

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

MIRIAM MATHIAS GIGI

Modelagem do balanço de energia à superfície em regiões de montanha

São Paulo

2017

MIRIAM MATHIAS GIGI

Modelagem do balanço de energia à superfície em regiões de montanha

"Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade."

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha

São Paulo

2017

AGRADECIMENTOS

A todos que contribuíram e tornaram possível a conclusão desse trabalho.

Às agências de fomento CAPES pela bolsa, e aos projetos FAPESP 2012/50343-9 **Rede de Geosensores Para Serviços Ambientais Hidroclimáticos**, e FAPESP 2012/51872-5 *Biodiversity and Ecosystem Functioning in Degraded and Recovering Amazonian and Atlantic Forests*, que proveram a concepção das questões científicas, do desenho experimental, da condução da implementação das medidas de campo, e da cessão dos dados observacionais, que no todo tornaram possível a realização deste trabalho.

“O que sabemos é uma gota, o que ignoramos é um oceano.”

Isaac Newton (1687)

RESUMO

GIGI, M. M. **Modelagem do balanço de energia à superfície em regiões de montanha**. 106 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2017.

Este trabalho teve como objetivo investigar o impacto da variabilidade atmosférica na microbacia de Ribeirão das Posses, localizada na Bacia do Rio Jaguari, principal contribuinte do sistema Cantareira de abastecimento em São Paulo, no cálculo dos fluxos atmosféricos de água e energia e escoamento total. A abordagem de formulação da variabilidade atmosférica utilizou medidas de campo de variáveis meteorológicas (temperatura e umidade do ar, precipitação, pressão e velocidade do vento), e os fluxos de energia foram estimados utilizando-se o modelo SiB2. Os dados foram obtidos de uma base de dados desenhada com medidas altitudinalmente distribuídas na bacia, de forma a representar a variabilidade em um terreno montanhoso, com alta resolução espaço-temporal. Foram utilizados modelos estatísticos que ajustaram as medidas à dependência das variáveis atmosféricas em função da altitude. O modelo SiB2-Reg foi utilizado para calcular as trocas de energia e massa entre a atmosfera e a superfície, e foi forçado com as variáveis extrapoladas pelos modelos estatísticos. Este trabalho contribuiu para o aperfeiçoamento da estimativa do balanço de energia, água e da produtividade vegetal no domínio de estudo, onde mostrou-se uma significativa variabilidade que serve como exemplo para quantificar a variabilidade de mesoescala- γ na região da Serra da Mantiqueira.

Palavras chaves: Balanço de energia. Terreno complexo. SiB2 model. Método de separação de fatores. Serra da Mantiqueira.

ABSTRACT

GiGI, M.M. **Modeling the surface energy balance in mountain regions.** 106 p. Master thesis – Institute Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo. 2017.

This work aimed to investigate the impact of the atmospheric variability at the Ribeirão das Posses basin, located in the Jaguari River Basin as the main river of Cantareira system that supplies the city of São Paulo, in the calculation of atmospheric fluxes of water and energy, and simple runoff. The approach on the atmospheric variability used field measurements of meteorological variables (air temperature and humidity, precipitation and wind speed, atmospheric pressure), and the surface energy fluxes were estimated using the SiB2 model. The field data were provided by an observational data bank designed with measures varying altitudinally across the watershed, in order to represent the variability in a mountain terrain with high spatial-temporal resolution. Statistical models were used to fit the dependence of the atmospheric variables with the altitude. The SiB2-Reg model was used to calculate the energy and mass surface-atmosphere exchanges, and was forced with the variables spatially extrapolated upon the statistical hypothesis. This work contributed to the improvement of the estimation of the energy and water balance, and primary productivity in the domain of investigation, that showed a significant variability that helps to exemplify the variability at mesoscale- γ at the region of Serra da Mantiqueira

Keywords: Energy Balance. Complex Terrain. SiB2 model. Factor Separation Method. Serra da Mantiqueira.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1 – Bacia Hidrográfica de Ribeirão das Posses em Extrema, MG (22 o 50’S, 46o 15’O).....5**
- Fig. 2 – Geosensores meteorológicos instalados através do eixo do vale da Bacia. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.....5**
- Fig. 3 – Estação Meteorológica (WXT520) instalada na Bacia. Fonte: LCB-IAG.....8**
- Fig. 4 – Mapa de elevação raster com 10 km de domínio com a bacia do Ribeirão das Posses ao centro com resolução de: a) 30m (produto disponível no site), b) 100m (resolução configurada para simulação).....10**
- Fig. 5 – Distribuição dos pluviômetros sobre a bacia utilizados para a interpolação. (5) Recanto do Ratinho,(4) Sitio Bela Vista, (3) Sitio Canto da Siriema, (2) Sitio São Jose, (1) Nascente principal.....15**
- Fig. 6 – Estrutura vertical do SiB2. Fonte: Domingues (2014).....18**
- Fig. 7 – Mapa de vegetação utilizado na simulação com resolução espacial de 100m.....20**
- Fig. 8 – Variação da temperatura do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Temperatura (°C) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e a estação de referência mais baixa (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.....23**
- Fig. 9 – Comparação dos modelos estatísticos da temperatura do ar às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Temperatura (°C) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.....25**
- Fig. 10 – Pressão de Vapor do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Pressão de Vapor (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.....27**
- Fig. 11 – Modelos estatísticos da Pressão de Vapor às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM**

- (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Pressão de Vapor (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.....28
- Fig. 12 – Velocidade do vento às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Velocidade do vento ($m s^{-1}$) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.....29
- Fig. 13 – Modelos estatísticos da Velocidade do Vento às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Velocidade do Vento ($m s^{-1}$) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.....31
- Fig. 14 – Pressão do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Pressão atmosférica (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.....32
- Fig. 15 – Modelos estatísticos da Pressão do ar às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Pressão do ar (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.....33
- Fig. 16 – Média mensal da temperatura ($^{\circ}C$) medida usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.....34
- Fig. 17 – Média mensal da pressão de vapor (hPa) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.....35
- Fig. 18 – Média mensal da pressão atmosférica (hPa) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.....35
- Fig. 19 – Média mensal velocidade do vento (ms^{-1}) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.....36

