

Figura 23(e) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de março de 2003.

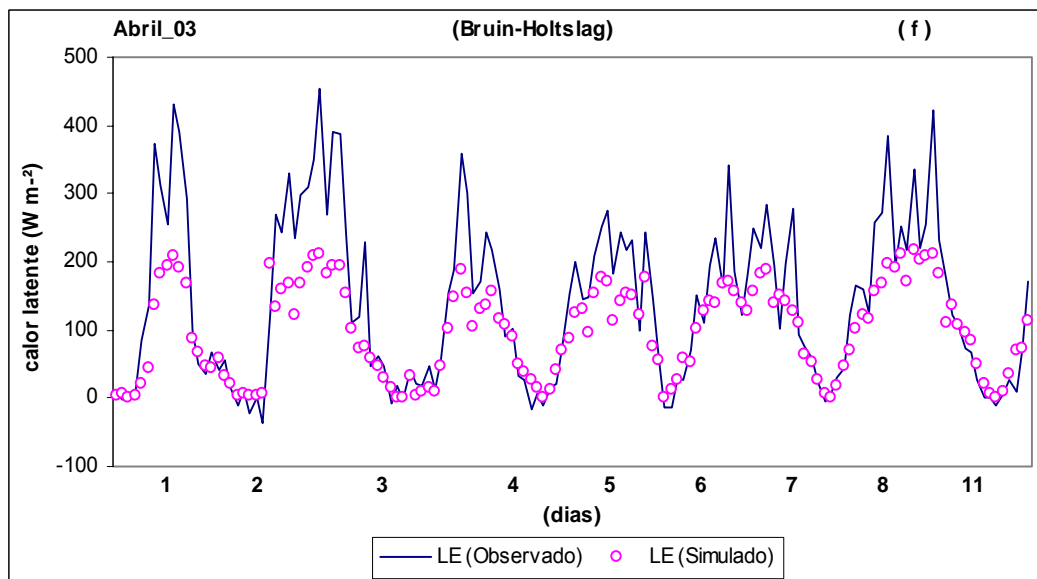


Figura 23(f) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de abril de 2003.

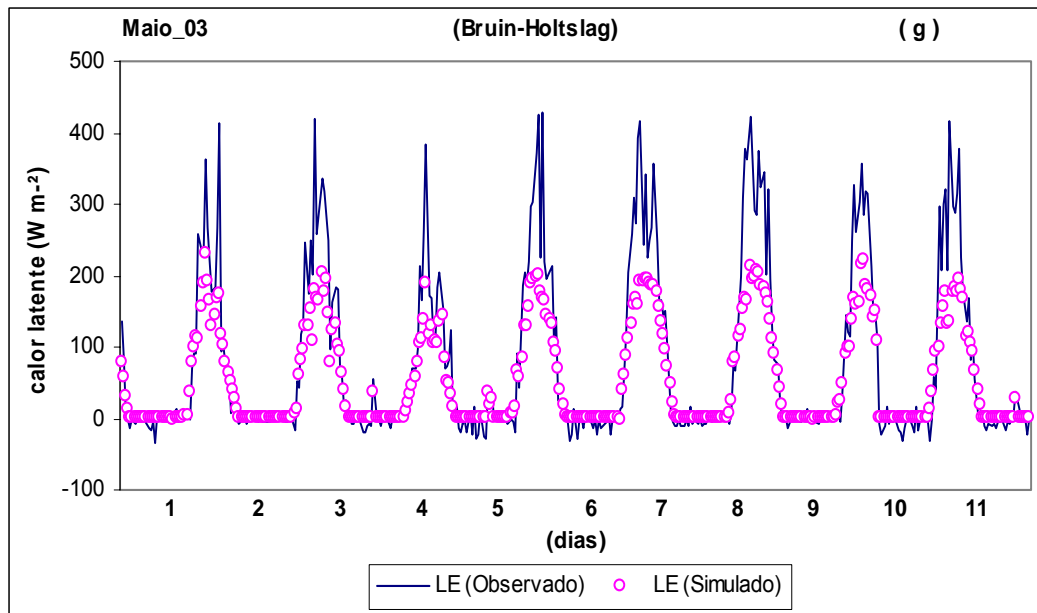


Figura 23(g) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

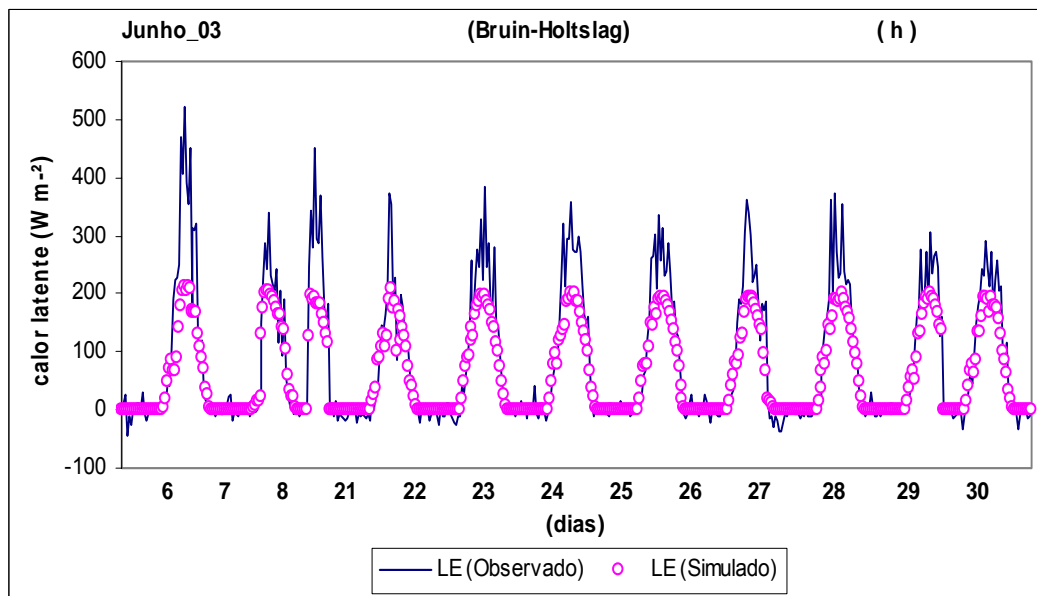


Figura 23(h) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

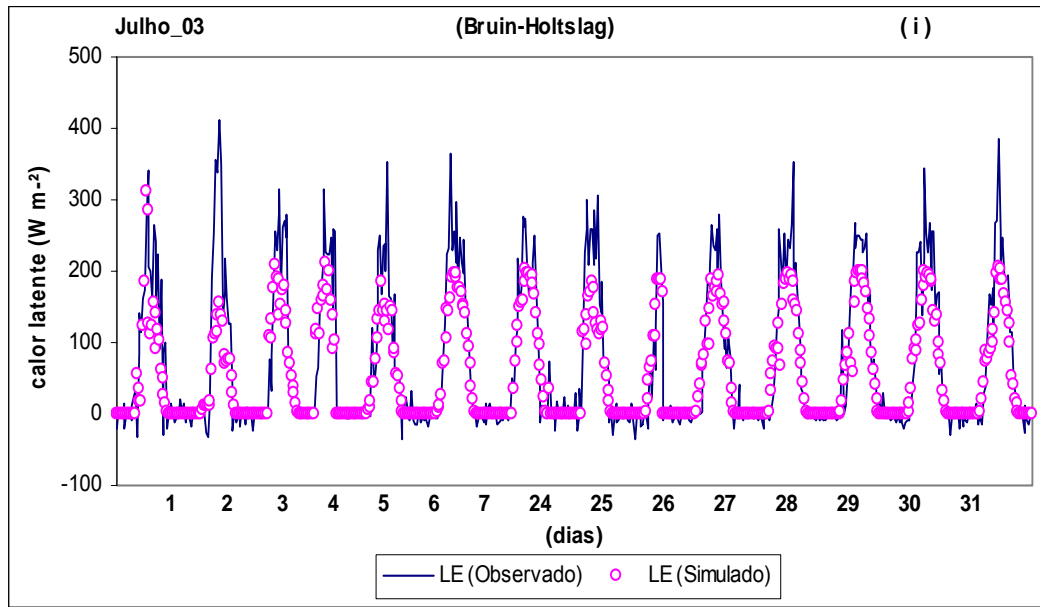


Figura 23(i) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

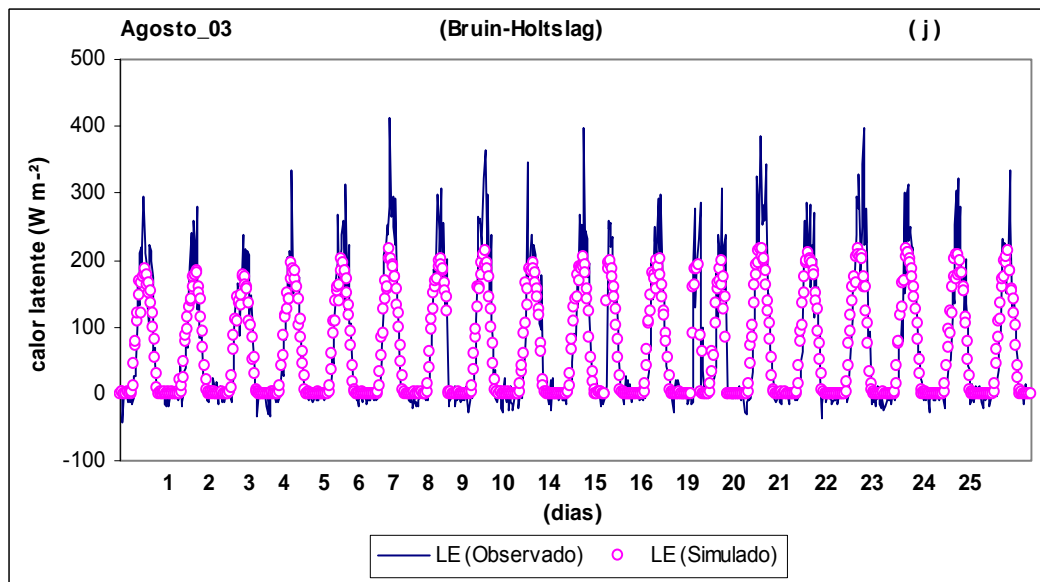


Figura 23(j) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de agosto de 2003.

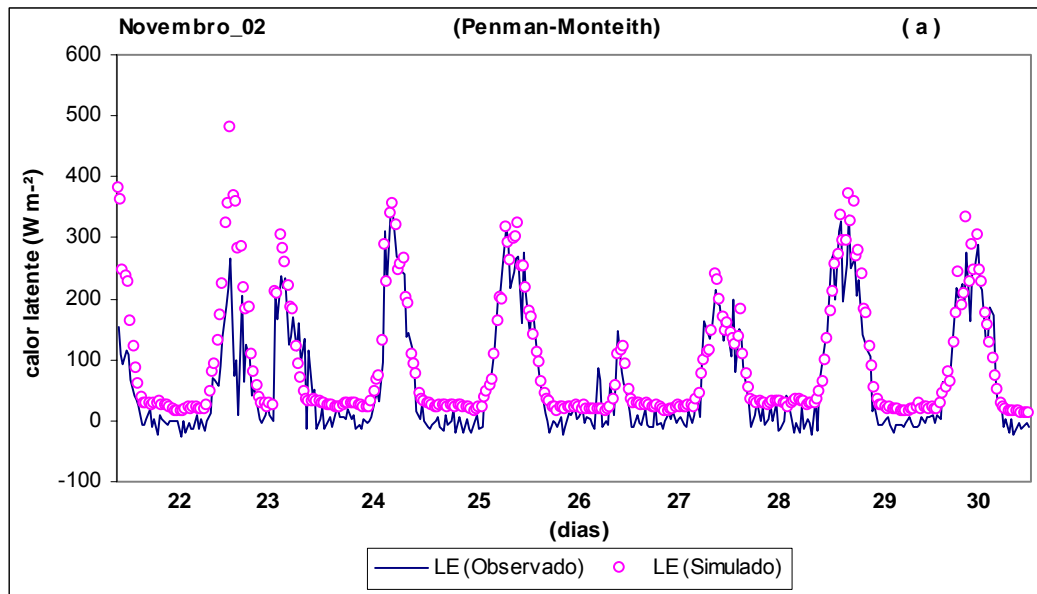


Figura 24(a) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

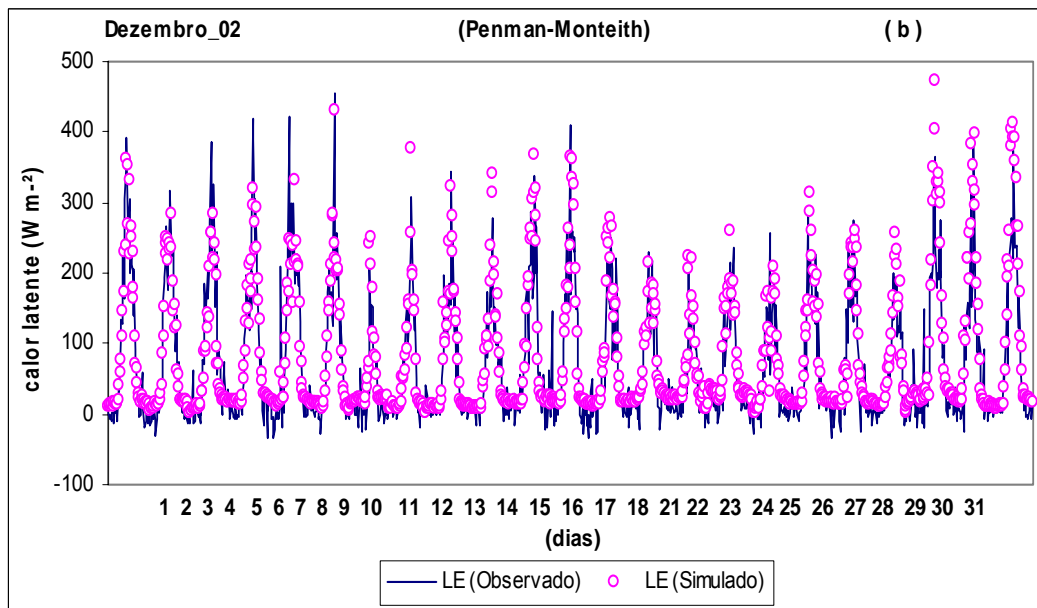


Figura 24(b) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

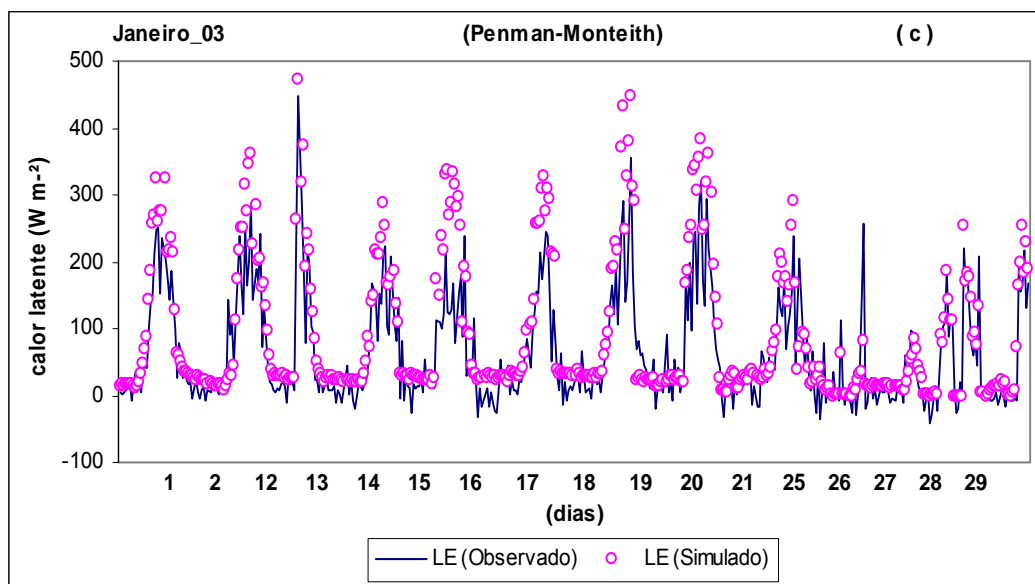


Figura 24(c) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

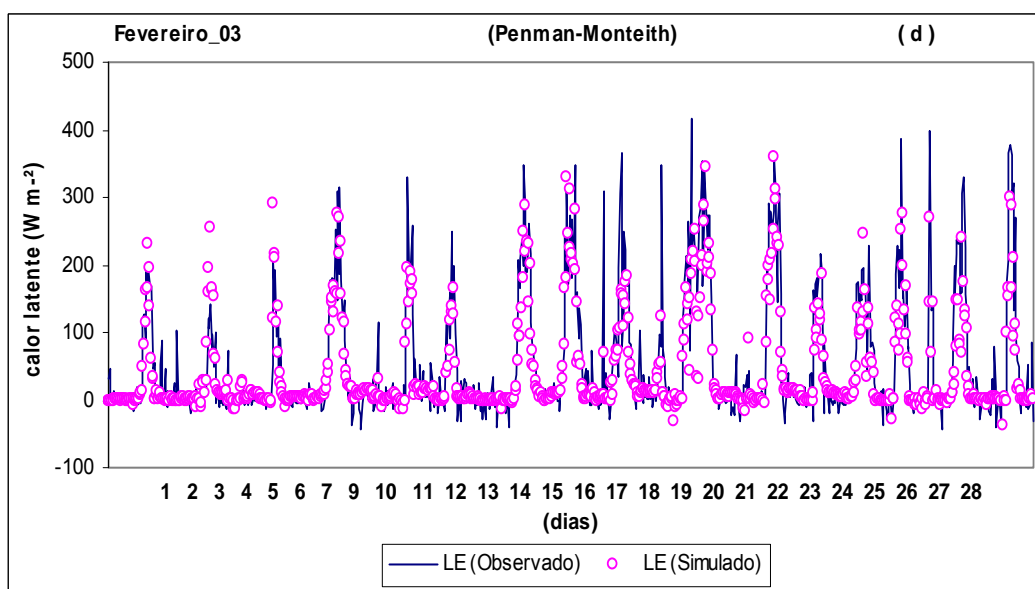


Figura 24(d) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

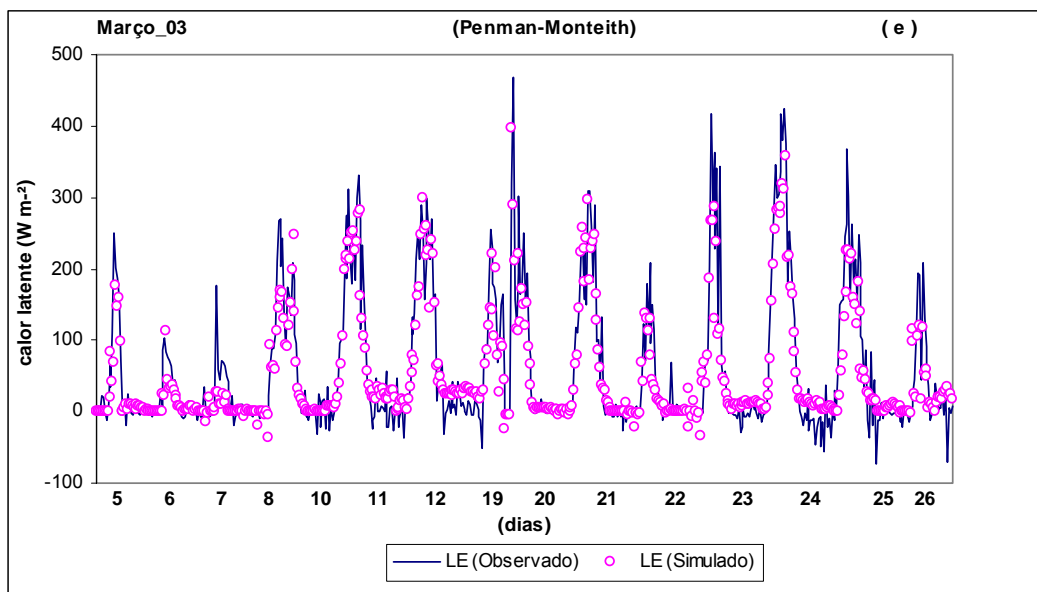


Figura 24(e) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

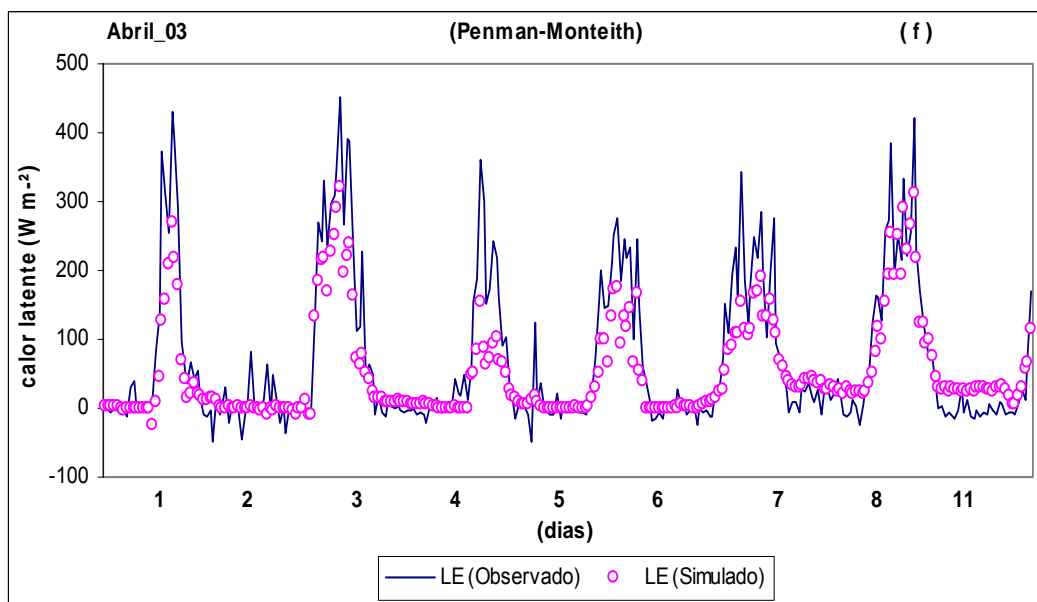


Figura 24(f) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

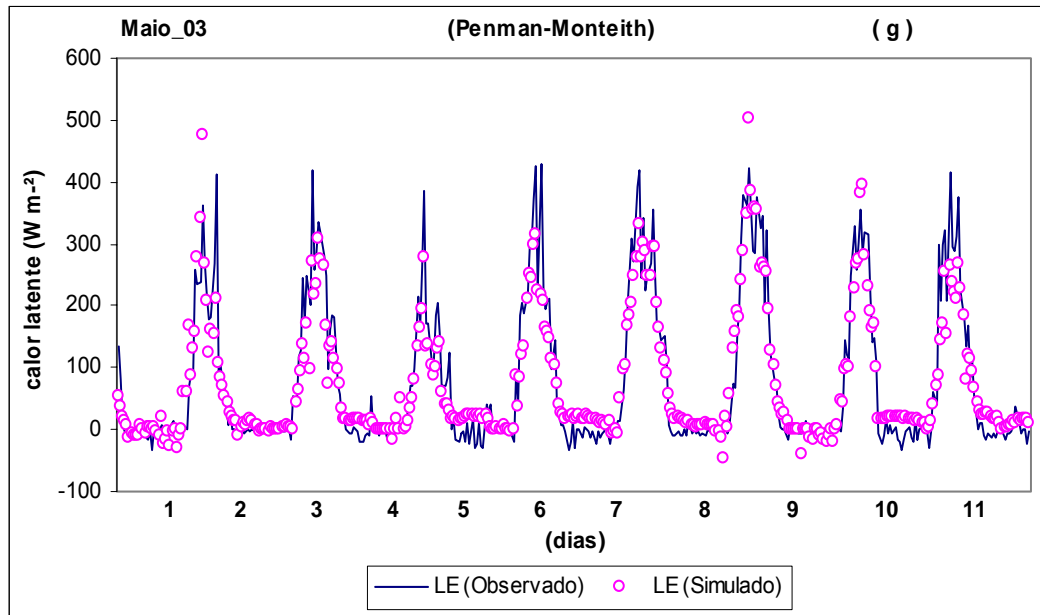


Figura 24(g) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

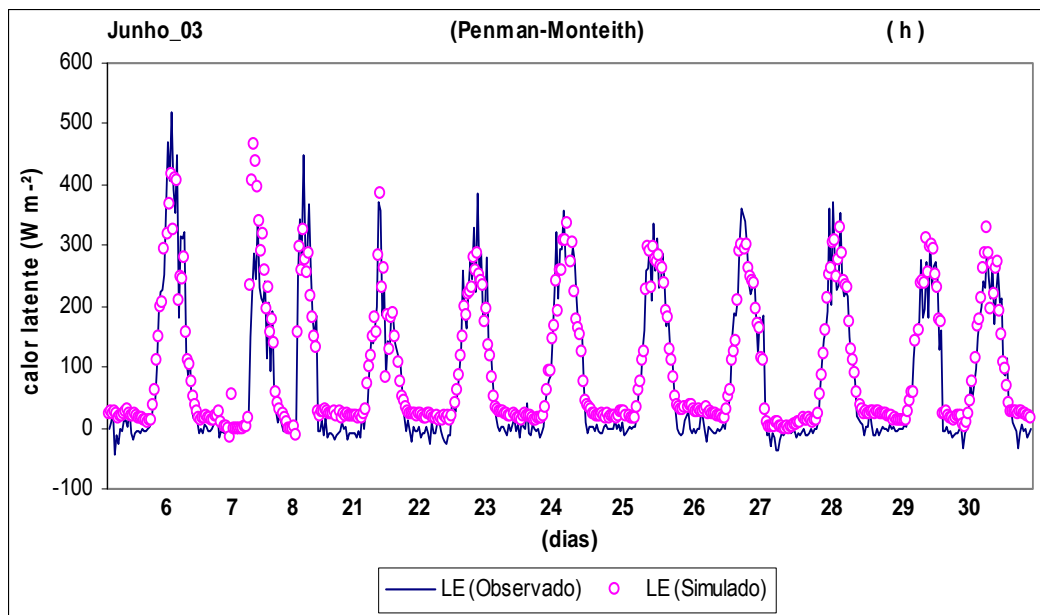


Figura 24(h) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

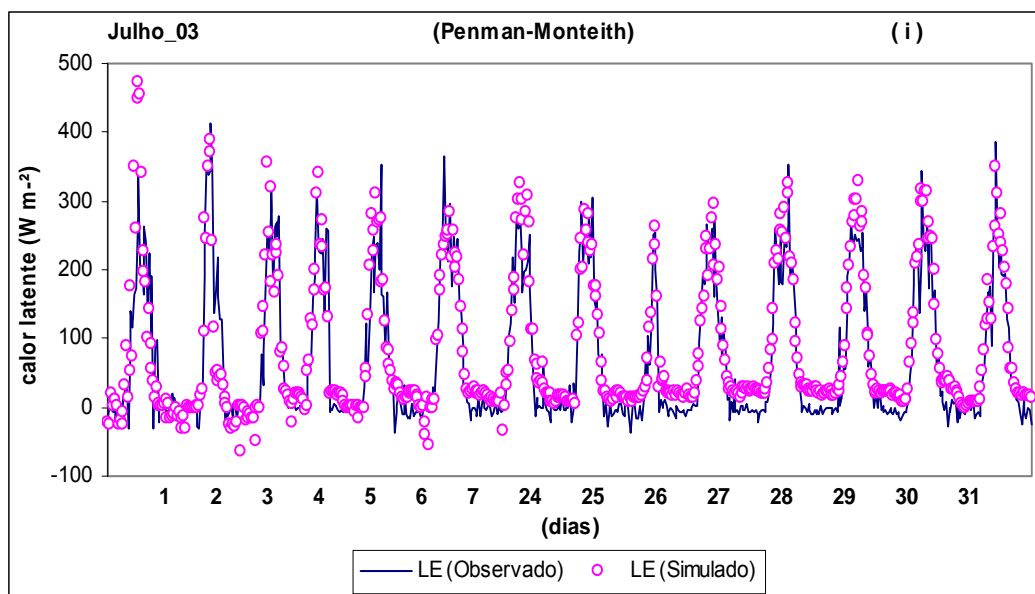


Figura 24(i) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

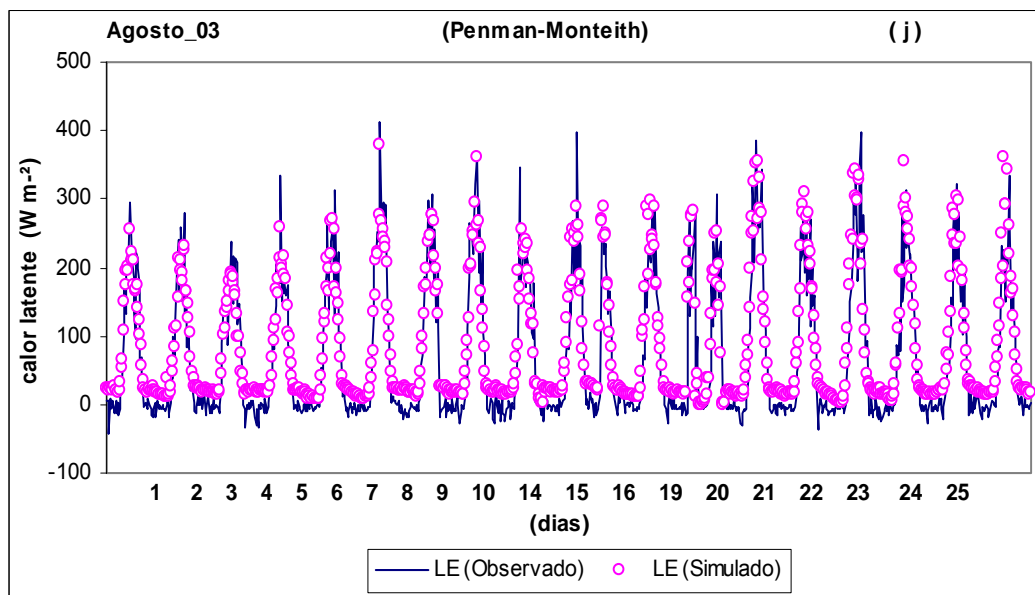


Figura 24(j) – Variação horária do fluxo de calor latente para valores observados e simulados, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.



