados de turbulência	19
4.1	Tensões de Reynolds	19
4.2	Constância dos fluxos com a altura de medição	27
5	Aplicabilidade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov	29
5.1	Relações de similaridade para desvios-padrão de escalares	30
5.2	Quantidade de movimento e a previsão de u_*	33
5.3	Fluxos de calor sensível e latente	34
6	Conclusões	36

1 Introdução

O Experimento Micrometeorológico do Reservatório do Rio Verde (EXVERDE) foi concebido para implementar as medições previstas no Projeto CNPq 444462/2014. Desejávamos monitorar metano (CH_4). Tivemos que mudar nossos planos devido a diversas ocorrências:

- Devido a restrições orçamentárias, a maior parte dos recursos demorou a ser disponibilizada pelo CNPq; o valor do Real diante do Dólar caiu muito, e tornou-se impossível adquirir o analisador LI7700 previsto no projeto.
- Nossos analisadores LI7500 de (CO_2) chegaram ao fim de sua vida útil, e pararam de funcionar de forma confiável.

O experimento foi então reconfigurado para realizar o monitoramento apenas de CO_2 , porém com um sensor mais moderno, um IRGASON da *Campbell Scientific Instruments (CSI)*. O IRGASON mede simultaneamente 3 componentes de velocidade u , v , w , a temperatura sônica (que consideraremos igual à temperatura virtual) θ_v , e as densidades de vapor d'água ρ_v e de CO_2 ρ_c . Por outro lado, aumentou-se o número de sensores a serem instalados, em particular com a previsão de mais dois níveis de monitoramento com anemômetros sônicos *Young 81000* que estavam disponíveis em nosso laboratório. Como veremos a seguir, apenas um desses anemômetros adicionais funcionou a contento, mas as medições adicionais foram extremamente úteis para a interpretação dos dados medidos, e para a implementação de critérios eficazes de controle de qualidade de dados.

Infelizmente, o processo de importação na UFPR e questões administrativas de acesso ao reservatório do Verde, que é de propriedade da PETROBRAS, atrasaram também, significativamente, o início de atividades de medição, até fins de SETEMBRO de 2017. A cronologia dos eventos é mostrada na tabela 1. Novos problemas com a autorização de acesso ocorreram entre dezembro de 2017 e maio de 2018. Em resumo, foi possível realizar um extenso experimento de intercomparação de sensores em Setembro–Outubro de 2017, mas restrições e acesso impediram a instalação do conjunto definitivo de monitoramento até Junho de 2018. O monitoramento contínuo previsto na proposta inicial do projeto só foi iniciado em Julho de 2018, após diversos problemas de suprimento de energia serem sanados, mas ainda com diversas interrupções. Mesmo assim, falhas de baterias causaram perda de dados à noite nos meses de Setembro e Outubro de 2018.

Neste relatório nós fazemos uma análise detalhada dos meses de Agosto, Setembro, Outubro e Novembro de 2018, meses em que foi possível coletar um volume significativo de dados. O sistema continua em operação até a presente data.

2 Arranjo experimental

Os sensores foram instalados em dois mastros na lateral da torre de tomada d'água do reservatório. O arranjo experimental é mostrado na figura 1. Os sensores são classificados em “lentos” e “rápidos”.

2.1 Sensores

Os sensores “lentos” do experimento operam a 1 Hz. São dois sensores *CSI CS500* de temperatura e umidade relativa do ar, posicionados a 1,48 e 3,24 m acima da superfície da água, dois sensores *Vaisala GMP343* nos mesmos níveis, e um sensor *Apogee Instruments SI-111* de temperatura radiométrica da superfície da água.

A figura 2 mostra um *croquis* do arranjo experimental, com a posição de cada sensor: note que o nível “1” é o nível *superior* de medição, e que o nível “2” é o nível *inferior*. Note também que cada sensor tem um nível ligeiramente distinto devido aos seus suportes e à montagem do sensor no mastro.

Tabela 1: Cronologia das atividades de importação de equipamentos e de medições do projeto

Data	Evento
2017-02-02	Abertura do processo de importação na UFPR
2017-03-17	Pagamento do GRU em nome da UFPR
2017-03-27	Esclarecimentos à procuradoria da UFPR sobre a importação dos sensores
2017-06-17	Retorno do processo ao Setor de Tecnologia para informação sobre fontes de recursos
2017-06-30	Fechamento de contrato de câmbio
2017-07-28	Chegada dos equipamentos ao Brasil
2017-08-22	Reunião com técnico da PETROBRAS responsável pelo acesso ao Reservatório do Verde
2017-09-20	Autorização de acesso ao reservatório concedida
2017-09-25	Início da campanha de intercomparação. Instalação de sistemas de aquisição de dados; de 5 GMP343, 2 CS500, 2 81000, 1 CSAT3, 1 IRGASON, e 1 LI7500.
2017-09-27	Reprogramação dos GMP343; reposicionamento dos GMP343 na mesma altura do LI7500 e do IRGASON; instalação de um 3º painel solar; instalação de uma 6ª bateria; coleta dos dados gravados até então.
2017-09-29	Manutenção: retirada de baterias para recarga no laboratório.
2017-10-02	Instalação de painéis solares no teto da tomada d'água. Reprogramação dos GMP343.
2017-10-04	Visita para coleta de dados.
2017-10-06	Visita para coleta de dados.
2017-10-11	Visita para coleta de dados. Manutenção de painéis que se desprenderam com vendaval. Sistema religado apenas nas baterias.
2017-10-13	Coleta de dados. Baterias retiradas para recarga no laboratório.
2017-10-16	Reinstalação de painéis solares, e religamento do sistema.
2017-10-18	Coleta de dados
2017-10-20	Desmontagem, coleta de dados e fim do experimento de intercomparação.
2017-12-12	Interrupção da autorização de acesso à barragem pela PETROBRÁS.
2018-05-02	Reinício da autorização de acesso à barragem pela PETROBRÁS.
2018-05-28	Início da instalação dos mastros.
2018-05-30	Continuação da instalação de mastros e sensores.
2018-06-04	Finalização da instalação dos sensores.
2018-06-11	Início das medições.
2018-06-25	Manutenção para correção de problemas com o suprimento de energia para os sensores.
2018-06-29	Solução dos problemas de suprimento de energia e início de aquisição contínua de dados.



Figura 1: Arranjo experimental do experimento do Reservatório do Rio Verde, com os dois mastros de medição instalados.

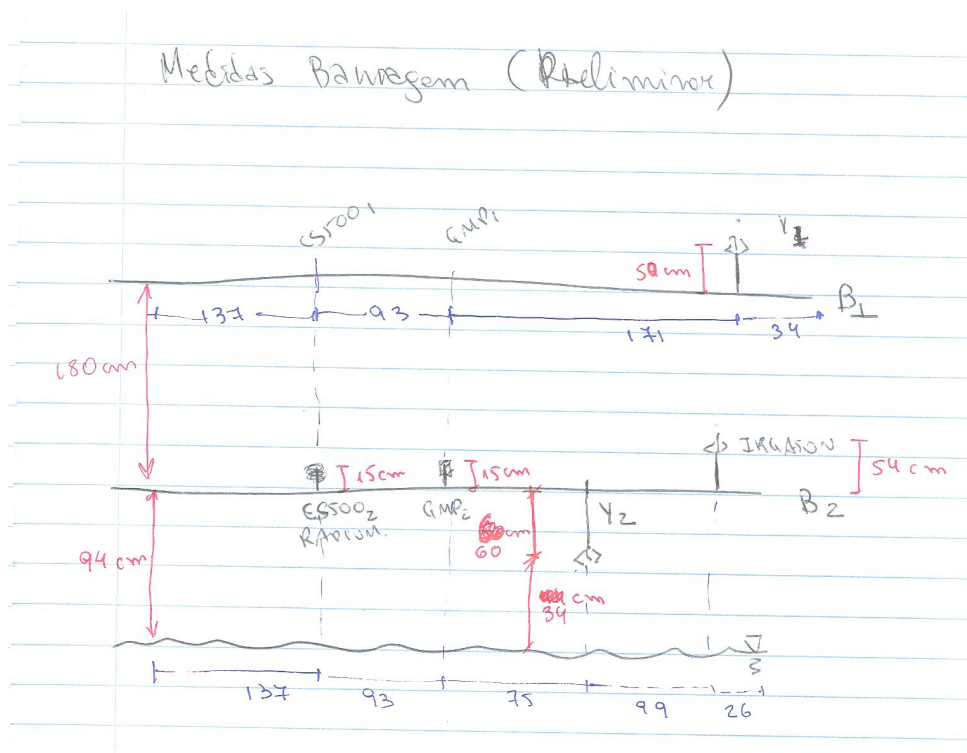


Figura 2: Posicionamento dos sensores nos mastros.

2.2 Sensores rápidos

Os sensores “rápidos” do experimento operam a 20 Hz. Um anemômetro sônico *Young* 81000 foi posicionado a 3,24m acima da superfície da água, e um *CSI IRGASON* posicionado a 1,48m acima da superfície da água. Um segundo *Young* 81000 foi instalado de cabeça para baixo, a partir do mastro inferior do experimento, mas sofreu muitos problemas de infiltração de água no aparelho, não tendo sido possível realizar medições com ele. O anemômetro *Young* 81000 mede as 3 componentes da velocidade, e a temperatura virtual sônica. O *IRGASON* mede as 3 componentes da velocidade do ar, a temperatura virtual sônica, e as densidades de vapor d’água (H_2O) e CO_2 . Além disso, o *IRGASON* também mede uma temperatura do ar auxiliar e a pressão atmosférica. Embora esses dois últimos sensores não possuam tempos de resposta suficientemente pequenos para medir flutuações turbulentas, seus dados também são armazenados a 20 Hz, por simplicidade.

Uma descrição de todas as variáveis medidas no experimento e de suas unidades de medição original é dada na tabela 2. Note que todas as medições de temperatura são armazenadas em graus Celsius ($^{\circ}C$), mas que no processamento de dados, quando necessário, algumas delas são convertidas para Kelvins.

2.3 Decomposição em média e flutuação

Neste relatório, dada uma variável a qualquer, nós usamos a notação

$$a = \bar{a} + a', \quad (1)$$

onde a é um valor instantâneo, \bar{a} é uma média temporal (tipicamente, de 30 minutos) e a' é a flutuação em torno da média temporal. Em muitos casos, há uma etapa adicional de remoção da tendência linear (*linear detrending*) antes da obtenção das flutuações a' . Uma análise detalhada de métodos de remoção de médias pode ser encontrado em [Dias et al. \(2012\)](#). Para os sensores lentos, embora o próprio sensor promedie analogicamente a medição, nós usamos simplesmente a para denotar as medidas brutas realizadas a 1 Hz. Da mesma forma, também por simplicidade, médias de 1 s dos dados rápidos também são denotadas por a quando necessário.

3 Análise de dados nas escalas de 1 e 1800 s

3.1 Processamento para diferentes escalas de tempo

Tanto os dados rápidos quanto os lentos foram re-processados para diversas escalas de tempo. Os dados rápidos de 20 Hz foram inicialmente promediados para 1 s (1 Hz), e arquivos nesta frequência foram gerados para todas as variáveis do *IRGASON*, ficando assim compatíveis com a frequência de aquisição dos dados lentos brutos.

A partir dos arquivos de dados de 1s, tanto os “lentos” quanto os “rápidos”, foram calculadas estatísticas para blocos de 30 min (1800 s). As estatísticas são as seguintes:

- média \bar{a} ,
- desvio-padrão σ_a ,
- percentis de 10%, 50% (mediana) e 90% a_{10} , a_{50} e a_{90} ,
- mínimo do período a_{\min} ,
- máximo do período a_{\max} .

Essa organização é importante para uma primeira verificação de qualidade e disponibilidade dos dados do experimento, uma vez que o seu volume é muito grande. Uma vez gerados os dados de cada mês nas escalas de 1 e 1800s, os dados de médios 1800 s foram plotados mês a mês para conferência.

Tabela 2: Variáveis medidas no EXVERDE e sua descrição

Unidade	Símbolo	Frequência (Hz)	Descrição
°C	θ_0	1,0	Temperatura da superfície da água (radiômetro infravermelho)
°C	θ_{a1}	1,0	Temperatura do ar (barra superior)
%	y_1	1,0	Umidade relativa do ar (barra superior)
°C	θ_{a2}	1,0	Temperatura do ar (barra inferior)
%	y_2	1,0	Umidade relativa do ar (barra inferior)
ppm	x_1	1,0	Concentração de CO ₂ (barra superior)
ppm	x_2	1,0	Concentração de CO ₂ (barra inferior)
ms ⁻¹	u_1	20,0	Velocidade u do 81000 (barra superior)
ms ⁻¹	v_1	20,0	Velocidade v do 81000 (barra superior)
ms ⁻¹	w_1	20,0	Velocidade w do 81000 (barra superior)
°C	θ_{v1}	20,0	Temperatura virtual sônica do 81000
ms ⁻¹	u_2	20,0	Velocidade u do IRGASON (barra inferior)
ms ⁻¹	v_2	20,0	Velocidade v do IRGASON (barra inferior)
ms ⁻¹	w_2	20,0	Velocidade w do IRGASON (barra inferior)
°C	θ_{v2}	20,0	Temperatura sônica do IRGASON
gm ⁻³	ρ_v	20,0	Densidade de vapor d'água (IRGASON)
mgm ⁻³	ρ_c	20,0	Densidade de CO ₂ (IRGASON)
°C	θ_{ai}	20,0	Temperatura do ar medida no IRGASON
kPa	p_{ai}	20,0	Pressão atmosférica no IRGASON
°C	θ_{p1}	20,0	Temperatura do ar (termopar) medida junto ao 81000
°C	θ_{p2}	20,0	Temperatura do ar (termopar) medida junto ao IRGASON

3.2 Temperaturas

As figuras 3-a – d mostram os dados mensais de temperatura do ar e da água registradas pelos dois sensores CS500, pelo IRGASON, e pelo SI-111. As temperaturas do ar concordam razoavelmente entre si (o que é bom), mas não há diferenças visíveis entre as medições nos diversos níveis no ar (o que é ruim, porque sugere que a medição de gradientes de temperatura no ar com esses sensores pode ser impossível com a acurácia que possuem). Esta é não é uma conclusão definitiva: as correções provenientes do experimento de intercomparação ainda não foram aplicadas, e o resultado pode mudar após a sua aplicação.

As estatísticas dentro de cada bloco de 1800s são interessantes e devem ser analisadas. As figuras 4 a–d mostram o desvio-padrão σ_θ da temperatura do ar medida pelo CS500 na barra inferior (θ_{a2}) e a temperatura do ar medida pelo termopar junto ao IRGASON (também na barra inferior, θ_{p2}) para os meses de Agosto, Setembro, Outubro e Novembro de 2019, na escala de 1800s. Nota-se numerosos picos espúrios nos dados, que provavelmente podem ser eliminados com relativa facilidade se nós examinarmos os blocos de dados correspondentes em detalhe. Por outro lado, é possível perceber que o desvio-padrão tende a acompanhar, claramente, o ciclo diurno.

3.3 Umidade específica

Os dois sensores CS500 de temperatura do ar e de umidade relativa foram posicionados a 109 cm, e a 289 cm, respectivamente, acima da superfície da água. Para o CS500, a temperatura e a umidade relativa foram convertidas em umidade específica utilizando a equação

$$q_a = 0,622ye^*(\theta_a)/p_a, \quad (2)$$

onde y é a umidade relativa do ar, θ_a é a temperatura do ar (ambas medidas no CS500), $e^*(\cdot)$ é a curva de pressão de saturação de vapor d'água no ar em função da temperatura, e p_a é a pressão atmosférica medida pelos sensores auxiliares do IRGASON. A equação (2) foi aplicada aos dados na escala de 1 s. O cálculo das umidades específicas só pode ser feito após o processamento dos dados rápidos, que incluem a pressão atmosférica p_a , medida na escala de 0,05 s e depois promediada para 1 s.

Para o IRGASON, a umidade específica foi calculada a partir da densidade de vapor d'água ρ_v medida pelo sensor gás de caminho aberto, via

$$e_a = \rho_v R_v \theta_a, \quad (3)$$

$$q_a = 0,622e_a/p_a. \quad (4)$$

As equações (3)–(4) foram aplicadas aos dados medidos pelo IRGASON após os mesmos serem promediados para 1 s.

As séries temporais da umidade específica para Agosto, Setembro, Outubro e Novembro de 2018 são mostradas na figura 5. O principal padrão encontrado é que a umidade específica medida pelo IRGASON é significativamente menor que aquela medida pelos sensores CS500. O padrão temporal, entretanto, é idêntico. Não é possível neste momento identificar qual é o sensor que está mais correto, antes de uma análise dos resultados do experimento de intercomparação. Note-se que o IRGASON veio “novo” de fábrica para este experimento. Mesmo assim, embora a discrepância detectada não seja impeditiva para a interpretação dos dados do experimento, ela enfatiza a necessidade de intercomparação e calibração cuidadosa em experimentos deste tipo, mesmo quando os sensores têm excelente qualidade. Nosso grupo tem investido em técnicas para a calibração de sensores de caminho aberto com base em sensores lentos e muito estáveis em campo (tais como o CS500) (Armani, 2019). Além disso, como é comum com sensores de resposta rápida, há mais falhas na série de dados de umidade específica medidos com o IRGASON.