Fig. 20 – Precipitação interpolada para a Bacia de Ribeirão das Posses com dados de chuva de acumulado anual médio.....	37
Fig. 21 – Precipitação normalizada pelo pluviômetro de referencia (ponto vermelho)...	38
Fig. 22 – Gráfico de dispersão entre Altitude (m) e Precipitação (mm ano⁻¹) extraída do campo IDW em resolução de 100m.....	39
Fig. 23 – Acumulado mensal da precipitação (mm mês⁻¹) medida em campo usada como referência para extrapolar o modelo de interpolação IDW.....	40
Fig. 24– Irradiância solar incidente para o dia 09/12/2015 às 7h, às 12h, às 15h.....	42
Fig. 25 – Irradiância solar incidente para o dia 09/07/2015 às 7h, às 12h, às 15h.....	42
Fig. 26 – Média mensal da irradiância global incidente (Wm⁻²) medida do piranômetro usada como referência para ajustar as simulações do <i>R.sun</i> para valores realísticos à bacia.....	41
Fig. 27 – Média anual de Temperatura (K) da simulação controle.....	44
Fig. 28 – Média anual de Pressão de vapor d’água (hPa) da simulação controle.....	45
Fig. 29 – Média anual de velocidade do vento (m s⁻¹) da simulação controle.....	46
Fig. 30 – Média anual de pressão atmosférica (hPa) da simulação controle.....	47
Fig. 31 – Precipitação acumulada média mensal (mm mês⁻¹) da simulação controle.....	48
Fig. 32 – Média anual da irradiância global incidente (W m⁻²) da simulação controle....	49
Fig. 33 – Média anual do saldo de radiação (W m⁻²) da simulação controle.....	50
Fig. 34 – Média anual do fluxo de calor sensível (W m⁻²) da simulação controle.....	51
Fig. 35 – Média anual do fluxo de calor latente (W m⁻²) da simulação controle.....	52
Fig. 36 – Média anual da assimilação líquida (µMol m⁻²s⁻¹) da simulação controle.....	53
Fig. 37 – Média anual do escoamento total (mm mês) da simulação controle.....	55
Fig. 38 – Média anual do grau de saturação da umidade do solo da camada um da simulação controle.....	56
Fig. 39 – Média anual do grau de saturação da umidade do solo da camada dois simulação controle.....	57
Fig. 40 – Média anual da evapotranspiração (mm dia⁻¹) da simulação controle.....	58
Fig. 41 – Médio anual da evaporação do solo (mm dia⁻¹) da simulação controle.....	59
Fig. 42 – Desvio da média anual da temperatura (°C) do experimento \hat{f}_1.....	60

- Fig. 43 – Desvio da média diária da temperatura (°C) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....61**
- Fig. 44 – Histograma do desvio da média diária da temperatura (°C) do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvio positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....61**
- Fig. 45 – Desvio da média anual da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_262**
- Fig. 46 – Desvio da média diária da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....63**
- Fig. 47– Histograma do desvio diária da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvio positivos. Mean(-), sd(-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....63**
- Fig. 48 – Desvio da média da anual da velocidade do vento (m s⁻¹) do experimento \hat{f}_3 ..64**
- Fig. 49 – Desvio da média diária da velocidade do vento (m s⁻¹) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....64**
- Fig. 50 – Histograma do desvio da média diária da velocidade do vento (m s⁻¹) experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvio positivos. Mean(-), sd(-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....65**
- Fig. 51– Desvio da média anual da precipitação (mm mês⁻¹) do experimento \hat{f}_466**
- Fig. 52 – Desvio da média diária da precipitação (mm dia⁻¹) do experimento \hat{f}_4 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....67**
- Fig. 53 – Histograma do desvio da média diária da precipitação (mm dia⁻¹) do experimento \hat{f}_4 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....67**
- Fig. 54 – Desvio da média anual da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_568**
- Fig. 55 – Desvio da média diária da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_5 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....69**

- Fig. 56 – Histograma do desvio da média diária da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_5 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....69**
- Fig. 57 – Desvio da média anual da irradiância global incidente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_670**
- Fig. 58 – Desvio da média diária da irradiância global incidente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....70**
- Fig. 59 – Histograma do desvio da média diária da irradiância global incidente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....71**
- Fig. 60 – Efeito do experimento \hat{f}_1 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [$mm dia^{-1}$]), An (assimilação de líquida [$\mu Mol m^{-2}s^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [$mm dia^{-1}$]), Evp (Evapotranspiração [$mm dia^{-1}$]), Rn (saldo de radiação [$W m^{-2}$]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [$W m^{-2}$]), HS (fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$]), Temp e Temp 13h)(temperatura e tempera as 13h [$^{\circ}C$]).....72**
- Fig. 61 – Desvio da média diária de saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....73**
- Fig. 62 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....74**
- Fig. 63 – Desvio da média diária do escoamento total ($mm dia^{-1}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....74**
- Fig. 64– Histograma do desvio da média diária do escoamento total ($mm dia^{-1}$) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....75**
- Fig. 65– Desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....76**

- Fig. 66 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....76**
- Fig. 67– Desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....77**
- Fig. 68 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....77**
- Fig. 69 – Efeito do experimento \hat{f}_2 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [$mm dia^{-1}$]), An (assimilação de líquida [$\mu Mol m^{-2}s^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [$mm dia^{-1}$]), Evp (Evapotranspiração [$mm dia^{-1}$]), Rn (saldo de radiação [$W m^{-2}$]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [$W m^{-2}$]), HS (fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$]), Press Vapor (Pressão de vapor [hPa]).....78**
- Fig. 70– Desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....79**
- Fig. 71 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....79**
- Fig. 72– Desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....80**
- Fig. 73 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....80**
- Fig. 74– Desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....81**
- Fig. 75 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....81**

- Fig. 76 – Desvio da média diária do fluxo do escoamento total (mm dia⁻¹) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....82**
- Fig. 77 – Histograma do desvio da média diária escoamento total (mm dia⁻¹) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....82**
- Fig. 78 – Efeito do experimento \hat{f}_3 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia⁻¹]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo[mm dia⁻¹]), Evp (Evapotranspiração [mm dia⁻¹]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2),LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Vento (velocidade do vento [m s^{-1}]).....83**
- Fig. 79 – Desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....84**
- Fig. 80 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....84**
- Fig. 81 – Desvio da média diária do fluxo de calor latente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....85**
- Fig. 82 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....85**
- Fig. 83 – Desvio da média diária do escoamento total (mm dia⁻¹) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....86**
- Fig. 84 – Histograma do desvio da média diária do escoamento total (mm dia⁻¹) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....86**

- Fig. 85 – Desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....87**
- Fig. 86 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....87**
- Fig. 87 – Efeito do experimento \hat{f}_4 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [$mm dia^{-1}$]), An (assimilação de líquida [$\mu Mol m^{-2}s^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [$mm dia^{-1}$]), Evp (Evapotranspiração [$mm dia^{-1}$]), Rn (saldo de radiação [$W m^{-2}$]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [$W m^{-2}$]), HS (fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$]), Prec (precipitação [$mm dia^{-1}$]).....88**
- Fig. 88 – Desvio da média diária do escoamento total ($mm dia^{-1}$) do experimento \hat{f}_4 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....89**
- Fig. 89 – Histograma do desvio da média diária do escoamento total ($mm dia^{-1}$) do experimento \hat{f}_4 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....89**
- Fig. 90 – Efeito do experimento \hat{f}_4 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [$mm dia^{-1}$]), An (assimilação de líquida [$\mu Mol m^{-2}s^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [$mm dia^{-1}$]), Evp (Evapotranspiração [$mm dia^{-1}$]), Rn (saldo de radiação [$W m^{-2}$]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [$W m^{-2}$]), HS (fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$]), Prec (precipitação [$mm dia^{-1}$]).....90**
- Fig. 91 – Efeito do experimento \hat{f}_6 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [$mm dia^{-1}$]), An (assimilação de líquida [$\mu Mol m^{-2}s^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [$mm dia^{-1}$]), Evp (Evapotranspiração [$mm dia^{-1}$]), Rn (saldo de radiação [$W m^{-2}$]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [$W m^{-2}$]), HS (fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$]), Ki (Irradiância Solar incidente [$W m^{-2}$]).....91**
- Fig. 92 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.....92**