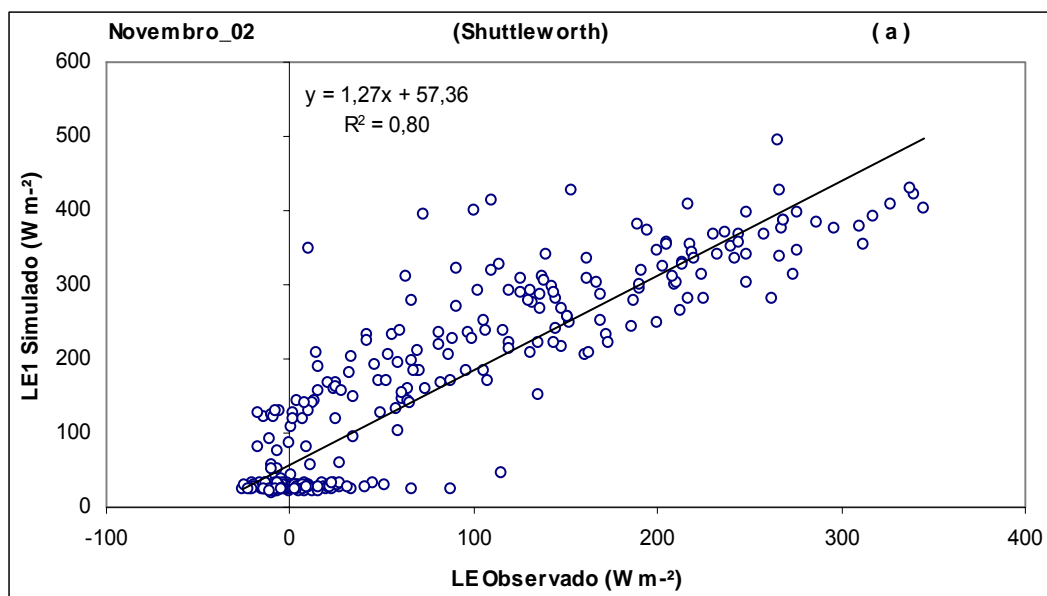


Figura 25(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de novembro de 2002.

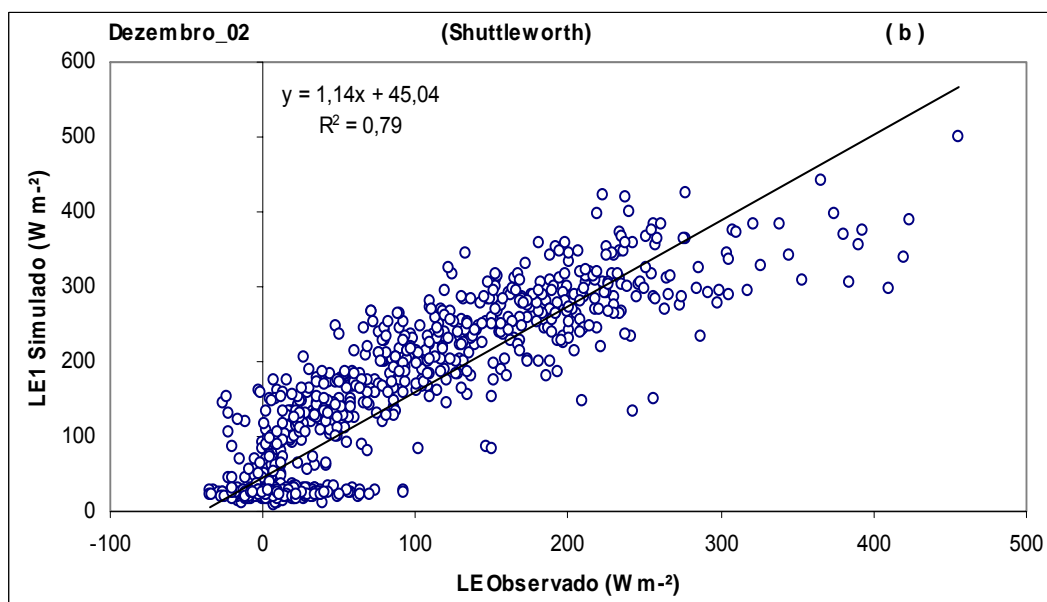


Figura 25(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de dezembro de 2002.

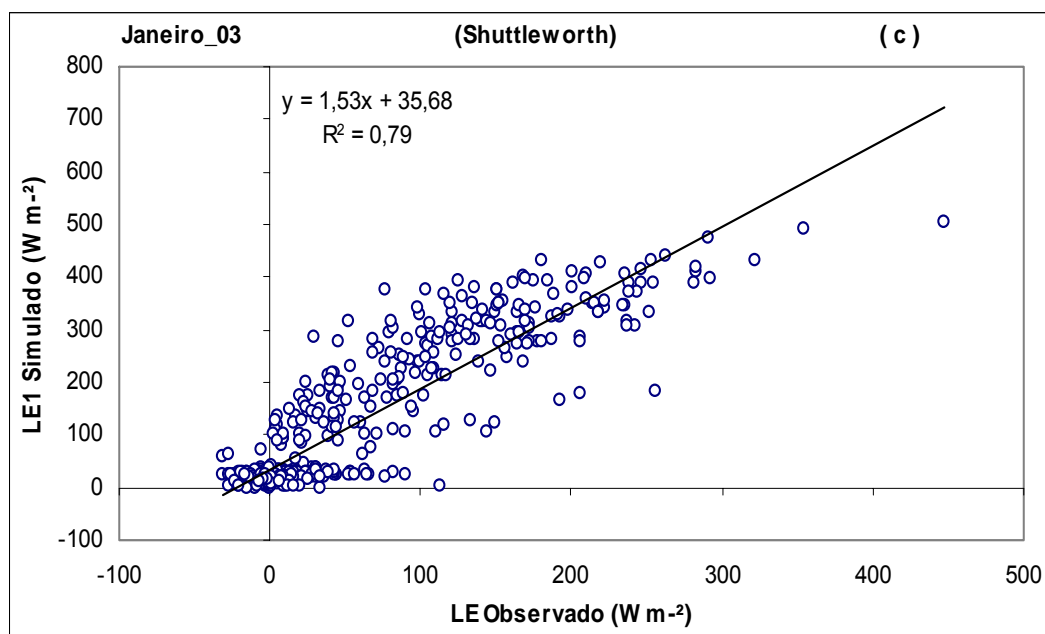


Figura 25(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de janeiro de 2003.

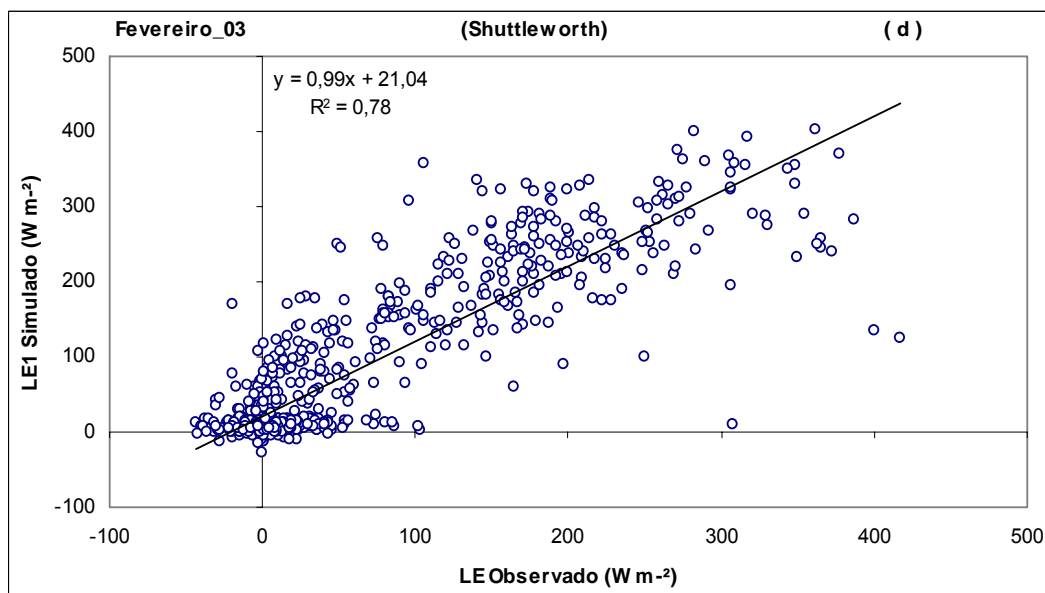


Figura 25(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de fevereiro de 2003.

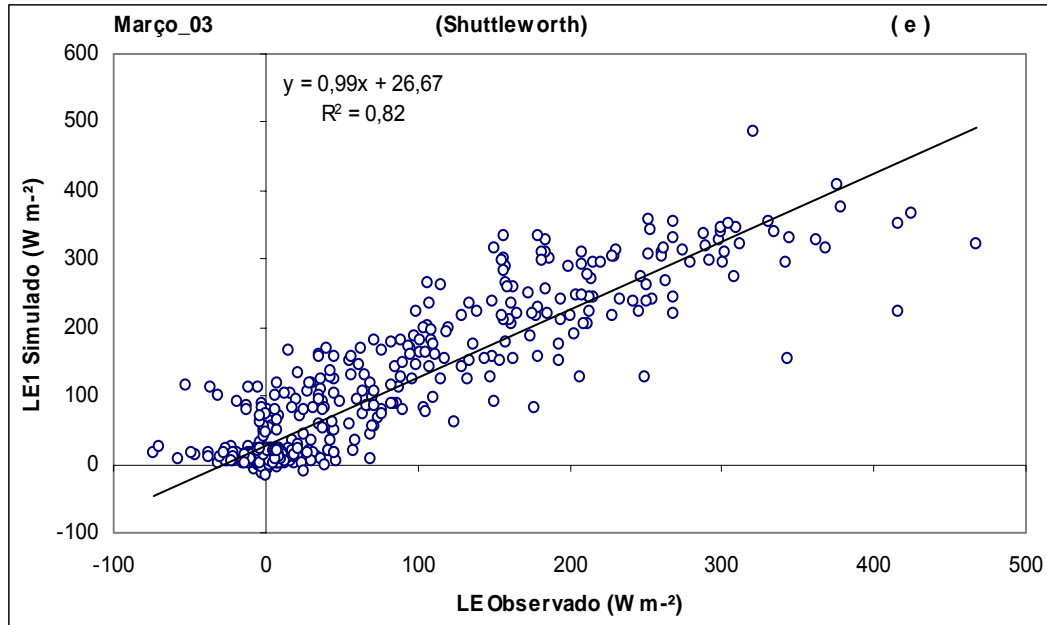


Figura 25(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de março de 2003.

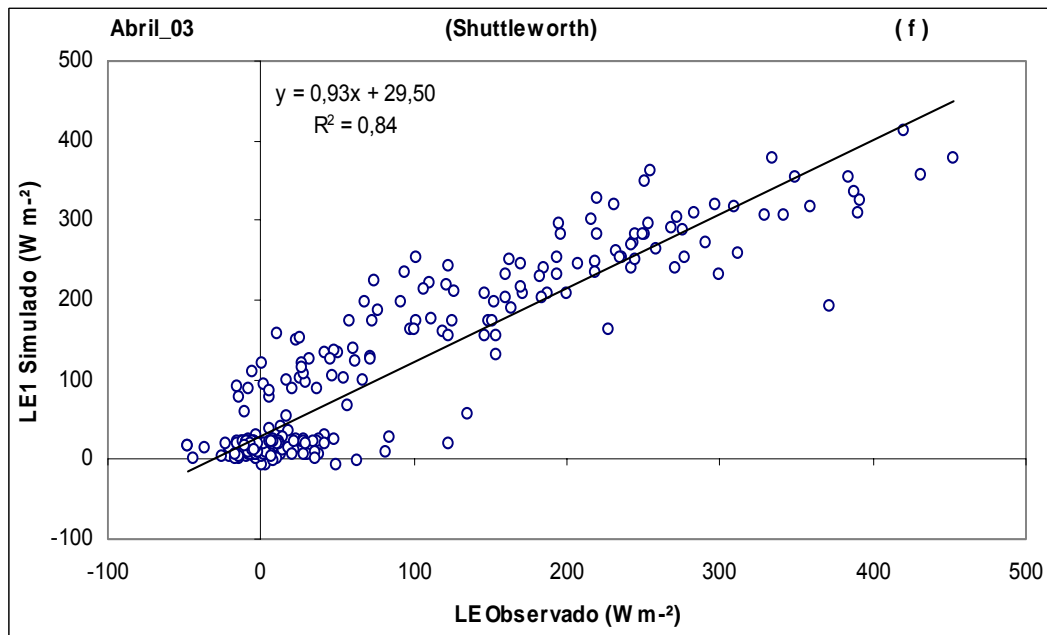


Figura 25(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de abril de 2003.

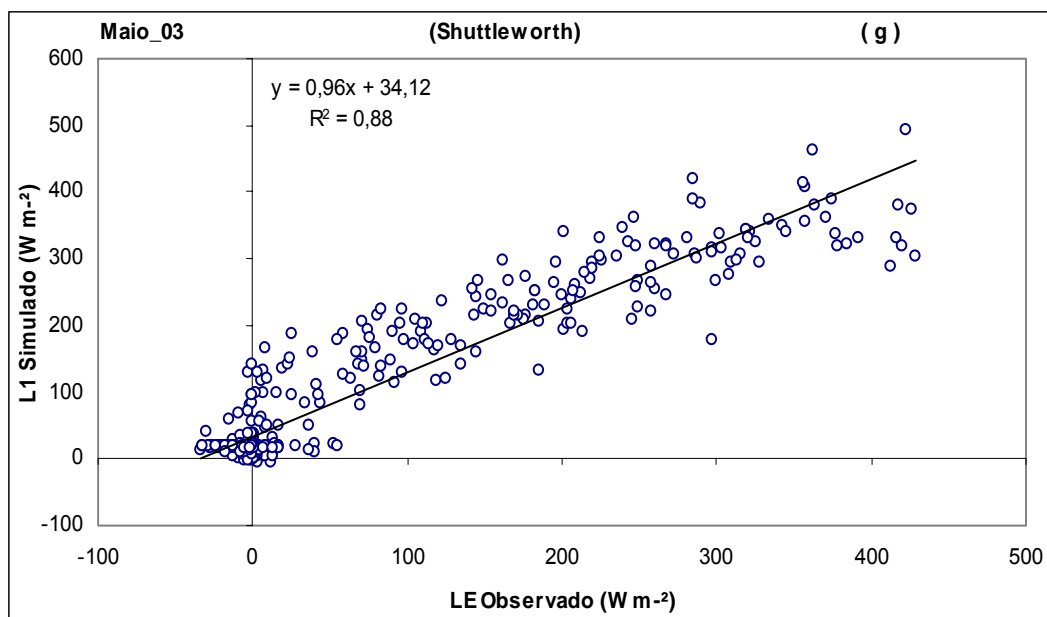


Figura 25(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de maio de 2003.

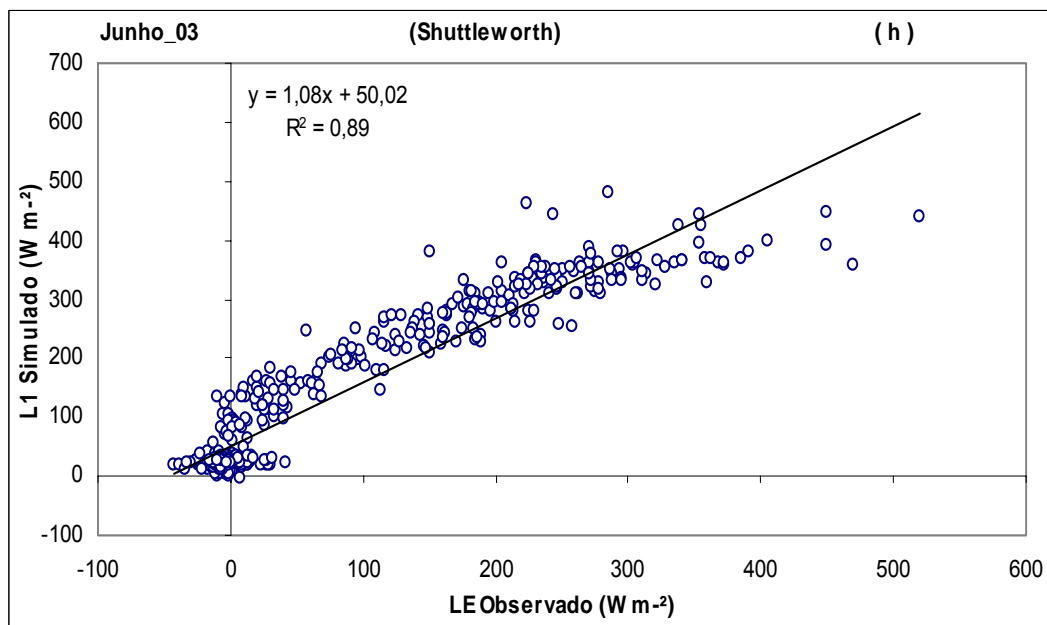


Figura 25(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de junho de 2003.

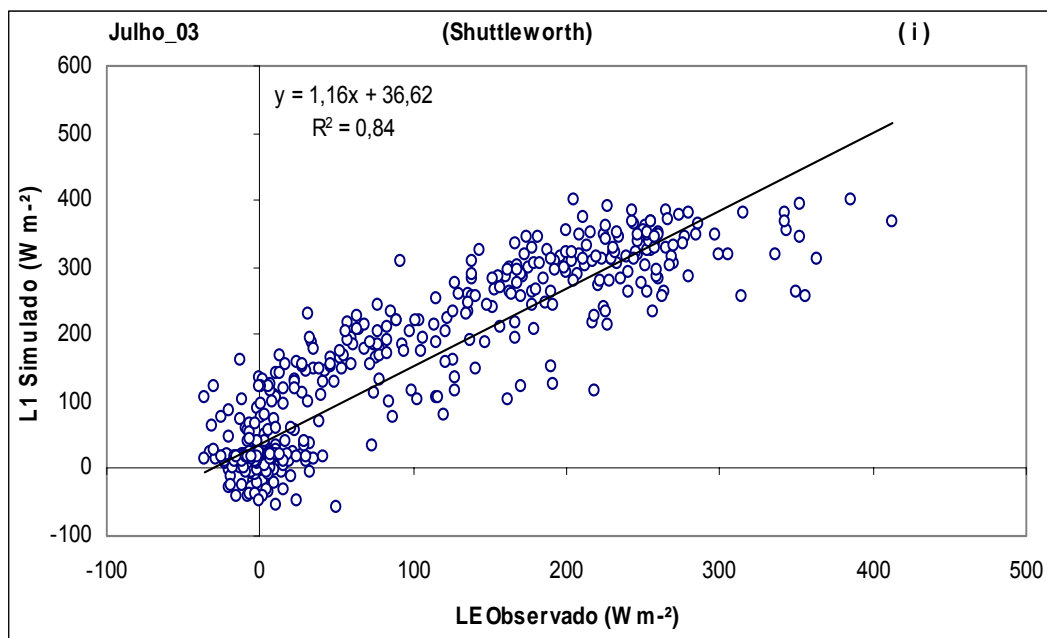


Figura 25(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de julho de 2003.

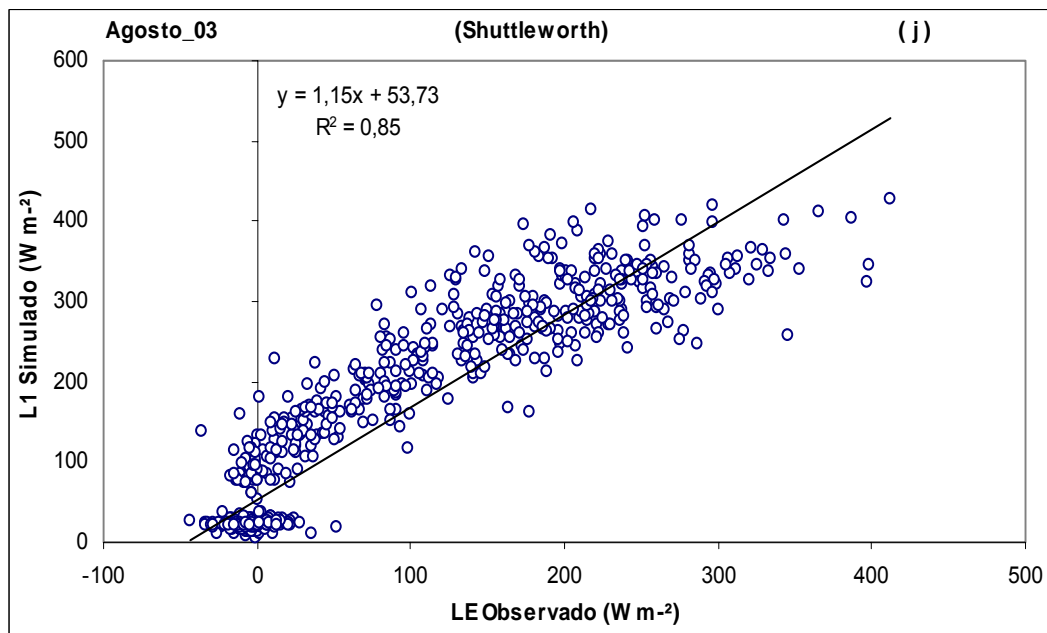


Figura 25(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Shuttleworth para o mês de agosto de 2003.

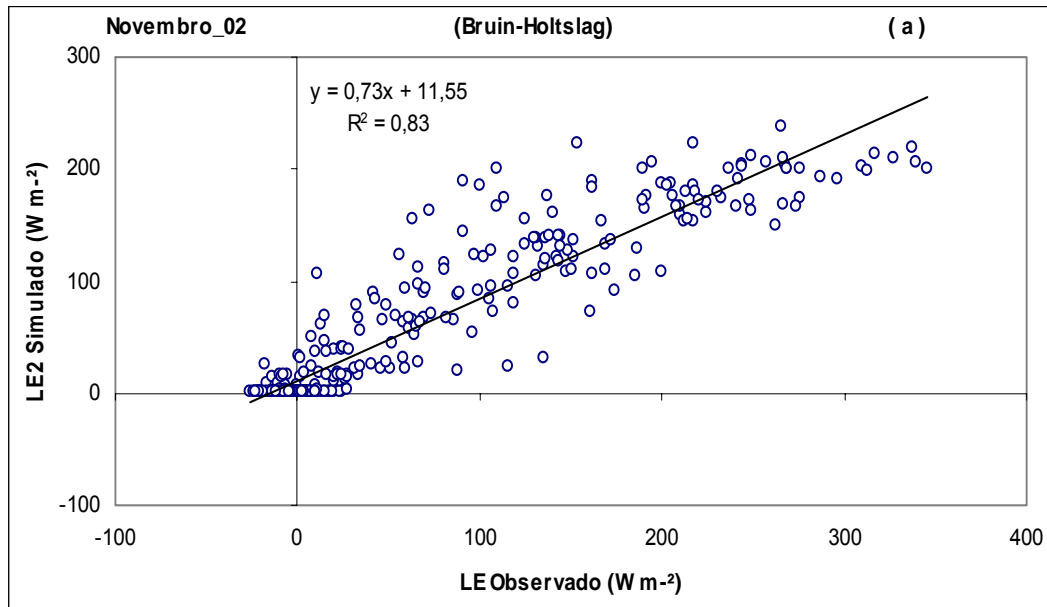


Figura 26(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de novembro de 2002.

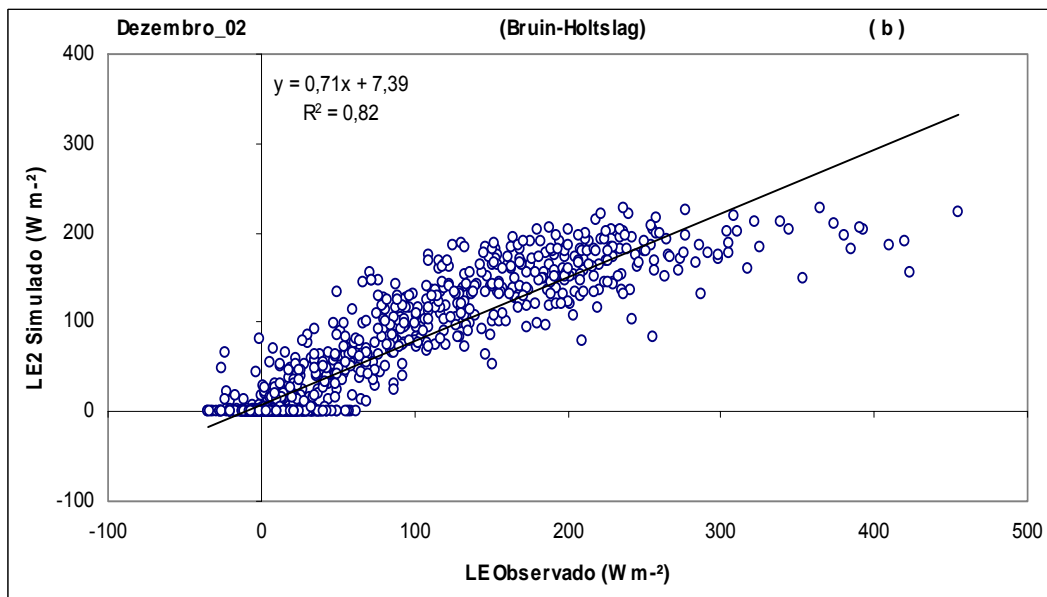


Figura 26(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de dezembro de 2002.

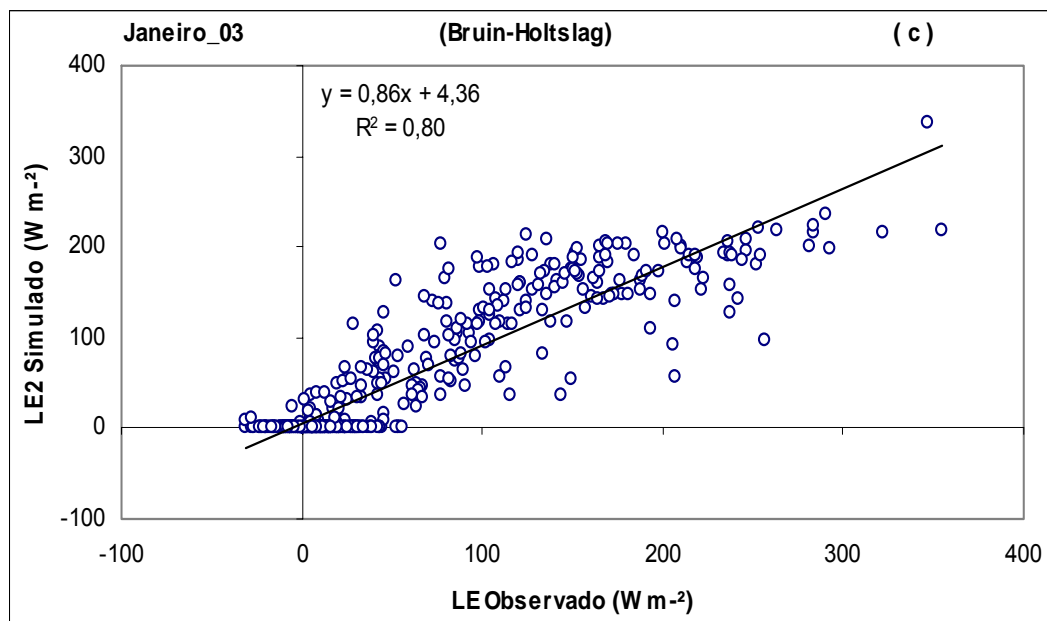


Figura 26(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de janeiro de 2003.

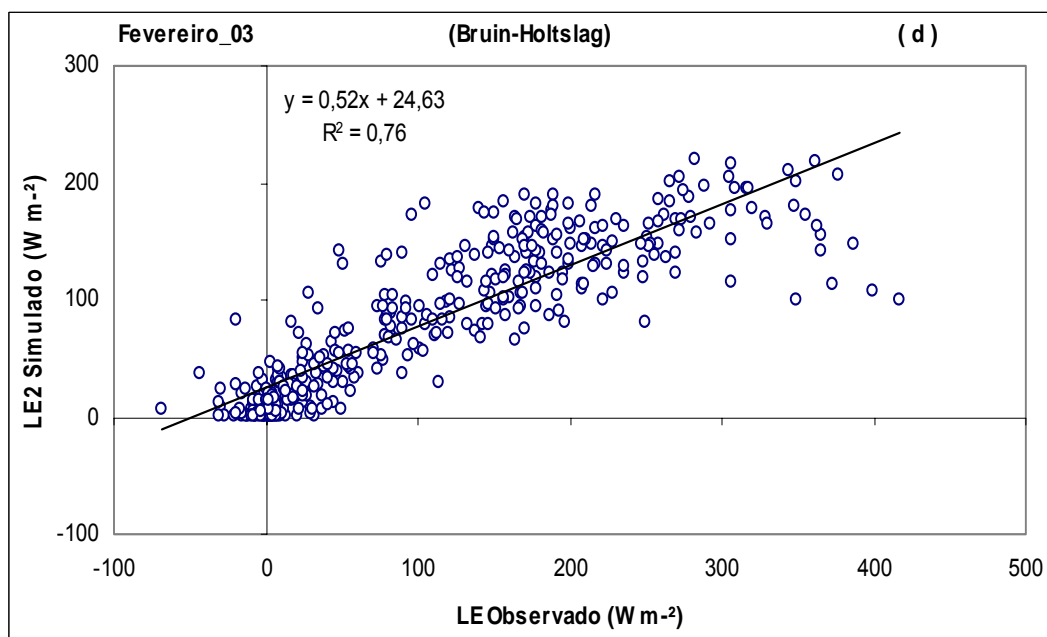


Figura 26(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de fevereiro de 2003.