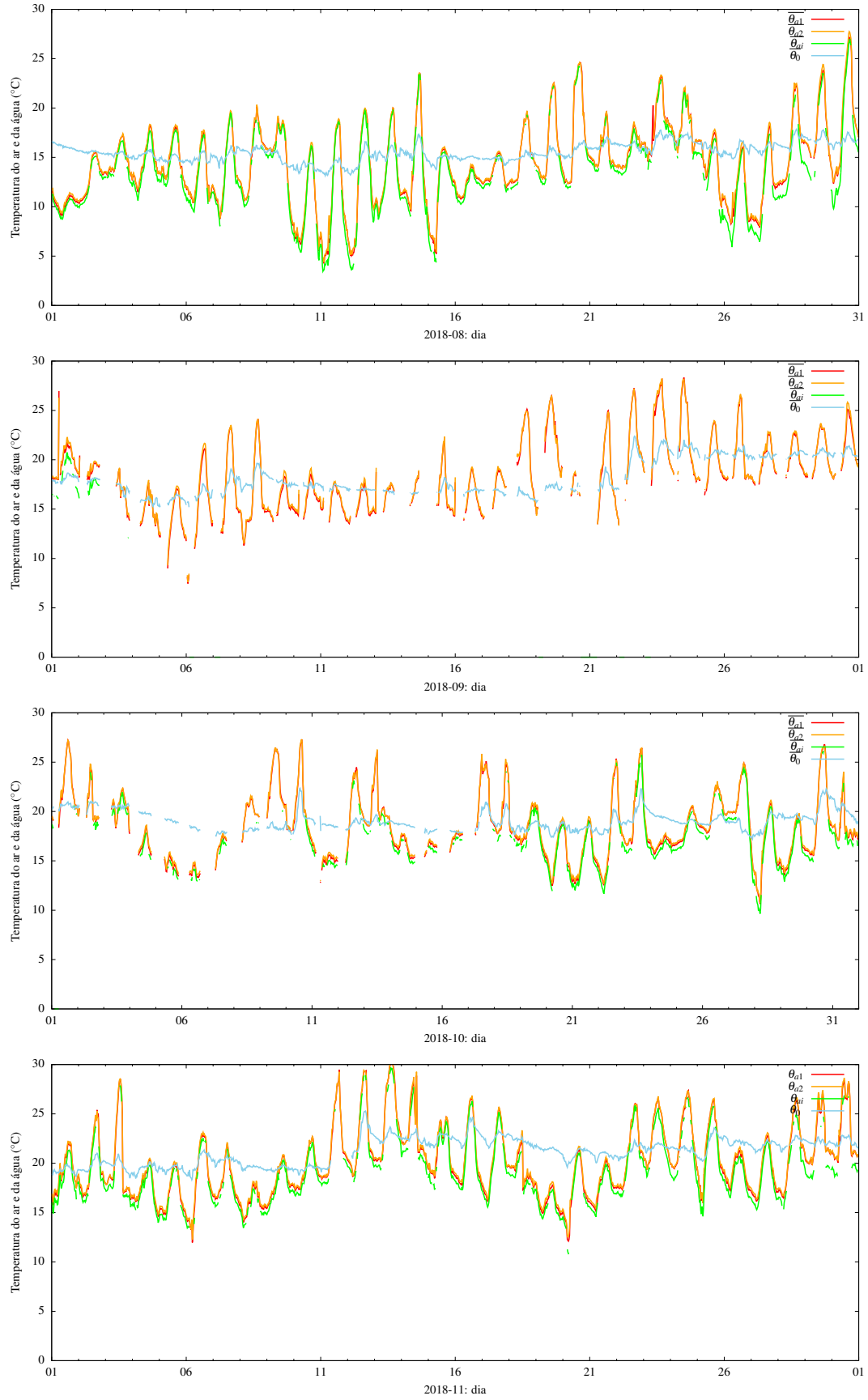


Figura 3: Temperaturas do ar e da água (médias de 30 minutos): Em vermelho, barra superior (θ_{a1}); em laranja, barra inferior (θ_{a2}); em verde, IRGASON (θ_{ai}); em azul-claro, temperatura da superfície da água (θ_0), nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

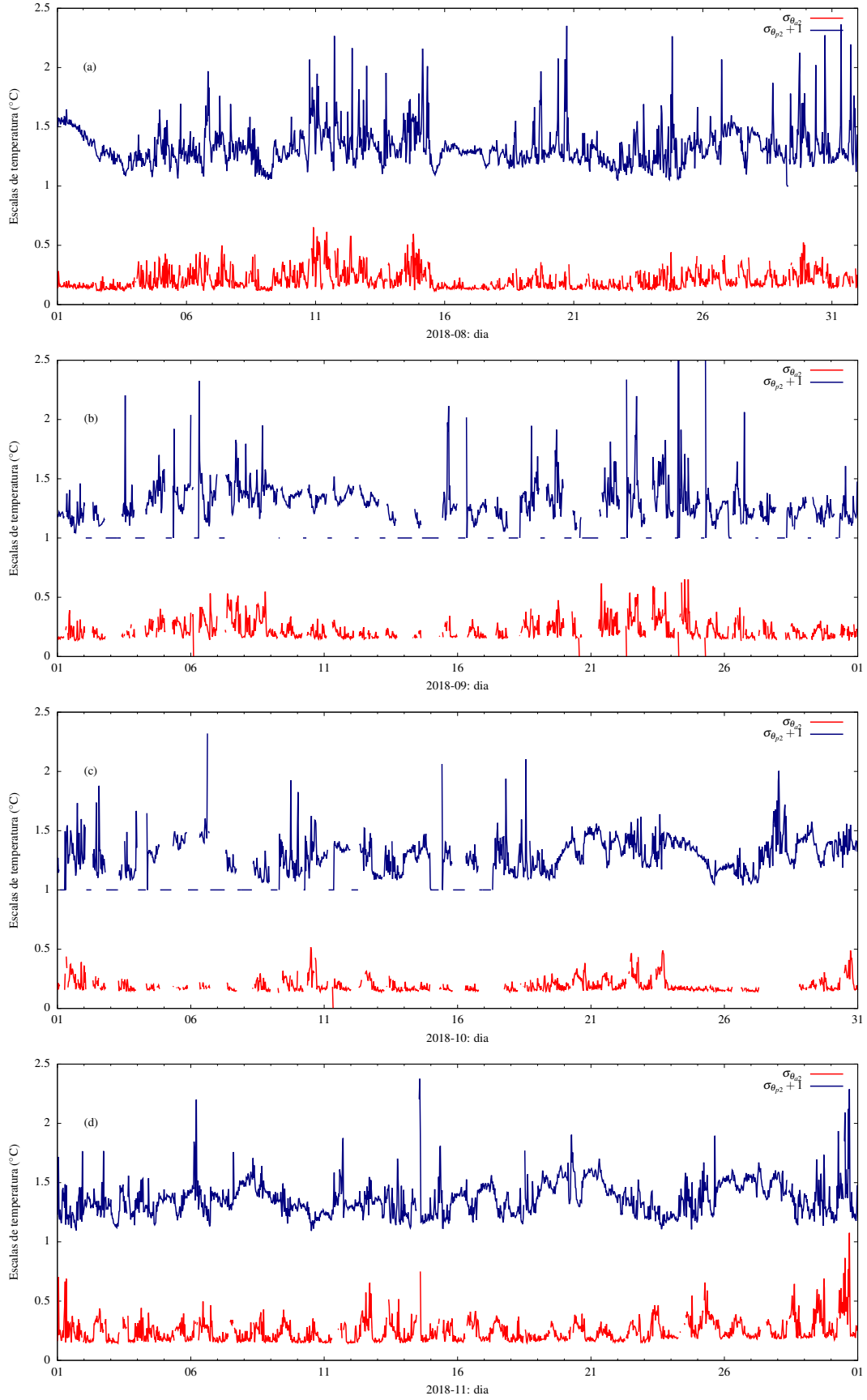


Figura 4: Escalas de temperatura a cada 30 minutos: em azul-marinho, desvio-padrão das médias de 1 s da temperatura no termopar 2 (barra inferior) ($\sigma_{\theta_{p2}}$); em vermelho, desvio-padrão da temperatura do ar (medida uma vez por segundo) pelo sensor CS500 ($\sigma_{\theta_{a2}}$), barra inferior; nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro, 2018.

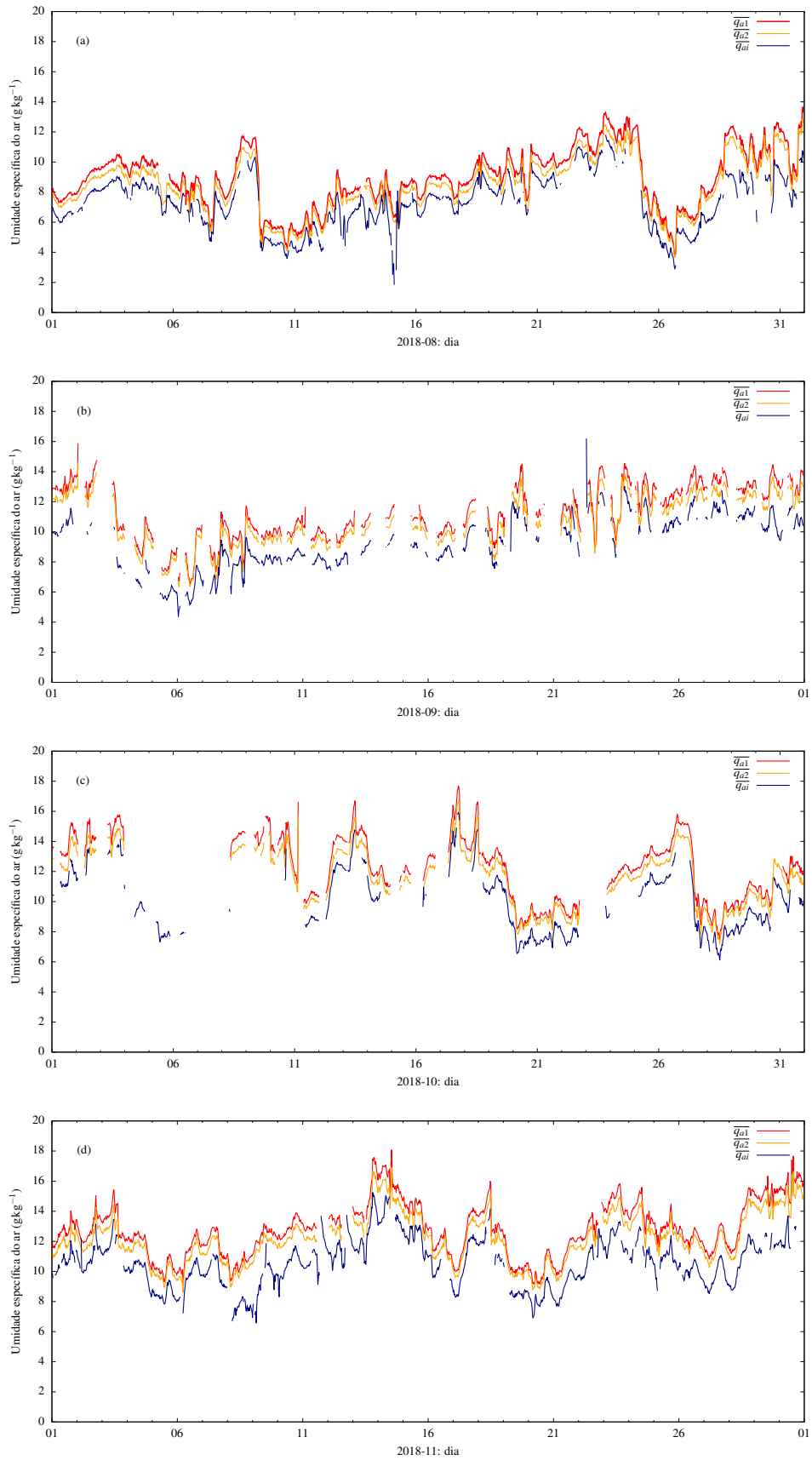


Figura 5: Umidade específica média de 30 minutos: em vermelho, $\overline{q_{a1}}$; em laranja, $\overline{q_{a2}}$; e em azul-marinho, $\overline{q_{ai}}$; nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

As séries de desvios-padrão de umidade específica são mostradas na figura 6. Nós mostramos apenas as séries do CS500 da barra inferior, e aquelas obtidas a partir das medições do IRGASON. Note que os dados do IRGASON, neste ponto, foram primeiramente promediados para a escala de 1 s, e que ainda não estamos lidando com os dados “rápidos” a 20 Hz.

3.4 Razão de mistura de CO₂

Os sensores de CO₂ utilizados no experimento foram de dois tipos. Os sensores lentos são do modelo *Vaisala* GMP343. Conforme já descrito acima, todos os sensores lentos têm seus dados adquiridos a 1 Hz. O sensor “rápido” é o próprio analisador de gás de caminho aberto do IRGASON. Os GMP343 medem a concentração de CO₂ em ppm, e o IRGASON mede em mg m⁻³. A figura 7 mostra a razão de mistura de CO₂ média de 30 minutos medida pelo IRGASON ($\overline{r_{ci}}$) e pelo GMP343 da barra superior ($\overline{r_{c1}}$). Existem episódios significativos de aumento de concentração de CO₂ em ciclos de aproximadamente 24 horas, cujas causas precisam ser melhor estudadas. Tanto quanto seja de nosso conhecimento, esse tipo de ocorrência não parece ter sido registrado ainda na literatura de medições de CO₂ no ar sobre lagos, e precisará ser pesquisado com mais detalhe.

A figura 8 mostra os desvios-padrão da razão de mistura r_c de CO₂ do IRGASON (barra inferior) e do GMP343 (mastros superior). Note que os desvios-padrão $\sigma_{r_{ci}}$ do IRGASON nesta figura foram calculados *após* a promediação dos dados de 20 Hz para 1 Hz (ou seja: foram calculadas médias de 1 s dos dados, e em seguida calculado o desvio-padrão dessas médias de 1 s). A concordância entre os dois dados é apenas razoável, no máximo.

Resultados mais interessantes podem ser encontrados na plotagem simultânea da concentração média de 30 minutos *versus* o desvio-padrão da concentração, ambos em ppm, para o GMP343 do mastro superior, mostrada na figura 9. Existe uma razoável concordância entre o aumento da concentração e o aumento do desvio-padrão, em alguns episódios mais ou menos isolados, ao longo do tempo. Existem abordagens que estimam o fluxo de escalares a partir de seu desvio-padrão, mas as séries mostradas na figura 9 não são de fluxos. Essas abordagens dependem em geral da validade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov para o escalar. Infelizmente, como veremos na seção 5, não existe uma relação bem definida entre o desvio-padrão adimensionalizado de r_c e a variável de estabilidade de Monin-Obukhov. Por isso, apesar do padrão temporal sugestivo de uma relação entre variância de r_c e fluxos correspondentes, o assunto necessitará de pesquisas mais aprofundadas.

3.5 Direção e intensidade do vento

As rosas do vento para cada mês reportado aqui são mostradas nas figuras 10 para os dados do IRGASON, e 11 para o 81000. Um setor angular de 45° é enfatizado nas figuras com linhas tracejadas. A linha tracejada superior (primeira no sentido horário a partir do norte) indica o azimute de 54,31°, que dá o alinhamento do pier. O setor portanto seleciona a direção em que o vento vem “de frente” para o pier, a partir do lago, até a direção em que o vento vem de 45° à direita (olhando do pier para o lago) do pier, também sobre o lago. Essas direções são consideradas ótimas para a medição, porque virtualmente eliminam o obstáculo representado pela própria tomada d’água aos anemômetros sônicos, que estão colocados em dois mastros eles mesmos estendidos à direita da tomada d’água, para quem olha desta para o lago. Um elemento muito positivo para o experimento, que se depreende da análise das rosas do vento, é que na maior parte do tempo o vento sopra de direções favoráveis, representativas do lago, o que confirma a correção da concepção experimental quando da proposta do projeto.

Os próximos gráficos, nas figuras 12–15, mostram, mês a mês, os vetores velocidade horizontal do vento, a velocidade vertical média \overline{w} , e a velocidade horizontal média \overline{u} do IRGASON e do 81000. Note que nesses gráficos \overline{u} já representa a velocidade média *após uma rotação de coordenadas horizontal*, ou seja, \overline{u} já é a velocidade horizontal média total (com $\overline{v} = 0$ após a rotação).