- Fig. 93** – Desvio da média diária de saldo de radiação (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....92
- Fig. 94** – Desvio da média diária de fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....93
- Fig. 95** – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvio negativos.....93
- Fig. 96** – Desvio da média diária de fluxo de calor latente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).....94
- Fig. 97** – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvio negativos.....94
- Fig. B1**- Razão sazonal do calor latente e saldo de radiação.....108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Apresentação da identificação dos pontos instalados (WXT520), suas Altitudes (m), longitude (W) e latitude (S).....	6
Tabela 2 – Apresentação da identificação dos pluviômetros, suas longitude (W) e latitude (S) e acumulado anual médio (mm ano⁻¹).....	16
Tabela 3 – Identificação de cada fator ψ_c e combinações das condições de contorno para as simulações.....	21
Tabela 4 – Variáveis com valores absolutos do ciclo diurno médio da estação mais baixa de referência (P1-L) em dois horários as 6h e as 12h que foram subtraídos das demais estações para realizar os ajustes estatísticos.....	24
Tabela A.1: Variáveis de saída do Modelo SiB2.....	105
Tabela A2: Parâmetros invariantes no tempo utilizados no modelo SiB2-Reg para as classes 1 (floresta tropical), 6 (pastagem). Adaptado de Domingues (2014).....	106
Tabela C.1 - Coeficiente dos polinômios referentes a pressão para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto)	109
Tabela C.2 - Coeficiente dos polinômios referentes velocidade para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto)	110
Tabela C.3 - Coeficiente dos polinômios referentes a temperatura para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto)	111
Tabela C.4 - Coeficiente dos polinômios referentes a pressão de vapor para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto)	112

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVO	3
3. MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1. Medidas de Campos	4
3.1.1. Descrição do Experimento	4
3.1.2. Rede de estações Meteorológicas	6
3.2. Dados de Irradiância.....	9
3.2.1. Piranômetro	9
3.2.2. Modelo de Irradiância	9
3.2.3. Campo de Fatores e Campo de Irradiância	11
3.3. Modelo Estatístico.....	11
3.4. Dados de Precipitação	14
3.5. Cálculo dos Fluxos	16
3.5.1. SiB-2	16
3.5.2. Modelo SiB2-Reg.....	18
3.6. Método de Fatores.....	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	21
4.1. Modelos Estatísticos.....	22
4.1.1. Série Temporal das Variáveis do Ponto de Referência	33
4.2. Padrão de Precipitação	36
4.3. Modelo de Irradiância	40
4.4. Método de Fatores aplicado ao Modelo Sib2-reg.	43
4.4.1. Simulação controle.....	43
4.4.1.1. Forçantes	43
4.4.1.2. Fluxos de Energia.....	49
4.4.2. Método de Fatores.....	59
4.4.2.1. Efeito das perturbações sobre as Forçantes	59
4.4.2.2. Efeito das perturbações sobre os fluxos	71
5. CONCLUSÃO.....	94
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	95
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
APÊNDICE A	104
APÊNDICE B.....	108

APÊNDICE C 109

1. INTRODUÇÃO

Com a intenção de contribuir à melhoria da simulação do estado da atmosfera, foram incorporados aos modelos de circulação geral da atmosfera aspectos além das forçantes dinâmicas e termodinâmicas (Sellers *et al.*, 1997), em especial as parametrizações das interações da atmosfera com a superfície continental.

O sistema solo-vegetação interage com a atmosfera através das trocas de dióxido de carbono (que inclui a produção primária líquida), de vapor de água (fluxo de calor latente) e de energia (fluxo de calor sensível e saldo de radiação) entre a biosfera terrestre e a atmosfera.

Sellers *et al.* (1997) mostraram os modelos de superfície desenvolvendo-se em três gerações distintas e as reformulações ao longo dos tempos. Nesse ínterim buscou-se a utilização de modelos acoplados biosfera-atmosfera, devido à importância dos fluxos de superfície, em que as condições climáticas de grande escala de tempo são sensíveis, em que a modelagem serviu como instrumentação para se entender os processos físicos da natureza.

Alguns estudos demonstraram a influência da umidade do solo nos campos de precipitação e nas circulações de mesoescala (Shukla and Mintz 1982; Saad *et al.* 2009; Douville and Chauvin 1999).

A estimativa do balanço de energia superficial depende das condições atmosféricas e das condições de superfície, como a vegetação e o solo. As variáveis climáticas de superfície, como a temperatura e umidade do ar, em escala local são por sua vez controladas pela ação do sistema solo-vegetação e assim pelo balanço energético, que pode desdobrar-se em efeitos como o desenvolvimento de nuvens e os processos de precipitação (Betts, 2009).

Essas variáveis climáticas tem potencialmente uma expressiva variabilidade espaço-temporal em uma bacia devido a processos e fenômenos de sub-escalas, como a altitude, o sombreamento das vertentes, as circulações internas, além de outros fatores geomorfológicos como estratos impermeáveis e tipos de solos que controlam a água disponível na zona radicular. Alguns estudos dos fluxos de energia foram realizados em terrenos complexos (Grant e Mason, 1990; Holden *et al.*, 2000) , uma vez que expressiva parte das atividades humanas, industriais e aglomerado de poluentes surgem em terrenos desse tipo (Moraes *et al.*, 2005). Em especial na Serra da Mantiqueira foi realizado um experimento científico com a finalidade de se aprofundar o conhecimento da variabilidade atmosférica em mesoescala- γ , de forma a quantificar a variação terrestre dos elementos atmosféricos em dependência das variantes topográficas como altitude, aspecto, relevo e formas da bacia, reportado em Martin et al. (2017).

Com o crescimento da população e as mudanças de uso da terra, o Brasil e vários outros países colocaram em pauta os riscos de desastres hídricos, como inundação e escassez de água em regiões altamente povoadas, como por exemplo deu-se na megalópole de São Paulo na crise de escassez de água em 2003 e no intervalo nov 2013 a dez 2014 (Rocha e Domingues 2017) e particularmente no Sistema Cantareira (Whately & Cunha, 2007).

Torna-se útil e relevante aprofundar o conhecimento sobre o regime de águas superficiais e sua dependência da atmosfera, para melhorar o entendimento dos controles do tempo e do clima nos recursos hídricos, e até subsidiar a decisão de políticas públicas sobre a gestão da água e do ambiente. Uma melhor previsão do tempo de médio prazo e do clima no longo prazo contribuem para aprimorar os sistemas de alerta e as tomadas de decisão sobre o armazenamento do reservatório de água. A contribuição de se entender como os fluxos de energia e água se apresentam no sistema solo-vegetação-atmosfera de uma área com relevo montanhoso, traz mais entendimento ao sistema climático, em especial nos processos de gestão dos recursos hídricos, o que foi uma das motivações deste trabalho.

2. OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é discutir a variabilidade espacial e temporal de variáveis meteorológicas com a utilização de medidas de campo para a microbacia de Ribeirão das Posses, e investigar os processos físicos resultantes da alteração dos fluxos de água e energia quando os campos espaciais das variáveis meteorológicas investigadas são considerados heterogêneos (simulação controle) ou homogêneos.