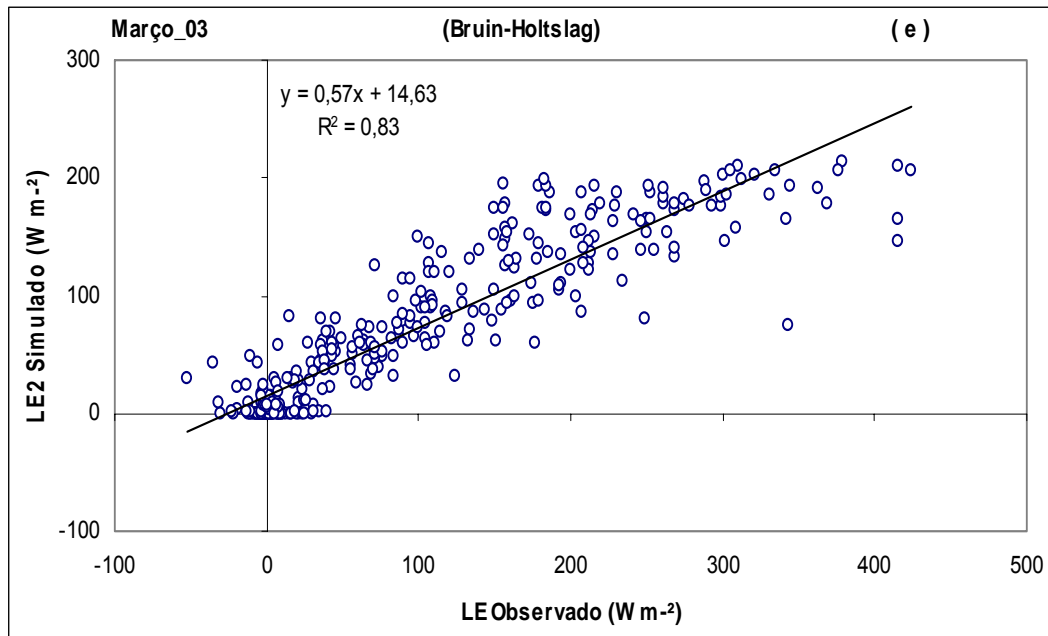


Figura 26(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de março de 2003.

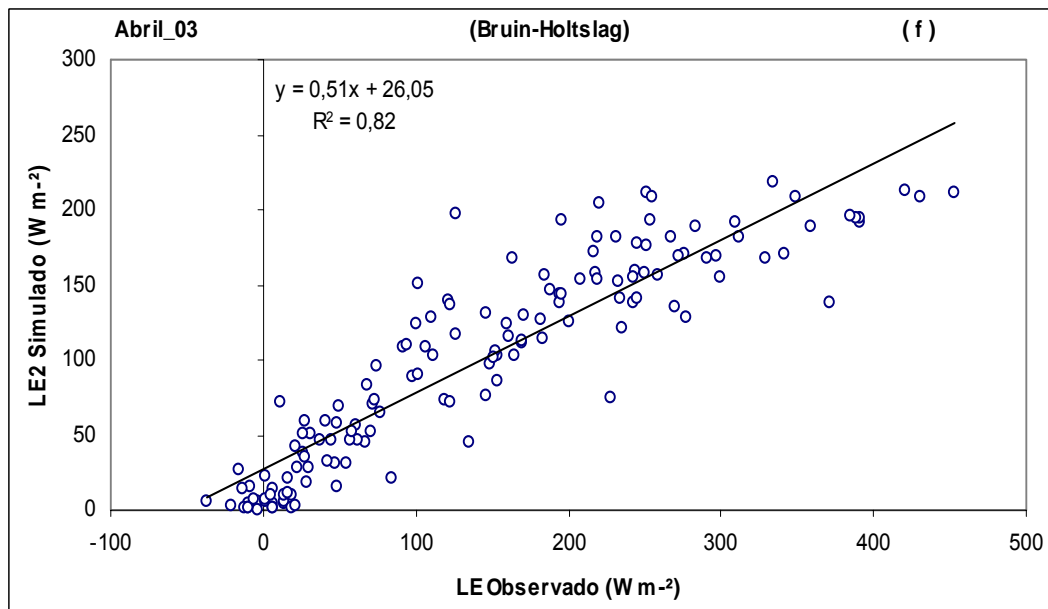


Figura 26(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtlag para o mês de abril de 2003.



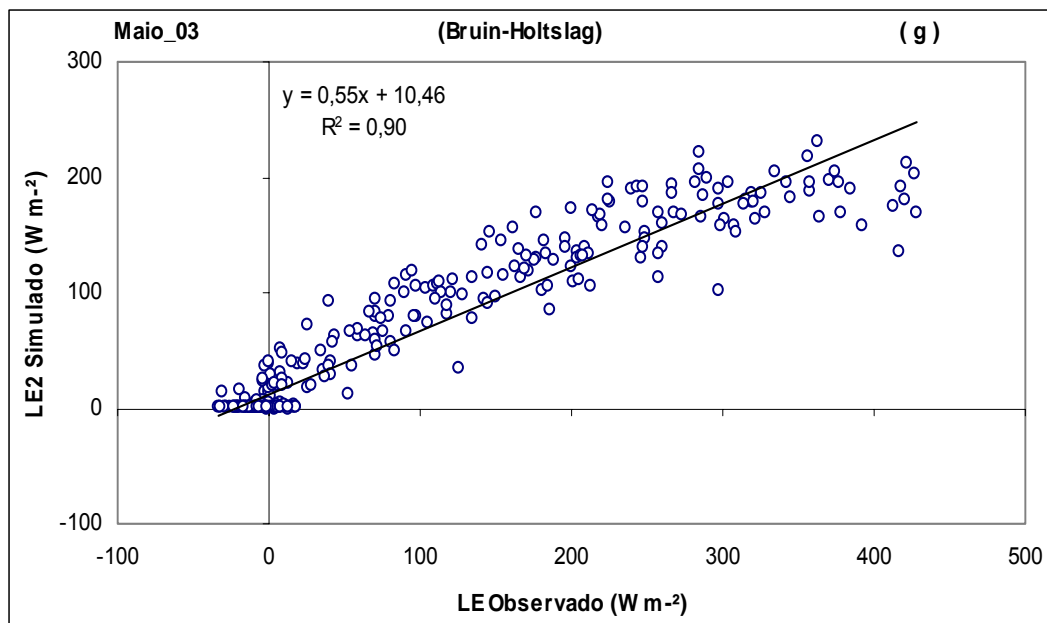


Figura 26(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de maio de 2003.

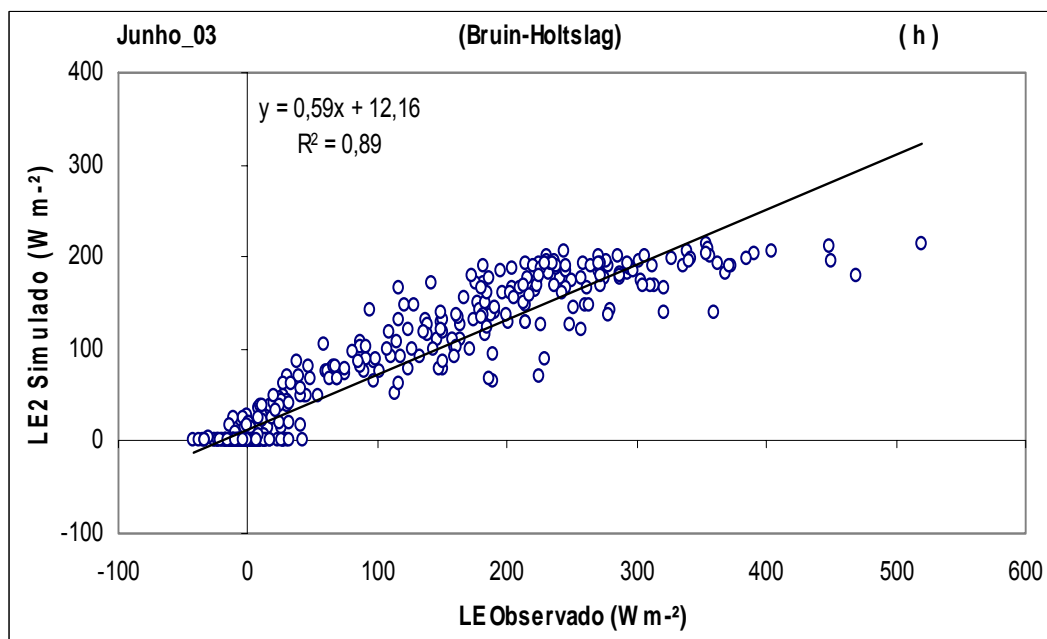


Figura 26(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de junho de 2003.

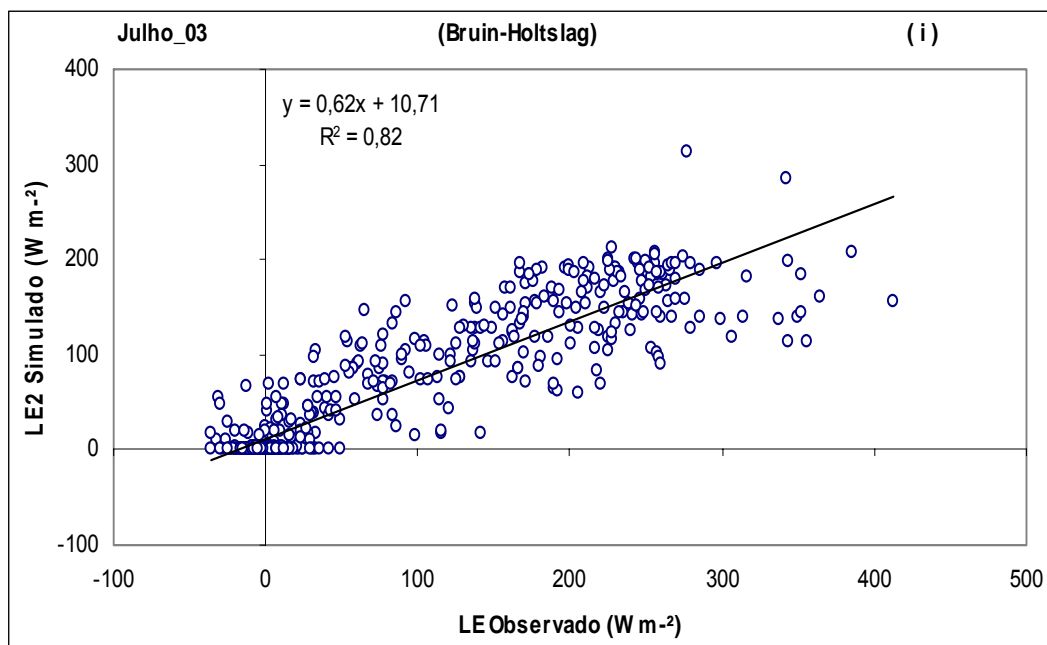


Figura 26(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de julho de 2003.

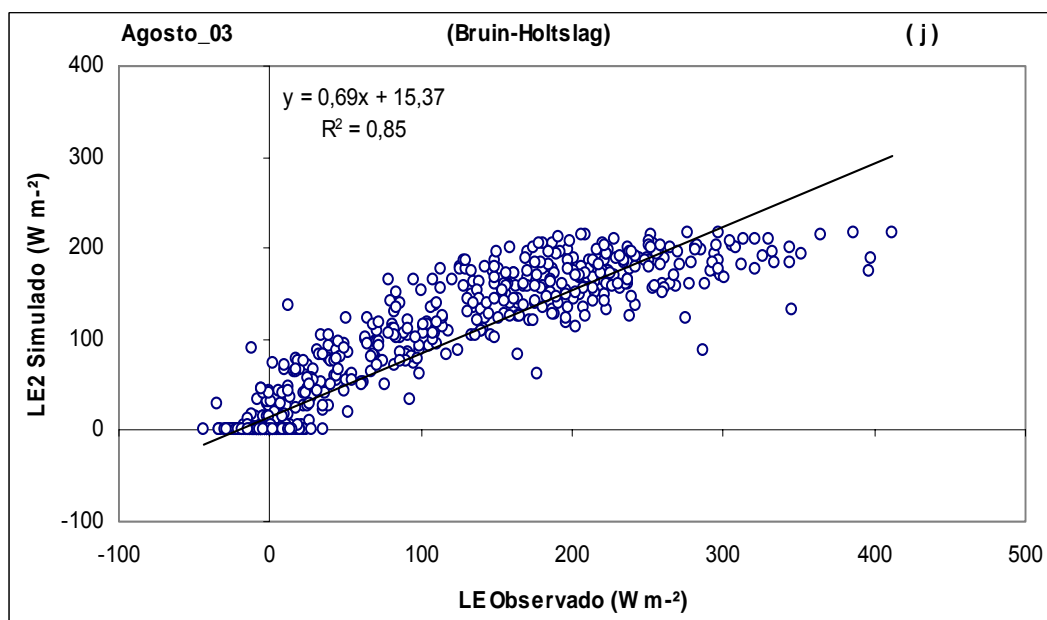


Figura 26(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Bruin-Holtslag para o mês de agosto de 2003.

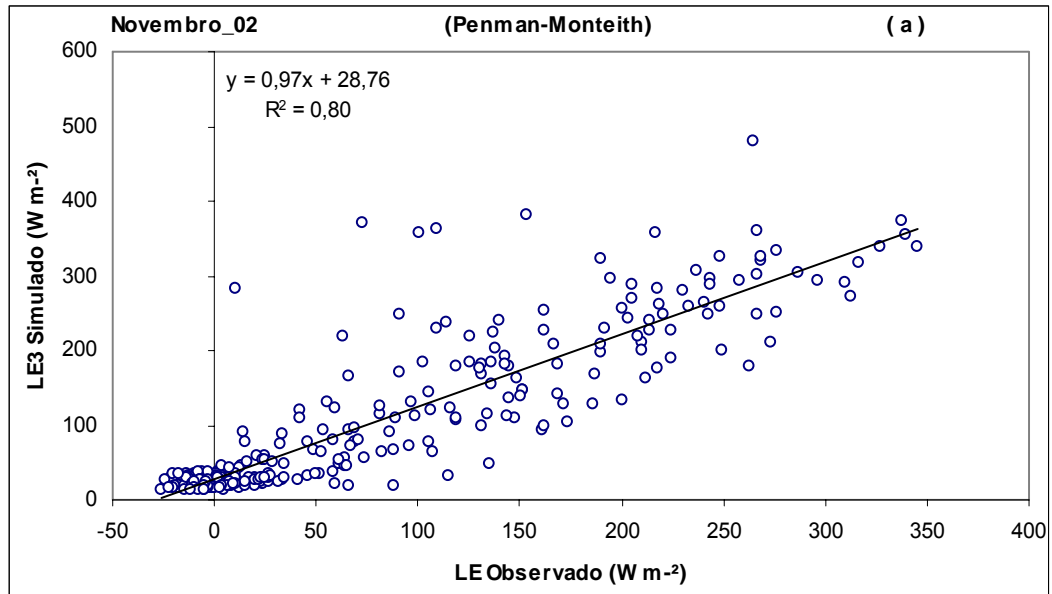


Figura 27(a) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de novembro de 2002.

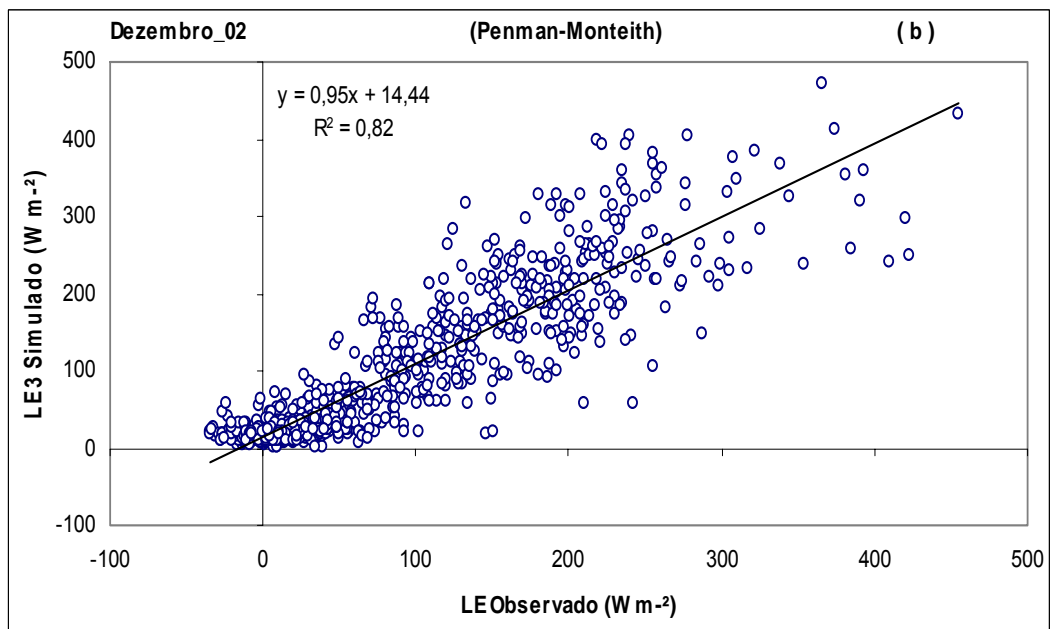


Figura 27(b) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de dezembro de 2002.

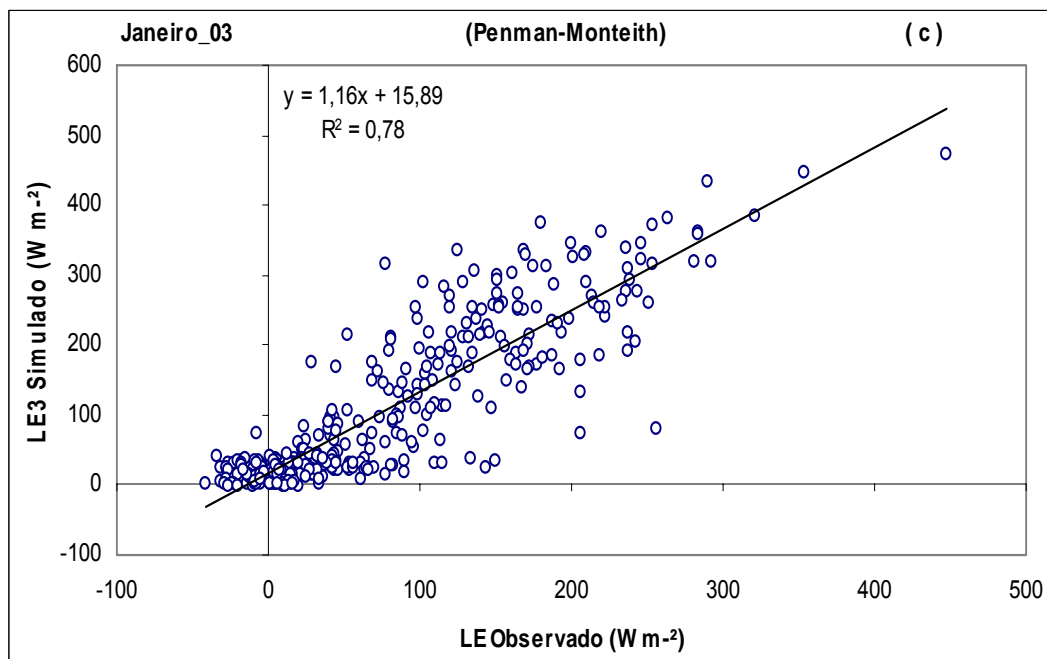


Figura 27(c) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de janeiro de 2003.

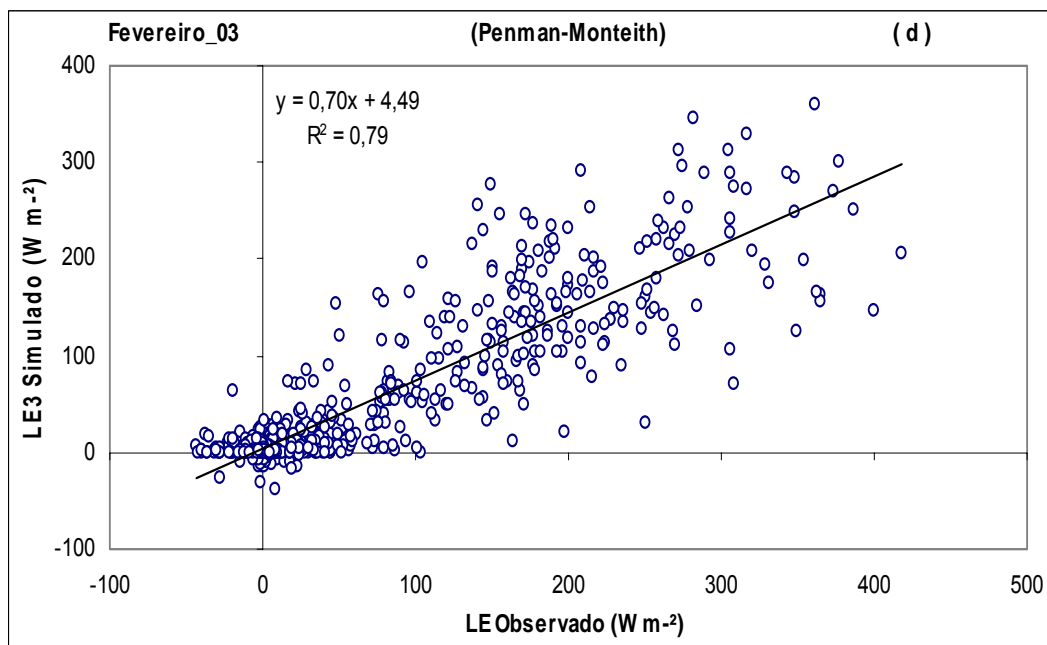


Figura 27(d) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de fevereiro de 2003.

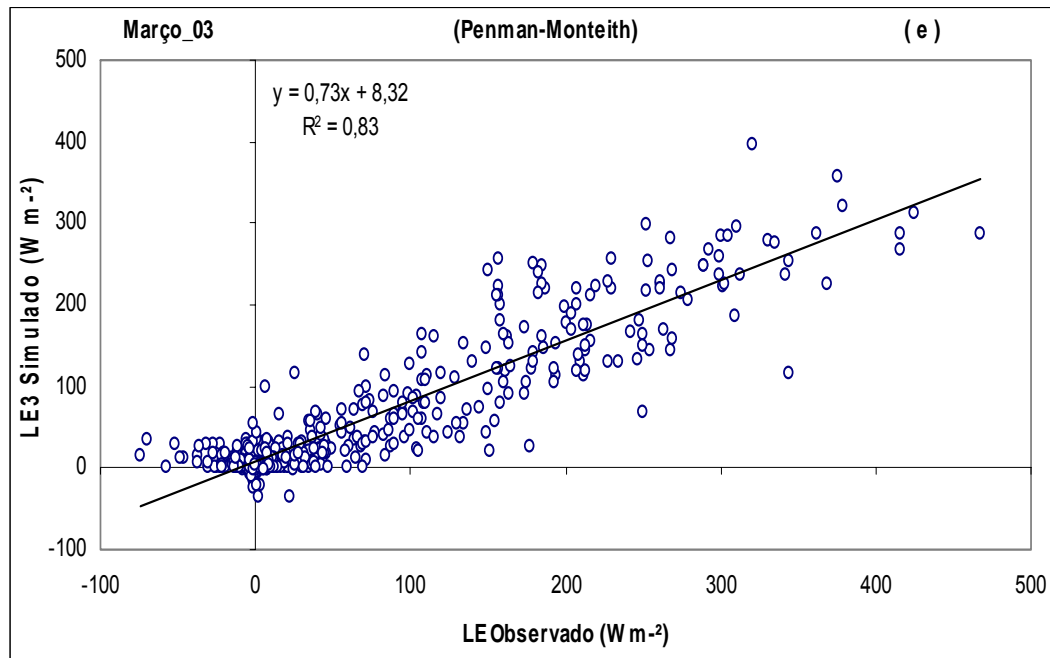


Figura 27(e) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de março de 2003.

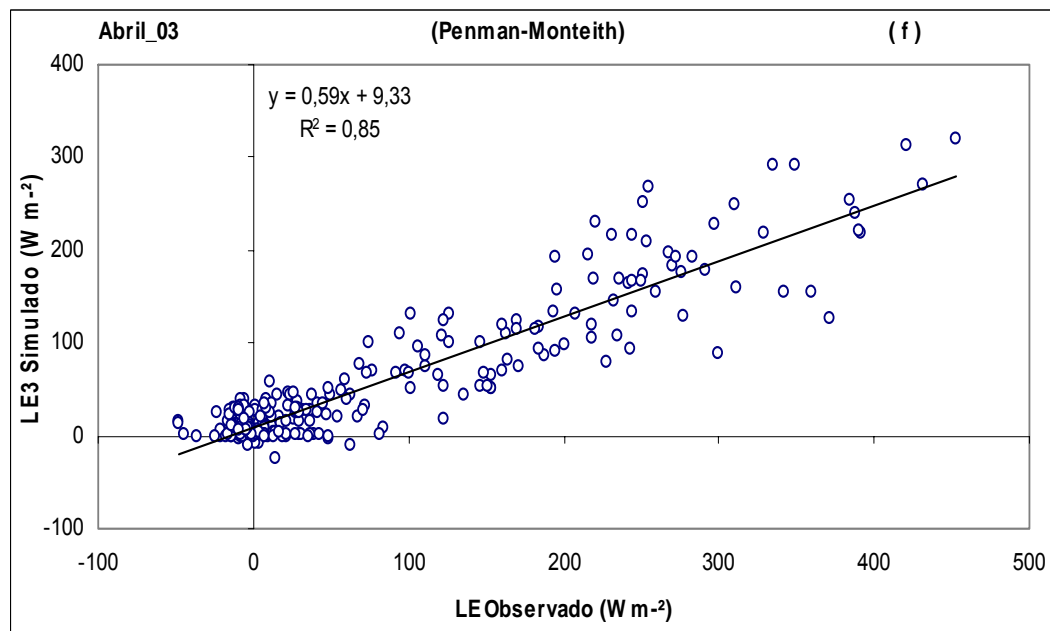


Figura 27(f) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de abril de 2003.

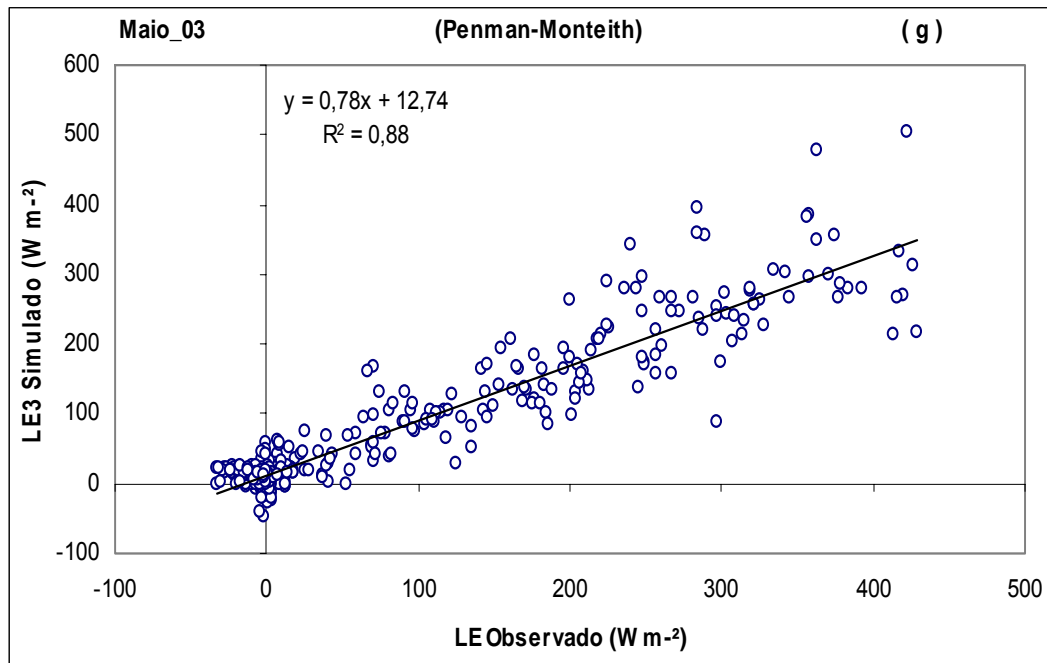


Figura 27(g) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de maio de 2003.

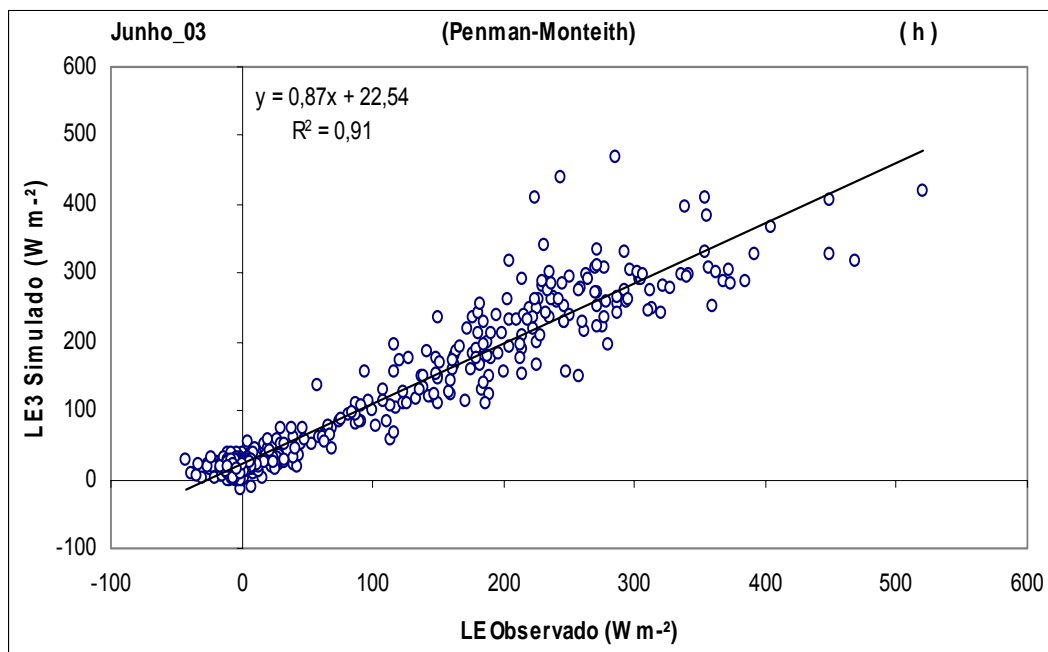


Figura 27(h) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de junho de 2003.