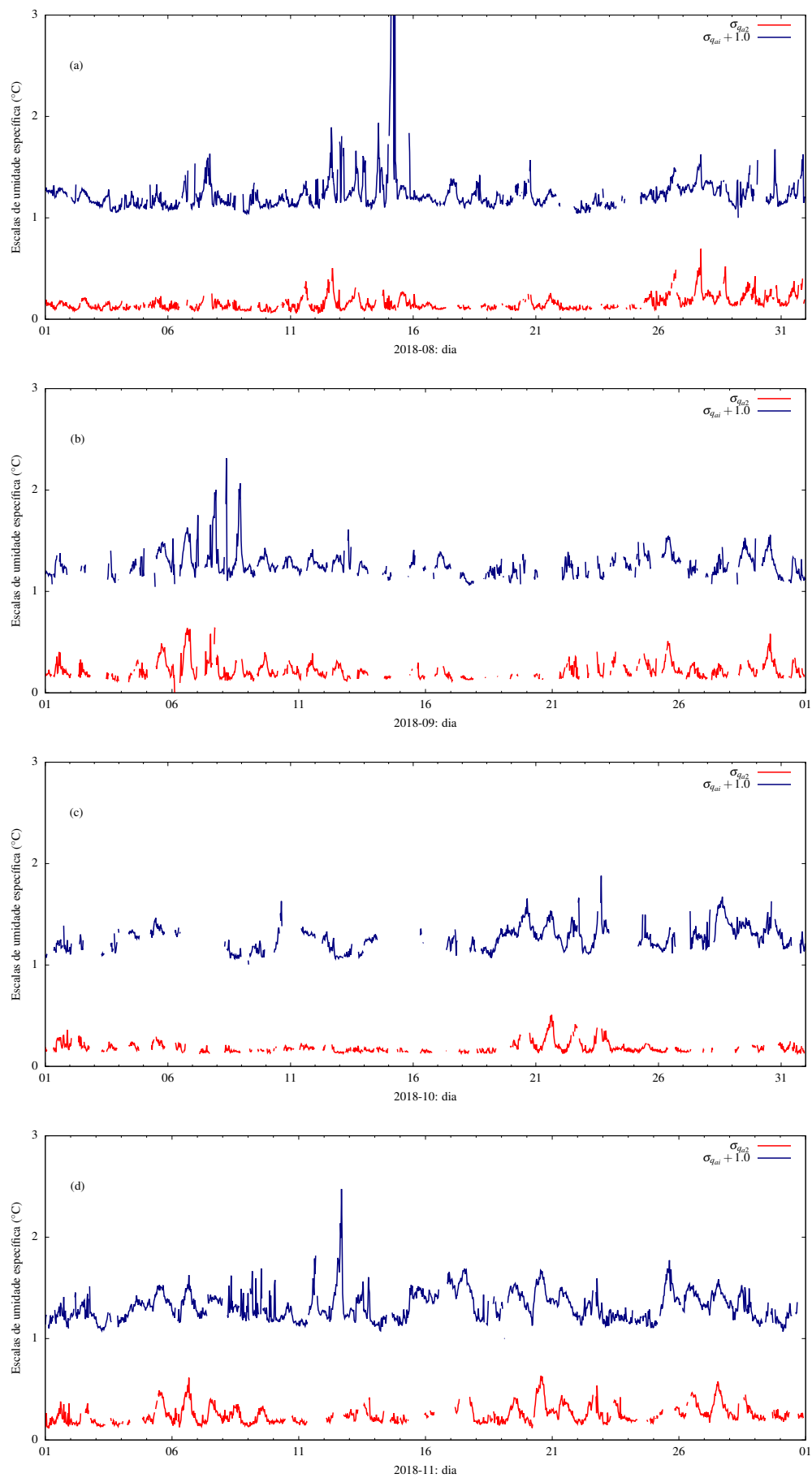


Figura 6: Desvios-padrão das médias de 1 s de umidade específica: em azul-marinho, σ_{qai} , e em vermelho, σ_{qa2} ; nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

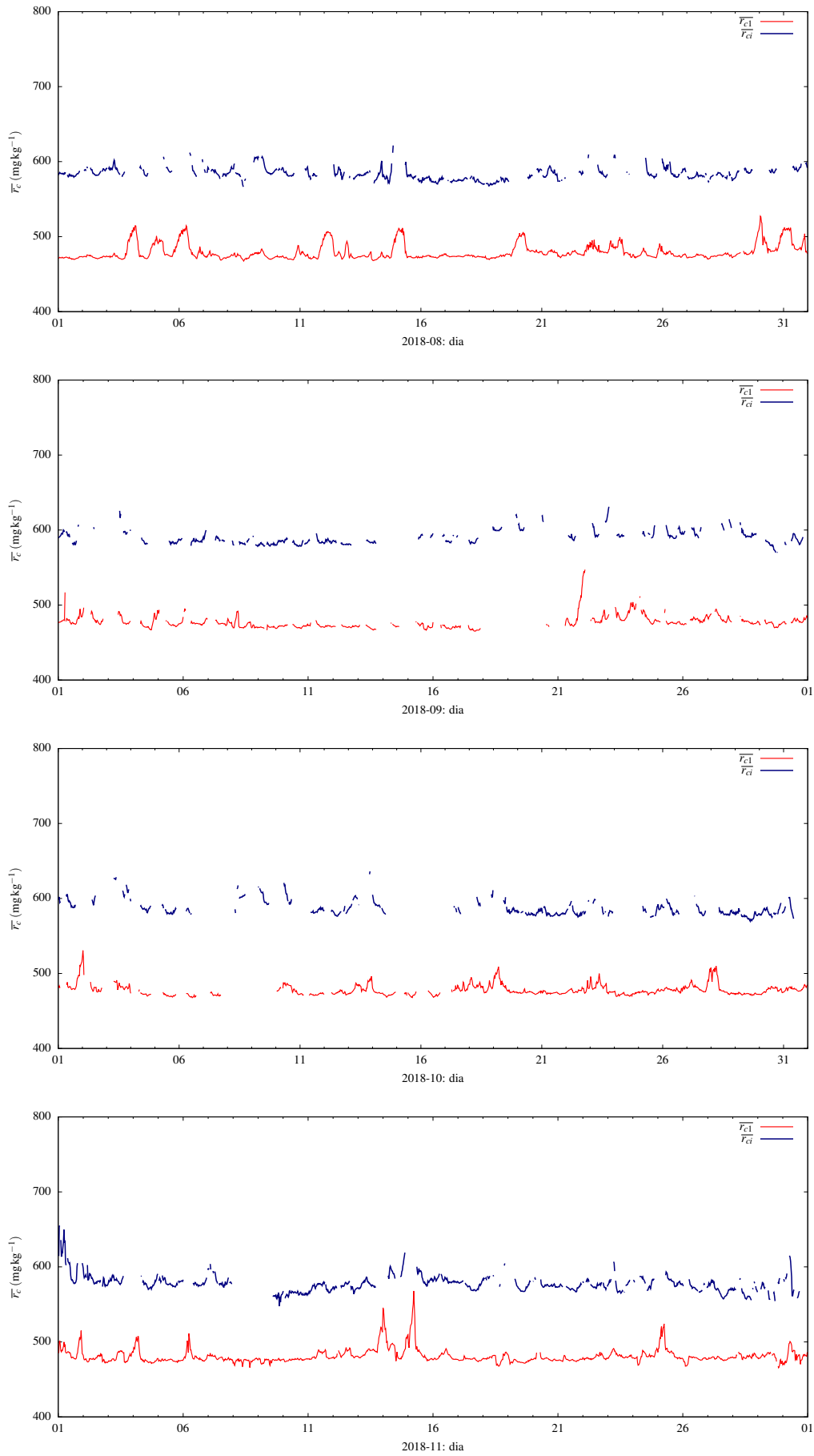


Figura 7: Razão de mistura de CO₂ média de 30 minutos: em azul-marinho, $\overline{r_{ci}}$ (IRGASON, barra inferior); em vermelho, $\overline{r_{cl}}$ (GMP343, barra superior), nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

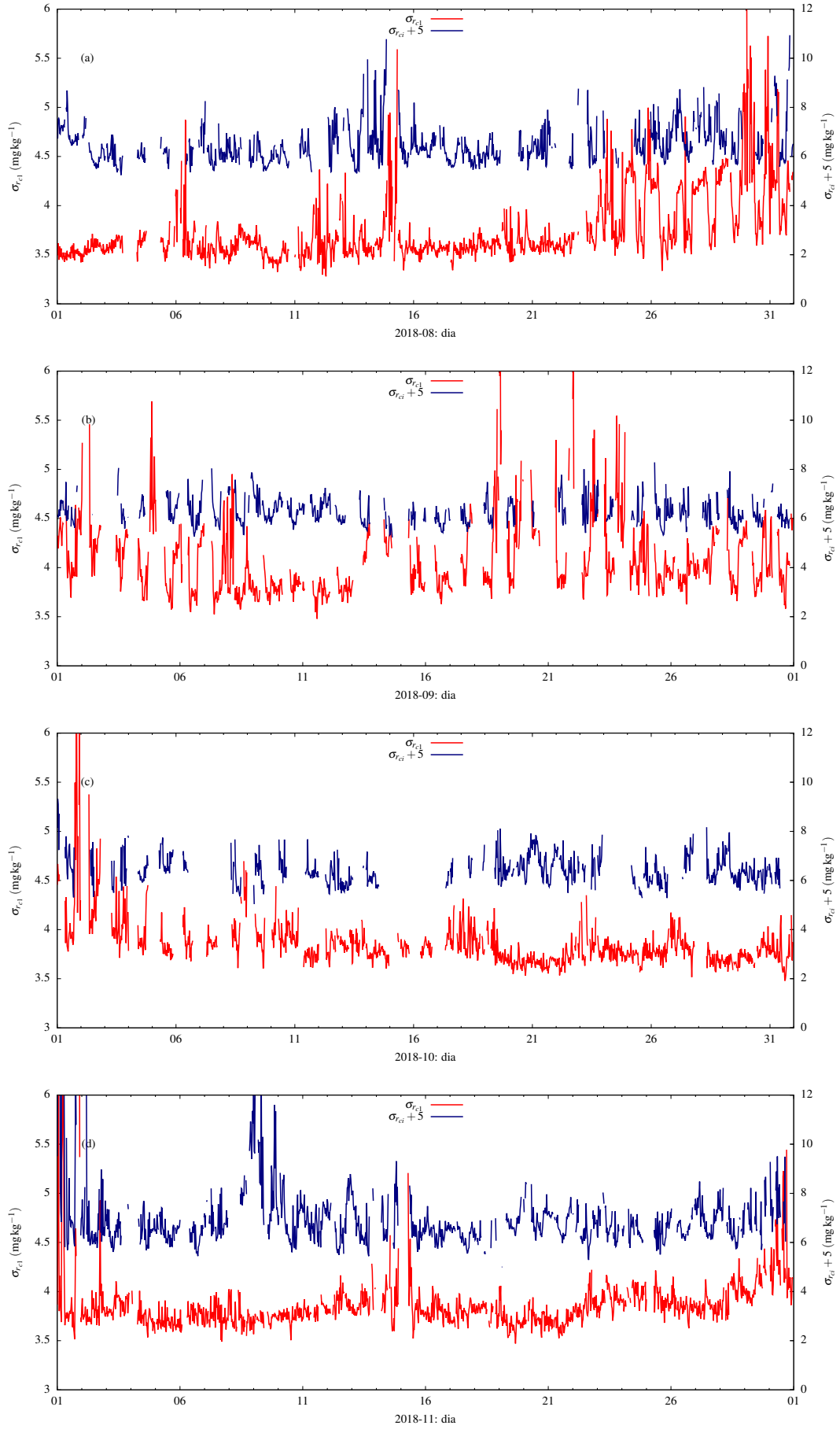


Figura 8: Desvio-padrão da razão de mistura de CO₂: em azul-marinho, σ_{rci} ; em vermelho, $\sigma_{rci} + 5$, nos meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

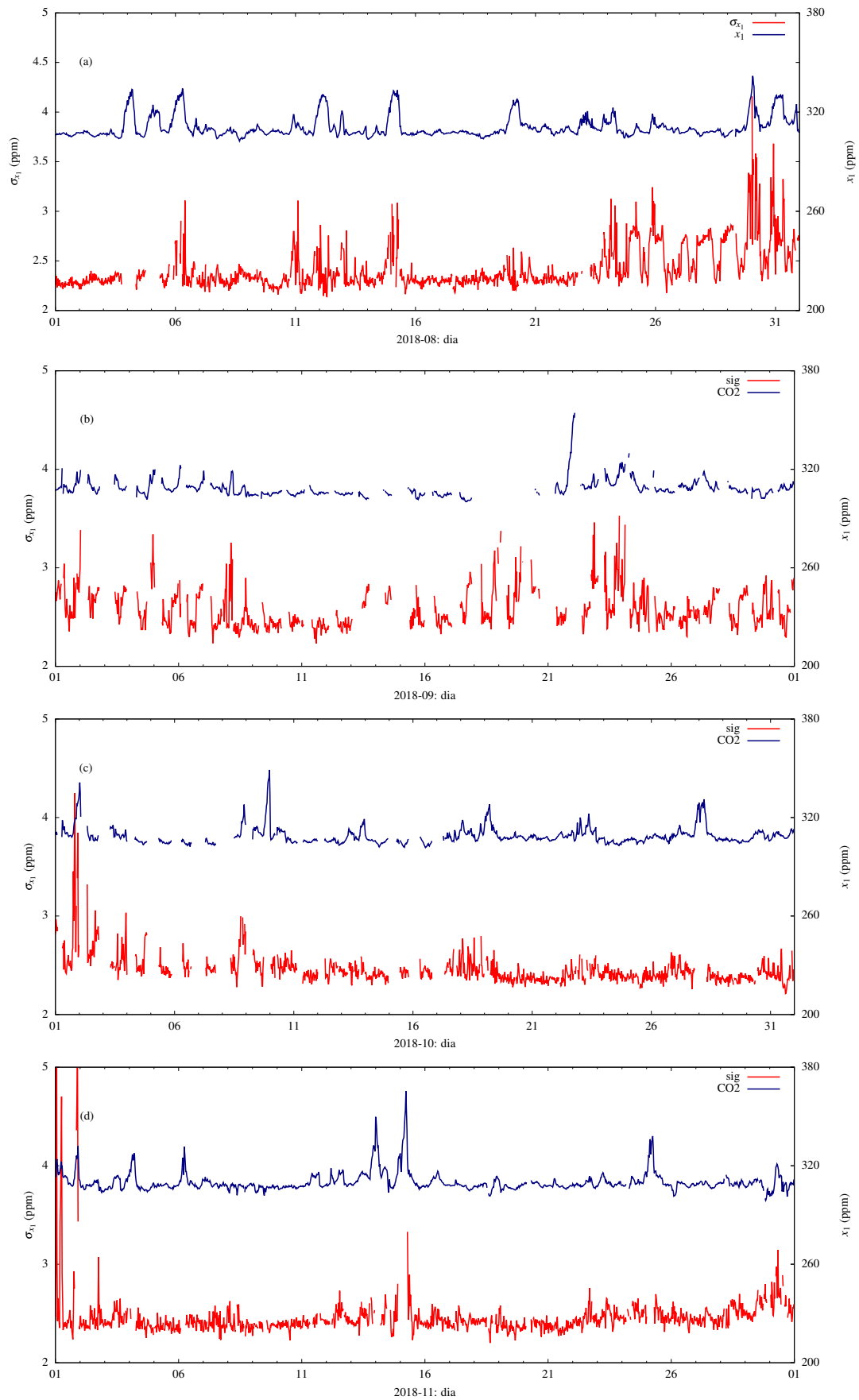


Figura 9: Desvio-padrão da razão de mistura de CO₂ medida pelo IRGASON (azul, mastro inferior) e pelo GMP343 (vermelho, mastro superior), entre os meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