Para alcançar o objetivo, este trabalho será dividido em duas etapas, a primeira de avaliação das medições meteorológicas de campo, seguida da simulação dos fluxos de água e energia com modelos numéricos.

As etapas específicas são:

- (i) Utilizar os dados de experimentos de campo de uma rede de estações do Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP em uma bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira (temperatura e umidade do ar, velocidade do vento, precipitação, irradiância solar incidente na superfície), com o fim de representar uma hipótese da variabilidade espacial das variáveis atmosféricas de superfície no terreno montanhoso.
- (ii) utilizar modelos estatísticos para se extrapolar as observações meteorológicas em toda a grade do domínio.
- (iii) Simular os fluxos atmosféricos de energia e água e os fluxos hidrológicos, utilizando o modelo SiB2, com resolução espacial refinada, na área da microbacia. Os efeitos da variabilidade espacial das variáveis climáticas de superfície serão investigados utilizando-se de experimentos numéricos com forçantes espacialmente homogêneas e heterogêneas.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Medidas de Campos

3.1.1. Descrição do Experimento

Os dados utilizados neste trabalho foram providos do banco de dados de estações meteorológicas do Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP, originalmente obtidos em uma bacia da Serra da Mantiqueira, Extrema/MG, por meio de ações dos projetos FAPESP 2012/50343-9 Rede de Geosensores Para Serviços Ambientais Hidroclimáticos e FAPESP 2012/51872-5 *Biodiversity and Ecosystem Functioning in Degraded and Recovering Amazonian and Atlantic Forests*, nos âmbitos de concepção científica, desenho experimental, e condução da implementação das medições de campo. Estas informações encontravam-se então em fase de consolidação para consistência física, tendo sido finalmente discutidas e reportadas em sua versão final por Martin et al. (2017).

Com o intuito de recuperar áreas de mananciais do Sistema Cantareira, a Agência Nacional de Águas (ANA) implementou um Projeto Ambiental piloto, especificadamente na bacia do Ribeirão Posses, nomeado Programa Produtor de águas, para a recuperação das áreas de nascentes, visando melhores condições de solo, com manejo adequado dos sistemas de produção animal e vegetal, utilizando-se de incentivos financeiros aos proprietários próximos (ANA, 2008).

A bacia tem uma área de 12 km², com altitude entre 900 e 1450m, sendo constituída de em torno de, 80% pastagem, 13% floresta e 7% agricultura (Azevedo, 2008) (Fig.1), e composta por cinco tipos de solo: Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolos Háplico e Húmico, e Neossolos Flúvico e Litólico (Lima, 2010).

A posição do eixo do vale da bacia é orientada Norte-Sul, na qual espera-se haver diferenças de aquecimento entre as encostas leste e oeste, com medições feitas usando uma rede de geosensores *wireless* distribuída em vários pontos (Fig. 2), conforme detalhado por Martin et al. (2017).

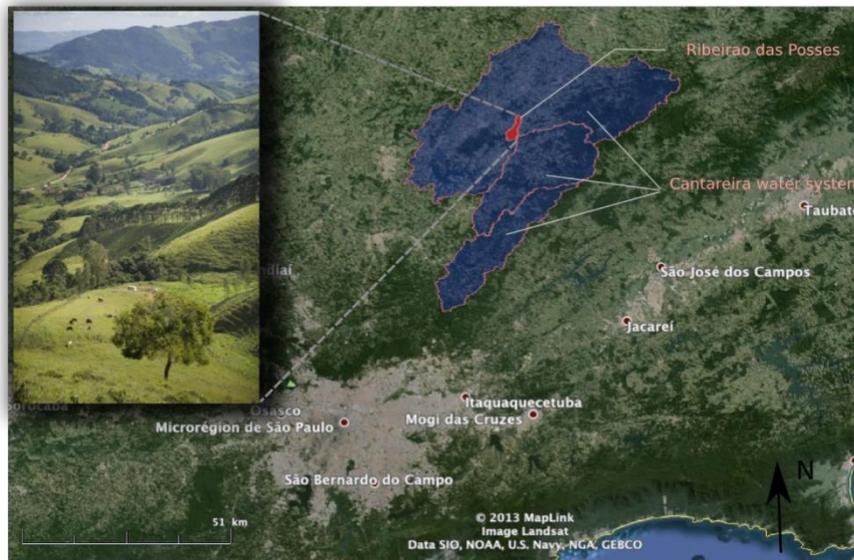


Fig. 1 – Bacia Hidrográfica de Ribeirão das Pesses em Extrema, MG (22° 50'S, 46° 15'O).

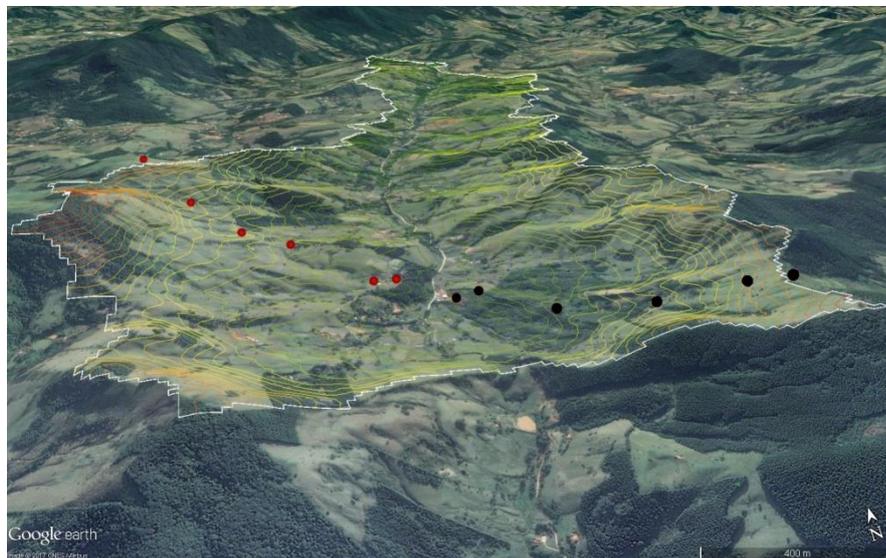


Fig. 2 – Estações meteorológicas instaladas no eixo do vale da Bacia. A cor vermelha representa a vertente no lado oeste e a cor preta a vertente no lado leste.

O arranjo experimental foi de 12 estações meteorológicas instaladas sobre 2 metros da superfície do chão, na cabeceira transversal ao eixo do vale. Metade de cada conjunto ficou em cada vertente da bacia, identificando os pontos instalados entre P1 a P6 na sequência do vale ao topo, e L ou O, diferenciando-se vertente Leste de vertente Oeste geograficamente (Fig.2).

Tabela 1 – Apresentação da identificação dos pontos instalados (WXT520), suas Altitudes (m), longitude (W) e latitude (S).