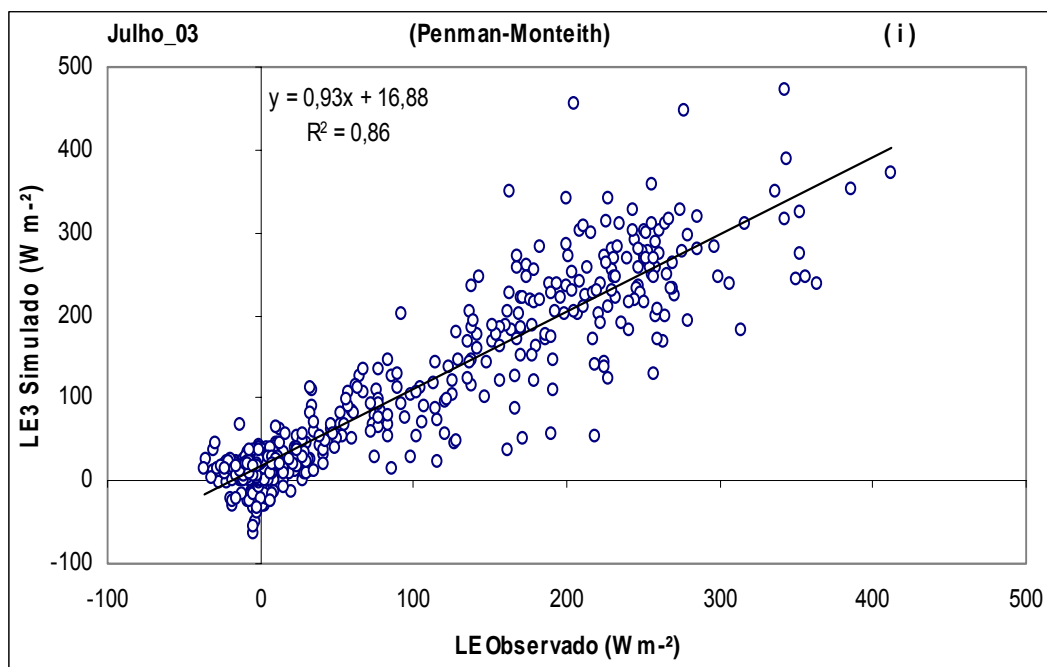


Figura 27(i) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de julho de 2003.

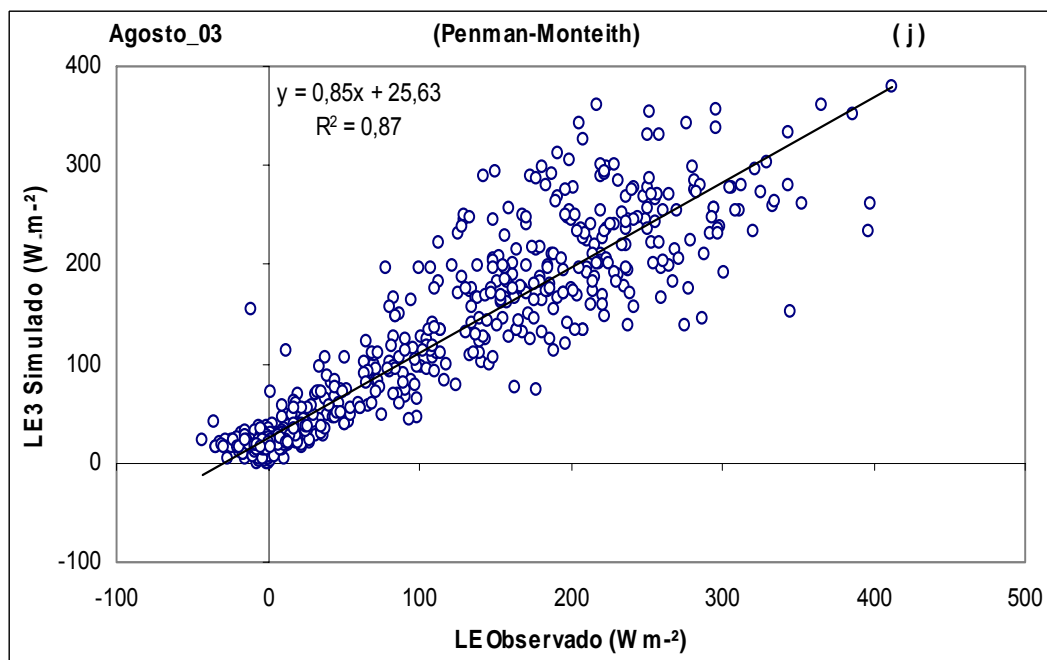


Figura 27(j) – Gráfico de dispersão da variação horária do fluxo de calor latente, utilizando o método de Penman-Monteith para o mês de agosto de 2003.

Tabela 12 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith.

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	76,06	98,53	-4,87	41,20	27,92	53,41
dez/02	60,99	86,78	-12,65	44,30	11,01	45,68
jan/03	67,47	98,97	-2,28	36,71	27,61	58,40
fev/03	21,02	52,04	-27,59	65,55	-10,86	46,33
mar/03	26,23	51,51	-25,24	59,36	-14,27	54,17
abr/03	25,56	53,24	-43,62	78,52	-12,22	50,68
mai/03	31,54	53,23	-24,03	63,46	-3,53	44,02
jun/03	57,39	73,12	-21,34	57,99	12,24	37,03
jul/03	60,16	89,87	-16,54	54,06	8,28	48,16
ago/03	64,07	83,68	-5,60	43,54	43,72	38,12

Tabela 13 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,47	1,97	2,59	2,52	1,97	2,59	2,41	1,97	2,59
dez/02	1,67	1,96	2,58	2,49	1,96	2,58	2,48	1,96	2,58
jan/03	1,42	1,96	2,59	2,45	1,96	2,59	2,27	1,97	2,60
fev/03	2,37	1,96	2,58	2,20	1,97	2,59	2,48	1,96	2,58
mar/03	2,29	1,96	2,58	1,98	1,97	2,59	1,99	1,96	2,58
abr/03	2,02	1,97	2,59	1,75	1,98	2,61	2,27	1,97	2,59
mai/03	2,31	1,97	2,59	2,01	1,97	2,59	2,39	1,97	2,59
jun/03	1,77	1,96	2,59	1,97	1,96	2,59	2,42	1,96	2,59
jul/03	1,54	1,96	2,58	2,17	1,96	2,58	2,37	1,96	2,58
ago/03	1,67	1,96	2,58	2,12	1,96	2,58	2,21	1,96	2,58



#### 4.7.2. Simulação do fluxo de calor latente em base média horária.

Podem ser observadas nas Figuras 28a a 28j as estimativas para o fluxo de calor latente e seu valor observado. Como esperado, em todo período estudado, predominam valores positivos de LE durante o ciclo diurno e o maior pico é observado no período chuvoso ( $327,90 \text{ W.m}^{-2}$  em junho), quando há mais água disponível na superfície vegetada para o processo de evaporação. Durante o ciclo noturno os valores de LE chegam a apresentar alguns valores negativos, resultantes da condensação do vapor d'água, porém muito próximos de zero indicando que durante a noite são mínimas as trocas de energia na forma latente durante todo o período estudado. Predominando neste horário, as transferências de energia no sentido da atmosfera para a superfície na forma de calor sensível.

De uma forma geral, as respostas dos modelos em relação aos valores observados de fluxo de calor latente no manguezal não são tão boas quanto àquelas verificadas para fluxo de calor sensível, como podem ser observados na Tabela 14 que apresenta os testes de erro (MBE e RMSE) com valores absolutos bem superiores aqueles observados na estimativa do fluxo de calor sensível. Contudo, nos meses de baixa pluviosidade (junho a dezembro), o método de Penman-Monteith apresenta o melhor desempenho, representado pelos menores valores de RMSE, com simulações satisfatórias e muito próximas aos valores observados. E para este mesmo período, o método baseado em Bruin-Holtslag subestima os valores de LE em torno de 33%, principalmente entre 10 e 15 h, enquanto o método de Shuttleworth apresenta uma superestimativa de LE durante todo o ciclo diurno variando entre 32 e 42% (Figuras 28a, 28b, 28c, 28h, 28i e 28j). Na época chuvosa e mais especificamente nos meses de maior índice pluviométrico (fevereiro, março, abril e maio), as melhores simulações são apresentadas pelo modelo de Shuttleworth que apresenta os menores valores de MBE e RMSE (Tabela 14). E os modelos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith subestimam o valor de LE durante todo o ciclo diurno em torno de 42%, como pode ser constatado pelos valores negativos de MBE e pela Figuras 28d, 28e, 28f e 28g.

As estimativas da variação média horária apresentaram significância estatística entre 95% e 99% com a utilização dos modelos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith, com maior significância para o modelo de Penman-Monteith principalmente nos meses menos chuvosos. Estimativas com o método de Shuttleworth apresentam significância estatística de 99% no quadrimestre chuvoso. No período menos chuvoso e meses de transição, não apresentam significância estatística ao nível de 95% (Tabela 15).

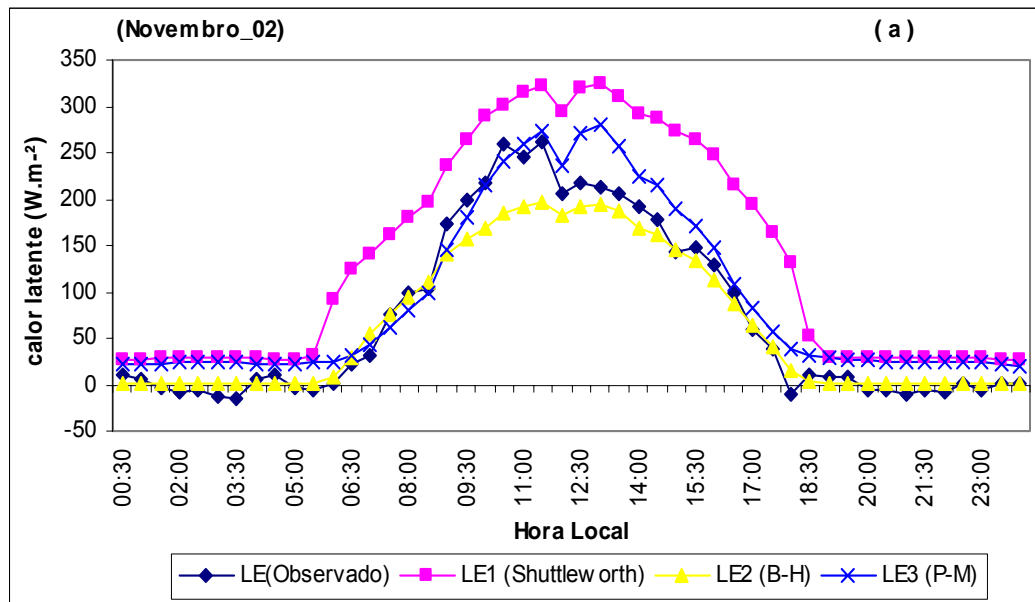


Figura 28(a) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de novembro de 2002.

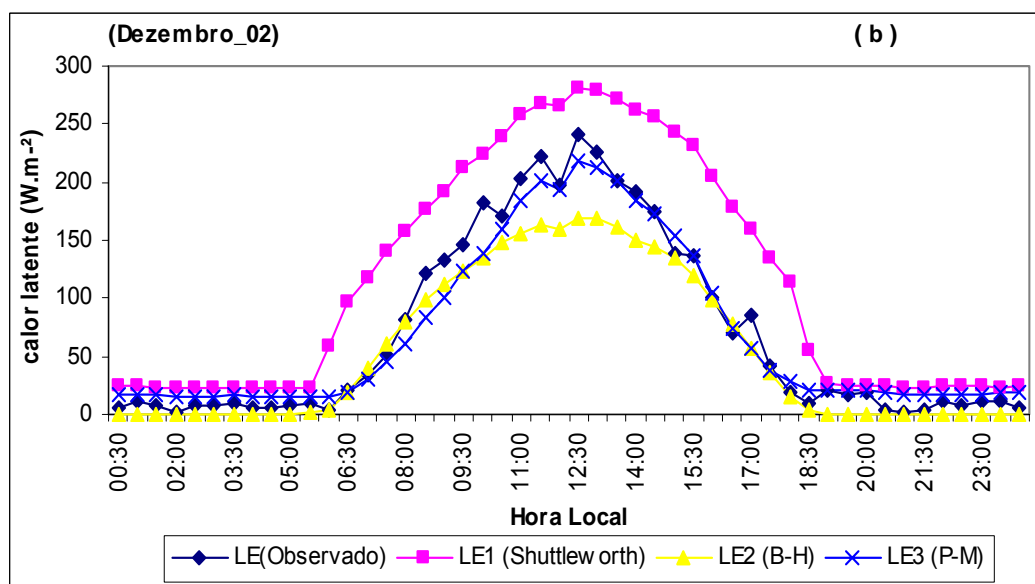


Figura 28(b) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de dezembro de 2002.

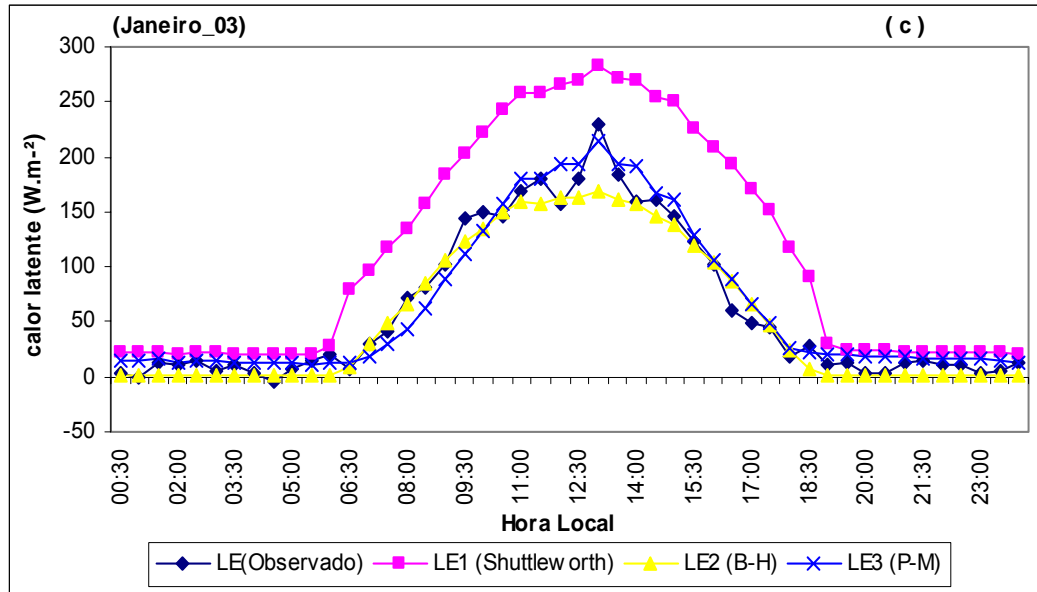


Figura 28(c) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de janeiro de 2003.

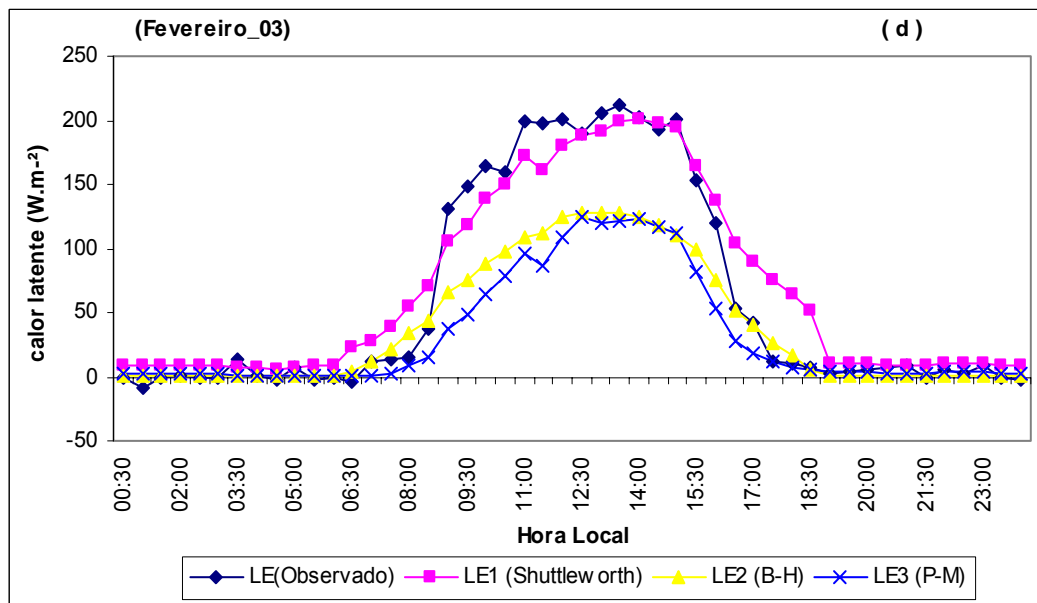


Figura 28(d) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de fevereiro de 2003.

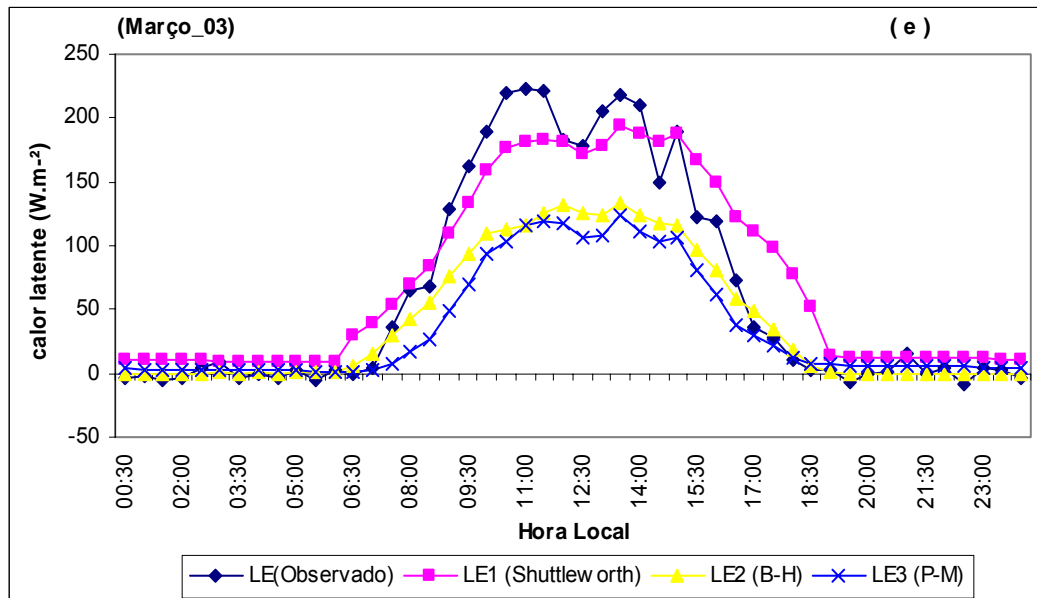


Figura 28(e) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de março de 2003.

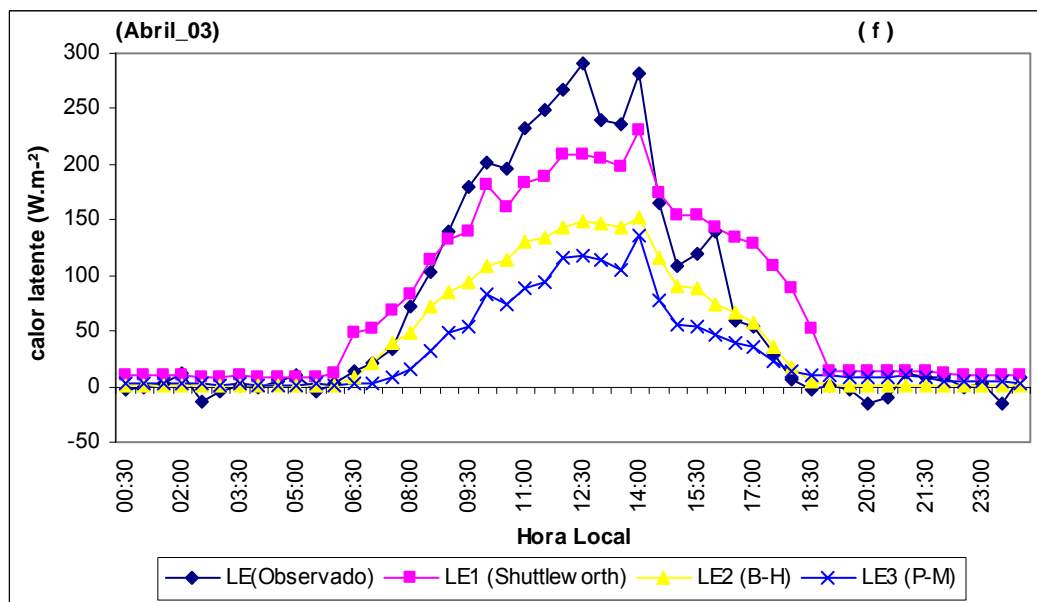


Figura 28(f) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de abril de 2003.

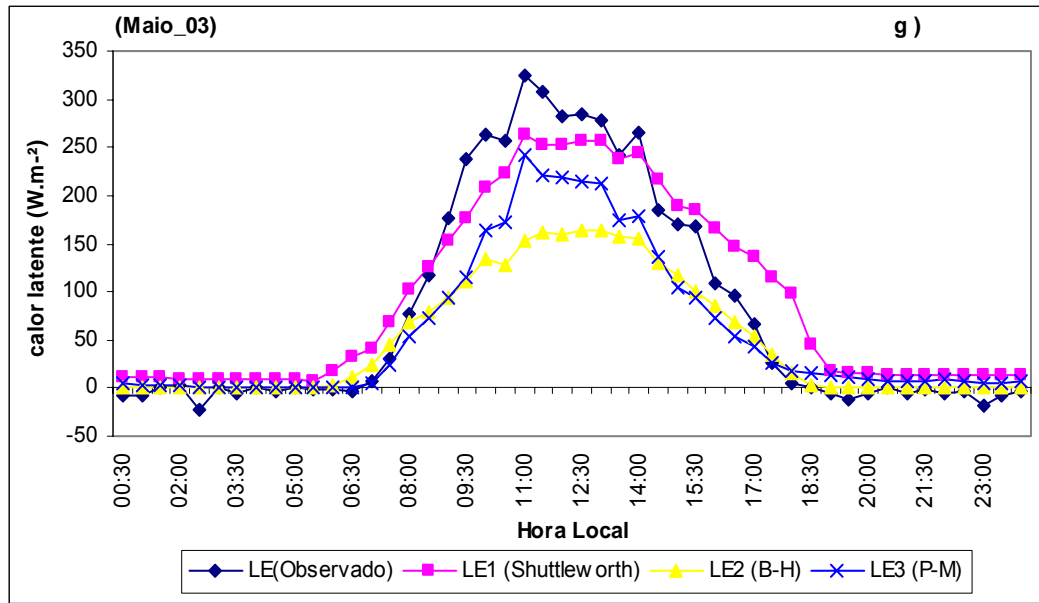


Figura 28(g) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de maio de 2003.

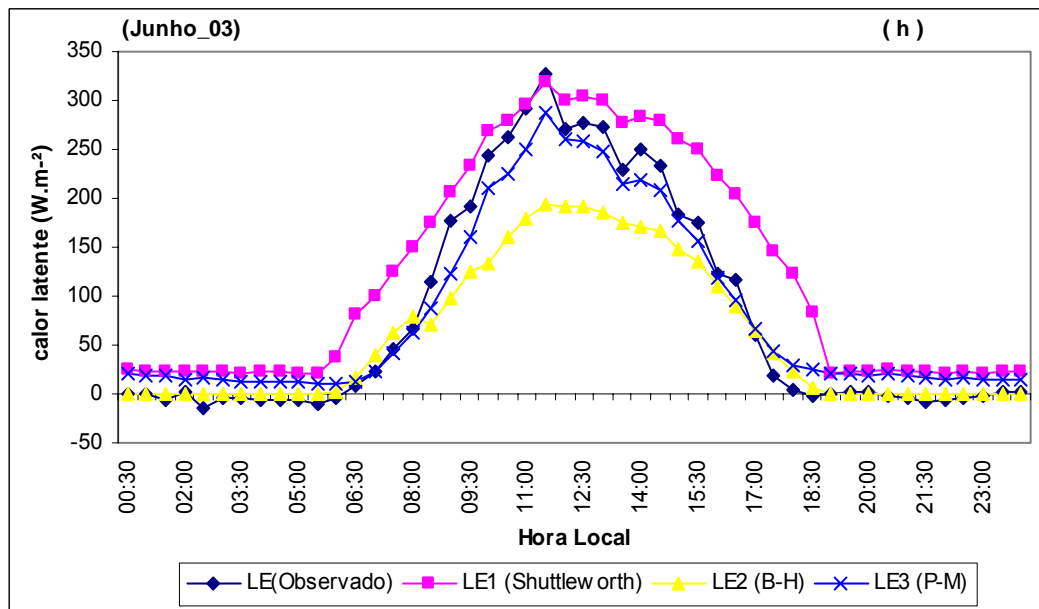


Figura 28(h) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de junho de 2003.

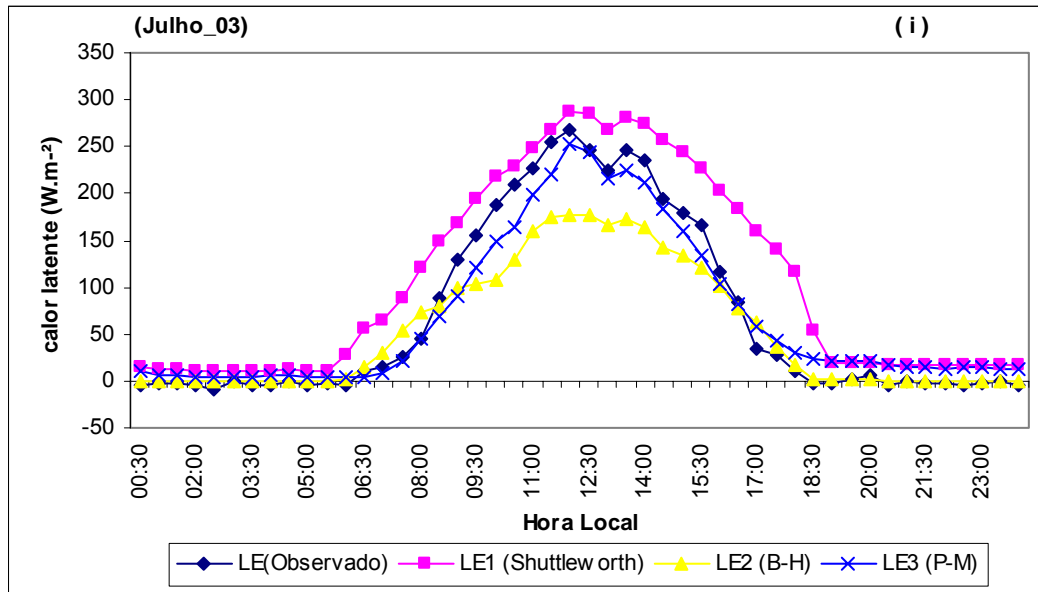


Figura 28(i) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de julho de 2003.

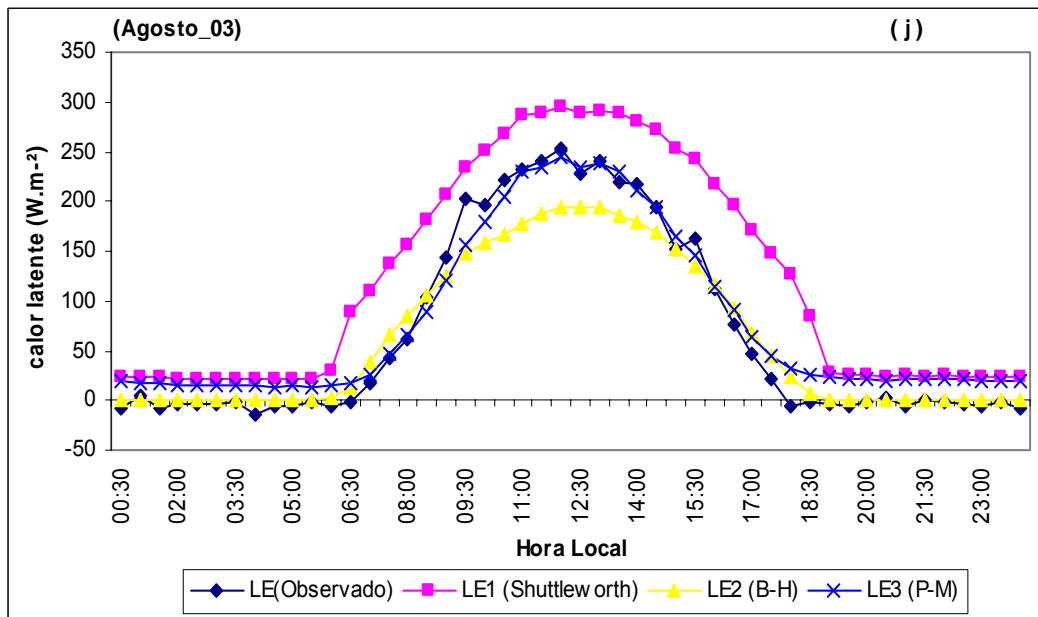


Figura 28(j) – Estimativa da variação média horária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de agosto de 2003.

Tabela 14 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	65,82	76,12	-7,04	28,06	21,20	22,84
dez/02	44,98	55,21	-16,39	25,63	-2,12	17,41
jan/03	52,83	66,32	-6,76	14,29	4,33	14,12
fev/03	6,37	26,09	-23,73	45,71	-30,68	53,48
mar/03	10,11	28,54	-21,52	41,43	-27,46	49,76
abr/03	5,74	39,34	-28,29	56,83	-40,93	75,08
mai/03	11,60	38,12	-30,73	65,07	-22,37	48,20
jun/03	43,56	53,24	-21,15	47,33	1,75	22,90
jul/03	37,85	47,75	-15,01	36,63	-0,15	19,37
ago/03	54,68	63,73	-5,05	24,84	11,12	20,26

Tabela 15 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação média horária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,97	2,01	2,68	3,92	2,01	2,68	3,98	2,01	2,68
dez/02	2,00	2,01	2,68	3,11	2,01	2,68	3,31	2,01	2,68
jan/03	1,98	2,01	2,68	3,67	2,01	2,68	3,78	2,01	2,68
fev/03	2,79	2,01	2,68	2,48	2,01	2,68	2,17	2,01	2,68
mar/03	3,01	2,01	2,68	2,52	2,01	2,68	2,29	2,01	2,68
abr/03	3,88	2,01	2,68	2,74	2,01	2,68	2,52	2,01	2,68
mai/03	3,84	2,01	2,68	2,88	2,01	2,68	3,38	2,01	2,68
jun/03	2,46	2,01	2,68	2,86	2,01	2,68	3,61	2,01	2,68
jul/03	1,96	2,01	2,68	2,78	2,01	2,68	3,81	2,01	2,68
ago/03	1,95	2,01	2,68	3,38	2,01	2,68	3,68	2,01	2,68

#### 4.7.3. Simulação do fluxo de calor latente em base diária

As estimativas médias diárias do fluxo de calor latente e seu valor observado estão ilustrados nas Figuras 29a a 29j e correspondem ao período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Durante todo período predominam valores positivos de fluxo de calor latente, indicando que a transferência de vapor d'água ocorre predominantemente da superfície para a atmosfera por evapotranspiração..