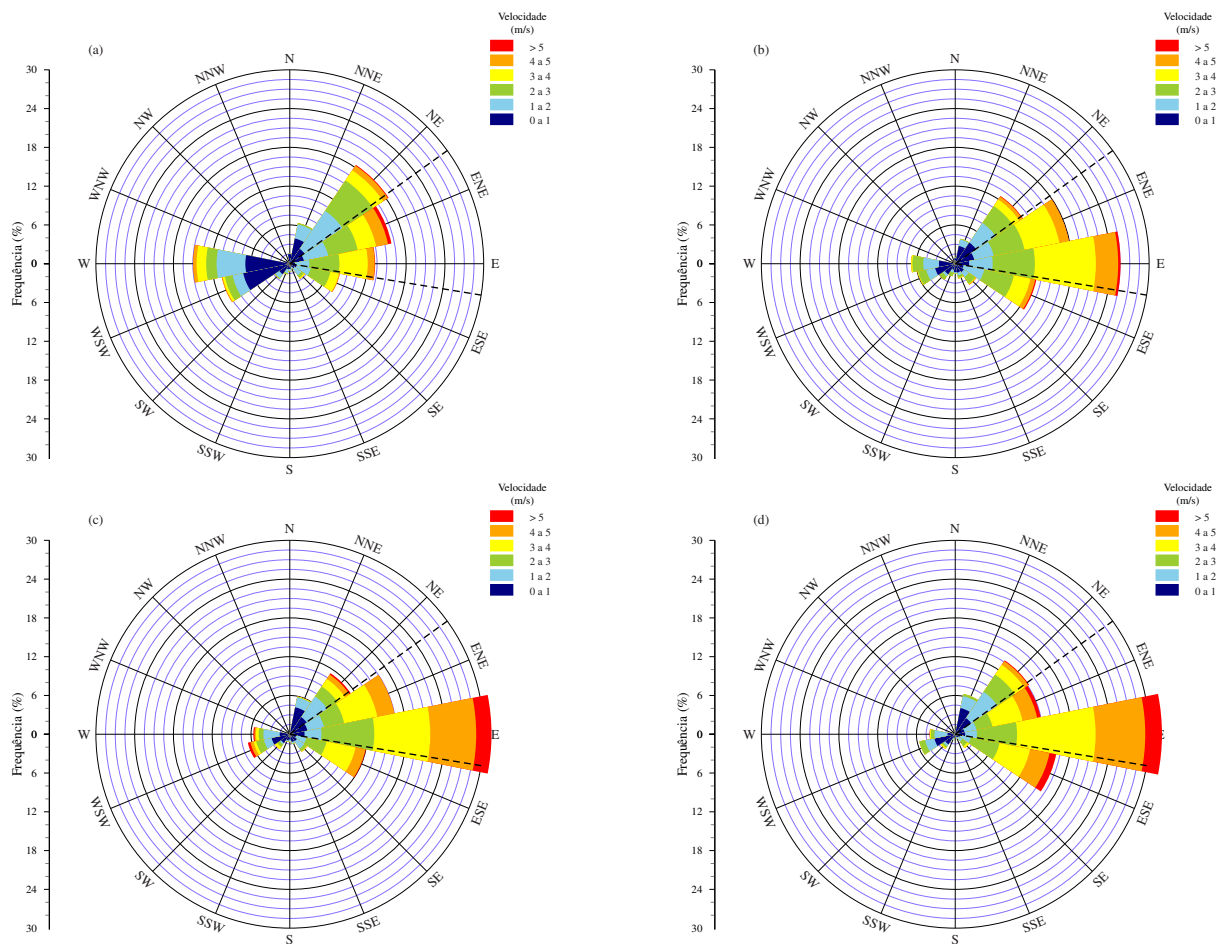


Figura 10: Rosas do vento no reservatório do Verde (IRGASON), para os meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

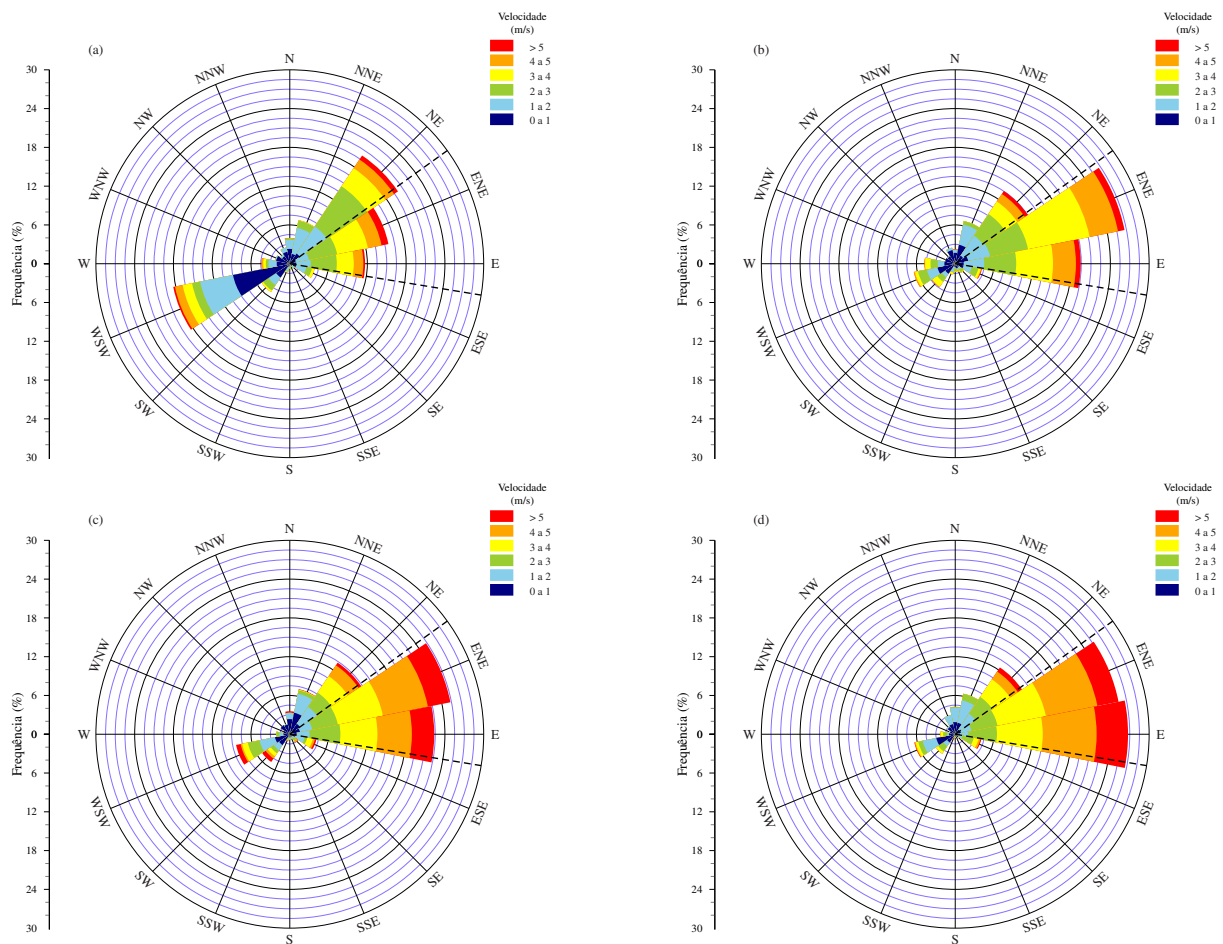


Figura 11: Rosas do vento no reservatório do Verde (YOUNG 8100), para os meses de Agosto (a), Setembro (b), Outubro (c) e Novembro (d), 2018.

Além disso, os dois primeiros gráficos de cada figura representam vetores velocidade horizontal *em relação ao pier, olhando de frente para o lago*. Assim, uma seta apontando para cima indica que a velocidade do vento vem do paramento da barragem, paralelamente ao pier, no sentido do lago; uma seta apontando para baixo indica que a velocidade do vento vem do lago, paralelamente ao pier, apontando para o paramento da barragem; uma seta apontando para a esquerda indica que o vento vem da direita; e uma seta apontando para a direita indica que o vento vem da esquerda, de quem olha do pier para o lago.

Nesses gráficos, é visível a concordância geral entre os dois anemômetros sônicos. As velocidades médias horizontais medidas pelo 81000 no nível superior são também um pouco maiores (em geral) do que as do IRGASON, que é o comportamento esperado. Para as direções de vento favoráveis, com o vento soprando do lago para a barragem pela direita do pier, as velocidades médias verticais são positivas, e significativamente diferentes de zero, apesar do nivelamento cuidadoso dos anemômetros sônicos. Isso sugere que as linhas de corrente, quando o vento sopra do lago para a barragem, curvam-se para cima. Dado o desnível entre a crista da barragem e o nível d'água, de mais de 3 m, isso também é razoável. No entanto, o efeito dessa curvatura das linhas de corrente sobre as medições não é totalmente compreendido, e precisará ser avaliado com mais cuidado.

4 Análise dos dados de turbulência

4.1 Tensões de Reynolds

Nós calculamos a estatística $\overline{u'w'}$ (após a rotação de coordenadas) tanto para o IRGASON quanto para o 81000. As figuras 16–19 mostram essa variável juntamente com o vetor velocidade do vento medido pelo IRGASON. As figuras mostram 4 combinações possíveis: $\overline{u'_i w'_i}$, $\overline{u'_y w'_y}$, $\overline{u'_i w'_y}$ e $\overline{u'_y w'_i}$, onde i indica a variável medida pelo IRGASON e y a variável medida pelo 81000. As estatísticas cruzadas entre os dois sensores (as duas últimas da lista) foram calculadas apenas para verificar a consistência dos valores calculados. Note que as rotações de coordenadas foram feitas independentemente em cada sensor, o que complica um pouco a interpretação dessas estatísticas cruzadas.

Valores anômalos (*i.e.*, $\overline{u'w'} > 0$) são visíveis em todos os meses. Esses valores ocorrem em geral quando o vento sopra por trás, ou vem da esquerda, dos anemômetros. Nessas situações, os anemômetros sônicos estão evidentemente mal posicionados para medir o vento “sobre o lago” devido à presença de grandes obstáculos (o pier, a tomada d'água) ou a uma pista de vento muito limitada quando o vento sopra da barragem para o lago, e esses casos devem ser descartados.

Foi feita, portanto, uma seleção do “melhor” setor de 45° para as medições. Este setor compreende as direções do vento vindo “de frente” dos anemômetros até 45° à direita. Em termos de azimuth α , isso significa $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$. Este setor está indicado com linhas grossas tracejadas nas figuras 10 e 11.

Para esse setor, a figura 20 mostra os valores de $\overline{u'w'}$ medidos em blocos simultâneos de 30 minutos pelos dois anemômetros. Note que existem muito mais valores “anômalos” (mesmo para o melhor setor de medição) com $\overline{u'w'} > 0$ para o IRGASON do que para o YOUNG. A análise conjunta das figuras que mostram as séries temporais das velocidades médias verticais (figuras 12–15) e de $\overline{u'w'}$ sugere que além da distorção do escoamento causada por algumas direções do vento médio, o obstáculo representado pela própria barragem força as linhas de corrente a se curvarem para cima no ponto de medição.

Portanto, como um critério adicional de controle de qualidade, nós vamos trabalhar apenas com os blocos para os quais $\overline{u'w'} < 0$ simultaneamente nos dois anemômetros.

A figura 21 mostra apenas os dados simultaneamente negativos. Uma regressão linear simples produz

$$-\overline{u'w'}|_i = -a\overline{u'w'}|_y + b, \quad (5)$$

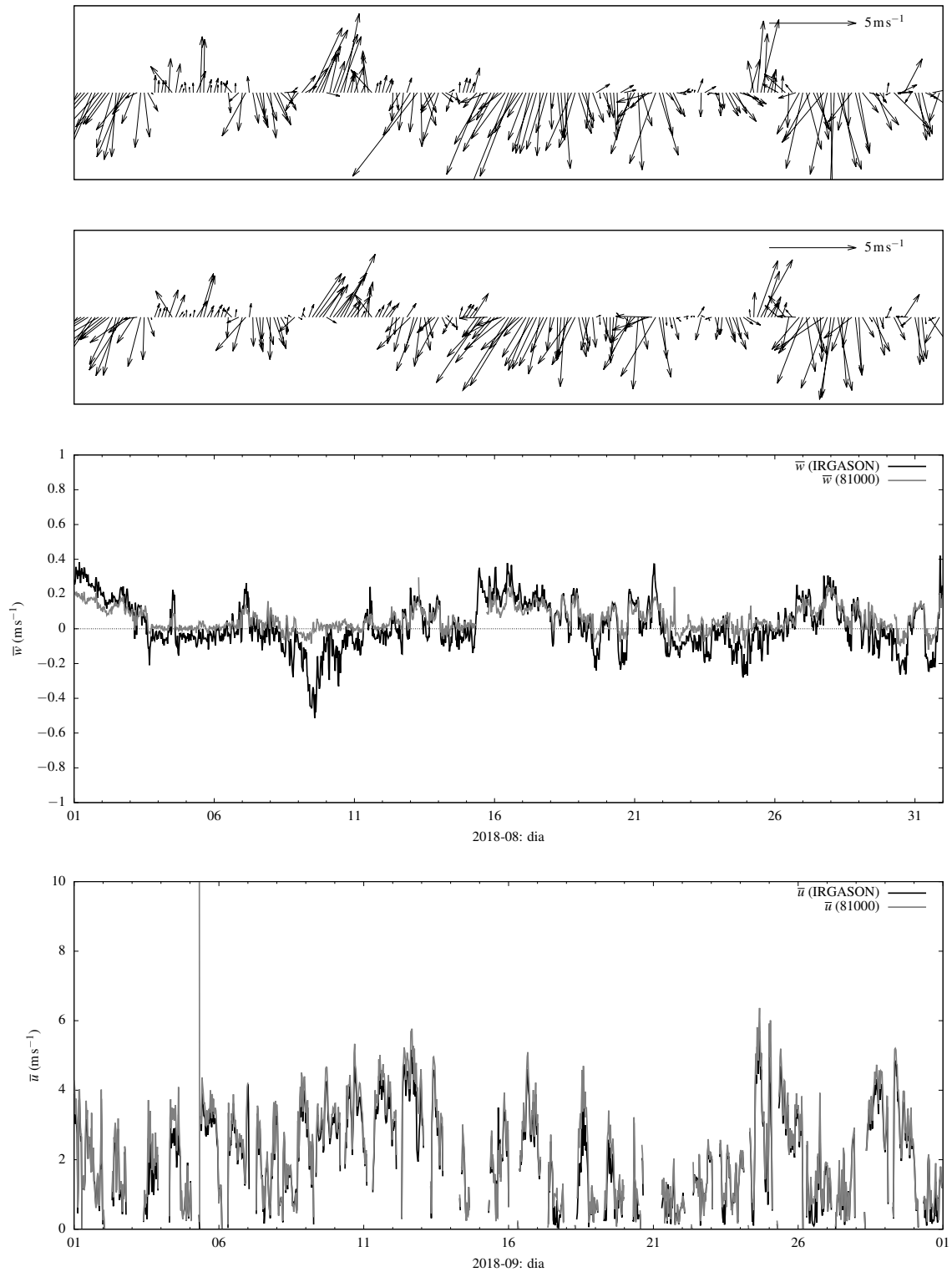


Figura 12: De cima para baixo: vetor velocidade horizontal do vento do 81000, vetor velocidade do vento do IRGASON, velocidade vertical média, e intensidade do vento médio na escala de tempo de 30 minutos, em Agosto de 2018.

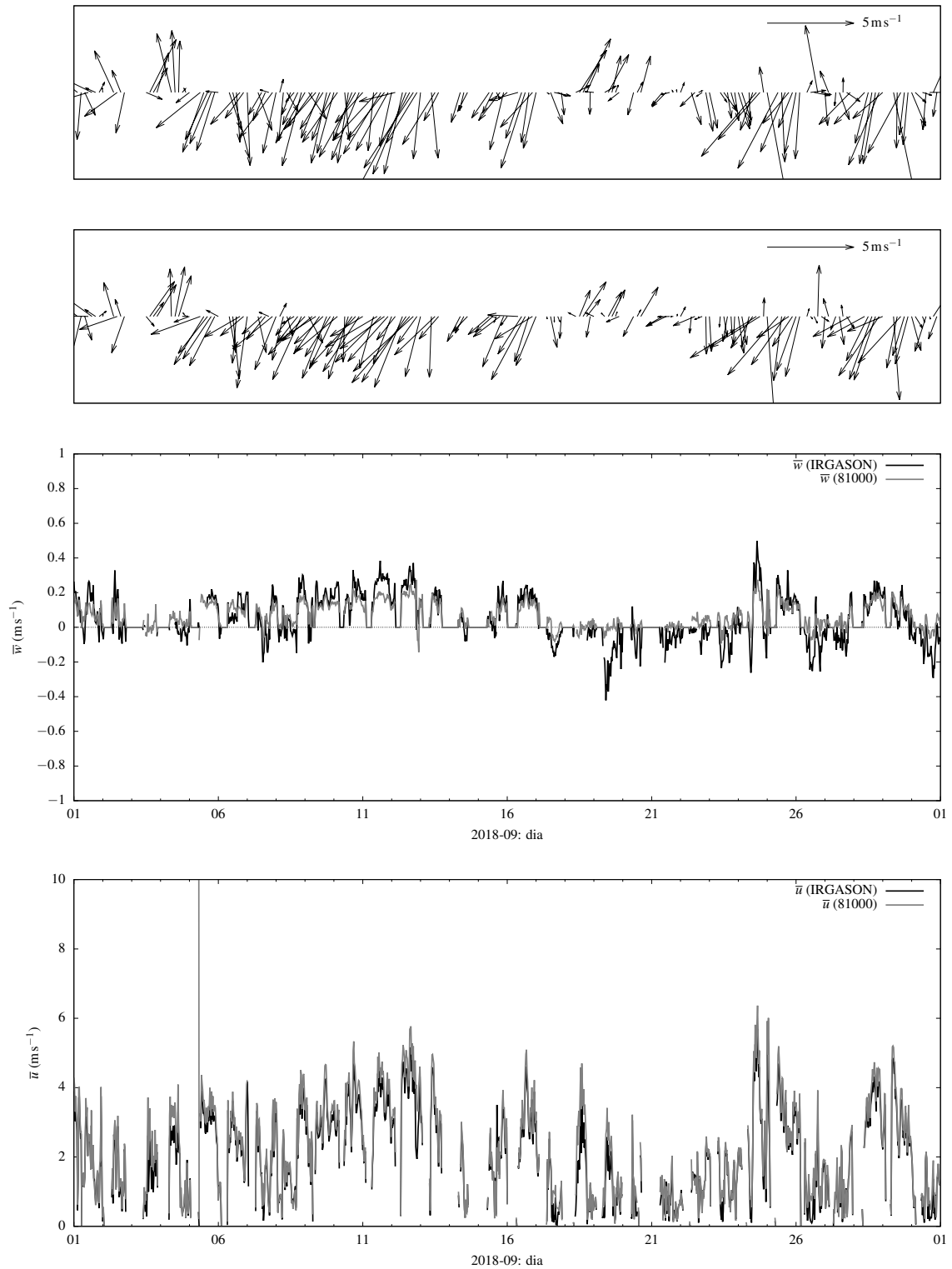


Figura 13: De cima para baixo: vetor velocidade horizontal do vento do 81000, vetor velocidade do vento do IRGASON, velocidade vertical média, e intensidade do vento médio na escala de tempo de 30 minutos, em Setembro de 2018.