Estações Meteorológicas					
ID	Pontos	Vertente	Altitude	Latitude	Longitude
P1_O	P1	Oeste	1061	22.88097	46.24908
P2_O	P2	Oeste	1075	22.88117	46.25167
P3_O	P3	Oeste	1140	22.87792	46.25286
P4_O	P4	Oeste	1186	22.87686	46.25453
P5_O	P5	Oeste	1225	22.87411	46.25667
P6_O	P6	Oeste	1356	22.87019	46.25883
P1_L	P1	Leste	1031	22.88331	46.24586
P2_L	P2	Leste	1077	22.88344	46.24694
P3_L	P3	Leste	1127	22.88628	46.24369
P4_L	P4	Leste	1206	22.88839	46.24128
P5_L	P5	Leste	1279	22.88914	46.23847
P6_L	P6	Leste	1342	22.88964	46.23714

A estratégia do experimento pretendeu ser capaz de fornecer aquisição de uma ampla coleção de dados, de maneira adequada à organização e análise interpretativa, com o objetivo de aumentar a habilidade de associar dados em escalas espaciais e temporais para compreender a pequena escala do fenômeno hidro e meteorológico na microbacia.

Essa estrutura foi especificamente escolhida para observar diferenças nos padrões das variáveis medidas sob o efeito da topografia. Com as medidas em campo planejou-se investigar a variabilidade espacial e temporal da temperatura e umidade de ar, a precipitação, radiação e a velocidade de vento que aparecem ao longo da declividade de bacia.

3.1.2. Rede Estações Meteorológicas

A estação meteorológica é constituída por um *Vaisalla Weather Transmitter WXT520*. Um instrumento compacto, de fácil manuseio e transporte, consumo baixo de energia e que permite várias configurações de instalação em conjunto com outros equipamentos (Fig.3).

Com esse instrumento automático as medidas de pressão (hPa), umidade (%) e temperatura do ar (°C), precipitação (mm) e velocidade (m/s) e direção do vento (°) ocorrem a cada dois minutos. Intervalo de tempo suficiente para observar os processos e minimizar a perda de energia devido a maior frequência de medição.

A temperatura, umidade relativa e pressão são medidas através de três transdutores igualmente espaçados. A umidade é estimada por um sensor capacitivo em película fina de polímero que absorve ou libera vapor d'água com sensibilidade a quantidade de umidade relativa presente no ambiente. As características dielétricas do polímero se alteram com a variação de umidade, o circuito mede capacitância, quer será convertida posteriormente em uma interpretação de umidade relativa. A pressão é estimada por um sensor micromecânico, com membrana de silício, que sensível a mudanças de pressão circundante se curva dentro de uma câmara de vácuo, onde as paredes funcionam como eletrodos que se distanciado deles, a capacitância modifica, é lida e convertida para leitura de pressão.

A precipitação é estimada através de um dispositivo composto por um sensor piezoelétrico, protegido por uma cobertura de aço. Esse sensor é constituído de um cristal com propriedades de converter sinais mecânicos em sinais elétricos. Como o sinal do impacto individual da gota é proporcional ao seu volume, pode ocorrer uma conversão direta para acumulados de precipitação.

O vento é determinado por um conjunto de três transdutores igualmente espaçados no plano horizontal. Neles a velocidade e a direção do vento são estimados pelo tempo de ida e volta que o pulso de ultrassom leva de cada transdutor para os outros dois. Com o tempo e a distância entre os transdutores estima-se a velocidade do vento.



Fig. 3 – Estação Meteorológica (WXT520) instalada na Bacia. Fonte: LCB-IAG.

A rede dos geosensores conta com um sistema de conexão por hardware especialmente criado pelo laboratório com capacidade de endereçar, coletar, processar e transmitir por Wi-Fi os dados de estação a estação em terra.

Cada WXT520 foi agregado um microprocessador e memória externa (cartão SSD), protegido por uma caixa plástica, também referida como mote.

Com baixo consumo de energia (~9V), os instrumentos são mantidos por uma bateria conectada a um painel solar com total condição de manter o sistema, mesmo em dias nublados. O equipamento tem um sistema de sensibilidade que entra em modo dormência entre os intervalos das medidas para economia de energia.

A rede inclui um sistema de comunicação sem fio. A infraestrutura da rede permite a comunicação e a transmissão de dados ao controlador possibilitando a comunicação com as unidades. Foi definido que uma estação seria o controlador e as demais endereçariam seus dados, devido sua acessibilidade (P1-O). Esse arranjo permite investir em locais remotos ou com difícil acesso.

As falhas das series temporais obtidas de cada variável em dado ponto foram preenchidas com o método de interpolação de regressão linear múltipla entre as séries dos pontos imediatos que não havia falhas. Foram feitas médias horárias dos dados.

3.2. Dados de Irradiância

3.2.1. Piranômetro

Um piranômetro foi instalado próximo da estação P2-O. Um equipamento passivo com um *datalogger* acoplado para guardar as medições. As medidas de radiação solar global (Wm^{-2}) se iniciaram em fevereiro de 2015 em intervalos de dois minutos e os dados utilizados foram até dezembro de 2015.

Foram feitas médias horárias dos dados. As falhas da série temporal foram preenchidas em quatro etapas: horas individuais foram preenchidas pela hora equivalente do ciclo diurno do próprio mês; o mês inconsistente foi preenchido por quinzenas das séries temporais dos meses vizinhos; valores maiores que 1300 Wm^{-2} foram retirados e interpolados linearmente pela função *na.approx* (*package Zoo*) do *Softawe R*; e por fim, os valores menores que 200 Wm^{-2} foram retirados e interpolados com as médias dos dias adjacentes.

3.2.2. Modelo de Irradiância

O uso de um modelo de irradiância baseado na espacialização que inclui topografia foi utilizado para resolver as questões em superfícies complexas. Vários modelos atuais (*Solar Analyst*, *R.sun*, *SRAD* e *Solei-32*) tem sido avaliados e comparados por Arias *et al.* (2009) em um terreno complexo. O modelo *R.sun* desenvolvido pela equipe de desenvolvimento da GRASS teve a melhor estimativa da irradiância solar diária e anual comparado a outros modelos, que planejamos simular a irradiância solar na montanhosa bacia. Para validar o modelo, conduziu-se comparações com os dados medidos. O modelo *R.sun* é implementado no ambiente da GRASS GIS que é uma fonte aberta, de fácil utilização e inteiramente disponível (<http://grass.itc.it/>), dirigido pelo Projeto ESRA (European Solar Radiation Atlas) (Scharmer and GrGreif 2000, Rigollier *et al.*, 2000). Em suma o modelo *R.sun* é um modelo de irradiância solar que calcula a componente direta incidente, a irradiação solar refletida e difusa e mapas (do tipo *raster*) da irradiância em dado tempo, latitude, local, topografia e condições atmosféricas. Este modelo incorpora os efeitos de sombreamento que são calculados diretamente através de um modelo de elevação digital. O modelo contempla o tratamento da componente difusa dependente de condições climáticas e do terreno. Todas as variáveis são distribuídas espacialmente, que permite o cálculo sobre um terreno complexo. O modelo é capaz de computar as três componentes da radiação solar (direta, difusa e refletida) com a

condição de céu claro (sem variação espacial e temporal das nuvens). Ele exige a topografia acima do nível do mar, a declividade e o aspecto do terreno ou superfície como entrada. Outras entradas internas podem ser substituídas por configurações explicitamente definidas para ajustar necessidades específicas do usuário.