Dentre os métodos utilizados na estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, o método de Bruin-Holtslag apresentou o melhor desempenho durante todo o período estudado, uma vez que a regressão linear para valores simulados e observados apresenta coeficiente de determinação variando entre 0,95 e 0,98 e os testes MBE e RMSE (Tabela 16) apresentam os menores valores absolutos, podendo ser considerado o método mais adequado para estimar fluxo médio diário de calor latente no manguezal.

O segundo melhor desempenho é apresentado pelo método de Penman-Monteith que mostra sempre uma superestimativa do valor medido do fluxo de calor latente em torno de 25%, tanto no período chuvoso como no período menos chuvoso, representado pelos valores positivos de MBE na Tabela 16. Porém, sempre acompanha a tendência de variação de LE de forma satisfatória durante todo o período. O método utilizado por Shuttleworth, para variação média diária, seria o menos indicado para simulação de LE em ecossistema de manguezal, por superestimar o valor de LE em até 60% no período chuvoso e acima de 90% em alguns dias no período menos chuvoso, como pode ser observado nos altos valores positivos de MBE e RMSE apresentados na Tabela 16, que indicam superestimativa do valor simulado em relação ao observado. O baixo desempenho observado nas estimativas com a utilização do método de Shuttleworth, possivelmente está associado à forma de determinação da resistência estomática apresentada por este método, que considera apenas a influência da radiação solar global no comportamento estomatal.

De acordo com a Tabela 17 as estimativas com os modelos de Bruin-Holtslag e Penman-Monteith apresentam significância estatística variando entre 95% e 99% principalmente nos meses chuvosos, com maior significância estatística atribuída ao método baseado em Bruin-Holtslag. As estimativas com o método baseado em Shuttleworth não apresentaram significância estatística ao nível de confiança de 95% na maioria dos casos, exceto os meses de fevereiro, março e maio.



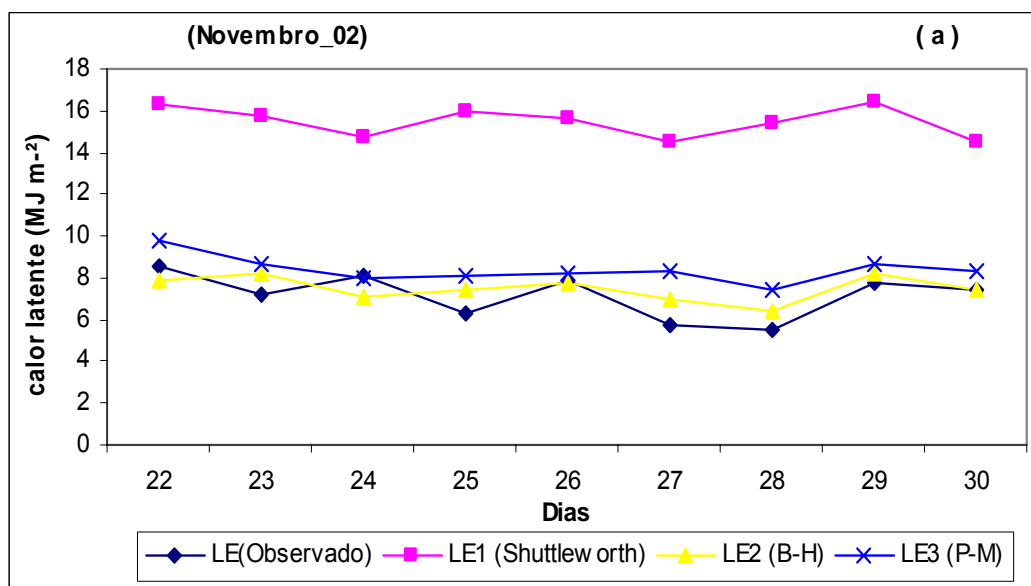


Figura 29(a) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de novembro de 2002.

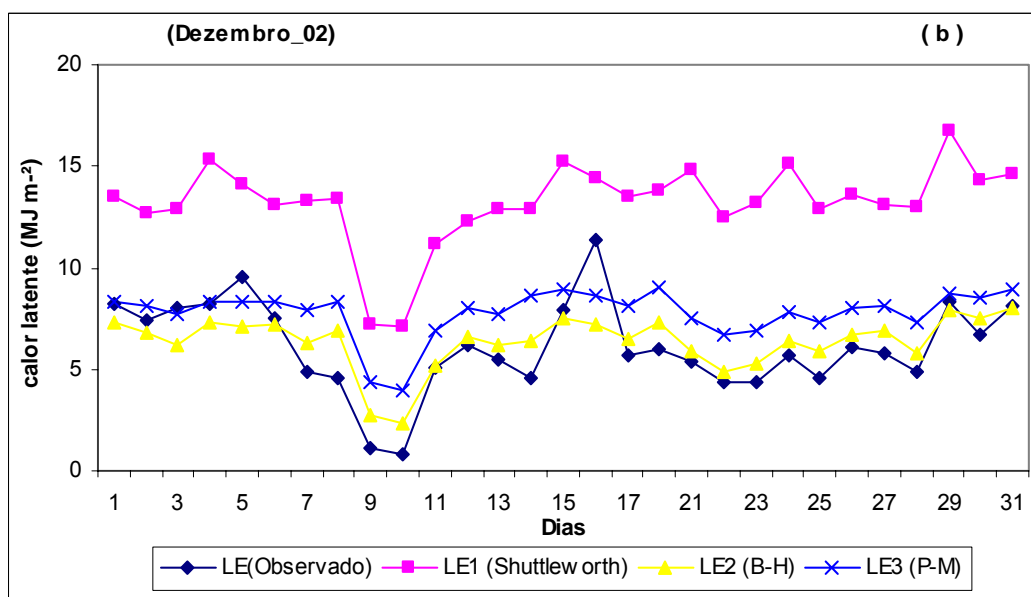


Figura 29(b) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de dezembro de 2002.

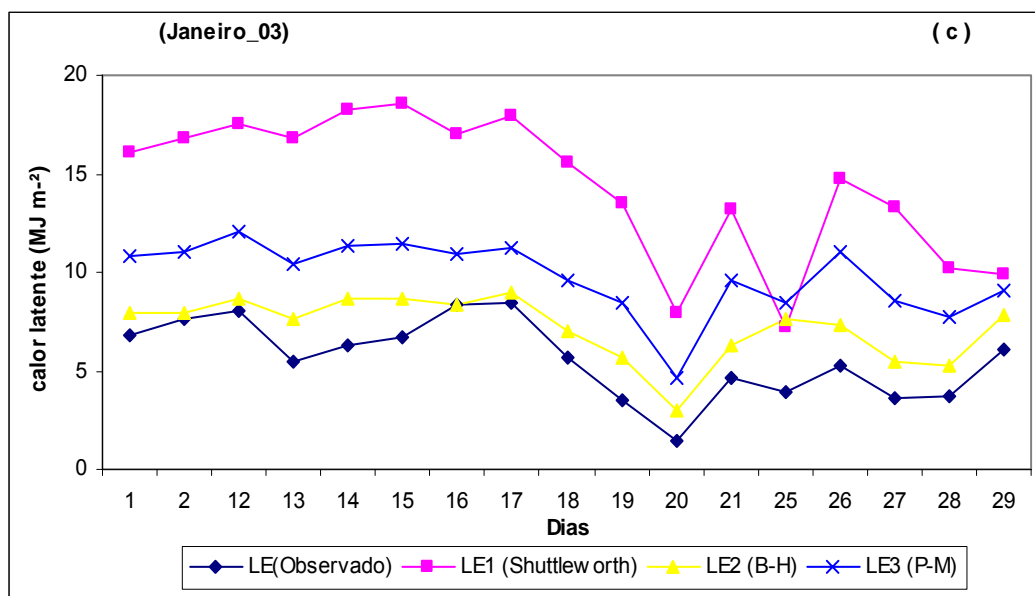


Figura 29(c) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de janeiro de 2003.

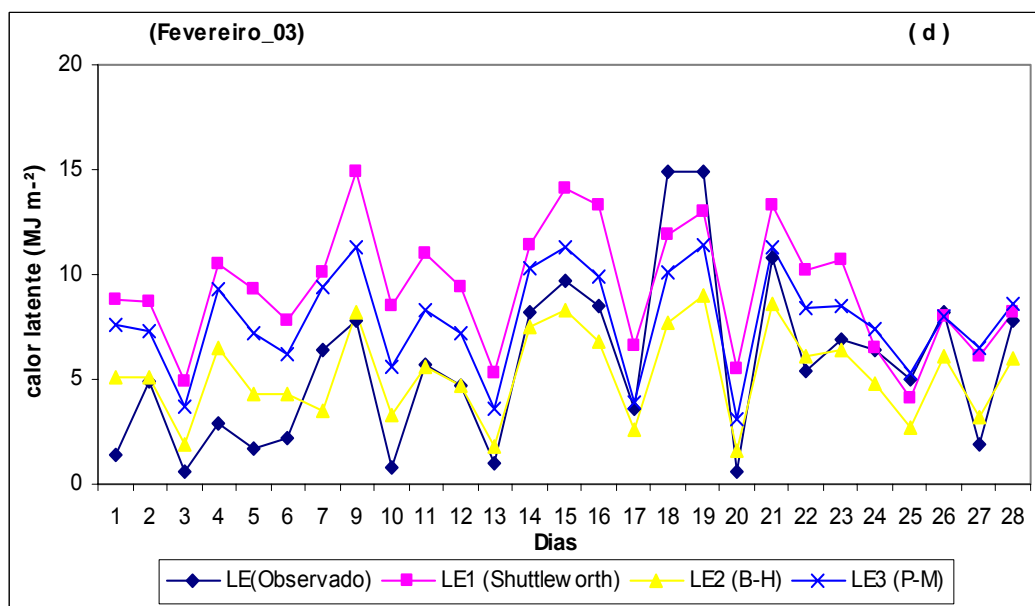


Figura 29(d) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de fevereiro de 2003.

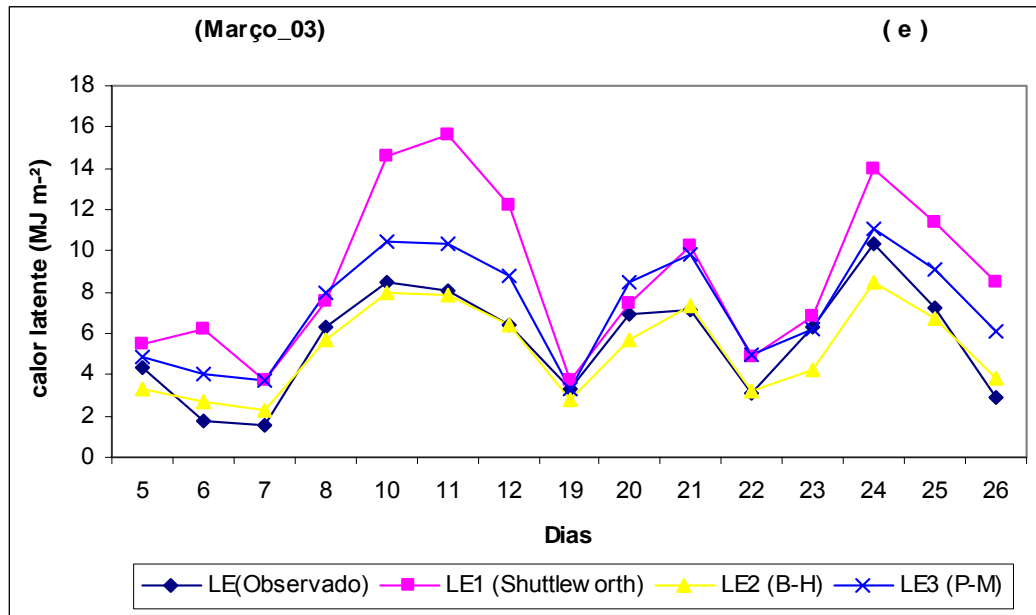


Figura 29(e) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de março de 2003.

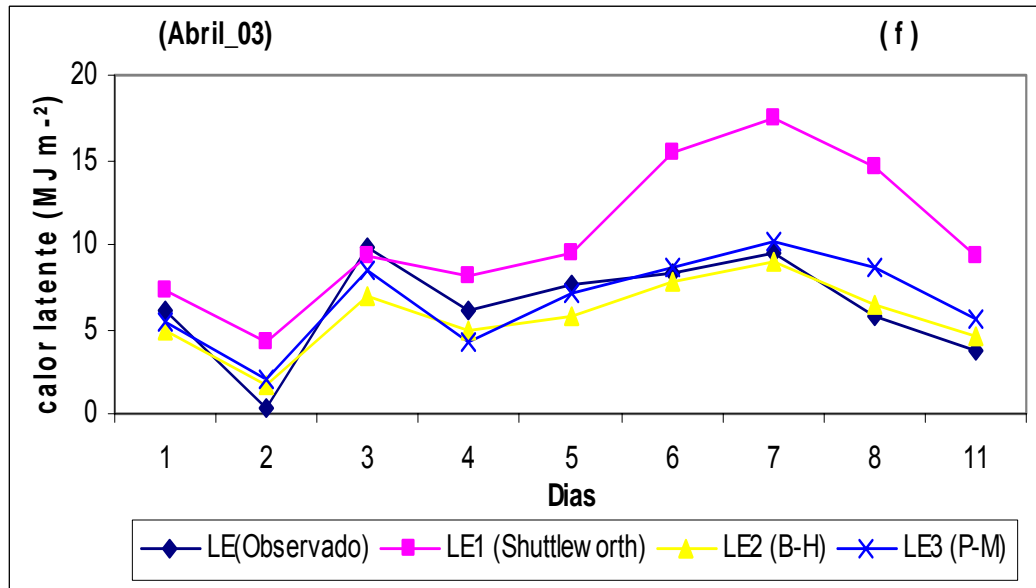


Figura 29(f) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de abril de 2003.

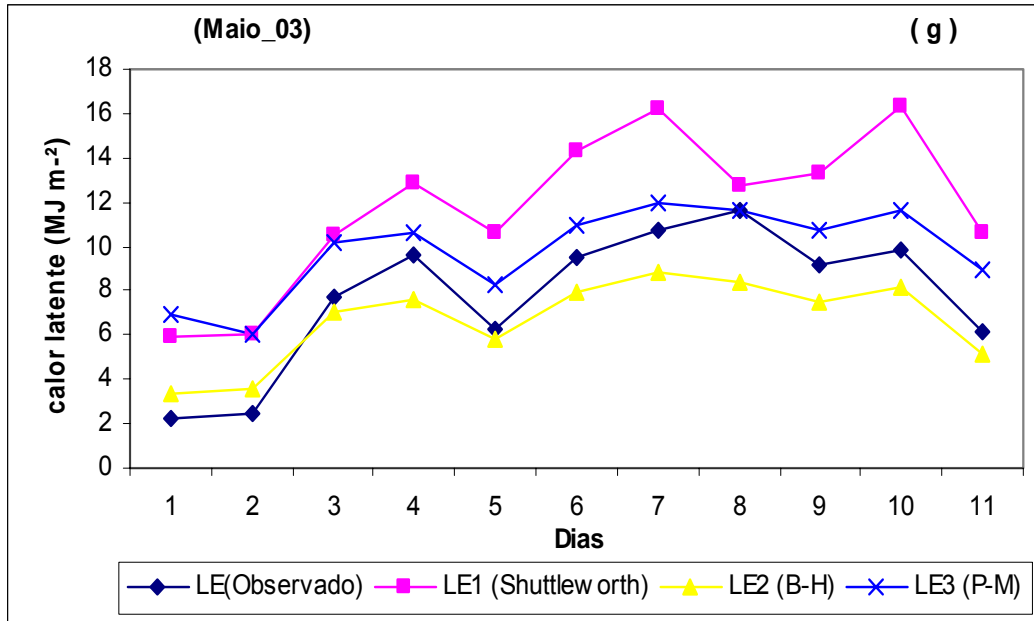


Figura 29(g) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de maio de 2003.

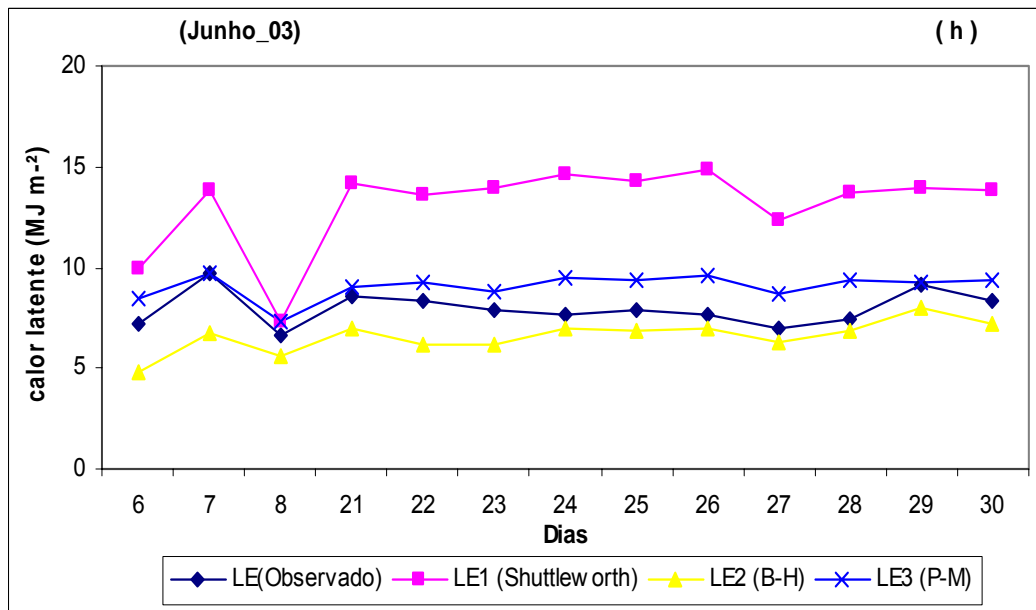


Figura 29(h) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de junho de 2003.

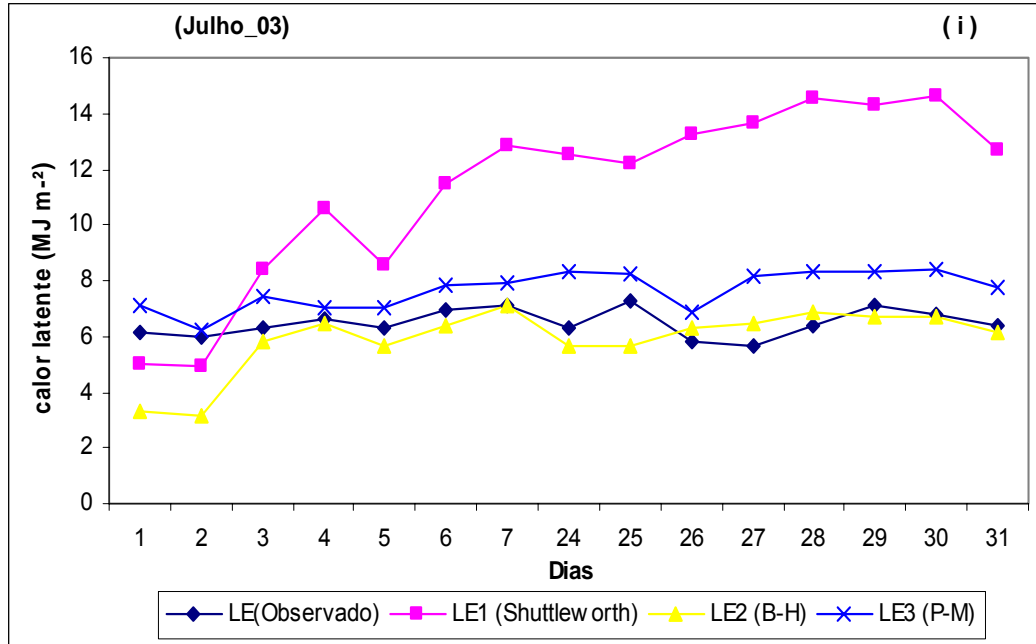


Figura 29(i) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de julho de 2003.

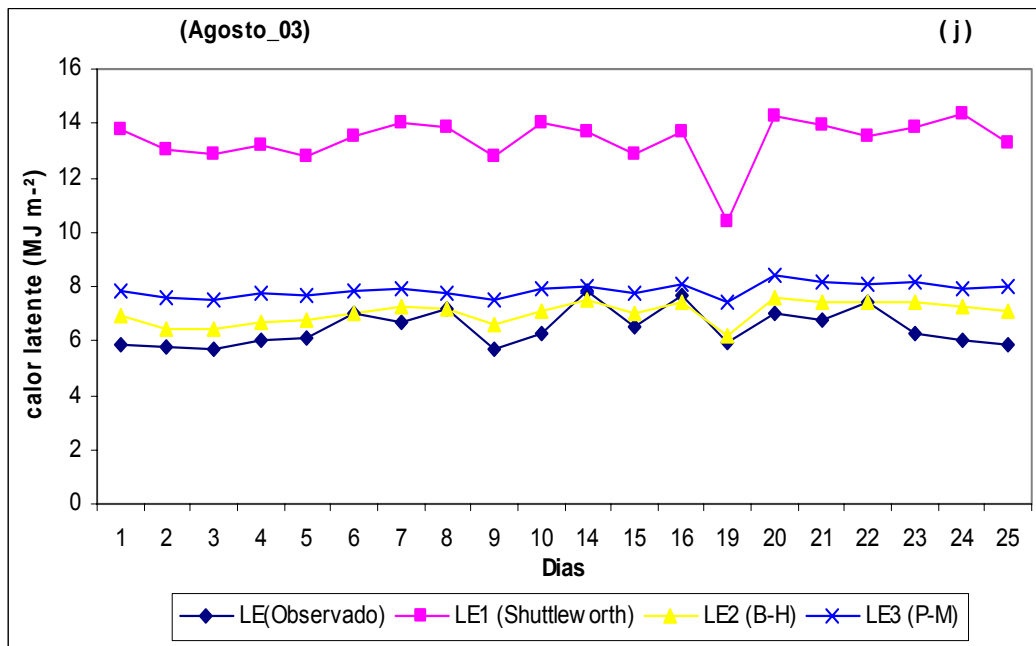


Figura 29(j) – Estimativa da variação média diária do fluxo de calor latente, utilizando modelos empíricos baseados em Shuttleworth (LE1), Bruin-Holtslag (LE2) e Penman-Monteith (LE3) para o mês de agosto de 2003.

Tabela 16 – Valores do desvio médio do erro (MBE) e raiz do erro quadrado médio (RMSE) para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	Shuttleworth		Bruin-Holtslag		Penman-Monteith	
	M BE	RMSE	M BE	RMSE	M BE	RMSE
nov/02	96,60	98,75	12,35	22,01	22,10	30,45
dez/02	78,37	80,87	5,84	19,92	20,89	29,48
jan/03	89,04	91,41	19,03	24,96	45,72	49,00
fev/03	31,08	39,45	-2,11	21,58	18,68	28,54
mar/03	30,76	37,43	-3,62	9,06	15,86	18,22
abr/03	42,00	51,97	-3,47	15,50	5,31	17,69
mai/03	37,78	39,69	-7,38	16,93	20,57	25,37
jun/03	66,09	69,05	-8,84	13,24	19,37	22,36
jul/03	56,90	67,05	-4,39	16,28	16,24	19,00
ago/03	79,06	79,77	8,53	10,88	17,63	19,24

Tabela 17 – Valores de t-calculado e t-crítico ao nível de significância de 95% e 99% de probabilidade para variação diária do fluxo de calor latente simulado pelos métodos de Shuttleworth, Bruin-Holtslag e Penman-Monteith

Meses	SHUTTLEWORTH			BRUIN-HOLTSLAG			PENMAN-MONTEITH		
	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)	t (calc.)	t (5%)	t (1%)
nov/02	1,97	2,31	3,36	3,72	2,31	3,36	3,52	2,31	3,36
dez/02	1,52	2,05	2,76	5,05	2,05	2,76	3,98	2,05	2,76
jan/03	1,83	2,12	2,92	4,10	2,12	2,92	3,10	2,12	2,92
fev/03	2,37	2,06	2,78	7,22	2,06	2,78	6,39	2,06	2,78
mar/03	2,22	2,14	2,98	6,67	2,14	2,98	5,38	2,14	2,98
abr/03	2,09	2,31	3,36	4,02	2,31	3,36	3,69	2,31	3,36
mai/03	2,27	2,23	3,17	5,31	2,23	3,17	4,86	2,23	3,17
jun/03	2,11	2,18	3,05	3,60	2,18	3,05	2,54	2,18	3,05
jul/03	2,02	2,14	2,98	3,76	2,14	2,98	3,41	2,14	2,98
ago/03	2,01	2,09	2,86	3,21	2,09	2,86	2,62	2,09	2,86

#### 4.8. Variação sazonal e partição dos componentes do balanço de energia.

A variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente observados para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003 estão apresentados nas Figuras 30a a 30j. Os picos de  $R_n$  são observados entre 10 e 14 h, e como esperado, os maiores valores são observados na estação seca ( $660,08 \text{ W.m}^{-2}$ ) às 13 h em agosto, apresentando uma tendência de declínio a partir de novembro, atingindo um valor mínimo no mês de fevereiro ( $436,99 \text{ W.m}^{-2}$ ) às 12:30 h.

Os fluxos de calor sensível e calor latente apresentaram a mesma tendência de variação do saldo de radiação para todo o período. Durante o período chuvoso, exceto os meses de dezembro e janeiro e considerando a variação média horária do ciclo diurno, os fluxos de calor latente variam de 15 a 50% acima do fluxo de calor sensível. Para os meses da estação menos chuvosa a partição entre fluxos de calor sensível e calor latente é equilibrada, porém com uma magnitude um pouco menor e se estende até janeiro. Durante o ciclo noturno prevalecem valores negativos de  $H$  e  $LE$ , o que indica que as trocas de energia ocorrem no sentido da atmosfera para a vegetação, porém com valores de  $LE$  sempre muito próximos de zero, indicando que as transferências de energia na forma de condensação do vapor d'água são mínimas durante a noite. Já o fluxo de calor sensível tende a ser mais negativo no período menos chuvoso e mais próximo de zero na época chuvosa e apresentam valor variando entre 0 e  $-40 \text{ W.m}^{-2}$ , caracterizando que as trocas de energia durante a noite ocorrem predominantemente sob a forma de calor sensível.

A Tabela 18 apresenta resultados referentes à partição do saldo de radiação encontrados por pesquisadores em ecossistema de floresta no qual se observa que os fluxos de calor latente foram, em média, de duas a três vezes maiores que o fluxo de calor sensível, tanto no período chuvoso como no período menos chuvoso. Embora este tipo de variação seja semelhante para todos os trabalhos realizados em ecossistema de floresta Amazônica, ainda constata-se diferenças de magnitude em consequência da variação espacial entre os sítios experimentais. Quando comparamos estes resultados com os encontrados em ecossistema de manguezal (Tabela 19), verificamos semelhança na partição do saldo de radiação, em que a troca de energia dá-se predominantemente na forma de calor latente, porém com magnitudes inferiores àquelas observadas em floresta, e o fluxo de calor sensível corresponde em média 37% do saldo de radiação, mostrando que essa diferença se deve a fatores físicos e fisiológicos que este ecossistema exerce em relação às trocas de energia com a atmosfera.

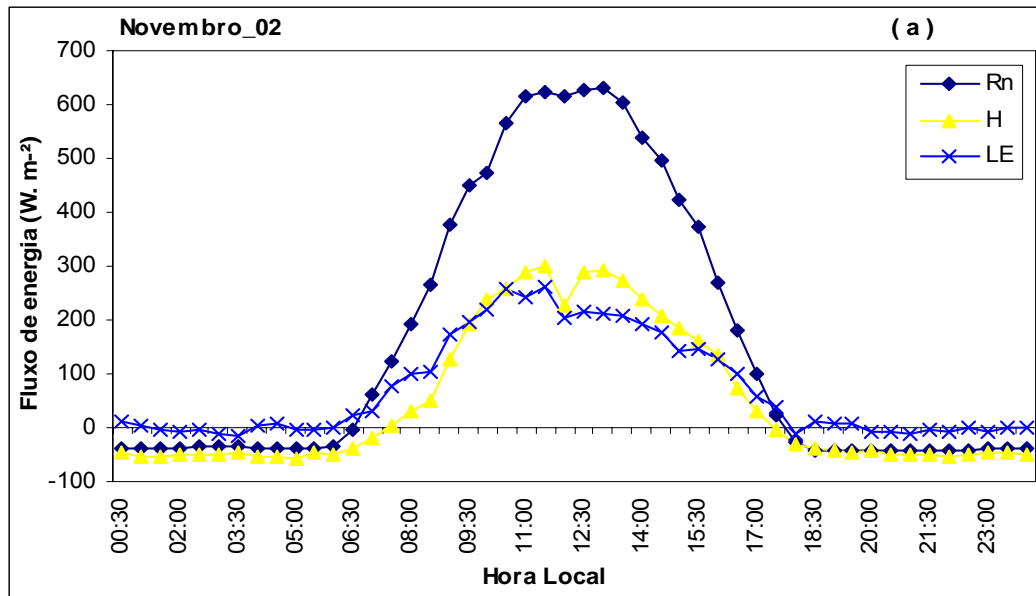


Figura 30(a) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de novembro de 2002.