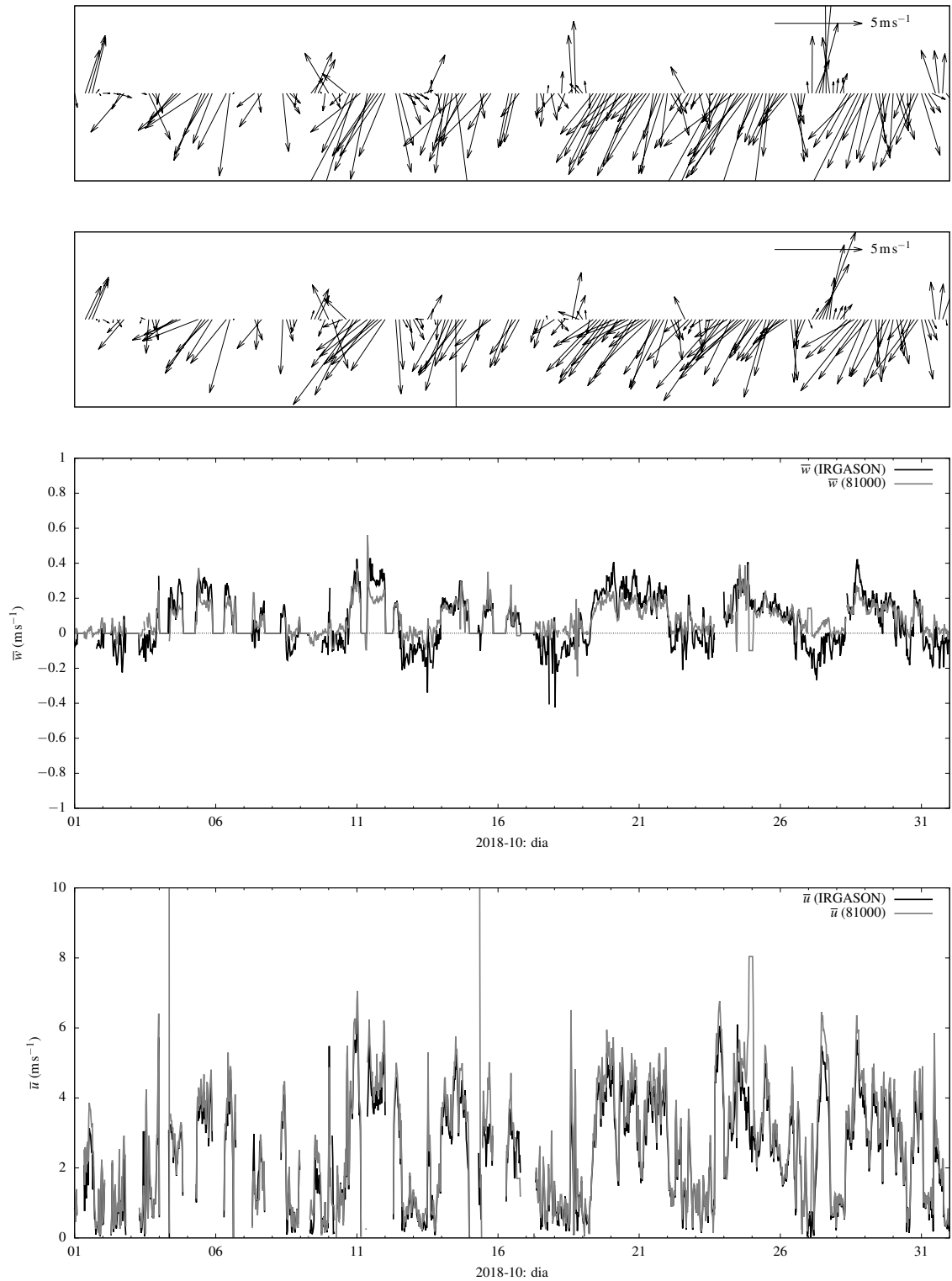


Figura 14: De cima para baixo: vetor velocidade horizontal do vento do 81000, vetor velocidade horizontal do vento do IRGASON, velocidade vertical média, e intensidade do vento médio na escala de tempo de 30 minutos, em Outubro de 2018.

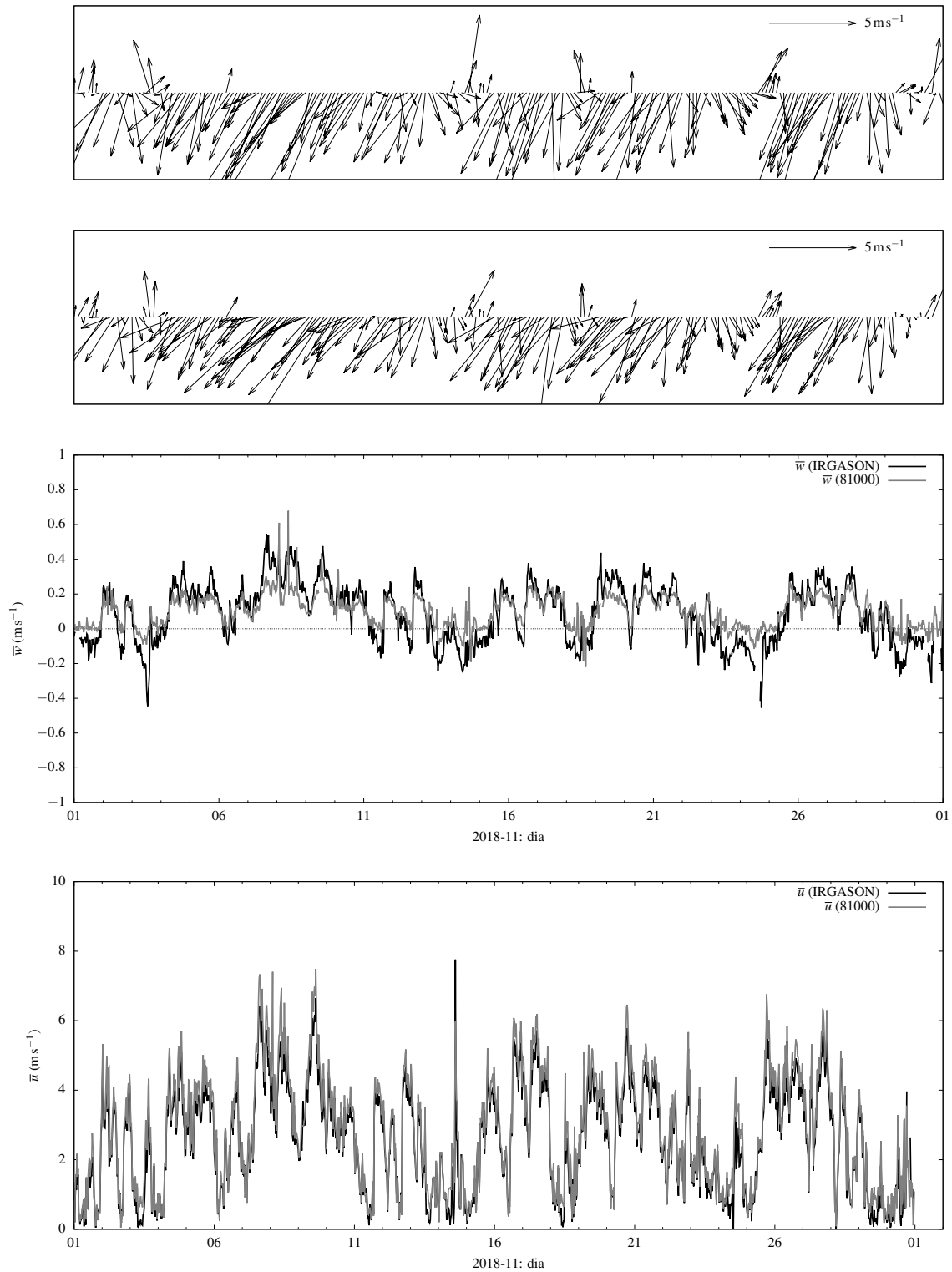


Figura 15: De cima para baixo: vetor velocidade horizontal do vento do 81000, vetor velocidade horizontal do vento do IRGASON, velocidade vertical média, e intensidade do vento médio na escala de tempo de 30 minutos, em Outubro de 2018.

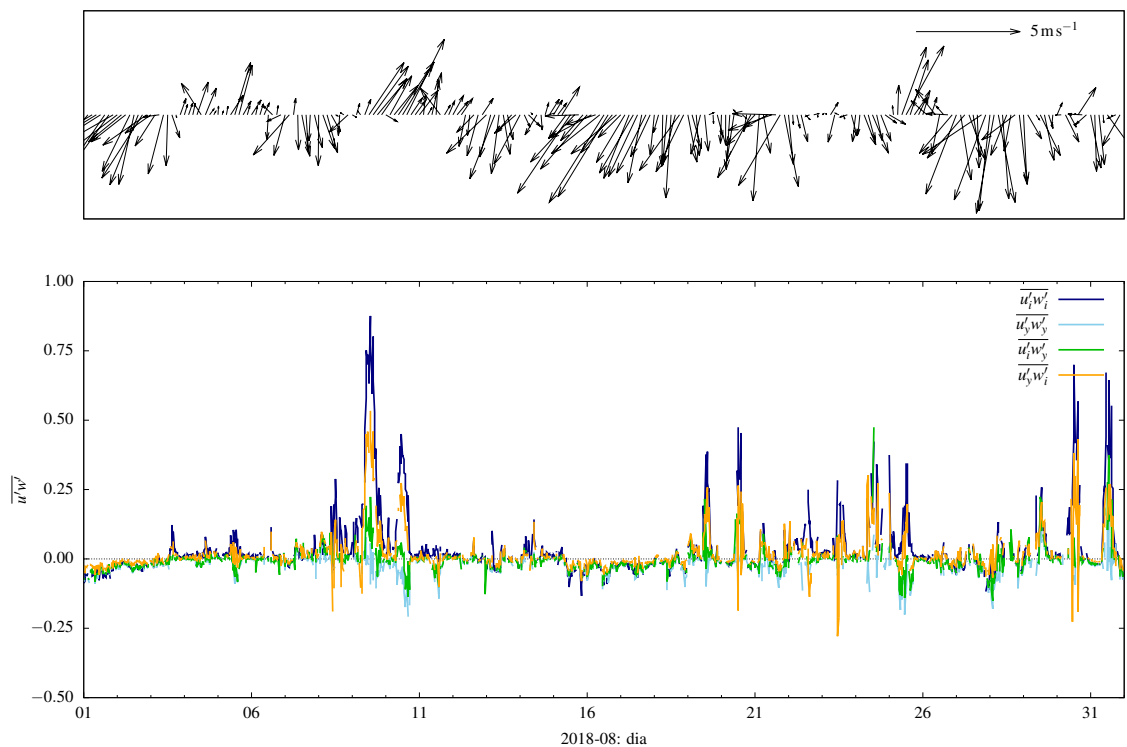


Figura 16: Vetor velocidade do vento horizontal (medido no IRGASON) e o fluxo de quantidade de movimento em 2018-08 estimado de 4 formas diferentes (ver legendas e texto).

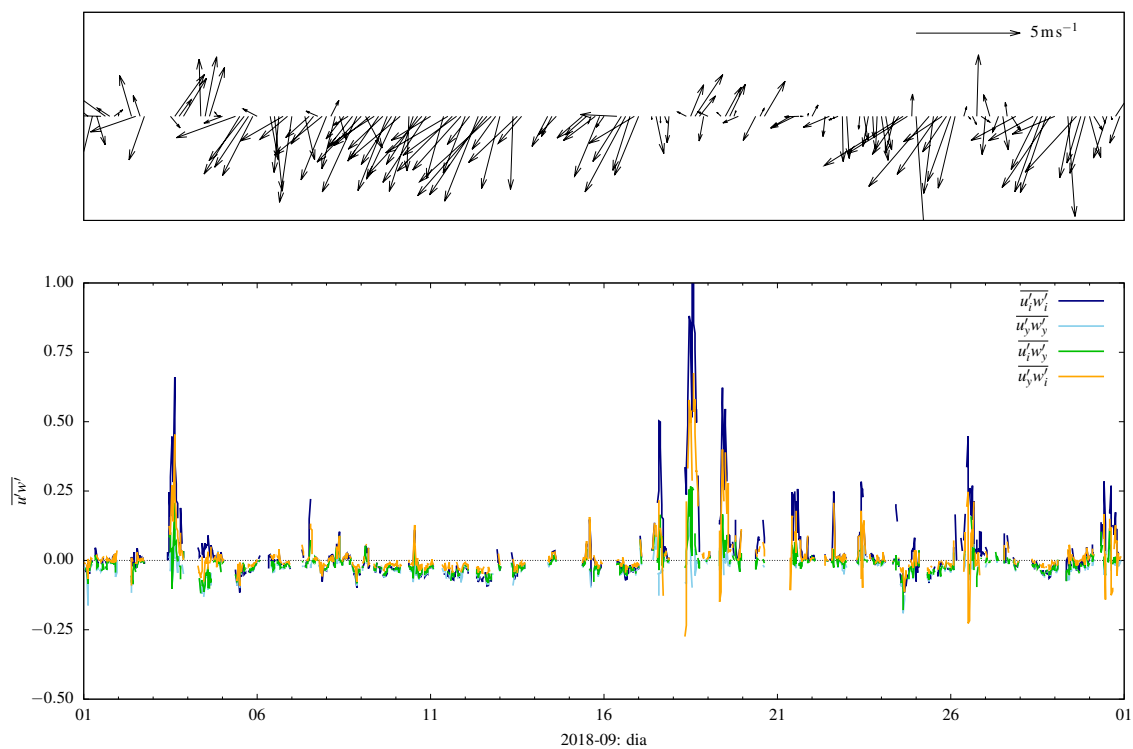


Figura 17: Vetor velocidade do vento horizontal (medido no IRGASON) e o fluxo de quantidade de movimento em 2018-09 estimado de 4 formas diferentes (ver legendas e texto).

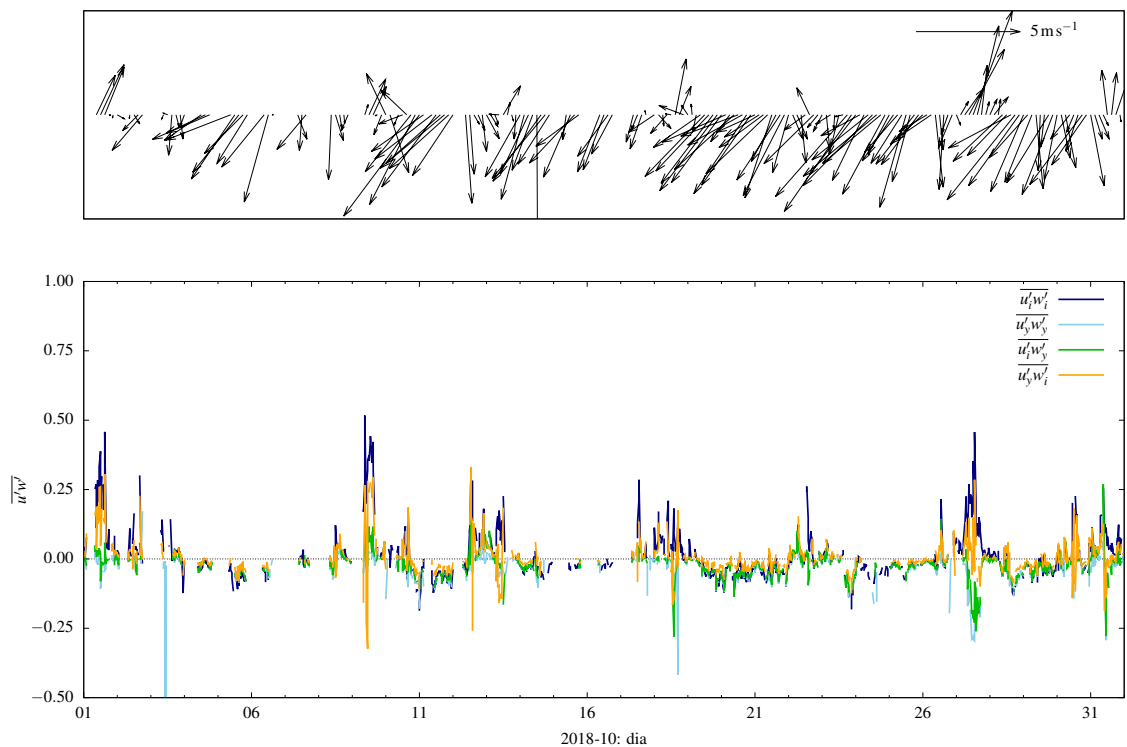


Figura 18: Vetor velocidade do vento horizontal (medido no IRGASON) e o fluxo de quantidade de movimento em 2018-10 estimado de 4 formas diferentes (ver legendas e texto).