Os mapas de altitudes (*ASTER Global Digital Elevation Model ASTERGDEM*) utilizados estão disponíveis gratuitamente (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>), em formato *raster* com resolução de 30m. O DEM foi modificado para um domínio e resolução que fosse compatível com o mesmo da simulação do Sib2-regional.

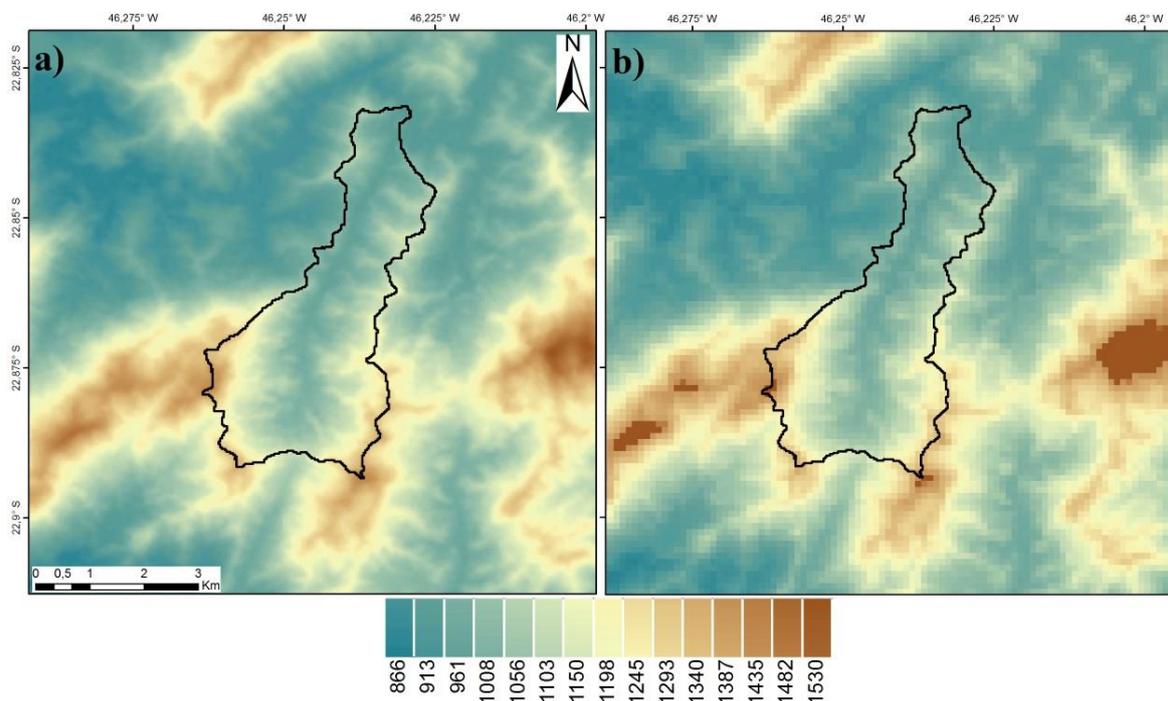


Fig. 4 – Mapa de elevação *raster* com 10 km de domínio com a bacia do Ribeirão das Posses ao centro com resolução de: a) 30m (produto disponível no site), b) 100m (resolução configurada para simulação).

Uma vez que o *raster* (Fig.4b) está inserido no ambiente GRASS, os mapas de declividade e aspecto do terreno, que são necessários e obrigatórios para o cálculo da irradiância são simulados pelo modelo *R.slope.aspect*, presente também no ambiente. Foi simulada irradiância global para todos os dias do ano no período das cinco horas às dezoito horas. Para isso, utilizou-se a compatibilidade com o ambiente *Python* para a automatização. O modelo foi ajustado com valor de turbidez uniforme (quantidade de aerossol presente na atmosfera) igual a dois e albedo do solo definido como um valor uniforme de 0,2.

3.2.3. Campo de Fatores e Campo de Irradiância

Frequentemente são feitos modelos estatísticos de correlações entre simulações e irradiância observada (Oliveira et al, 2002; Batlles et al, 2000; Álvarez et al, 2011). Neste caso, como as simulações foram feitas em condições de céu claro, a série temporal da radiação global medida serviu de condição de calibração para extrapolar a todo o domínio.

Dos campos de irradiância simulado pelo modelo *R.sun*, o valor contido na célula com posição (Lon= -46,2529, Lat= -22,8809) mais próxima do piranômetro serviu de referência para a normalização do domínio. Os campos normalizados foram chamados de campo de fatores.

O campo final de irradiância é o produto do campo de fatores pelo valor de irradiância correspondente a hora da série da irradiância medida.

Com esse método, certifica-se que os valores ajustados estendam-se as características da irradiância medida, sem inutilizar a natureza local do aquecimento. A única restrição desse método é que você fica atrelado ao intervalo de dados medidos em campo.

Na construção da série temporal de cada ponto da grade a partir dos campos de Irradiância optou-se por, mais uma vez, utilizar a função *na.approx*, para interpolar possíveis valores maiores que 1300 Wm⁻².

3.3. Modelo Estatístico

A principal necessidade de se ajustar modelos estatísticos entre as forçantes meteorológicas e a altitude da bacia é para se obter extrapolações dessas variáveis sobre terreno com expressiva variabilidade espacial, de forma que sejam utilizadas como entrada no modelo SiB2-Reg. Por ser um modelo simples e desacoplado com a atmosfera, em que nas simulações de domínios de pequena escala, as entradas são *a priori* estipuladas homogêneas espacialmente, geralmente com dados de apenas uma estação, a variação com a altitude não é considerada.

Uma vez que a amostragem de medidas de campo geralmente não representa toda a área do terreno complexo, comparado com uma área de fácil acesso (Daly et al., 2007), relações estatísticas tem sido usadas em várias regiões para conseguir estabelecer a ciência dos efeitos locais à alteração das variáveis, tais como declividade, topografia, exposição solar etc., (Pepin 2001; Tang and Fang 2006), no qual o *lapse rate* atmosférico de referência (6,5 °C/km), que é calculado teoricamente a partir de equações da termodinâmica sobre processo adiabático úmido, não evidencia localmente. (Hutchinson, 1991; Daly, 2006; Daly et al. 2008).

A interação da temperatura e umidade do ar com a superfície complexa está relacionada com processos como o ciclo da água e fluxos de energia nos processos biofísicos da vegetação e do solo, em que qualquer alteração em qualquer componente desse encadeamento gera efeito sobre o outro (Berry and Bjorkman 1980). Entender a heterogeneidade da distribuição espacial e temporal das variáveis nos oferece informações sobre o terreno, além de gerar melhores dados que serão discriminados nos modelos de fluxos (Jones et al.2009).

As medidas climáticas na bacia do Ribeirão das Posses foram usadas para definir modelos estatísticos de dependência com a altitude.

A umidade relativa medida em campo foi convertida em pressão de vapor d'água com a equação de (Buck, 1981)

$$es = 6.1121 \exp \frac{17,502 Ta}{(240,97+Ta)} \quad (1)$$

$$e = \frac{es}{Ur} \times 100 \quad (2)$$

Onde:

es = pressão de vapor d'água de saturação (hPa);

e = pressão de vapor d'água (hPa);

Ta = temperatura do ar (°C);

Ur = umidade relativa.