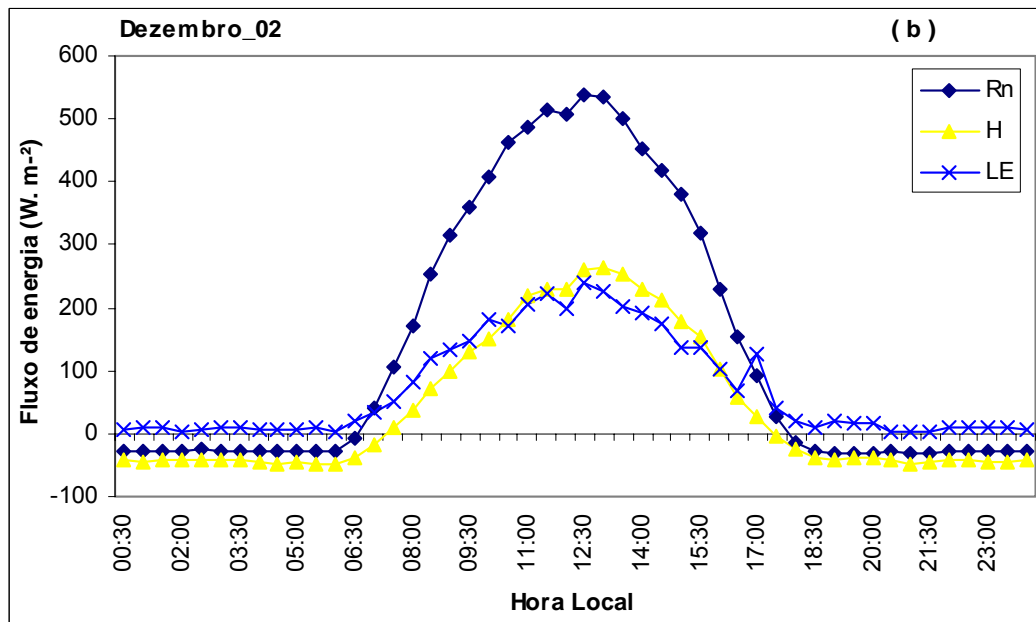


Figura 30(b) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de dezembro de 2002.



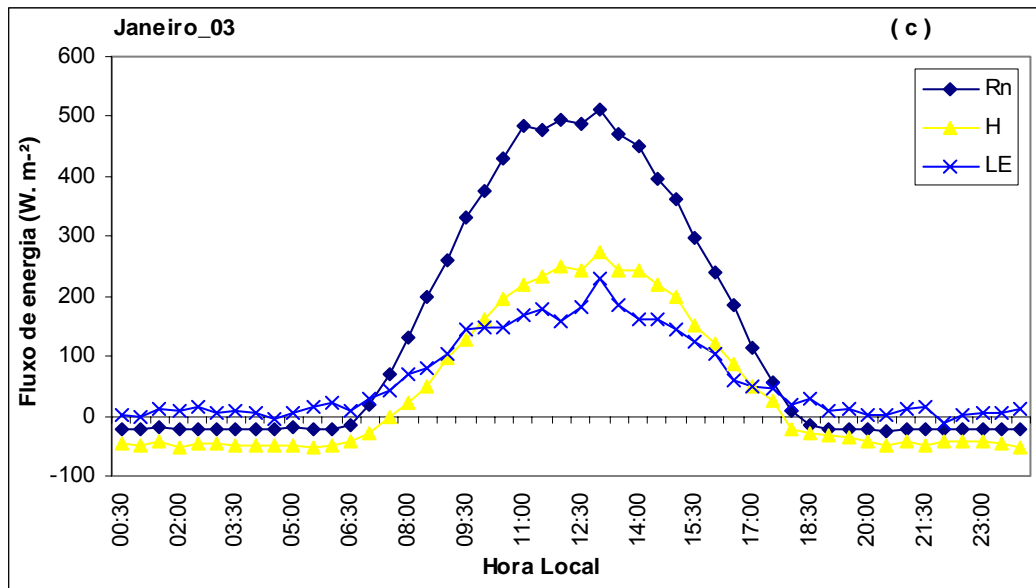


Figura 30(c) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de janeiro de 2003.

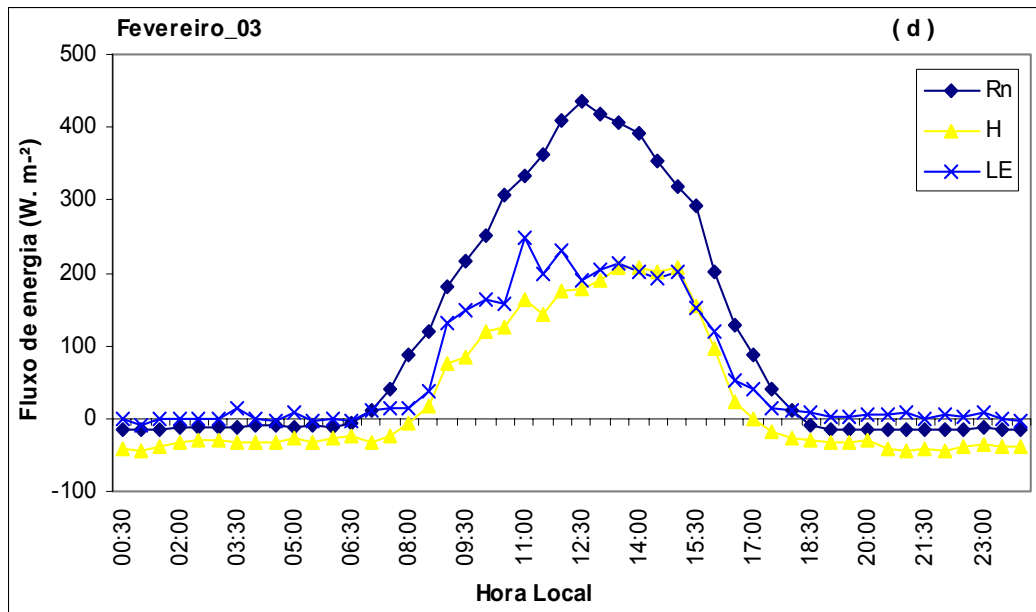


Figura 30(d) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de fevereiro de 2003.

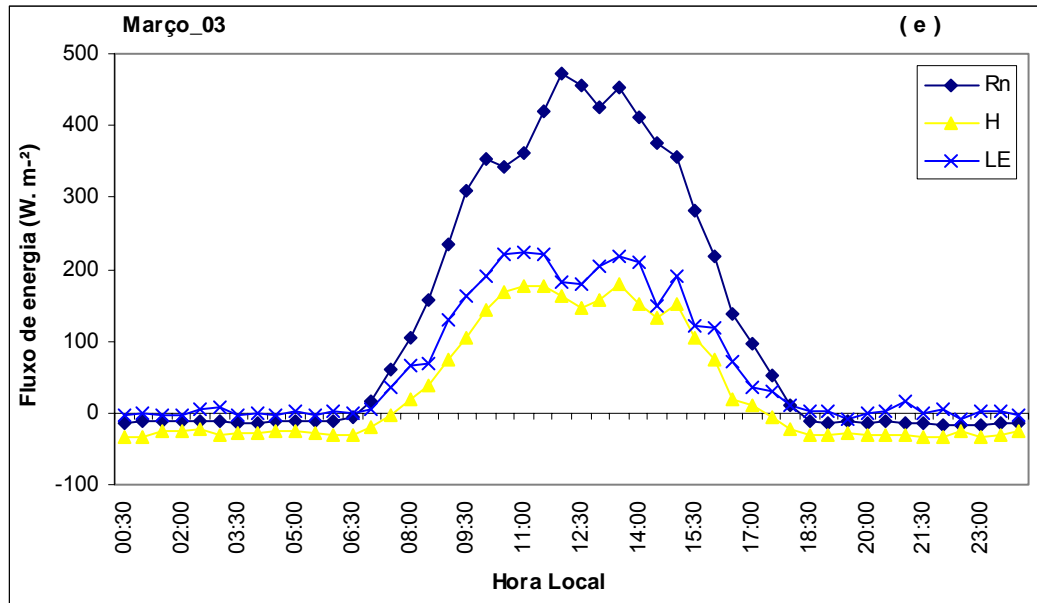


Figura 30(e) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de março de 2003.

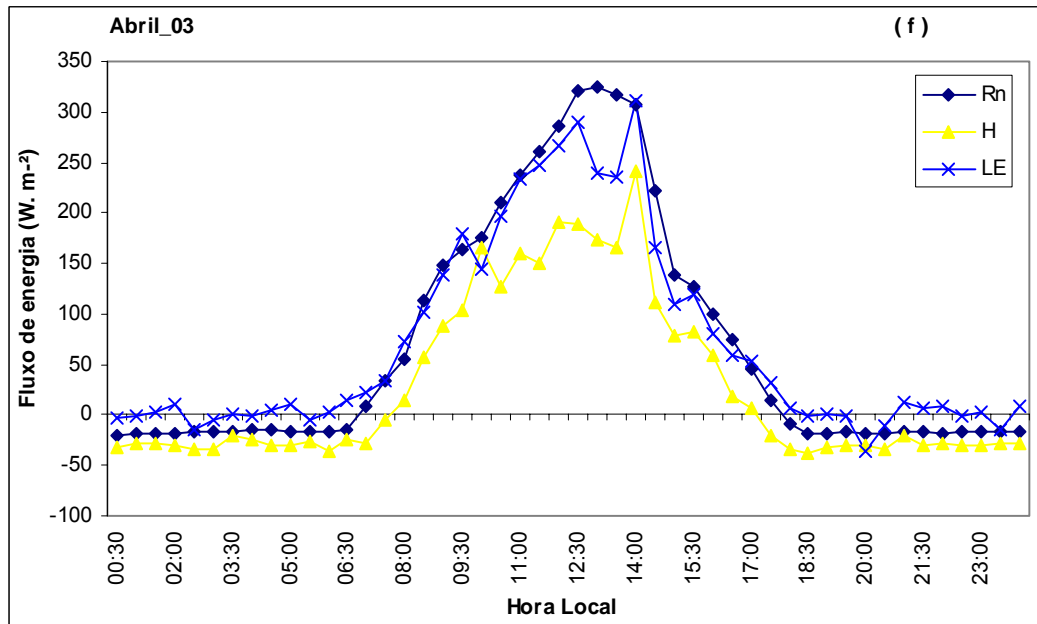


Figura 30(f) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de abril de 2003.

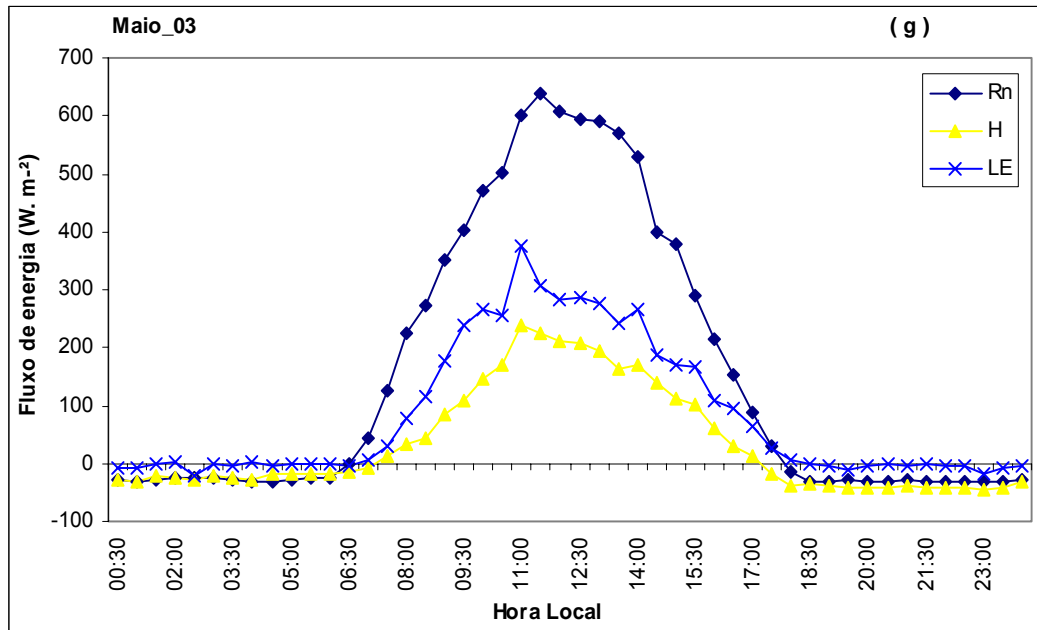


Figura 30(g) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de maio de 2003.

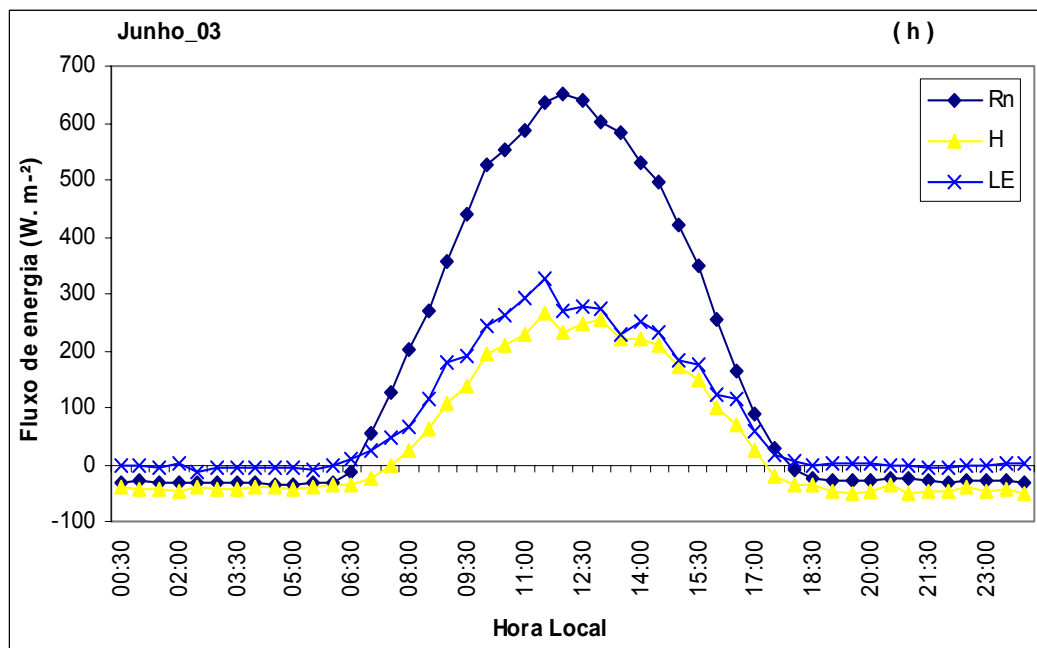


Figura 30(h) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de junho de 2003.

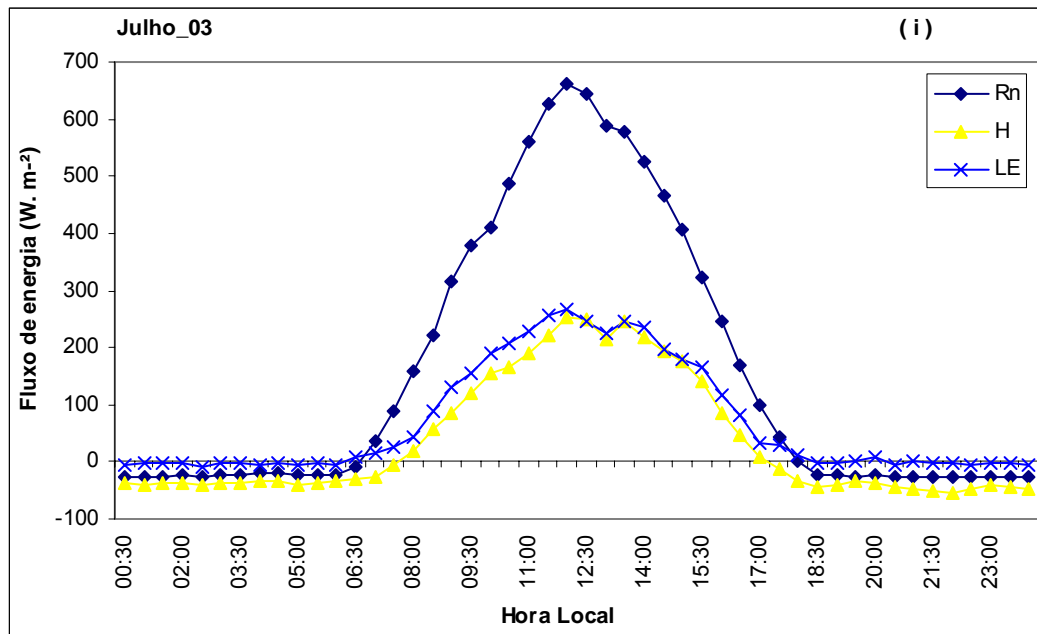


Figura 30(i) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de julho de 2003.

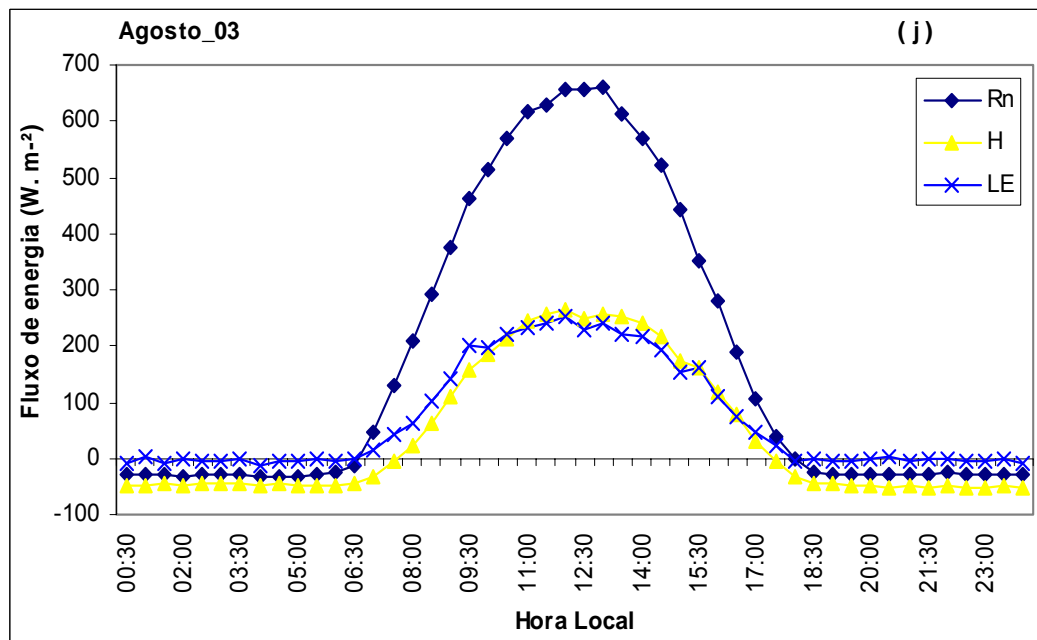


Figura 30(j) – Variação média horária do saldo de radiação, calor sensível e calor latente para o mês de agosto de 2003.

Tabela 18 – Valores médios diários da fração do saldo de radiação utilizado sob a forma de calor latente e calor sensível em sítios experimentais na floresta Amazônica

Autor(es)	Período	LE/Rn	H/Rn	Ecossistema
Teixeira (1999)	chuvoso	0,69	0,19	Floresta/Ji-Paraná
	menos chuvoso	0,65	0,19	
Galvão e Fisch (2000)	chuvoso	0,79	0,17	Floresta/Ji-Paraná
	menos chuvoso	0,62	0,18	
Pereira (2001)	chuvoso	0,66	0,20	Floresta/Manaus
	menos chuvoso	0,41	0,27	
Souza Filho (2002)	chuvoso	0,60	0,14	Floresta/Caxiuanã
	menos chuvoso	0,75	0,17	

Tabela 19 – Valores médios diários dos componentes do balanço de energia e partição do saldo de radiação em calor sensível e calor latente para o ecossistema de manguezal

Período	Rn (W.m <sup>-2</sup> )	LE (W.m <sup>-2</sup> )	H (W.m <sup>-2</sup> )	LE/Rn	H/Rn	Ecossistema
chuvoso	313,95	155,74	115,26	0,50	0,37	Manguezal/Bragança
menos chuvoso	458,47	194,01	173,43	0,42	0,38	

Analisando a variação sazonal de valores médios diários dos componentes de balanço de energia (Figura 31), observa-se que o saldo de radiação variou entre 10,04 MJ.m<sup>-2</sup> (chuvoso) e 16,51 MJ.m<sup>-2</sup> (menos chuvoso). E sua partição sob a forma de calor sensível entre 4,14 e 6,81 MJ.m<sup>-2</sup> e para calor latente entre 4,92 e 7,50 MJ.m<sup>-2</sup> respectivamente. Dentre os dez meses considerados neste estudo, seis apresentaram maior partição sob a forma de calor latente, dois (novembro e janeiro) têm maior partição sob a forma de calor sensível e os outros dois (agosto e dezembro) a partição é praticamente igual.

A partição de energia expressa pela Razão de Bowen e a fração do saldo de radiação na forma de calor sensível e calor latente para o ciclo diurno está apresentado na Figura 32. Considerando todo o período, a Razão de Bowen apresentou um valor médio de 0,82, enquanto resultados obtidos em floresta mostram a Razão de Bowen com um valor médio de 0,49. O maior valor de Bowen para o manguezal deve-se a redução no valor médio de LE, acompanhado de um acréscimo no valor médio de H. Comparando os resultados obtidos no presente estudo com aqueles obtidos em floresta, verificou-se que ocorre significativa diferença no particionamento de energia entre os ecossistemas e a

menor diferença observada na fração evaporativa do manguezal definido como a razão entre o fluxo de calor latente e o saldo de radiação ( $LE/R_n$ ) pode estar relacionada com características fisiológicas da vegetação que pode ter um mecanismo de trocas gasosa menos eficiente que a vegetação de floresta. MYERS (1983) conclui que certas adaptações morfológicas da vegetação desenvolvida em ambiente salino, repercutem em folhas grossas de parênquima mais desenvolvido, menos teor de clorofila, espaços intracelulares menores, menos estômatos e menos cloroplastos. A segunda hipótese seria devido ao maior porte e adensamento de árvores por hectare que a floresta apresenta em relação ao manguezal, contribuindo, portanto para maior partição na forma de calor latente observada na floresta.

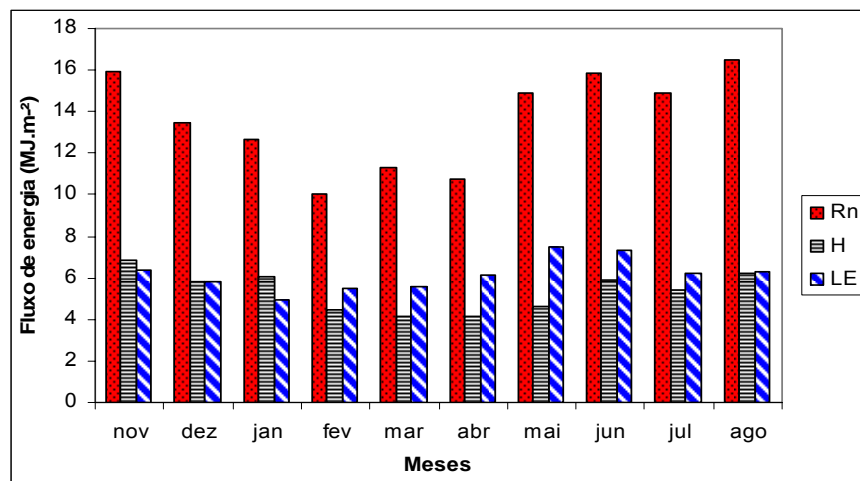


Figura 31 – Variação sazonal dos valores médios diários dos componentes do balanço de energia.

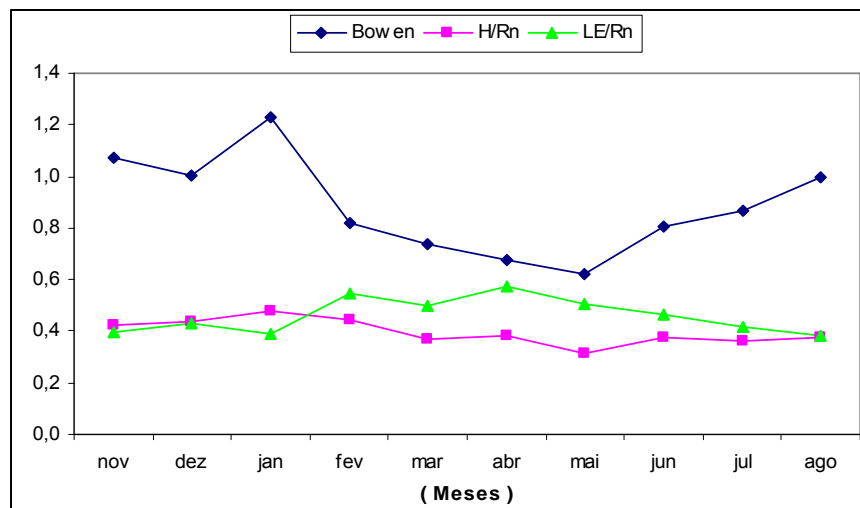


Figura 32 – Variação sazonal da partição dos componentes do balanço de energia.

#### **4.9. Variação sazonal e relações de dependência entre condutância estomática ( $g_s$ ) e variáveis meteorológicas no manguezal.**

Nesse estudo foram analisados o comportamento da condutância estomática com base em variações temporais e suas relações de dependência com variáveis meteorológicas observadas no manguezal. Os estômatos também são sensíveis às variações de luz, temperatura e concentrações de  $CO_2$ , todavia sua funcionalidade é bastante complexa e não será tratada aqui.

A condutância estomática acompanha a tendência de variação do balanço de radiação, atingindo valores máximos durante o dia e mínimos durante a noite. O comportamento sazonal da condutância estomática pode ser observado na Figura 33, em que  $g_s$  apresenta maiores flutuações no período chuvoso, porém com magnitudes inferiores as do período menos chuvoso, com valor médio de  $0,015 \text{ m s}^{-1}$ . Durante o período menos chuvoso a condutância estomática apresentou um valor médio de  $0,027 \text{ m s}^{-1}$  bem como um comportamento mais regular.

O deficit de pressão de vapor é a variável que apresenta melhor relação de dependência com a condutância estomática, independente da época do ano, apresentando coeficiente de determinação  $r^2$  de 0,99 para ambos os períodos (Figura 34). Caracterizando a condutância estomática que aumenta ou diminui proporcionalmente com o deficit de pressão de vapor, sendo que em se tratando de um ecossistema de manguezal que possui solo constantemente encharcado pelo efeito de marés, praticamente não há restrição hídrica no solo mesmo em época de baixa pluviosidade e a condutância estomática é influenciada principalmente por condições atmosféricas, ou seja, se há mais vapor d'água na atmosfera diminui o deficit de pressão de vapor e conseqüentemente diminui a condutância estomática e vice-versa.

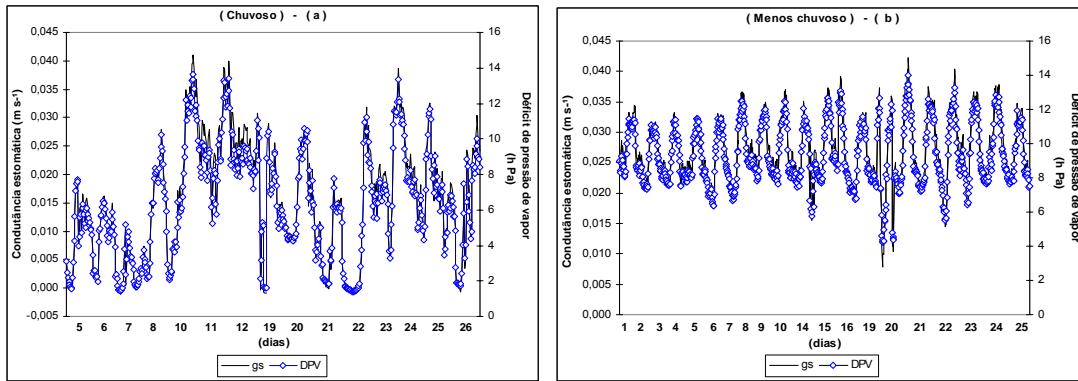


Figura 33 – Comportamento médio diário da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

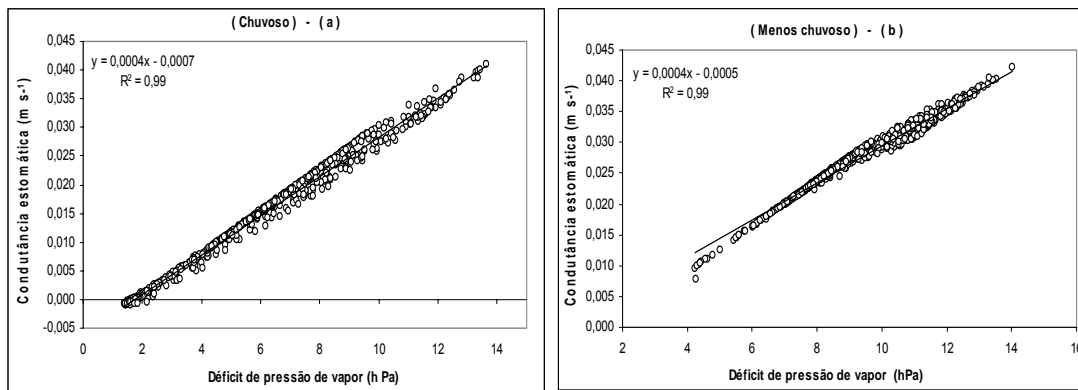


Figura 34 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e déficit de pressão de vapor para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

As Figuras 35 e 36 apresentam o comportamento médio diário da condutância estomática e o saldo de radiação para o período chuvoso e menos chuvoso no manguezal, no qual se observa que as variáveis têm uma relação de dependência maior no período menos chuvoso, apresentando coeficiente de determinação de 0,92 (Figura 36). Para o período chuvoso, essa relação não é tão forte quanto à observada no período menos chuvoso, possivelmente devido à presença de constante nebulosidade e ocorrências de precipitações que modificam momentaneamente as condições micrometeorológicas locais, influenciando no desempenho da condutância estomática.