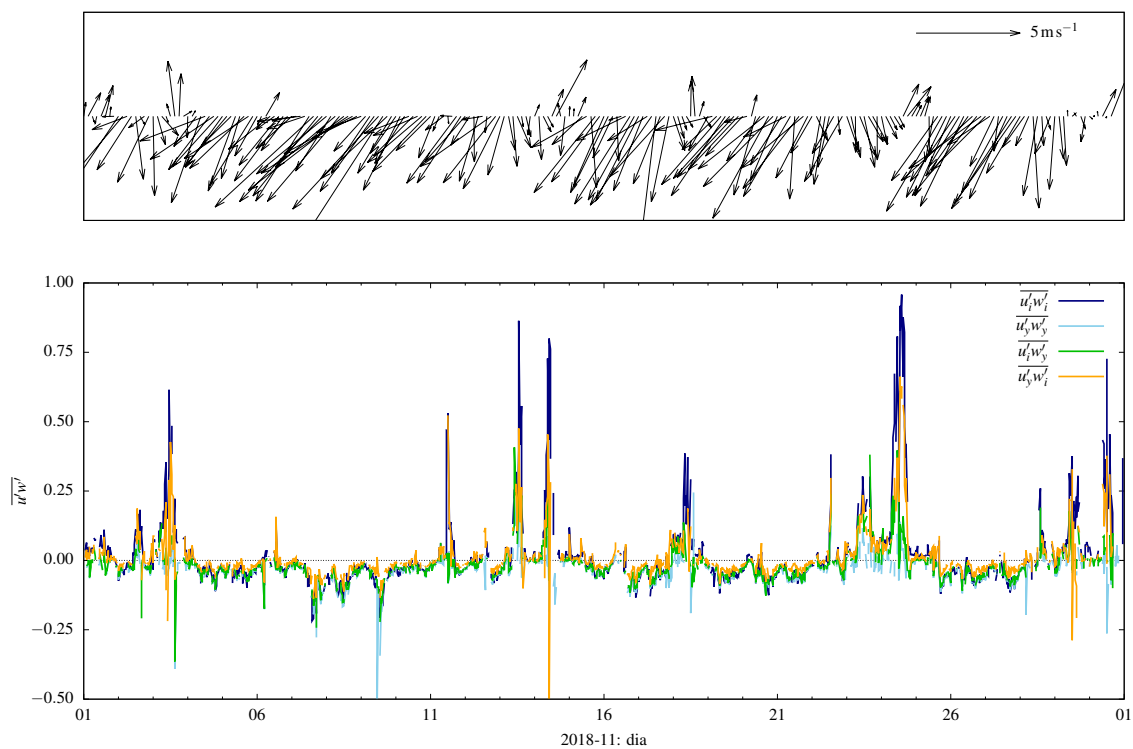


Figura 19: Vetor velocidade do vento horizontal (medido no IRGASON) e o fluxo de quantidade de movimento em 2018-11 estimado de 4 formas diferentes (ver legendas e texto).

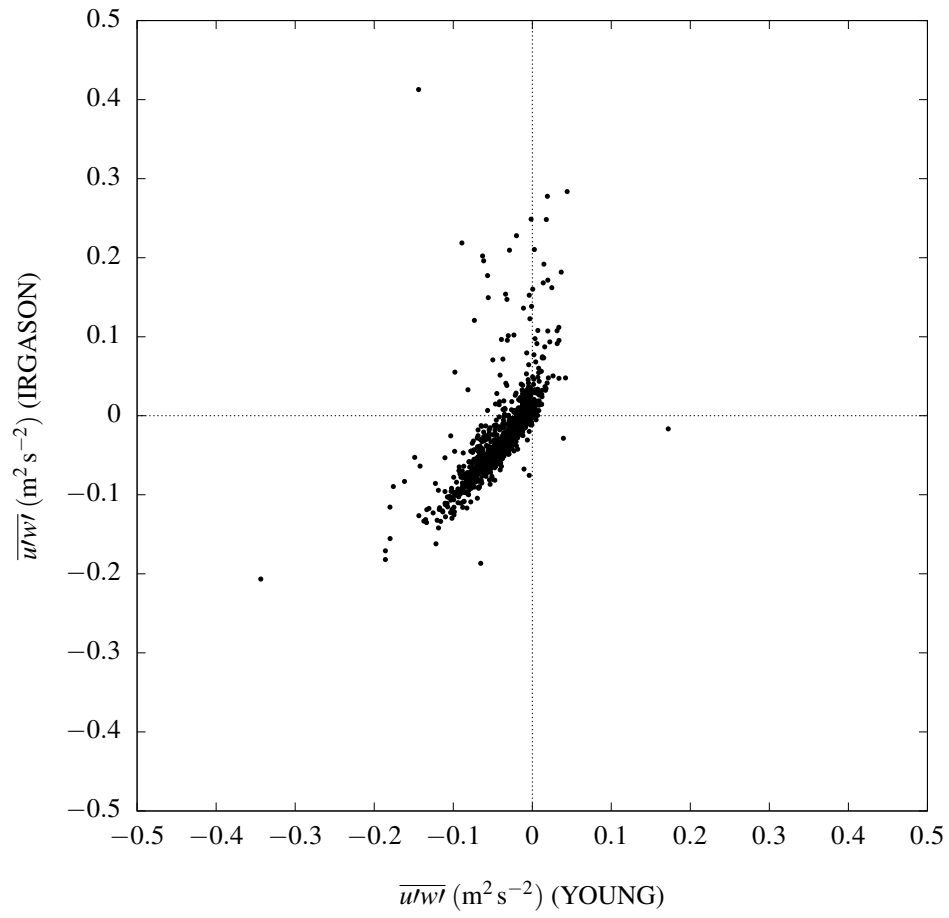


Figura 20: Valores simultâneos de $\overline{u'w'}$ medidos pelos anemômetros IRGASON e YOUNG 81000 para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$. A teoria prevê $\overline{u'w'} < 0$.

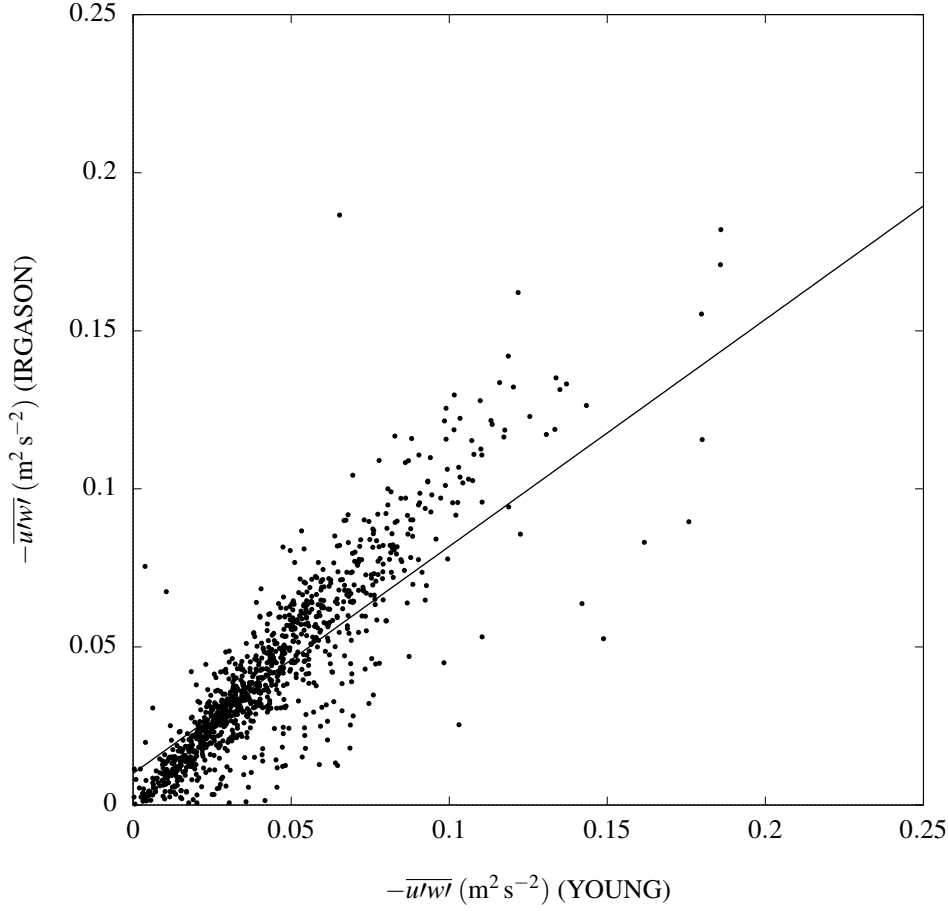


Figura 21: Comparação entre Valores simultâneos negativos de $\overline{u'w'}$ medidos pelos anemômetros IRGASON e YOUNG 81000 para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$.

com $a = 0.718 \pm 0.016$, $b = 0.010 \pm 0.001$, $r = 0.806$ e um erro padrão de estimativa de $0.017 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

4.2 Constância dos fluxos com a altura de medição

A existência de medições em 2 níveis permite verificar uma das hipóteses fundamentais da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO): a constância dos fluxos com a altura dentro da sub-camada inercial da camada superficial.

A rigor, apenas o fluxo de calor sensível virtual H_v foi calculado em dois níveis por cada um dos anemômetros sônicos, com sua própria temperatura virtual “sônica”:

$$H_v = \rho c_p \overline{w' \theta'_v}. \quad (6)$$

As figuras 22-a e b mostram esses fluxos medidos nos dois anemômetros, para as direções de vento favoráveis. A concordância é muito boa, e dá confiança no uso dos fluxos de escalares medidos. Além disso, ela mostra que o critério de selecionar apenas os blocos em que ambos os anemômetros mediram $\overline{u'w'} < 0$ aumenta claramente a qualidade dos dados selecionados.

Agora refazemos a mesma análise para o fluxo de calor sensível

$$H = \rho c_p \overline{w' \theta'}. \quad (7)$$

calculado a partir dos termopares junto a cada anemômetro sônico. O resultado é mostrado na figura 23. A figura mostra que, com os critérios de direções favoráveis do vento e $\overline{u'w'} < 0$ nos dois anemômetros, os fluxos de calor sensível também são muito similares.

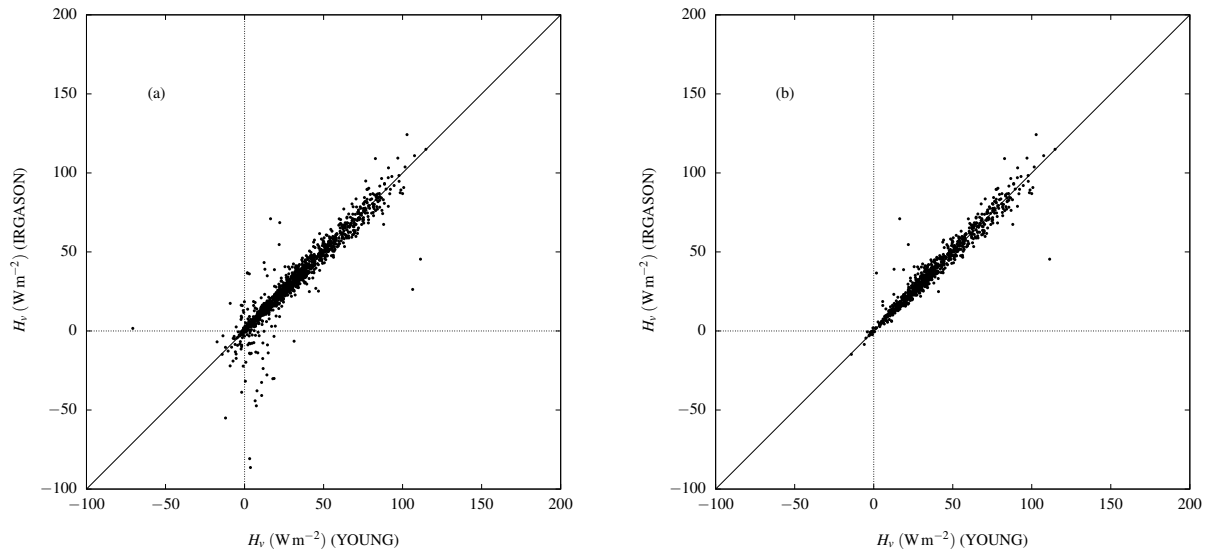


Figura 22: Comparação dos fluxos de calor sensível virtual medidos pelos anemômetros IRGASON e YOUNG 81000 para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$. (a): todos os dados dentro do setor angular; (b): apenas os dados em que $\overline{u'w'} < 0$ nos dois anemômetros.

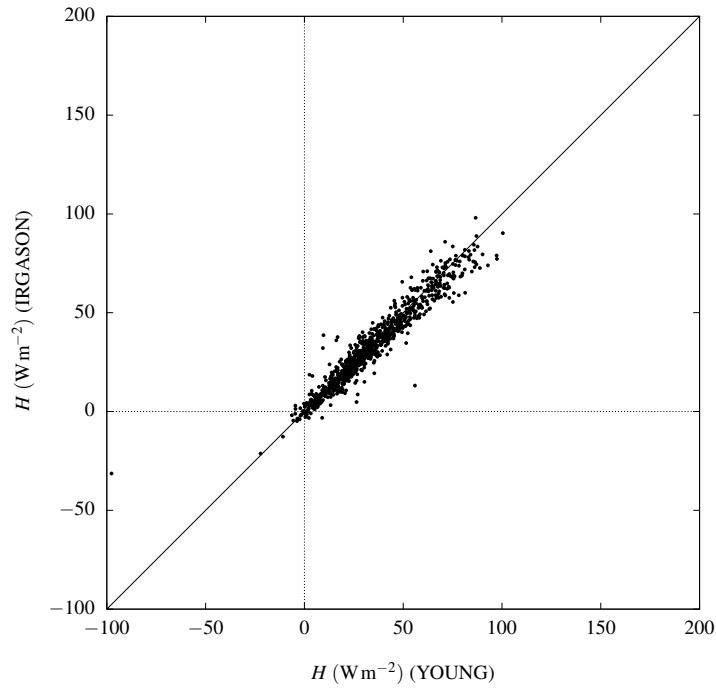


Figura 23: Fluxo de calor sensível medido pelos anemômetros IRGASON e YOUNG 81000 para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$, para os dados em que $\overline{u'w'} < 0$ simultaneamente nos dois anemômetros.

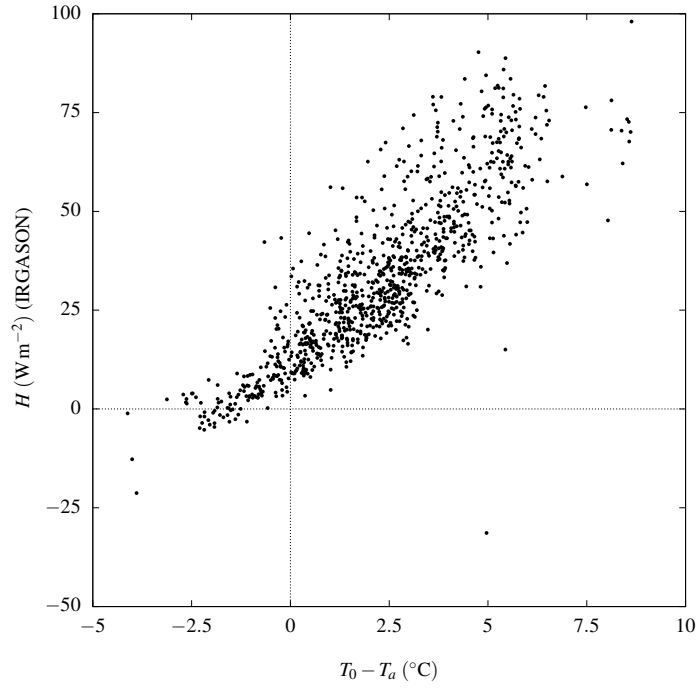


Figura 24: Fluxo de calor sensível medido pelo anemômetro IRGASON *versus* a diferença de temperatura água-ar $\theta_0 - \theta_a$ para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$, e para os dados em que $\overline{u'w'} < 0$ nos dois anemômetros.