Nessa etapa foi proposto primeiramente fazer ciclos diurnos médios das variáveis observadas (temperatura, pressão, pressão de vapor, velocidade do vento) em cada ponto das 12 estações instaladas na cabeceira da microbacia, por estações do ano (DJF – Dezembro/Janeiro/Fevereiro, MAM – Março/ Abril/ Maio, JJA – Junho/ Julho/ Agosto, SON - Setembro/ Outubro/ Novembro). Agrupando as horas equivalentes, totalizou-se 24 coleções horárias para cada variável separada sazonalmente (APÊNDICE C). Separar por estação do ano melhora o entendimento sobre as variações (Kattel et al. 2012).

Plotou-se para cada hora, um diagrama de dispersão da variável observada, por exemplo, temperatura em relação a altitude do ponto associado, buscando-se visualizar alguma relação. Vários estudos tem gerados mapas com boas relações estatísticas a partir de pontos com médias anuais (Vicente-Serrano et al. 2003, com médias mensais (Ninyerola et al. 2007; Zhao et al.

2005), com médias diárias (Hofstra et al. 2008; Pape et al. 2009; Serbin and Kucharik 2009), mas nesse caso, buscaram-se relações estatísticas horárias, mesmo porquê o modelo Sib2-Reg é alimentado em passo de tempo de 1 hora.

Vários métodos estatísticos são utilizados para se estimar o *lapse rate* de temperatura terrestre (LRT). A regressão linear é o mais comum utilizado (Holden and Rose 2010; Daly et al 2007), e comparado em vários lugares (Guan et al. 2012). No entanto, outros métodos como IDW, Kriging, Spline e PCA, também são utilizados (Holden et al. 2010; Goodale et al. 1998; Tewolde et al. 2010)

Nesse contexto, foi pretendido utilizar regressões polinomiais para modelar as variáveis uma vez que suas visualizações foram separadas em vários horários e não se observou apenas padrão linear com a altitude, indicando outra forma de variabilidade com a topografia.

A regressão polinomial é uma variação de regressão múltipla com apenas uma variável X explicativa com diferentes expoentes e é utilizada quando há teoria de inclinações correspondente a X.

Assim, os dados foram ajustados com duas regressões polinomiais, uma na forma $y = ax^2 + bx + c + \varepsilon$, e outra em que o intercepto é forçado a passar na origem, $c = 0$, um mecanismo teórico a se utilizar para que se pudesse comparar os coeficientes polinomiais restantes e poder expandir a relação estatística para outras bacias da mesma região com apenas mapas, uma série temporal referência e um mapa de altitude.

Os parâmetros da regressão (a,b) são calculados pelo método dos mínimos quadrados que consistem em minimizar a soma dos quadrados dos desvios entre valores estimados e valores medidos na amostra dos dados.

Uma vez determinada a regressão, para ter o *Lapse Rate Terrestre (LRT)* calcula-se a derivada parcial em relação à altitude (Cannon et al.,2012). Como se trata também de um conceito de flutuação de uma variável dentro de uma faixa usa-se a diferença entre dois níveis de altitude para ter o valor de LRT.

Lembrando que a regressão forçada na origem pode não ser o modelo de melhor ajuste aos dados, o coeficiente de determinação (R^2) deste modelo é maior que o do modelo com intercepto. Foi um critério de escolha pelos R^2 maiores.

Os ajustes estatísticos foram feitos para o desvio da variável em altitude em relação à variável de referência (menor altitude) (P1-L), com o desvio da altitude em relação à referência.

É importante salientar que como o ponto de menor altitude acaba sendo o intercepto relativo da regressão, valores mais baixos de altitudes que aparecem nos campos a serem extrapolados, podem gerar valores inconsistentes.

Foram gerados modelos estatísticos para todas as horas dos ciclos diurnos médios em todas as estações do ano com os dados disponíveis de agosto de 2014 a agosto de 2015.

3.4. Dados de Precipitação

O sudeste brasileiro é uma região com notável gradiente de índices pluviométricos, devido sua posição geográfica, topografia e aspectos dinâmicos da atmosfera. (Minuzzi et al., 2007). Conhecer e avaliar a variabilidade espacial desta variável torna o entendimento fundamental sobre um dos componentes do balanço hídrico, tornando possível subsidiar políticas públicas sobre o consumo dos recursos naturais de um local (Basistha e Goel, 2008). Ressalta-se ainda que, dentre as variáveis meteorológicas, a precipitação apresenta a maior variabilidade espacial, temporal e climatológica, sendo que esta última tem maior dificuldade de sua aquisição, uma vez que os interpoladores não levam em consideração a superfície como variável.

Os métodos de interpolação são utilizados com a intenção de obter a variabilidade espacial de um determinado atributo, baseando se em dados amostrais do local de interesse (Jimenez e Domecq, 2008).

Para gerar campo de precipitação sobre a microbacia do Ribeirão das Posses foi utilizado o método de interpolação geoestatístico IDW (*Inverse Distance Weighted*) com o auxílio do *software* R (pacote *gstat*).

Um método simples e muito utilizado (Deus et al.,2010; Gardiman Junior et al., 2012; Marcuzzo el al., 2011) que se baseia se no pressuposto que dentre um amostragem com pontos que contenham valores espalhados num espaço, pontos sem amostras podem ser ajustados pela média ponderada dos valores com correlação espacial. Ou seja, atribui-se maior peso a valores mais próximos do que para valores mais distantes do ponto a ser interpolado.

$$z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i} z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}} \quad (3)$$

onde:

z = valores ajustados;

n = número de amostras;

z_i = valores conhecidos;

d_i = distâncias entre os valores conhecidos e ajustados (z_i e z).

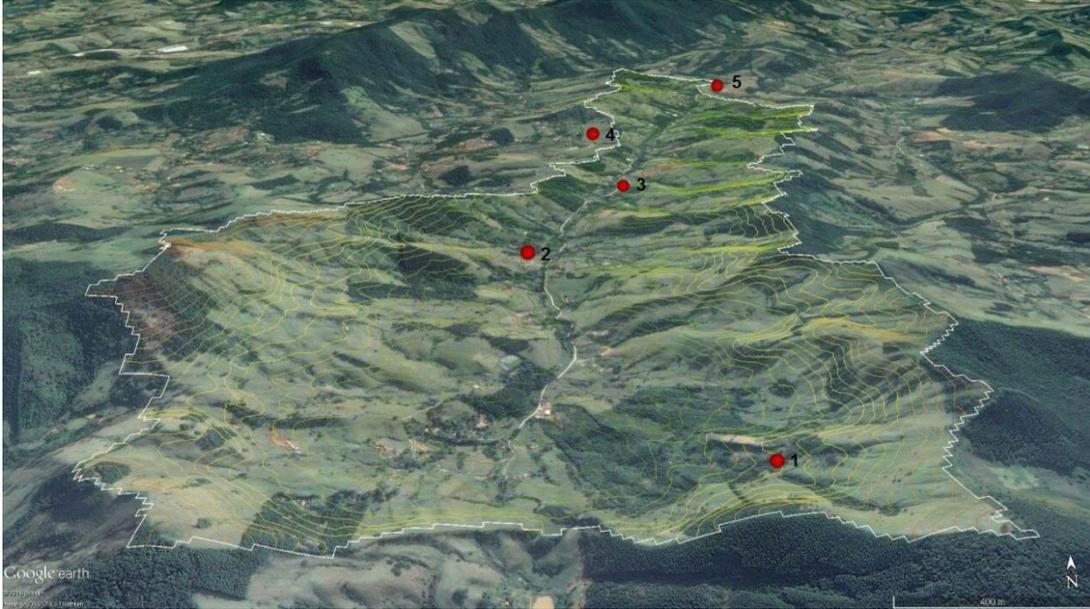


Fig. 5 – Distribuição dos pluviômetros sobre a bacia utilizados para a interpolação. (5) Recanto do Ratinho, (4) Sítio Bela Vista, (3) Sítio Canto da Siriema, (2) Sítio São Jose, (1) Nascente Principal.