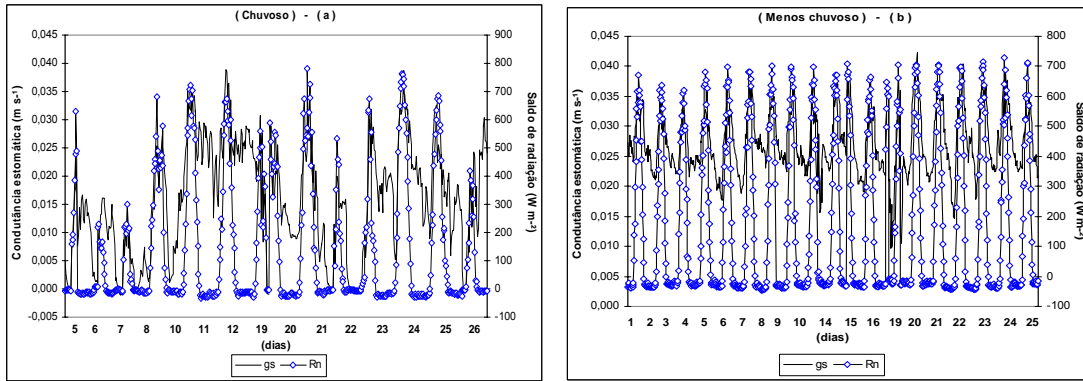


Figura 35 - Comportamento médio diário da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

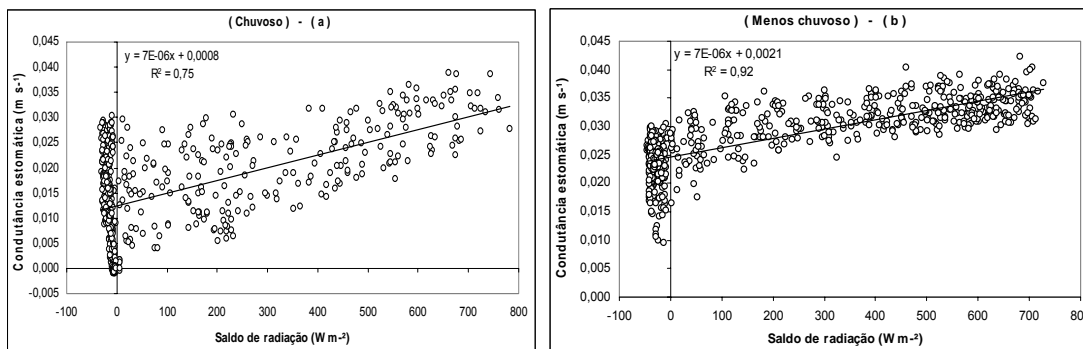


Figura 36 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e saldo de radiação para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

O vento tem papel importante nas trocas de energia entre as plantas e o meio ambiente, por renovar continuamente a camada de ar em contato com a superfície das folhas, reduzindo a resistência aerodinâmica e facilitando assim o controle estomático que realiza as trocas de vapor d'água entre o mesófilo da folha e o ar externo.

O vento é originado por aquecimento diferencial de superfícies, gerando um gradiente térmico que provoca variações de pressão e conseqüentemente o deslocamento de massa de ar. O curso diário da velocidade do vento acompanha as variações do balanço de radiação, dessa forma, a velocidade do vento tende a ser maior durante o dia quando o balanço de radiação é positivo e também maior velocidade do vento é verificada durante a estação menos chuvosa, devido as maiores temperaturas que resultam em maiores gradientes de pressão. O inverso é verificado durante o período noturno e na estação chuvosa. Contudo, apesar da participação do vento nos processos de trocas gasosas entre

os estômatos e a atmosfera, sua relação de dependência com a condutância estomática é secundária, apresentando baixo coeficiente de determinação  $r^2 = 0,44$  para época chuvosa e  $0,51$  para época menos chuvosa (Figura 38). Todavia, vale ressaltar que a correlação mais alta dá-se no período menos chuvoso quando ocorrem ventos mais fortes. De uma forma geral, fica bem caracterizado que o vento não representa uma variável determinante no comportamento da condutância estomática e sim um contribuinte que pode facilitar os processos de troca energética entre a vegetação e a atmosfera.

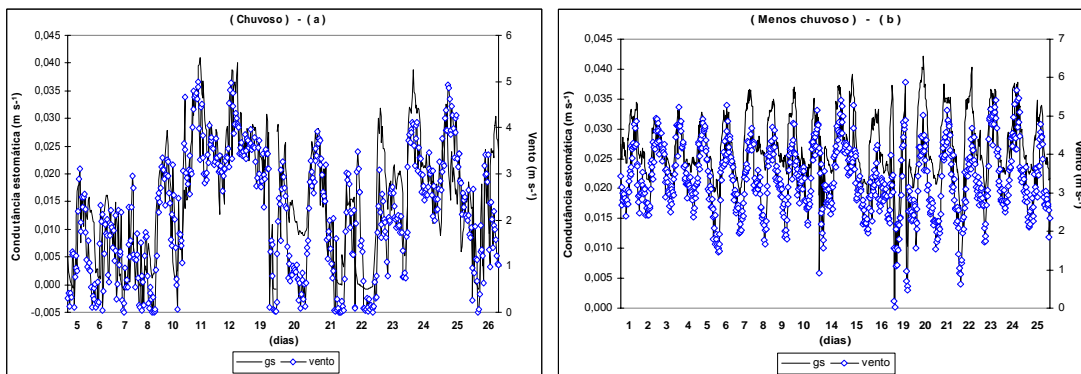


Figura 37 - Comportamento médio diário da condutância estomática e vento para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

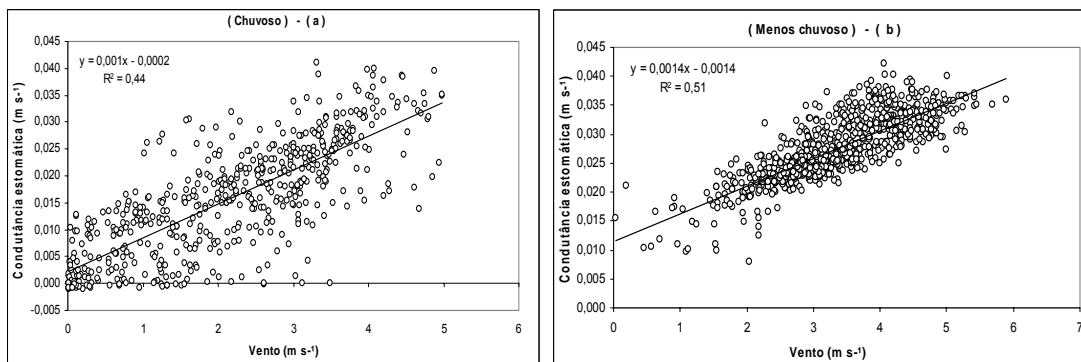


Figura 38 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e vento para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

A condutância estomática acompanha a tendência de variabilidade diária fluxo de calor latente (Figura 39) e essas variáveis são mais bem correlacionadas no período menos chuvoso ( $r = 0,81$ ) em que o ar está menos úmido, proporcionando maior transpiração

vegetal através dos estômatos e aumentando o fluxo de calor latente (Figura 40b). No período chuvoso (Figura 40a) essa correlação é mais fraca ( $r = 0,57$ ), caracterizando que a relação de dependência da condutância estomática com o fluxo de calor latente é bastante influenciada pelas condições provocadas pela ocorrência de precipitação, sendo que, se a folha estiver molhada a componente de transpiração é mínima.

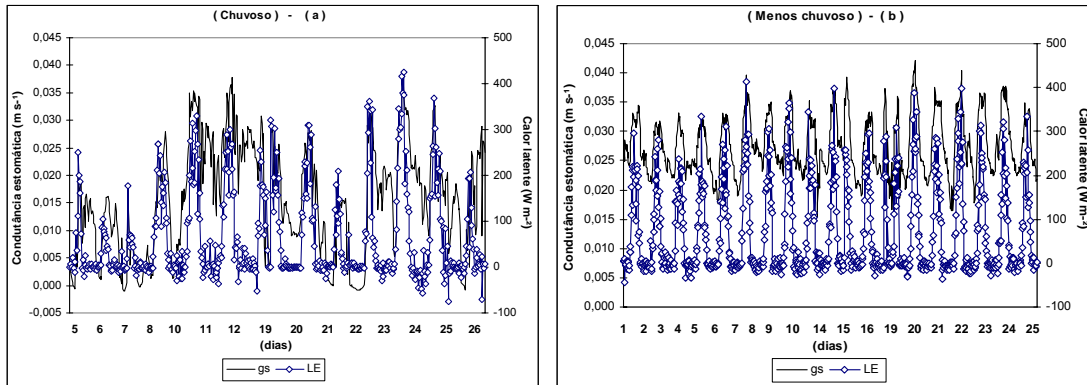


Figura 39 - Comportamento médio diário da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

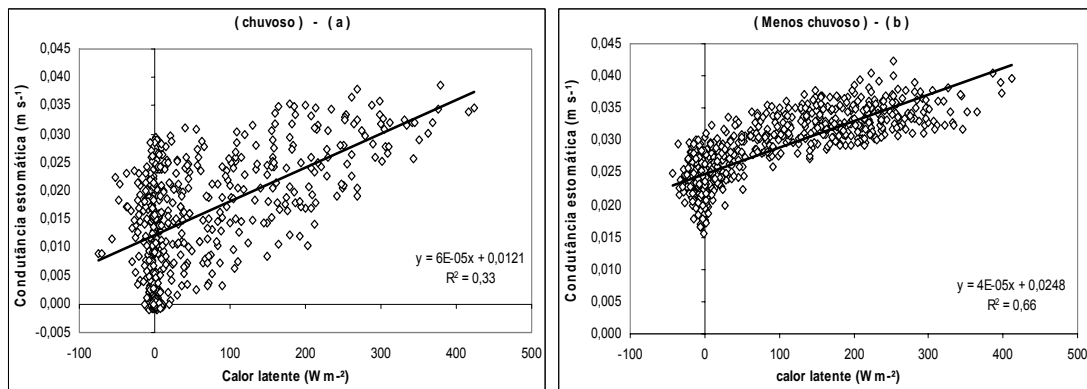


Figura 40 - Gráficos de dispersão da variação média diária da condutância estomática e fluxo de calor latente para o período chuvoso (a) e menos chuvoso (b).

#### 4.10. Características e relações entre fluxo de CO<sub>2</sub> e variáveis meteorológicas

A Figura 41 ilustra as variações sazonais dos ciclos diurno e noturno do fluxo de CO<sub>2</sub> no manguezal para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003. O ciclo diurno corresponde ao intervalo de 9 as 16 h e representa o período de absorção de CO<sub>2</sub>, e por convenção apresenta valores negativos, indicando seqüestro de carbono pela vegetação. O ciclo noturno representa a respiração do ecossistema e apresenta valores positivos que indicam emissão de CO<sub>2</sub> para a atmosfera e corresponde ao intervalo de 19 h de um determinado dia até 6 h do dia seguinte.

O ciclo diário de fluxo de CO<sub>2</sub> apresentou uma absorção média mensal de 7 a 15  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e uma emissão média de 5  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  à noite, indicando que o manguezal foi um sumidouro de CO<sub>2</sub> durante o dia e uma fonte líquida durante a noite, isto é, o manguezal seqüestra mais carbono e armazena boa parte em sua biomassa liberando apenas parte desse carbono para a atmosfera. Todavia, o conhecimento atual da absorção/emissão de carbono por uma floresta de mangue ainda é bastante limitado, uma vez que somente estudos de fluxos de CO<sub>2</sub> na superfície foram realizados, sendo necessário quantificar também a liberação de CO<sub>2</sub> por drenagem no solo. Medidas de fluxo de CO<sub>2</sub> em ecossistema de floresta de terra firme realizadas no projeto ABRACOS revelaram uma absorção média mensal de 5 a 20  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  durante o ciclo diurno e uma emissão média de 7  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  à noite. As menores magnitudes de absorção/emissão observadas no manguezal em relação à floresta devem estar associadas a características ambientais e fisiológicas desse ecossistema, principalmente características relacionadas ao metabolismo das espécies de manguezal que influenciam a atividade fotossintética e fatores micrometeorológicos que interagem com o dossel vegetativo de acordo com a demanda atmosférica.

Durante o ciclo diurno as maiores absorções são verificadas no quadrimestre mais chuvoso (fevereiro, março, abril e maio), com média de -13,35  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . O trimestre (novembro, dezembro e janeiro) apresentou valor médio de -9,41  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  e os meses de junho, julho e agosto que correspondem a transição e início da estação menos chuvosa apresentaram fluxos médios de CO<sub>2</sub> de -11,26  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . Essas variações têm relação direta com a disponibilidade de água no solo e na planta e demanda de radiação solar que influenciam o controle estomatal e conseqüentemente as taxas de absorção e respiração de CO<sub>2</sub>.

O ciclo noturno, como resultado da estabilidade atmosférica, apresenta uma variação sazonal menor de fluxo de CO<sub>2</sub> com uma taxa média mensal de respiração de 5,12  $\mu\text{mol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  para todo o período. Apresenta também tendência de aumento gradual a partir do mês de junho (início da transição do período chuvoso para o menos chuvoso), demonstrando que em condições de baixa pluviosidade e aumento de temperatura, a respiração e emissões do solo atuam de forma mais intensa.

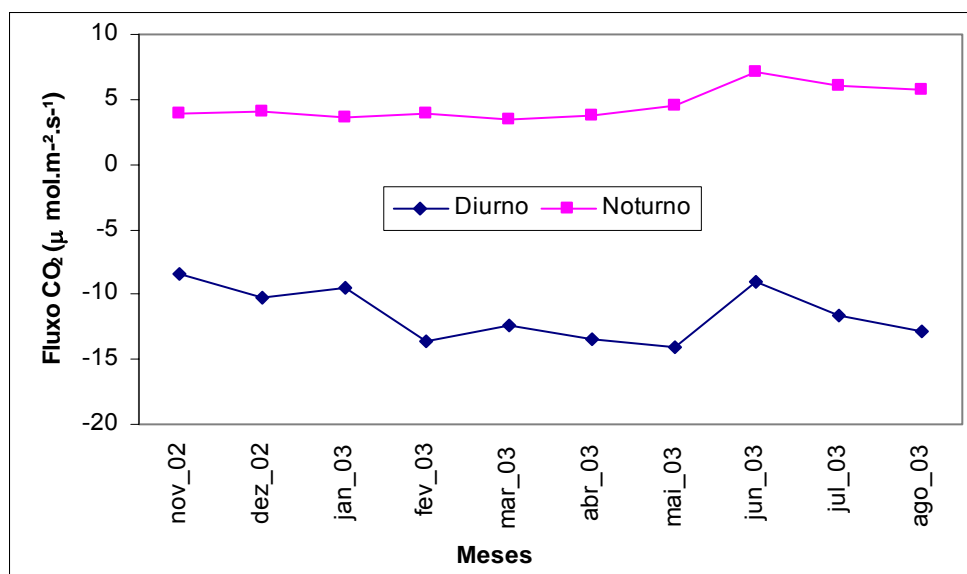


Figura 41 – Variação sazonal dos ciclos diurno e noturno do fluxo de CO<sub>2</sub> entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.

A Figura 42 apresenta o comportamento do balanço diário do fluxo de CO<sub>2</sub> correspondente a 20 dias do período chuvoso (março) e menos chuvoso (agosto). Em todos os dias do período chuvoso, o balanço apresenta-se negativo indicando que prevalecem os processos de absorção de CO<sub>2</sub> da atmosfera pelo manguezal. As maiores absorções são observadas neste período, possivelmente resultantes da não restrição de água o que permite maiores trocas entre vapor d'água e CO<sub>2</sub> pelos estômatos. O período menos chuvoso apresenta balanço negativo na maioria dos dias, porém com absorções inferiores àquelas observadas no período chuvoso. Todavia, apresenta em alguns dias balanço positivo, indicando que a liberação líquida de CO<sub>2</sub> pelo manguezal foi superior a absorção devido à restrição hídrica no solo associada a uma atmosfera menos úmida resultando em um maior controle estomatal.

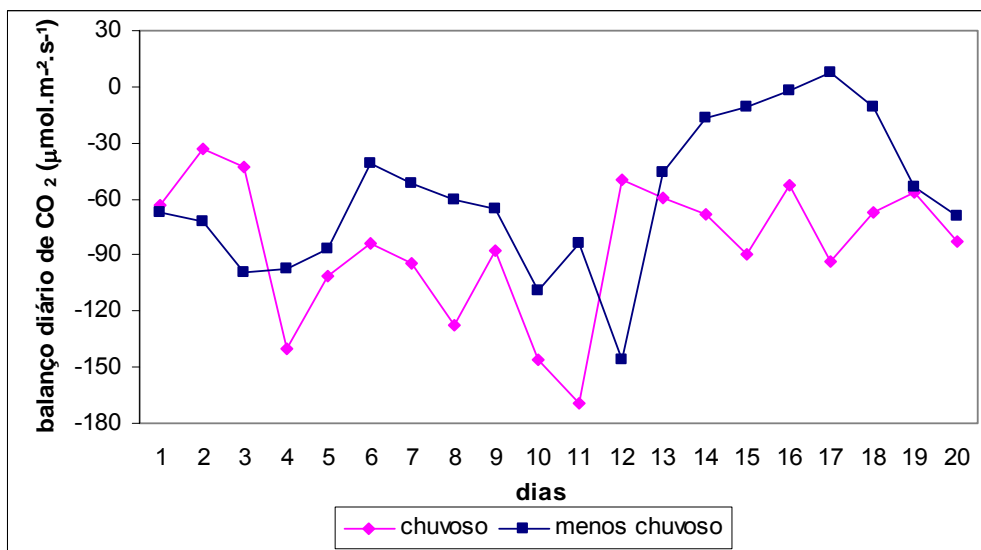


Figura 42 – Comportamento do balanço diário do fluxo de CO<sub>2</sub> correspondente a 20 dias do período chuvoso e menos chuvoso.

A variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> e a radiação fotossinteticamente ativa (PAR) correspondente ao período diurno de 9 as 16 h estão ilustradas na Figura 43. A relação entre fluxo de CO<sub>2</sub> e a radiação PAR durante todo o período, parece ser bem estabelecida e apresenta uma relação diretamente proporcional, ou seja, nos meses em que temos menores taxas de assimilação de CO<sub>2</sub> a radiação PAR apresenta seus menores valores e vice-versa. As maiores absorções são verificadas no mês de maio (-14,03 µmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>) e as menores no mês de novembro (-8,67 µmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>). Estes valores refletem as características distintas das estações chuvosa e menos chuvosa, respectivamente.

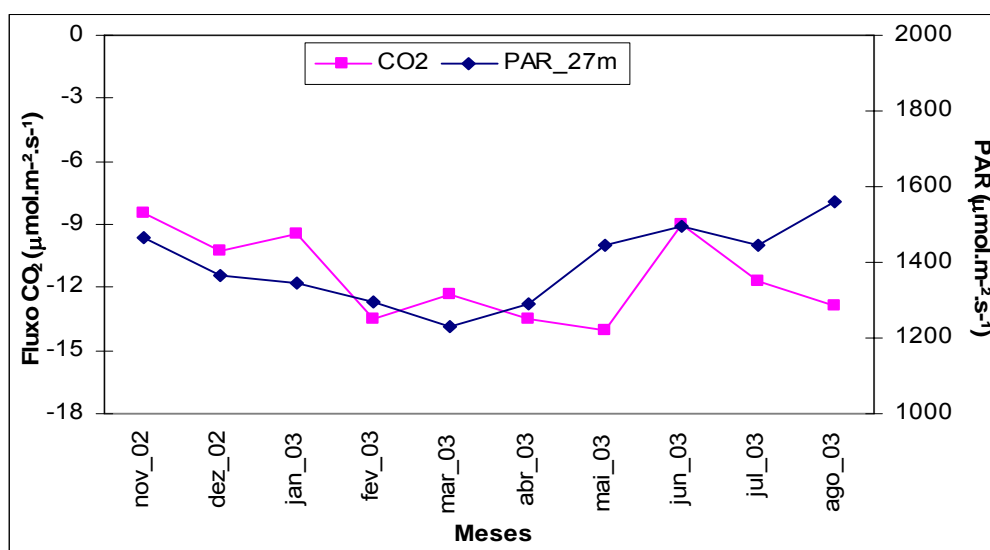


Figura 43 – Variação sazonal dos fluxos de CO<sub>2</sub> e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) entre os meses de novembro de 2002 a agosto de 2003.

Perfis da variação sazonal do déficit de umidade específica e fluxo de CO<sub>2</sub> para os ciclos diurnos e noturnos, são apresentados na Figura 44. O déficit de umidade é um indicador da concentração de umidade no ar e acompanha as mesmas tendências observadas nos valores de temperatura do ar. Assim, os padrões de déficit de umidade são controlados pelas mudanças de temperatura e conseqüentemente influenciam as variações de fluxos de CO<sub>2</sub>. Como esperado, tanto no ciclo diurno como noturno, os menores déficits de umidade são observados no período chuvoso, porém, com magnitudes diferentes. Para o ciclo diurno, a redução no déficit de umidade acompanha um aumento na absorção de CO<sub>2</sub> e vice-versa. No ciclo noturno, a redução do déficit de umidade implica em uma redução nas taxas de respiração. Em resumo, as variações do déficit de umidade têm uma relação direta com a respiração e emissões do solo durante o ciclo noturno e inverso com a assimilação de CO<sub>2</sub> no ciclo diurno.

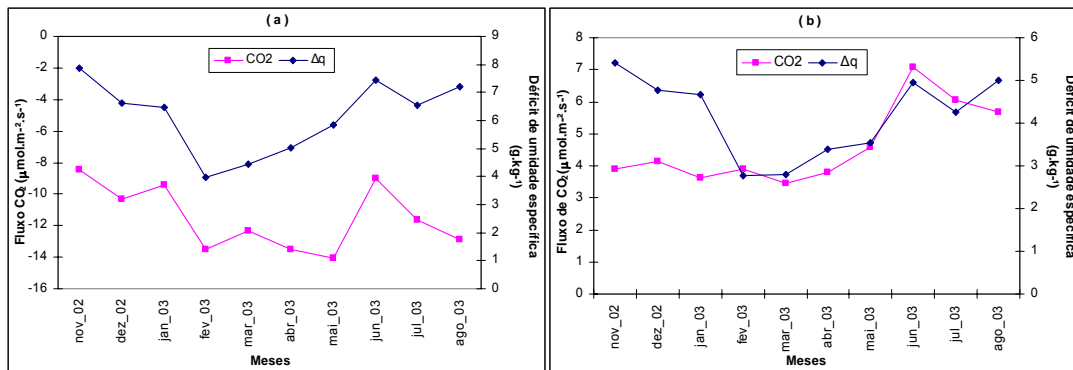


Figura 44 – Variação sazonal do fluxo de CO<sub>2</sub> e déficit de umidade específica correspondente ao ciclo diurno (a) e noturno (b).

O comportamento sazonal médio mensal do fluxo de CO<sub>2</sub> e a condutância estomática estão ilustrados na Figura 45. A água é um componente essencial das plantas, sendo um dos principais constituintes das células vegetais, e o comportamento estomatal é um importante fator fisiológico no controle dos processos vitais da planta como a fotossíntese e a respiração, exercendo esse controle de acordo com a disponibilidade hídrica do solo e da planta e outros fatores ambientais. O processo de fotossíntese, que resulta na absorção de CO<sub>2</sub> pela vegetação, tem seu melhor desempenho nos meses de fevereiro, março, abril e maio (meses típicos da estação chuvosa) que propiciam uma condição sem restrição hídrica para as plantas, o que proporciona melhor abertura estomatal para as trocas de vapor d'água e CO<sub>2</sub>. Nos meses de transição e na estação menos chuvosa, para evitar o estresse hídrico, as plantas tendem a reduzir a abertura estomatal, inibindo tanto a fotossíntese quanto a respiração noturna.

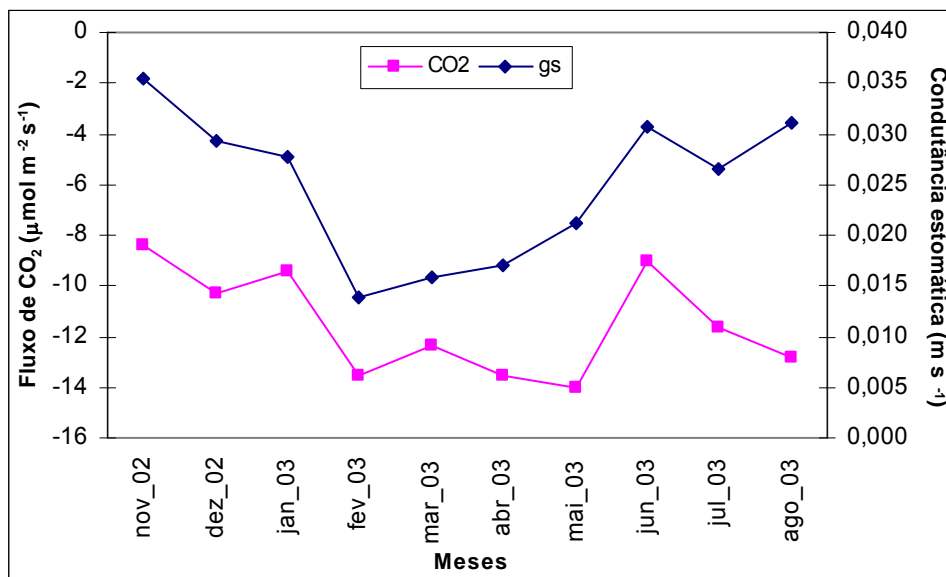


Figura 45 – Comportamento da variação sazonal do fluxo médio mensal de CO<sub>2</sub> e condutância estomática em ecossistema de manguezal.

A Figura 46 representa a variação sazonal das taxas de respiração noturna e temperatura do ar para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003. Podemos notar que há uma forte correlação entre as duas variáveis, em que as maiores taxas de respiração são observadas nos meses de temperatura mais elevada. A amplitude térmica é menor que 3°C e a taxa média de respiração noturna para todo o período foi de 4,98 µmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>). Resultados apresentados por WOFSY et al. (1988) e VON RANDOW et al. (2004) para ecossistema de floresta na Amazônia, indicaram uma variação média na taxa de respiração noturna de 8,3 µmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> para o período menos chuvoso e 7,4 µmol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> para o período chuvoso, evidenciando que as taxas de respiração em pântanos salgados são menores que às observadas em floresta, possivelmente devido a fatores ambientais como efeito de maré e características físicas e fisiológicas do solo e da planta respectivamente. O movimento de água do solo para a atmosfera através da planta depende de características físicas do solo e da habilidade da vegetação em utilizar a água armazenada no solo. Segundo KIEHL (1979) em extremo encontram-se os solos arenosos, que possuem menor área superficial e apresentam grandes espaços porosos ou canais de drenagem entre as partículas; em outro extremo, solos argilosos, com partículas e poros menores, que dificultam a drenagem e retêm a água mais firmemente. Essas características interferem na capacidade de retenção de água no solo e conferem a solos de textura argilosa fina e alto teor de matéria orgânica, como os de manguezal, alta capacidade de retenção de água.



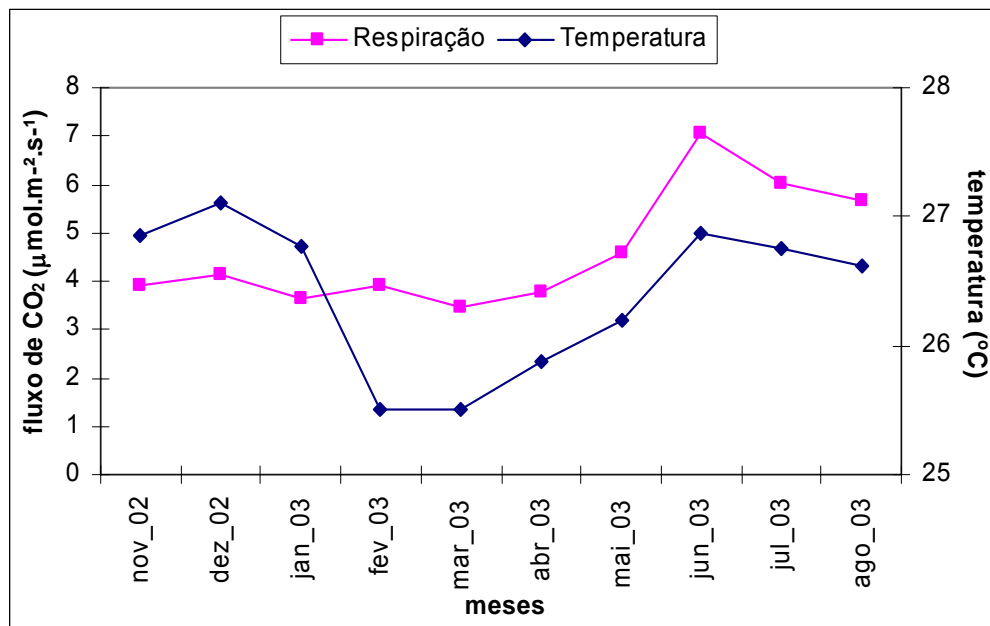


Figura 46 - Variação sazonal noturna das taxas de respiração e a temperatura do ar para o período de novembro de 2002 a agosto de 2003.

#### 4.11. Alterações micrometeorológicas decorrentes da degradação no manguezal

Para esse estudo foi realizada uma campanha intensiva de 32 dias de coleta de dados, com medidas simultâneas de variáveis meteorológicas utilizando estação meteorológica automática na área de bosque de manguezal, que passaremos a chamar a partir daqui de manguezal natural, e área de manguezal degradado. O comportamento do saldo de radiação e radiação solar global está ilustrado nas Figuras 47 e 48.

Características como o albedo e rugosidade da superfície são determinantes na quantificação do saldo de radiação. Naturalmente, o manguezal natural tem maior capacidade de retenção da energia solar por apresentar menor albedo e maior grau de rugosidade que propicia múltiplas reflexões internas que aprisionam parte da radiação incidente. Comparando com o manguezal degradado, em média o saldo de radiação no manguezal natural é 20% maior que o observado na área degradada (Figura 47).

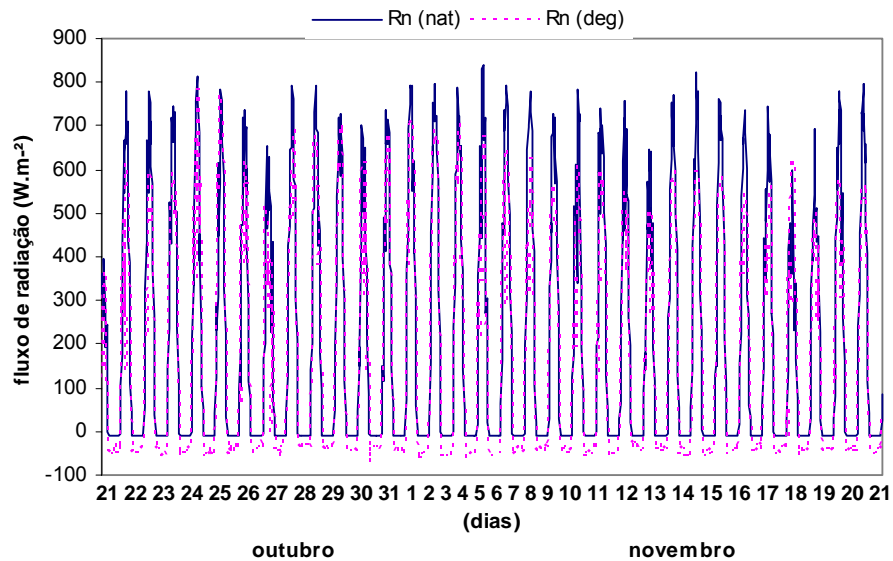


Figura 47 – Variação média diária do saldo de radiação nas áreas de manguezal natural e degradado.