Uma questão importante é a aplicabilidade do método fluxo-gradiente e das relações de transferência de calor e massa para o reservatório do Verde. A figura 24 mostra o fluxo de calor sensível H medido no IRGASON contra a diferença de temperatura *medida* $\theta_0 - \theta_{a,i}$ (sendo $\theta_{a,i}$ a temperatura do ar medida no IRGASON). Em teoria, deveríamos ter $H = 0$ para $\theta_0 - \theta_a = 0$. Portanto, a figura sugere que ou as medições de temperatura do ar estão altas demais, ou as de temperatura da água estão baixas demais, por um fator de aproximadamente 2°C . A figura 3 mostra que as temperaturas médias de 30 minutos nos 3 sensores disponíveis estão bem próximas umas das outras, o que reforça a hipótese de que θ_0 está sendo subestimado. Considerando ainda que se trata de uma medida radiométrica, para a qual é necessário arbitrar uma emissividade da superfície que se está medindo, a hipótese é bastante razoável.

A análise é repetida para o fluxo de calor latente LE na figura 25. Ao contrário da figura anterior, é mais difícil identificar um “zero” para a diferença $q_0 - q_a$, o que sugere que correções diferentes para a temperatura radiométrica da superfície talvez sejam necessárias para cada um dos dois fluxos.

5 Aplicabilidade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

Nesta seção nós vamos testar a aplicabilidade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) a diversos dados de interesse medidos no EXVERDE. A teoria baseia-se nas escalas turbulentas definidas por

$$u_*^2 \equiv -\overline{u'w'}, \quad (8)$$

$$a_* \equiv \frac{w'a'}{u_*}, \quad (9)$$

onde a é qualquer escalar de interesse; no nosso caso, $a = \theta, \theta_v, q$, ou r_c . A partir de (8)–(9), calcula-se a variável de estabilidade de Obukhov

$$\zeta = -\frac{\kappa g z \theta_{v*}}{\overline{\theta_v} u_*^2}. \quad (10)$$

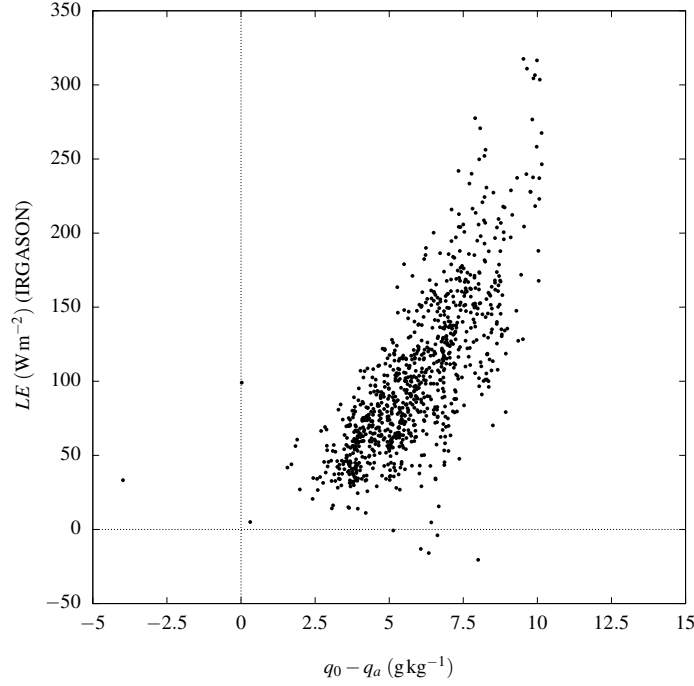


Figura 25: Fluxo de calor latente medido pelo IRGASON *versus* a diferença de umidade específica água-ar $q_0 - q_a$ para os azimutes favoráveis $54.31^\circ \leq \alpha \leq 99.31^\circ$, e para os dados em que $\overline{u'w'} < 0$ nos dois anemômetros.

5.1 Relações de similaridade para desvios-padrão de escalares

Dado um escalar a medido em alta frequência, a análise da relação

$$\frac{\sigma_a}{a_*} = \phi_a(\zeta), \quad (11)$$

onde $\sigma_a = \sqrt{a'a'}$, permite avaliar de forma expedita a aplicabilidade da Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov ao escalar em questão. É importante notar que há diversas situações em que algumas funções de similaridade têm desempenho melhor que outras, para uma mesma variável. Entretanto, resultados muito desfavoráveis para ϕ_a indicam a necessidade de análises mais aprofundadas de possíveis causas da não-aplicabilidade da TSMO no caso em questão.

Como já vimos acima, os únicos fluxos medidos em dois níveis de forma totalmente independente no experimento do Reservatório do Verde são o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor sensível virtual. Para os dados obtidos junto ao 81000, a figura 26 mostra a função ϕ_θ obtida. As variáveis u , v , w e θ_v foram obtidas das medições do 81000, a partir das quais foram calculados u_* , θ_{v*} e ζ em (8)–(10), com $z = 3,24\text{m}$, enquanto que a temperatura do ar foi medida em alta frequência com um termopar (θ) posicionado no centro do caminho acústico do sônico. Na figura, a curva

$$\phi_a(\zeta) = 2(1 - 9.5\zeta)^{-1/3} \quad (12)$$

é a mesma utilizada por Dias et al. (2009), Zahn et al. (2016) e Chor et al. (2017), e serve apenas para uma comparação com resultados preexistentes na literatura. A figura 26 mostra que a TSMO é aplicável para a temperatura do ar, e, juntamente com a figura (24), sugere que boas relações de transferência de calor com base na TSMO podem ser obtidas.

Como a maior parte dos fluxos foi obtida pelo IRGASON a $z = 1,48\text{m}$ sobre a água, nós mostramos agora as funções ϕ_a obtidas a partir dos dados do IRGASON. Neste caso, as velocidades u , v , w e a temperatura virtual θ_v são medidas pelo anemômetro sônico do conjunto IRGASON; a temperatura do ar θ é medida por um termopar situado no centro do caminho

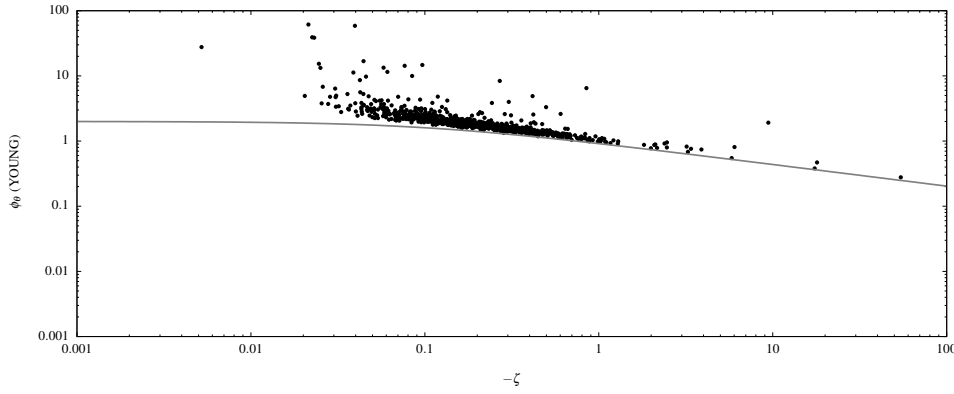


Figura 26: Relação ϕ_θ para a os dados medidos pelo Young 81000.

acústico/ótico do aparelho; e as umidades específicas q e as razões de mistura r_c de CO_2 são calculadas em alta frequência a partir dos dados de temperatura do termopar, de densidade de vapor e de CO_2 medidos pelo IRGASON, e de pressão medida junto ao IRGASON. Os fluxos correspondentes necessários para o cálculo da variável de estabilidade de Obukhov, por meio das equações (8)–(10), também são calculados a partir dos dados do IRGASON, na altura $z = 1,48\text{ m}$. A figura 27 mostra as funções correspondentes. Na figura, a curva em cinza é novamente dada pela equação (12).

Na figura 27, a diferença de comportamento entre os dados de razão de mistura de CO_2 e os outros dois escalares (θ e q) é marcante. Claramente, os dados de CO_2 medidos sobre o reservatório do Verde não seguem as previsões da TSMO, ao contrário da temperatura e da umidade específica. Isso pode ser confirmado na figura 28, que mostra a eficiência simétrica de transporte entre dois escalares a e b , definida por Cancelli et al. (2012) como

$$\text{est}_{ab} = 1 - \frac{||r_{wa}| - |r_{wb}||}{|r_{wa}| + |r_{wb}|}, \quad (13)$$

onde

$$r_{wa} = \frac{\overline{w'a'}}{\sigma_w \sigma_a} \quad (14)$$

é o coeficiente de correlação entre a velocidade vertical w e o escalar a .

Um valor de $\text{est}_{ab} = 1$ indica similaridade perfeita dos mecanismos de transporte para os dois escalares; já $\text{est}_{ab} = 0$ indica o contrário (total dissimilaridade). A figura 28 confirma a dissimilaridade entre CO_2 e os demais escalares medidos no experimento, com valores de $\text{est}_{\theta r_c}$ espalhados de forma mais ou menos uniforme entre 0 e 1. É importante notar que na figura 28 o uso de $-\zeta$ é apenas um expediente para indexar o bloco de medição: não há previsão teórica de que est_{ab} seja uma função de ζ , além da previsão trivial de que a TSMO prevê correlação perfeita entre todos os escalares (Hill, 1989; Dias e Brutsaert, 1996; Cancelli et al., 2012), e consequentemente $\text{est}_{ab} = 1$.

A consequência mais importante a ser depreendida da análise das figuras 27 e 28 é a impossibilidade de se prever os fluxos de CO_2 no reservatório do Verde com qualquer método indireto baseado apenas na TSMO (por exemplo, o método da variância que utiliza (11), ou o método de transferência de massa/calor). Por outro lado, as mesmas figuras dão considerável segurança na aplicabilidade desses métodos para temperatura e umidade. Nós passamos agora, finalmente, à obtenção de relações de transferência de calor e massa de vapor d'água para o reservatório do Verde.

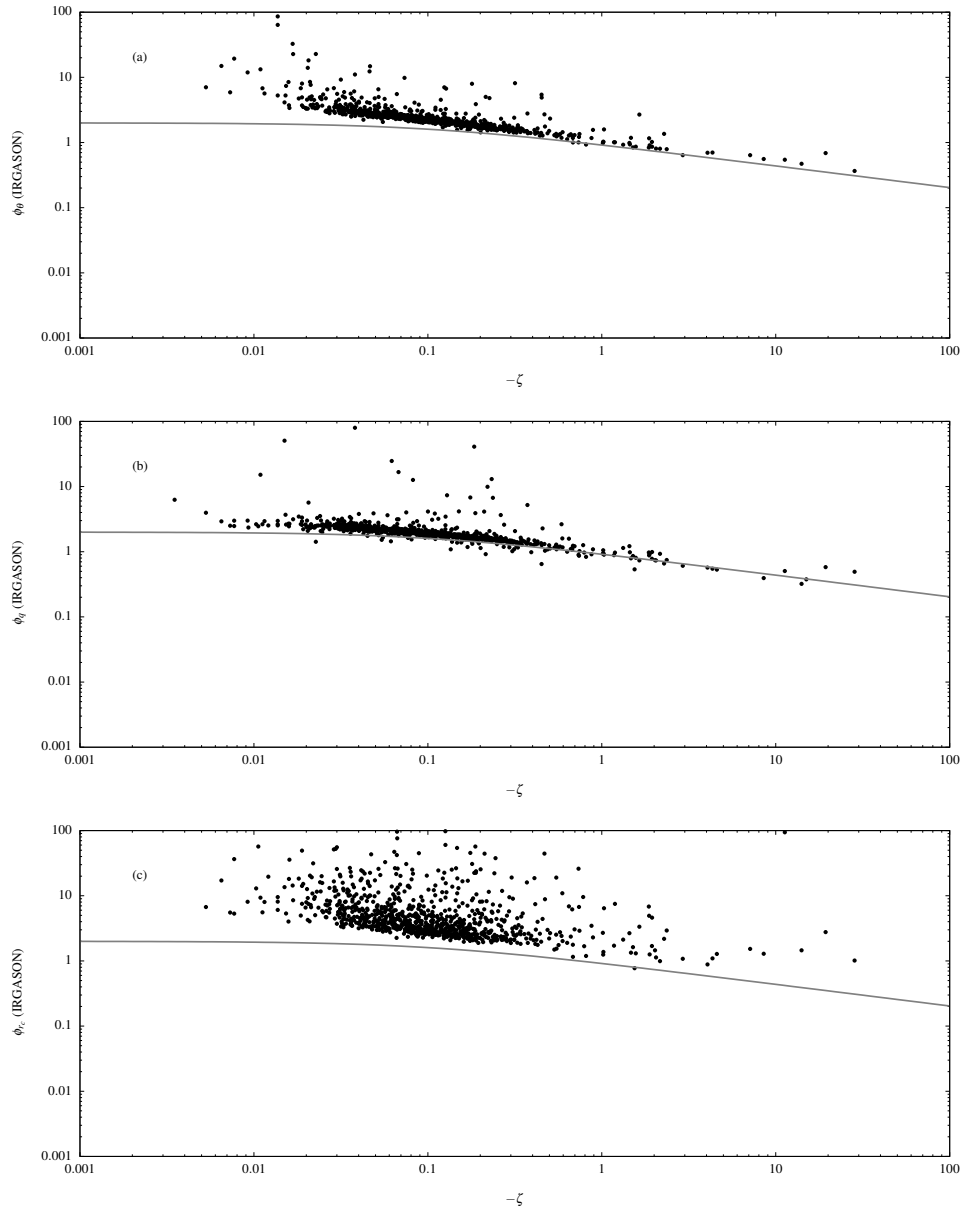


Figura 27: Relação ϕ_a para os dados medidos pelo IRGASON. (a): temperatura do ar ($a = \theta$); (b): umidade específica ($a = q$; e (c): razão de mistura de CO₂ ($a = r_c$).

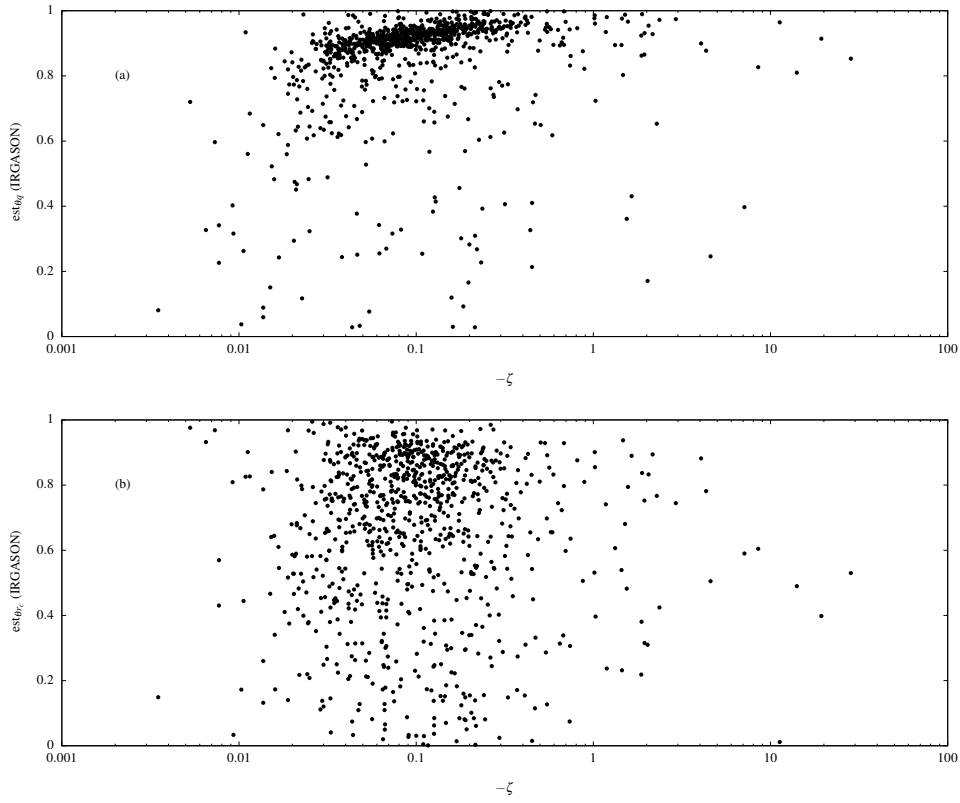


Figura 28: Eficiência simétrica de transferência para os pares de escalares θ, q e θ, r_c .

5.2 Quantidade de movimento e a previsão de u_*

As equações de transferência para o fluxo de calor sensível H e o fluxo de calor latente LE utilizam a rugosidade para quantidade de movimento, $z_{0\tau}$. Para superfícies líquidas, o ajuste de $z_{0\tau}$ pode ser feito por meio das equações (Smith, 1988)

$$u_* = \frac{\kappa}{\left[\ln \left(\frac{z_b}{z_{0\tau}} \right) - \Psi_\tau(\zeta_b) \right]} \bar{u}_b, \quad (15)$$

$$z_{0\tau} = \alpha \frac{u_*^2}{g} + \beta \frac{\nu}{u_*}, \quad (16)$$

onde $\kappa = 0,4$ é a constante de vón Kármán; z_b é a altura de medição da velocidade do vento; \bar{u}_b é a velocidade média do vento medida nessa altura; ζ_b é a variável de estabilidade de Obukhov (em $z = z_b$); Ψ_τ é a função de estabilidade de Monin-Obukhov para quantidade de movimento (Brutsaert, 1982); ν é a viscosidade cinemática do ar; e α e β são constantes a determinar (ou cujos valores podem ser obtidos da literatura).