A Figura 48 apresenta o comportamento médio horário da distribuição da radiação solar global e saldo de radiação para as áreas de manguezal natural e degradado. Considerando o ciclo diurno (7 às 17 h) percebe-se que a partir de 10 h, com o desenvolvimento e adensamento de nuvens, a radiação solar global medida no manguezal natural apresenta valores menores que os medidos na área de mangue degradado, possivelmente devido à convecção local e efeito de brisa marítima que desloca nuvens que se formam no oceano em direção ao litoral. Dessa forma, de acordo com a localização dos sítios experimentais, a atenuação da radiação solar global pelas nuvens dá-se primeiramente na área de manguezal natural e à medida que esses sistemas convectivos adentram o litoral, posteriormente esse efeito será percebido na área de manguezal degradado, uma vez que neste período não há atuação de sistemas convectivos de grande escala que levariam a uma equiparação da radiação solar global medida nas duas áreas. O saldo de radiação representou 62% da radiação solar global medida na área degradada, obviamente devido ao albedo superficial. Enquanto no mangue natural o saldo de radiação representou 84% da radiação solar global incidente, evidenciando que a vegetação é um importante receptor e armazenador orgânico da radiação solar.

Avaliando o ciclo noturno (18 às 6 h) se observa que as maiores perdas radiativas ( $R_n$  negativo) ocorrem na área de mangue degradado, chegando a atingir até  $-50 \text{ W.m}^{-2}$ . O saldo de radiação no manguezal natural apresenta menores perdas radiativas (no máximo

-12 W.m<sup>-2</sup>), por isso é menos negativo, indicando que os bosques de manguezal tem maior capacidade de retenção das perdas radiativas de onda longa, devido principalmente a energia que fica aprisionada na biomassa e concentração de vapor d'água abaixo do dossel.

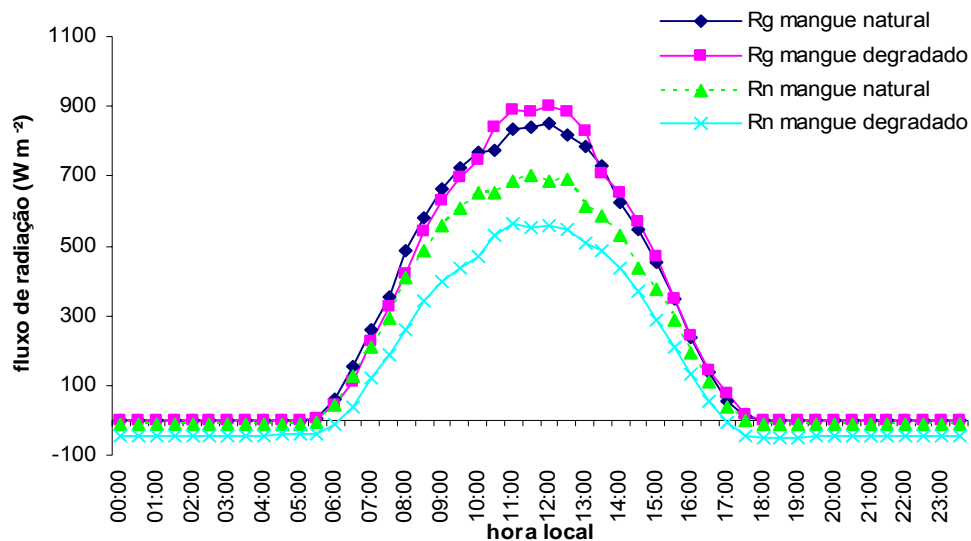


Figura 48 – Variação média horária da radiação solar global e saldo de radiação para as áreas de manguezal natural e degradado.

Uma comparação entre a variação média horária da temperatura do ar medida na área de manguezal natural e degradada é mostrada na Figura 49. Avaliando o ciclo diurno constatou-se que as temperaturas médias no mangue natural são sempre inferiores àsquelas observadas no mangue degradado. Fica evidente que este fato se deve a eficiência na atenuação da radiação solar incidente ao penetrar o interior dos bosques de manguezal, impedindo que grande parte da radiação atinja diretamente o solo, evitando seu aquecimento e conseqüente aquecimento da atmosfera. Sendo os bosques de manguezais mais frios que a área degradada, a emissão de radiação térmica tende a ser menor no produto final, com mais energia radiativa disponível para evaporação e menos energia para aquecimento da atmosfera, resultando em temperaturas mais amenas durante o dia na área de manguezal natural. As temperaturas mais elevadas observadas na área degradada estão relacionadas obviamente ao descampo que permite a incidência direta da radiação solar sobre um solo de cor escura e troncos secos e apodrecidos, o que resulta em sobre aquecimento da camada superficial do solo e conseqüente maior aquecimento do ar. Para o ciclo noturno esse quadro se inverte e as temperaturas mais baixas são observadas no mangue degradado, onde ocorrem as maiores perdas radiativas principalmente em noites de céu claro ou baixa cobertura de nuvens. Durante a noite no mangue natural as perdas

radiativas são menores devido à retenção da radiação de onda longa no interior do dossel, resultando em temperaturas maiores que as do manguezal degradado, conforme a Figura 49.

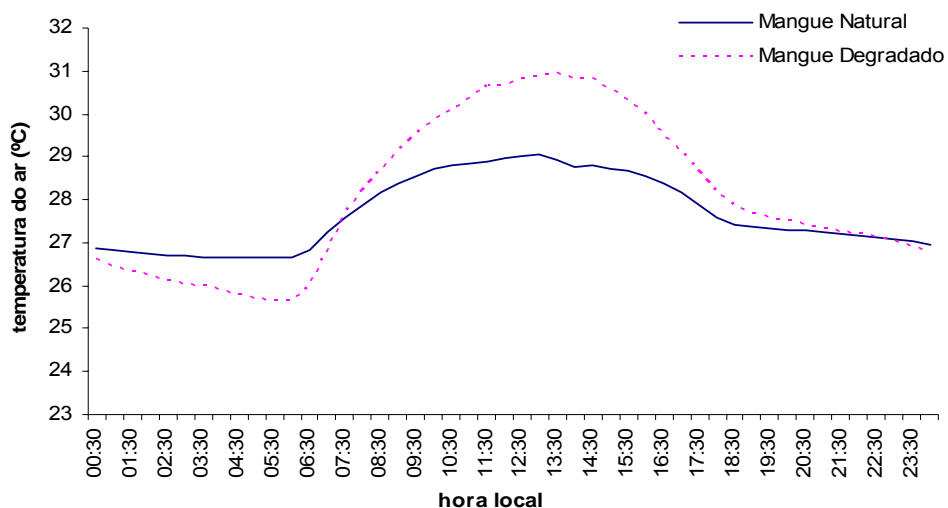


Figura 49 – Variação média horária da temperatura do ar para as áreas de manguezal natural e degradado.

Podem ser observadas na Tabela 20 as características da temperatura do ar nas áreas de manguezal natural e degradado, nota-se que a temperatura média diária encobre os contrastes evidentes entre os ciclos diurnos e noturnos das áreas estudadas. A maior amplitude térmica é verificada na área degradada que foi 3,4 °C superior a área de mangue natural. Para o ciclo diurno, a temperatura no mangue degradado é em média 0,7 °C superior a do mangue natural e para o ciclo noturno, o mangue degradado apresenta temperaturas em média 1,3°C inferior a do mangue natural. Esses resultados evidenciam a importância da cobertura vegetal para redução das perdas radiativas e atenuação da radiação solar incidente, demonstrando que os bosques de manguezais funcionam como um regulador térmico do ecossistema.

Tabela 20 – Valores médios, máximos, mínimos, amplitudes e variação média diurna e noturna da temperatura do ar em área de manguezal natural e degradado

Temperatura (°C)	Mangue Natural	Mangue Degradado
<b>Média</b>	27,68	28,09
<b>Máxima</b>	29,04	30,97
<b>Mínima</b>	25,64	24,08
<b>Amplitude</b>	3,40	6,89
<b>Diurna</b>	28,78	29,47
<b>Noturna</b>	26,42	25,12

A variação média horária do déficit de umidade específica nas áreas de manguezal natural e degradado está ilustrada na Figura 50. O déficit de umidade específica apresenta comportamento semelhante às variações da temperatura do ar. Conforme pode ser visualizado na Figura 50, os picos máximos são registrados em torno de 13 h, e a partir daí inicia seu declínio até atingir um valor mínimo próximo ao nascer do sol. Durante o ciclo diurno, os maiores déficits (menor concentração de umidade no ar) são registrados na área degradada uma vez que, solo menos úmido e temperaturas mais elevadas contribuem para redução da concentração de umidade relativa do ar. Durante a noite, devido à redução na velocidade do vento e resfriamento resultante das perdas radiativas, o ar tende a tornar-se saturado mais facilmente na área degradada, condicionando este ambiente a apresentar menores déficits de umidade específica, ou seja, o resfriamento maior na área degradada propicia maior condensação do vapor d'água, favorecendo a formação de nevoeiro, comum nesta área ao amanhecer. Contudo, de uma forma geral, as maiores concentrações de umidade no ar são observadas na área de mangue natural, mostrando a importância das características do solo, canais de drenagem e cobertura vegetal na manutenção e controle do ciclo hídrico diário, que é de fundamental importância nos processos físicos e fisiológicos do manguezal.

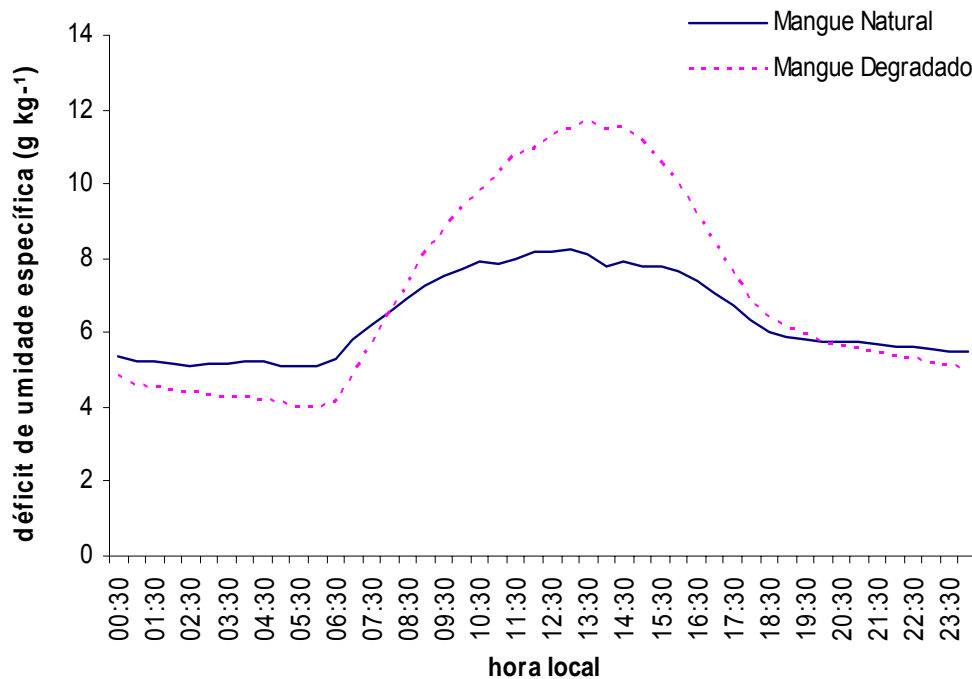


Figura 50 – Variação média horária do déficit de umidade específica para as áreas de manguezal natural e degradado.

As temperaturas do solo foram medidas simultaneamente a 5 cm, 20 cm e 50 cm de profundidade no manguezal natural e degradado e suas variações médias horárias podem ser visualizadas na Figura 51. No manguezal natural as oscilações de temperatura nos diferentes níveis de profundidade são mínimas tanto no ciclo diurno como noturno. Nos dois níveis mais próximos à superfície, as temperaturas flutuam entre 26,5°C e 27,5°C, com destaque para o nível de 20 cm que mesmo durante o ciclo diurno (quando as maiores temperaturas ocorrem mais próximo à superfície), apresenta temperatura maior que a profundidade de 5 cm, possivelmente devido ao efeito de maré. Na profundidade de 50 cm, a temperatura é praticamente estável com valor médio de 23,2°C e amplitude térmica de 0,3°C, podendo ser considerado este nível um fator limítrofe ao transporte de energia térmica no solo de mangue natural.

As maiores oscilações de temperatura com a profundidade do solo são observadas na área de manguezal degradado quando as variações de temperatura com o tempo ao nível de 5 cm de profundidade adquirem um aspecto senoidal, sendo que as maiores amplitudes também são observadas neste nível. Conforme aumenta a profundidade do solo, a amplitude da onda é amortecida e o atraso de tempo na oscilação da onda aumenta devido à condução de calor que se torna menos eficiente. Uma característica marcante observada na área degradada é que mesmo a profundidade de 50 cm, ainda percebe-se variações de até 2°C de temperatura durante o ciclo diurno, evidenciando que nesta área, devido às altas taxas de absorção de energia solar pelo solo descoberto, o transporte de energia térmica alcança níveis superiores a 50 cm de profundidade, ou seja, o solo do manguezal degradado tem maior capacidade de transferência da energia da superfície para as camadas inferiores, porém não apresenta a mesma capacidade de retenção desta energia, resultando em grandes perdas radiativas noturnas que são percebidas na análise de amplitude térmica diária.

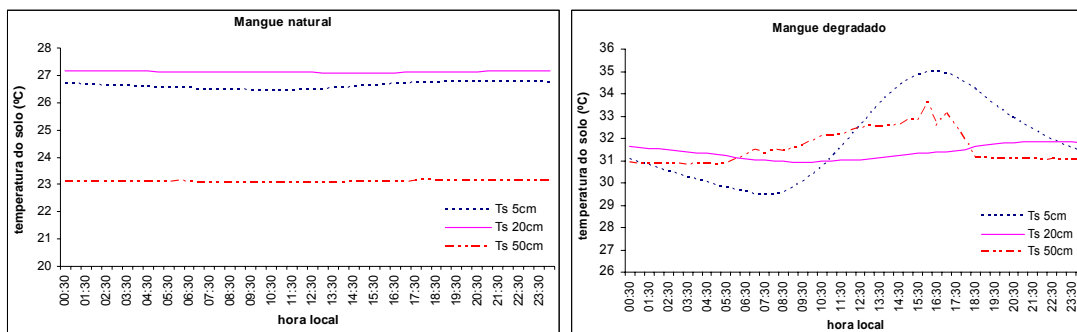


Figura 51 – Variação média horária dos perfis de temperatura do solo nas áreas de manguezal natural e degradado.

Na Figura 52 visualiza-se a variação média horária do fluxo de calor no solo, que apresenta valores positivos durante o ciclo diurno, significando transporte de calor no sentido da superfície para as camadas mais inferiores do solo, ou seja, durante o dia o solo absorve radiação de onda curta, se aquece e transfere parte dessa energia por condução para camadas mais inferiores que apresentam menores temperaturas. Durante a noite o sinal de  $G$  é negativo, representando transporte de calor no sentido inverso aquele observado durante o dia, ou seja, a transferência ocorre dos níveis mais profundos do solo em direção à superfície que é resfriada por perdas radiativas de ondas longas. Na Figura 52, é possível observar um contraste marcante de comportamento do fluxo de calor no solo entre as duas áreas estudadas. Na área de mangue natural são observadas apenas transferências de calor da superfície para camadas inferiores com pouca variação e valores positivos entre 7 h e 18 h com amplitude de  $10,3 \text{ W.m}^{-2}$ .

Em contrapartida, a amplitude térmica na área degradada é seis vezes maior que a medida em mangue natural, possivelmente devido ao maior grau de aquecimento do solo desnudo e de cor escura. Fluxos positivos são observados entre 08:30 h e 17:00 h e atingem um valor médio máximo de  $45 \text{ W.m}^{-2}$ . Entre 18 h e 8 h prevalecem fluxos negativos e o máximo valor absoluto atingido é de  $-20 \text{ W.m}^{-2}$ .

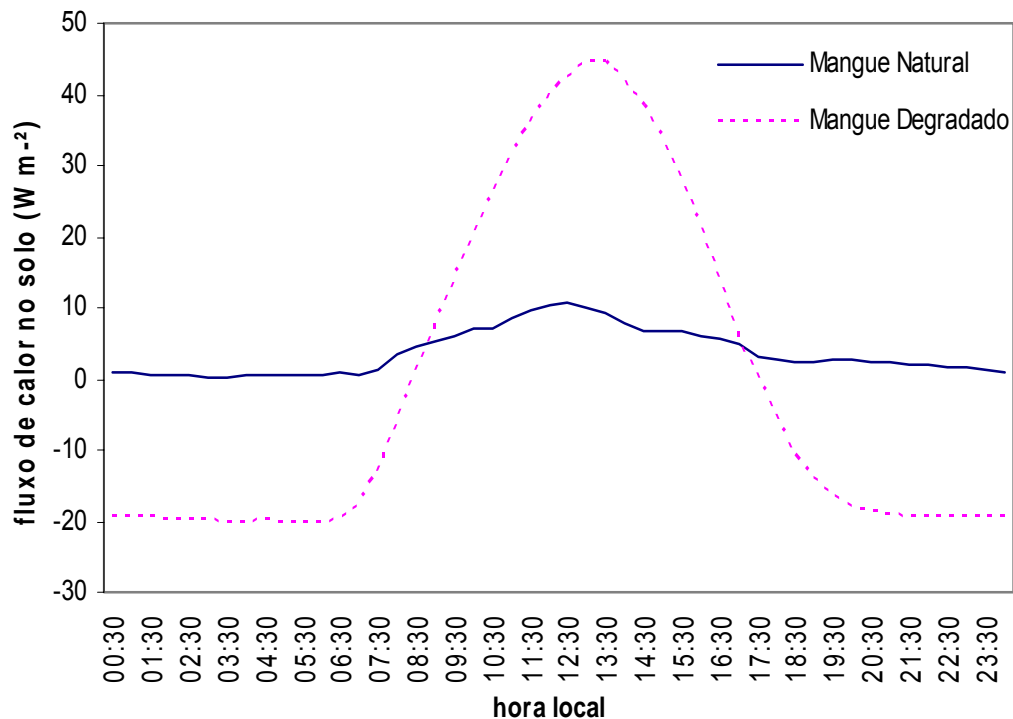


Figura 52 – Variação média horária do fluxo de calor no solo para as áreas de manguezal natural e degradado.

Perfis médios horários de velocidade do vento entre as áreas de manguezal natural e degradado estão apresentados na Figura 53. Como a velocidade do vento tende a acompanhar as variações do balanço de energia, maiores velocidades são observadas no ciclo diurno tanto em área de mangue natural quanto degradado. Ao anoitecer verifica-se uma redução na velocidade do vento, caracterizando o fim do abastecimento de energia solar com redução do efeito de brisa marítima que ocorre logo em seguida e fica bem definido entre as duas áreas, devido a área de manguezal natural estar mais próxima ao mar e o vento ser medido acima do dossel. A área de medição no manguezal degradado é mais interna e o manguezal circunvizinho exerce papel de quebra vento, reduzindo a velocidade do vento nessa área, daí os maiores valores de velocidade do vento ser registrados na área de manguezal natural durante a madrugada.

Durante o ciclo diurno, face ao gradiente térmico gerado por aquecimento diferencial, associado à brisa marítima, ocorrem as maiores velocidades do vento em áreas de mangue degradado, atingindo valores médios de  $6 \text{ m.s}^{-1}$  entre 10:00 e 16:00 h. Na área de mangue natural o aquecimento diferencial é bem menor e os ventos são devido principalmente ao efeito da brisa marítima, o que confere ao manguezal natural vento com menores velocidades.

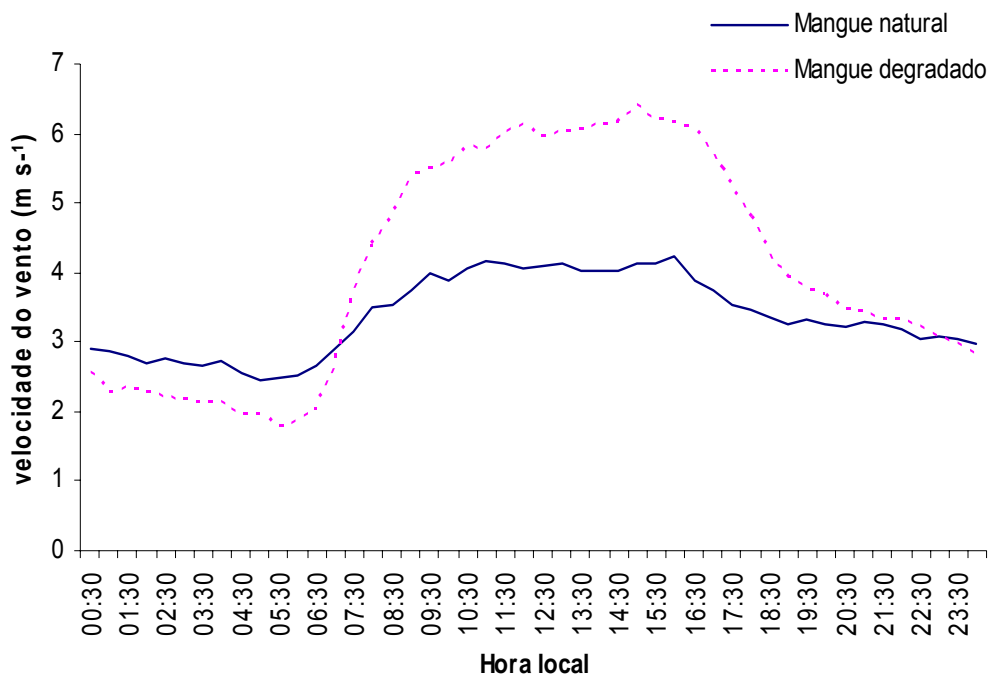


Figura 53 – Variação média horária da velocidade do vento para as áreas de manguezal natural e degradado.



## 5- CONCLUSÕES

A radiação solar global no manguezal apresentou sazonalidade bem definida, com magnitudes distintas entre as estações chuvosa e menos chuvosa. Os valores máximos de  $R_g$  também apresentaram boa correlação com a distribuição de precipitação no manguezal, sendo o menor pico observado em fevereiro (período chuvoso) e o maior pico observado em agosto que apresentou o menor índice pluviométrico do período.

Os picos de radiação fotossinteticamente ativa no manguezal ocorrem entre 12 e 14 h e o efeito de atenuação da radiação PAR é menor na estação menos chuvosa, devido a três fatores principais: baixa cobertura de nuvens, que permitem maior incidência de radiação solar direta sobre o manguezal, maiores velocidades do vento, que propiciam a abertura de caminhos de entrada da radiação no interior do dossel e a redução do incremento foliar provocado pela diminuição das chuvas.

Os resultados apresentados pelo modelo de Bristow-Campbell na estimativa da radiação solar global ( $R_g$ ), reproduziram satisfatoriamente os dados observados no manguezal, representando com ligeira superestimativa a variabilidade diária de  $R_g$ , sugerindo melhor ajuste nos coeficientes que determinam a transmissividade atmosférica total, sendo o método que apresentou melhor desempenho de acordo com os testes MBE e RMSE. O modelo proposto por Hargreaves-Samani mostrou-se bastante sensível à ocorrência de precipitação, apresentando dificuldades na estimativa da radiação solar global, todavia para dias de céu claro reproduz de forma satisfatória a variabilidade diária de  $R_g$  em ecossistema de manguezal.

As simulações para o balanço de radiação de onda longa (BOL) mostraram que os modelos baseados em Brutsaert e Bruin reproduzem entre 70% e 80% a variabilidade diária do BOL e os testes estatísticos indicaram que o modelo de Bruin é o que apresenta melhor desempenho nas simulações. O modelo proposto por Brunt foi o que apresentou

menor desempenho, representando subestimativa dos valores observados em todas as simulações.

Para o fluxo de calor sensível os modelos estimaram satisfatoriamente a variabilidade horária, média horária e diária apresentando bom ajuste aos dados observados no manguezal, com destaque para os modelos de Shuttleworth e Bruin-Holtslag que simulam muitos próximos dos valores observados. O método de Bruin-Holtslag é o que apresenta melhor ajuste na determinação da resistência aerodinâmica com relação ao comportamento do vento. O modelo proposto por Penman-Monteith apresentou ligeira superestimativa no período menos chuvoso e subestimativa no período chuvoso. Contudo, o desempenho do modelo é considerado satisfatório e pode ser aplicado para estimar a variabilidade do fluxo de calor sensível no manguezal, principalmente na estação chuvosa, em que apresentou seus melhores resultados.

Para o fluxo de calor latente, os modelos apresentaram razoável ajuste entre dados observados e estimados. E discrepâncias encontradas na simulação do fluxo de calor latente são atribuídas principalmente a erros incorporados na estimativa da resistência estomática associados a fatores ambientais, tais como: sombreamento, temperatura da folha, potencial de água nas folhas, etc., que influenciam na resposta fisiológica da vegetação e conseqüentemente na transpiração.

O método de Penman-Monteith foi o que apresentou menos diferença entre valores observados e simulados, sendo o mais apropriado para simulações da variação horária e média horária do fluxo de calor latente no manguezal. Enquanto os modelos baseados em Shuttleworth e Bruin-Holtslag apresentaram, em geral, superestimativa e subestimativa dos dados observados, respectivamente. Nas simulações da variabilidade média diária do fluxo de calor latente, o modelo de Bruin-Holtslag foi o que apresentou melhor desempenho, seguido do método de Penman-Monteith que superestima o valor de LE. O método de Shuttleworth é o menos indicado na estimativa diária de LE por apresentar superestimativa nos resultados durante todo o período chuvoso e em alguns dias do período menos chuvoso.

A partição de energia no manguezal dá-se predominantemente na forma de calor latente, porém com magnitudes inferiores àquelas observadas em floresta Amazônica. A

variação sazonal de LE na partição do saldo de radiação apresentou comportamento diferenciado entre os períodos estudados. Durante o período chuvoso, a maior parte da energia disponível foi utilizada para o processo de evapotranspiração, sendo que no período menos chuvoso o comportamento foi oposto. Por outro lado, a energia disponível utilizada para aquecimento da atmosfera não diferiu muito entre os períodos. Durante o ciclo noturno prevalecem valores negativos de H e LE. Os valores de LE durante todo o período sempre muito próximo de zero, indicaram que a locação de energia disponível na forma de calor latente durante a noite é mínima.

A Razão de Bowen com valores médios no manguezal, superiores aos resultados obtidos em ecossistema de floresta Amazônica, deve-se a redução no valor médio de LE, acompanhado de um acréscimo no valor médio de H, conferindo ao ecossistema de manguezal um balanço energético extremamente diverso daquele encontrado em floresta tropical de terra firme.

A relação da variação horária da condutância estomática com déficit de umidade específica, déficit de pressão de vapor, saldo de radiação, vento e fluxo de calor latente ficou bem estabelecida. O déficit de pressão de vapor foi a variável que apresentou melhor relação de dependência com a condutância estomática, independente da época do ano, indicando que a vegetação de manguezal é bastante sensível às variações do déficit de pressão de vapor. O vento foi a variável que apresentou a menor relação de dependência com a condutância estomática.

O padrão do ciclo diário de absorção/emissão do fluxo de CO<sub>2</sub> no manguezal foi semelhante aos verificados em regiões de floresta. A absorção média mensal do ciclo diário do fluxo de CO<sub>2</sub> indicou que o manguezal foi um sumidouro de CO<sub>2</sub>, isto é, o manguezal sequestra mais carbono do que emite e armazena boa parte na sua biomassa e libera apenas parte desse carbono para a atmosfera. As maiores absorções de CO<sub>2</sub> verificadas no quadrimestre mais chuvoso foram possivelmente resultante da não restrição de água, que permite maiores trocas gasosas entre a planta e a atmosfera. E as maiores taxas de respiração foram observadas no período menos chuvoso, quando as temperaturas do ar e do solo são mais, evidenciando a relação de dependência entre respiração e temperatura.

As discrepâncias encontradas ao confrontarem-se variável meteorológica medida em área de manguezal natural e degradada, mostraram a importância da vegetação como elemento regulador dos fluxos energéticos. A degradação do manguezal resultou no aumento do albedo superficial em relação ao mangue natural, evidenciando que a vegetação é um importante receptor e armazenador da radiação solar.

A temperatura do ar foi mais amena na área de mangue natural durante o ciclo diurno, sendo a temperatura média sempre menor em relação ao manguezal degradado. O déficit de umidade específica foi maior na área degradada durante o ciclo diurno, devido ao solo descoberto reter menos umidade e as temperaturas mais altas, contribuírem para redução da concentração de umidade no ar. A velocidade do vento tendeu a ser maior na área degradada durante o ciclo diurno devido a aquecimento diferencial gerado entre as duas áreas, associado à brisa marítima.

A variação de temperatura com a profundidade do solo no manguezal natural foi mínima, tanto no ciclo diurno como noturno devido ao efeito de maré e a quantidade de radiação que chega à superfície que foi bastante reduzida. Na profundidade de 50 cm, a temperatura foi praticamente invariável, possibilitando este nível ser considerado um fator limítrofe ao transporte de energia térmica no solo de manguezal natural. Na área de manguezal degradado, parte considerável da energia solar absorvida à superfície, foi conduzida para as camadas inferiores do solo, sendo que ainda no nível de 50 cm de profundidade perceberam-se variações de temperatura.

Durante o ciclo diurno, o fluxo de calor no solo na área degradada apresentou como característica, uma amplitude seis vezes maior que a medida na área de mangue natural, o que obviamente é resultante do elevado aquecimento do solo desnudo. Na área de manguezal natural foram observadas apenas transferências de calor da superfície para camadas inferiores, com pouca variação e uma amplitude de  $10,3 \text{ W m}^{-2}$  e à noite é praticamente desprezível o transporte de calor no solo de manguezal natural.