As relações (15)–(16) foram calibradas com os dados do experimento utilizando, independentemente, as medições realizadas pelo IRGASON e pelo YOUNG. Em cada caso, as variáveis envolvidas no cálculo de ζ_b vêm do anemômetro sônico correspondente e de sua altura de medição.

A figura 29 mostra a comparação entre u_* por cada sônico e u_* estimado usando (15)–(16). Em cada caso, os valores de α e β foram otimizados; ζ_b em (15) foi calculado com o valor de u_* medido, e u_* em (16) também é o valor medido. Visualmente, o desempenho das relações (15)–(16) é similar. Descritores estatísticos, assim como os valores ótimos de α e β obtidos, estão mostrados na tabela 3. Na tabela 3, a , r e s_y são os valores obtidos da regressão $y = ax$ forçada pela origem para os pontos das figuras 29-a e 29-b (r é a raiz quadrada do coeficiente

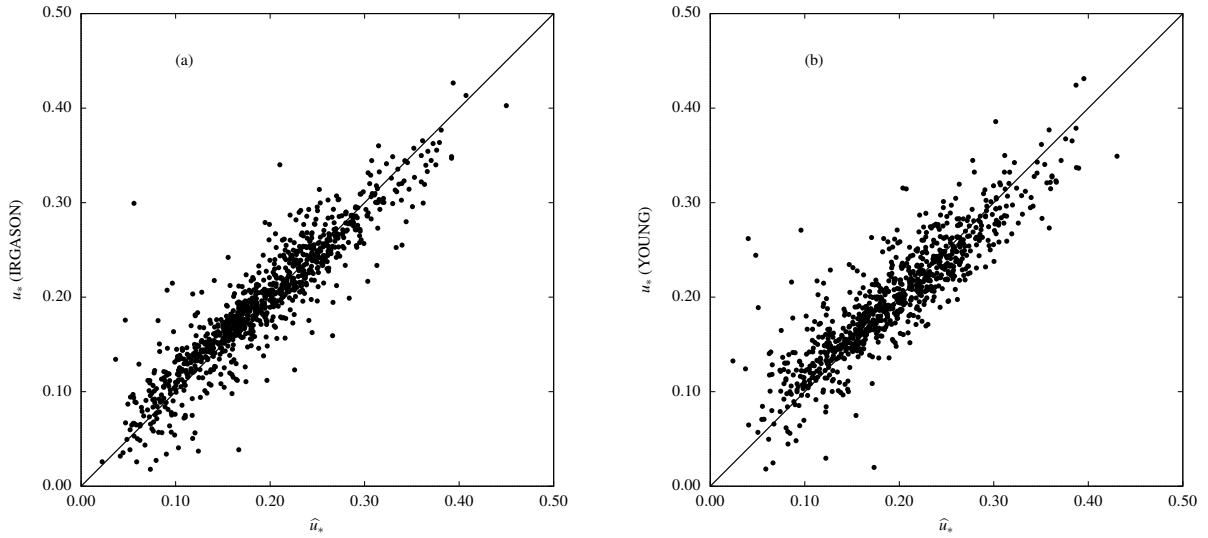


Figura 29: Valores estimados de u_* no EXVERDE, utilizando (15)–(16). (a): valores medidos pelo IRGASON, e (b): valores obtidos pelo YOUNG.

Tabela 3: Valores ótimos de α , β e descritores estatísticos de erro para as relações (15)–(16) obtidas com medições do IRGASON e do YOUNG.

	IRGASON	YOUNG
α	0,23808	0,23278
β	−1,05349	−0,67363
EMQ (m s^{-1})	0,028	0,033
VIÉS (m s^{-1})	−0,003	−0,005
a	$0,997 \pm 0,011$	$0,998 \pm 0,010$
r	0,910	0,851
s_y (m s^{-1})	0,028	0,033

de determinação, e s_y é o erro padrão de estimativa da regressão). Como se pode ver, os erros para os dados do IRGASON são um pouco menores; o coeficiente de determinação é um pouco maior; etc., mas a diferença é pequena. Além disso, α e β estão em excelente concordância.

5.3 Fluxos de calor sensível e latente

Na TSMO, os fluxos de calor sensível H e latente LE a partir de uma superfície líquida são dados por

$$H = \bar{\rho} c_p \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z_b - d}{z_{0\tau}} - \Psi_\tau \left(\frac{z_b - d}{L_O} \right) \right] \left[\ln \frac{z_a - d}{z_{0H}} - \Psi_H \left(\frac{z_a - d}{L_O} \right) \right]} \bar{u}_b (\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}_a). \quad (17)$$

$$LE = L\bar{\rho} \frac{\kappa^2}{\left[\ln \frac{z_b - d}{z_{0\tau}} - \Psi_\tau \left(\frac{z_b - d}{L_O} \right) \right] \left[\ln \frac{z_a - d}{z_{0E}} - \Psi_E \left(\frac{z_a - d}{L_O} \right) \right]} \bar{u}_b (\bar{q}_0 - \bar{q}_a). \quad (18)$$

Em (17)–(18), z_b é o nível de medição da velocidade média do vento, z_a é o nível de medição da temperatura média do ar ou da umidade específica média do ar, e Ψ_H é a função de estabilidade de Monin-Obukhov para fluxo de calor sensível (Brutsaert, 1982). Em (18), Ψ_E (neste texto, nós utilizamos $\Psi_E = \Psi_H$) é a função de estabilidade de Monin-Obukhov para o fluxo de vapor d’água. Os comprimentos de rugosidade para o calor sensível, z_{0H} , e para o vapor d’água, z_{0E} , podem ser parametrizados utilizando a teoria de Brutsaert (1975a); as equações para o cálculo

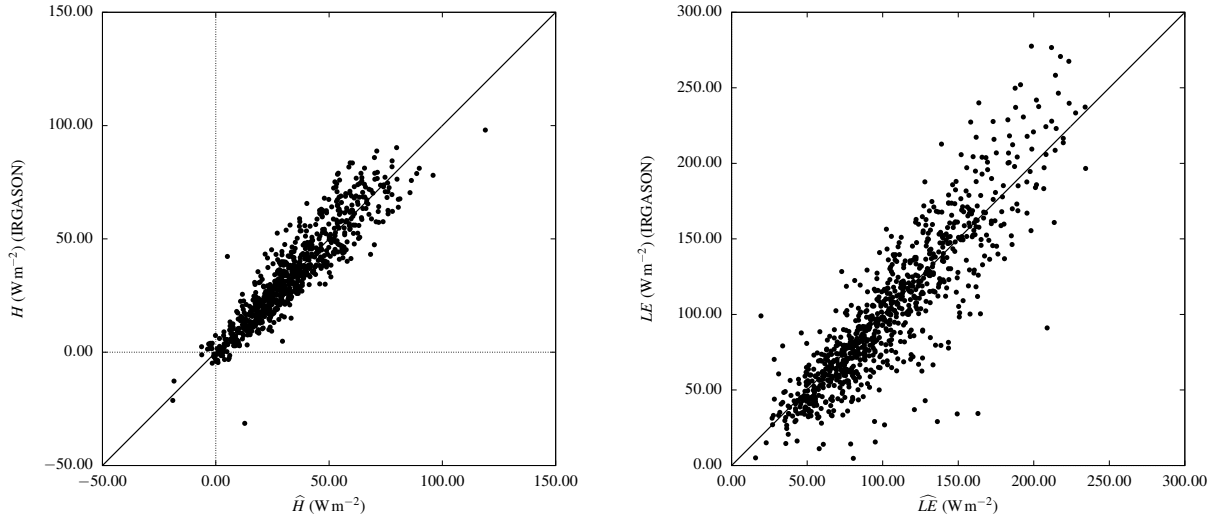


Figura 30: Fluxos de energia estimados no EXVERDE, contra valores observados, utilizando (20)–(21). As estimativas são indicadas com um acento circunflexo, e plotadas no eixo horizontal, contra valores observados no eixo vertical. (a): fluxo de calor sensível H , e (b): fluxo de calor latente LE .

de z_{0H}/z_{0E} podem ser encontradas em Brutsaert (1975b) (veja também Dias (2013)); dado o número de Reynolds de rugosidade,

$$Re_0 = \frac{u_* z_0 \tau}{\nu}, \quad (19)$$

tem-se

$$z_{0H} = \begin{cases} (0,135\nu/u_*) \exp \left[-\kappa \left(13,6Pr^{2/3} - 13,5 \right) \right], & Re_0 < 0,13, \\ z_0 \tau \exp \left[-\kappa \left(\alpha Re_0^{1/4} Pr^{1/2} + \beta \right) \right], & Re_0 > 2. \end{cases} \quad (20)$$

$$z_{0E} = \begin{cases} (0,135\nu/u_*) \exp \left[-\kappa \left(13,6Sc^{2/3} - 13,5 \right) \right], & Re_0 < 0,13, \\ z_0 \tau \exp \left[-\kappa \left(\alpha Re_0^{1/4} Sc^{1/2} + \beta \right) \right], & Re_0 > 2. \end{cases} \quad (21)$$

Nas equações (20)–(21), Pr e Sc são os números de Prandtl e Schmidt (este último para o vapor d’água), respectivamente. Neste trabalho, para $0,13 \leq Re_0 \leq 2$, nós adotamos a média geométrica entre as duas expressões de (20) válidas, respectivamente, para escoamento turbulento liso e rugoso.

Nos dados deste experimento, há relativamente poucos casos de $Re_0 < 0,13$; por esse motivo, nós usamos a expressão exata sugerida por Brutsaert (1975b), e reproduzida em (20)–(21); por outro lado, da mesma forma que nós fizemos com a expressão (16), nós otimizamos localmente os valores de α e β em (20). Os valores originais de Brutsaert (1975b) são $\alpha = 7,3$, e $\beta = -5$. Além disso, nós introduzimos um parâmetro de ajuste de temperatura $\Delta\theta_0$ que foi adicionado a θ_0 em (17), e que também foi otimizado. O valor ótimo obtido automaticamente foi $\Delta\theta_0 = 2,04^\circ\text{C}$, o que concorda com nossa análise qualitativa da figura 24. Esse valor também foi adicionado à temperatura da água para o cálculo de LE em (18). A figura 30 mostra a estimativa de H e LE com (20)–(21) contra valores medidos, para os parâmetros α, β ótimos em cada caso.

Descritores estatísticos de erros, assim como os valores ótimos de α e β obtidos, estão mostrados na tabela 4. Na tabela, os significados de a , r e s_y são os mesmos daqueles na tabela 3. Os valores que nós encontramos para α e β são diferentes dos valores originais de

Tabela 4: Valores ótimos de α , β e descritores estatísticos de erro para as relações (20)–(21) obtidas com medições do IRGASON.

	H	LE
α	19,6820	15,1769
β	−18,6059	3,2798
EMQ (W m^{-2})	8,126	27,921
VIÉS (W m^{-2})	−0,193	3,019
a	$1,001 \pm 0,019$	$0,979 \pm 0,016$
r	0,920	0,857
s_y (m s^{-1})	8,126	27,821

Brutsaert (1975b), mas ainda são da mesma ordem de grandeza. O valor positivo de β para LE é anômalo, no sentido de que seu sinal não concorda com o sinal para esse parâmetro encontrado na literatura (Brutsaert, 1975b; Verburg e Antenucci, 2010).

6 Conclusões

O Experimento do Reservatório do Verde proporciona uma oportunidade de estudar as trocas de energia e massa entre um pequeno reservatório de abastecimento de água para fins industriais e domésticos e a atmosfera. A instalação de sensores para a quantificação dos fluxos turbulentos de quantidade de movimento, massa de escalares e energia foi um desafio considerável. O pequeno tamanho do lago e as direções do vento condicionaram a escolha do pier que leva à tomada d’água do reservatório. Esta última é uma estrutura grande, que produz obstáculo significativo e distorção do escoamento para várias direções do vento. Os sensores foram instalados no lado direito (de quem olha do pier para o lago) da tomada d’água, posicionados em mastros longos que os afastaram do paramento da tomada d’água, e expostos às direções do vento mais frequentes, como pode ser constatado nas rosas do vento mostradas neste relatório.

Constatou-se uma componente vertical significativa da velocidade do vento em ambos os anemômetros do experimento. Os sensores estão posicionados no mesmo nível, ou abaixo, da crista da barragem. É provável que isso induza uma curva para cima das linhas de corrente quando o vento se aproxima de barragem. Mesmo assim, a aplicação de uma rotação de coordenadas simples aos dados e a escolha de blocos de 30 minutos para os quais $\overline{u'w'} < 0$ em ambos os anemômetros produziu uma quantidade razoável de blocos de boa qualidade que puderam ser analisados.

Os resultados mais importantes já obtidos até agora são os seguintes:

1. Existem episódios em que a concentração de CO_2 no ar aumenta significativamente durante períodos de aproximadamente 24 horas. Durante esses episódios, o desvio-padrão da concentração também aumenta. As causas físicas desses episódios precisam ser melhor estudadas. Desconhecemos o relato de episódios desse tipo na literatura.
2. A seleção criteriosa de direções do vento favoráveis revela blocos de medições micrometeorológicas para os quais a TSMO se aplica para a quantidade de movimento, temperatura e vapor d’água. Boas relações de similaridade para σ_a/a_* foram obtidas para os dois escalares, e boas relações de transferência também foram obtidas para u_* e para os fluxos de calor sensível H e calor latente LE a partir de dados médios de velocidade do vento, temperatura da água, temperatura do ar, e umidade específica do ar.
3. As flutuações de razão de mistura de CO_2 não seguem a TSMO no reservatório do rio Verde. Isso na prática impede a implementação de métodos indiretos de estimativa do fluxo de CO_2 com base na TSMO, e é um resultado de certa forma inesperado. Uma ex-

plicação para as flutuações de escalares não seguirem as previsões da TSMO foi sugerida por Cancelli et al. (2012), e está associada à intensidade relativa do fluxo correspondente. Isso acontece quando o principal mecanismo de produção de variância do escalar deixa de ser o termo de produção pelo gradiente médio, ou seja: quando os termos de transporte vertical e possivelmente advecção horizontal passam a se tornar importantes. O assunto tem importância considerável para a estimativa de fluxos de gases de efeito estufa, e precisará de considerável pesquisa adicional.

Referências

- Armani, F. A. S. (2019). *Um método de Correção in situ para analisadores de caminho aberto e resposta rápida, e sua implicação em fluxos de CO₂ medidos no reservatório de Itaipu*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.
- Brutsaert, W. (1975a). A Theory for Local Evaporation (or Heat Transfer) From Rough and Smooth Surfaces at Ground Level. *Water Resour Res*, 11:543–550.
- Brutsaert, W. (1975b). The roughness length for water vapor, sensible heat and other scalars. *J Atmos Sci*, 32:2028–2031.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel, Dordrecht. 309 pp.
- Cancelli, D. M., Dias, N. L., e Chamecki, M. (2012). Dimensionless criteria for the production-dissipation equilibrium of scalar fluctuations and their implications for scalar similarity. *Water Resour Res*, 48:W10522.
- Chor, T. L., Dias, N. L., Araújo, A., Wolff, S., Zahn, E., Manzi, A., Trebs, I., Sá, M. O., Teixeira, P. R., e Sörgel, M. (2017). Flux-variance and flux-gradient relationships in the roughness sublayer over the Amazon forest. *Agric For Meteorol*, 239:213–222.
- Dias, N. L. (2013). Research on atmospheric turbulence by Wilfried Brutsaert and collaborators. *Water Resour Res*, 49:7169–7184.
- Dias, N. L. e Brutsaert, W. (1996). Similarity of scalars under stable conditions. *Boundary-Layer Meteorol*, 80:355–373.
- Dias, N. L., Gobbi, M. F., e Cunha, C. L. N. (2012). *Estado da Arte em Ciclo do Carbono em Reservatórios (Jorge Machado Damázio, org.)*, volume 1, capítulo Abordagens Micrometeorológicas para a estimativa de fluxos de gases de efeito estufa entre a superfície e a atmosfera. 1 ed. Rio de Janeiro., páginas 192–237. CEPEL.
- Dias, N. L., Hong, J., Leclerc, M., Black, Nesic, Z., e Krishnan, P. (2009). A simple method of estimating scalar fluxes over forests. *Boundary-Layer Meteorol*, 132:401–414.
- Hill, R. J. (1989). Implications of Monin-Obukhov similarity theory for scalar quantities. *J Atmos Sci*, 46:2236–2244.
- Smith, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J Geophys Res-Oceans*, 93(C12):15467–15472.
- Verburg, P. e Antenucci, J. P. (2010). Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *J Geophys Res-Atmos*, 115(D11):D11109.

Zahn, E., Dias, N. L., Araújo, A., Sá, L. D. A., Sörgel, M., Trebs, I., Wolff, S., e Manzi, A. (2016). Scalar turbulent behavior in the roughness sublayer of an Amazonian forest. *AtmosChemPhys*, 16(17):11349–11366.