Para validar o modelo foi adotado como critério mínimo o ajuste de um modelo linear entre os valores medidos e simulados dos pontos conhecidos e coeficiente de determinação superior a 0,7, segundo Barbosa et al. (2005) e Pruski et al. (2004) já utilizado em outros trabalhos. Os dados utilizados foram valores de acumulados diários de precipitação de cinco pluviômetros de básculas da Agência Nacional de Águas (ANA) de 2009 a 2014 (Fig.5) do sistema de informação hidrológicas (Hidroweb).

Tabela 2 – Apresentação da identificação dos pluviômetros, suas longitude (W) e latitude (S) e acumulado anual médio (mm ano⁻¹).

Pluviômetros			
Estação Pluviométrica	Latitude	Longitude	Acumulado (mm)
Sítio Canto da Siriema	22.86000	46.24111	1518
Sítio Bela Vista	22.84972	46.24167	1482
Recanto do Ratinho	22.83694	46.22972	1509

Nascente Principal	22.88778	46.24083	1600
Sítio São José	22.86944	46.24722	1537

Foi feito um campo único interpolado com a precipitação anual média de cada pluviômetro com resolução de 100m e domínio de 10 km.

O campo interpolado foi normalizado com o valor 1578 mm ano⁻¹, presente na célula equivalente a estação meteorológica de referência (P1-L).

Os valores estão em tonro de um e foram multiplicados com a série temporal da precipitação acumulada horária da estação referência (P1-L), gerando séries temporais para toda a bacia que, por sua vez, produziu a entrada dessa variável para o Sib2-Reg para cada ponto de grade.

3.5. Cálculo dos Fluxos

3.5.1. SiB-2

O Simple Biosphere Model, SiB (Sellers et al., 1986), é um modelo de biosfera que pertence a segunda geração dos modelos de superfície, desenvolvido para auxiliar nas previsões meteorológicas, incorporando cálculos que simulam as transferências de energia, massa e momentum entre o solo-vegetação e atmosfera. Essas trocas são parametrizadas abordando o conceito de Penman- Monteith (da Rocha, 1998), no qual as partes dessa interação determinam os caminhos por trajetórias de resistências, equivalente a Lei de Ohm. (Sellers et al., 1986; Sellers et al., 1997) acima e ao longo do dossel (da Rocha, 1998).

O cálculo das frações absorvidas de radiação em cada banda, assim como das refletâncias espectrais são feitas a partir da aproximação "*two-stream*" (Dickinson, 1986). Este método descreve os gradientes dos fluxos verticais da radiação incidente e emergente dentro do dossel com relação ao índice de área foliar, que atenua a radiação no caminho óptico.

O modelo SiB-2(Sellers et al., 1996), segunda geração desse modelo, preocupa se também em parametrizar melhor o papel da vegetação sobre as interações. Assim, ele incorpora os fluxos de CO₂, por meio da fotossíntese e respiração da planta, atribuindo algoritmos que representam a resistência estomática - inspirada no modelo de Ball- em escala de folha e dossel, sendo capaz de estimar a produção de massa vegetal. O mesmo permite parametrizar a vegetação com o subsidio de imagens de satélite na intenção de permitir mais realismo nos

cálculos dos fluxos, diante das variabilidades regionais e sazonais sobre o continente (Sellers et al., 1996).

Os fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e CO_2 deve-se a diferenças de potenciais representadas pela temperatura, pressão de vapor e pressão parcial do CO_2 , respectivamente, entre duas regiões, e ao inverso de uma resistência especificada.

Inicialmente esse modelo foi idealizado a interagir com Modelos de Circulação Global (MCGs), no qual acoplado, lhe é necessário prescrever os parâmetros físicos, fisiológicos e morfológicos. No modo “off-line” as condições de fronteira podem ser obtidas por dados micrometeorológicos de estação de superfície ou retirados de reanálises (da Rocha, 1992; Domingues, 2014).

O SiB-2 é um modelo diagnóstico por área unitária de superfície. Essa área é composta por uma estrutura vertical definida por uma camada de dossel e três camadas de solo adjacentes (Fig.6). A camada do dossel é representada pelo conceito de “Big-Leaf”, onde a área foliar é simplificada por um grande losango. As camadas dos solos são: a primeira (superficial), pouca espessa, na qual facilita a evaporação direta da água dos poros vazios da camada, quando esta se encontra saturada; a segunda camada, denominada zona de raízes, o sistema radicular da vegetação a ocupa sem ultrapassar sua base, a sua remoção de umidade para atmosfera se dá pelo processo de transpiração vegetal; a terceira e ultima camada, é a mais profunda, a recarga do aquífero por escoamento básico por efeito gravitacional (da Rocha, 1992).

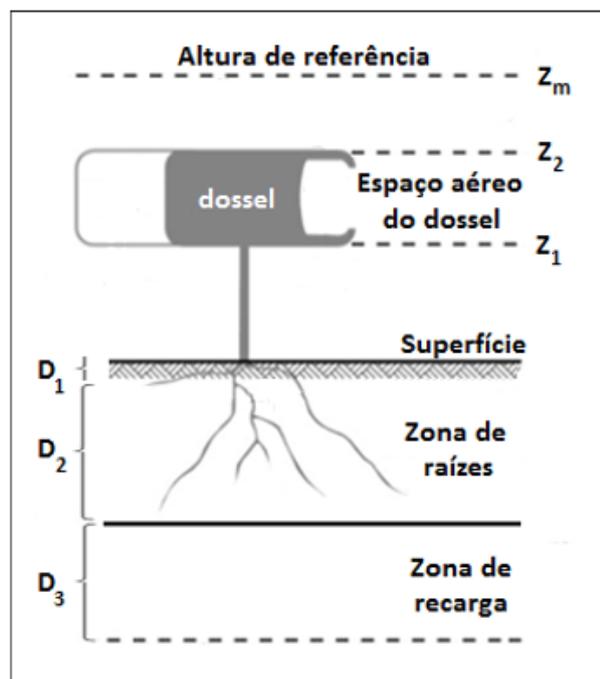


Fig. 6 – Estrutura vertical do SiB2. Fonte: Domingues (2014).

Desde sua elaboração, este modelo foi amplamente usado e calibrado para diversos lugares (Dorman et al., 1989; Da Rocha, H. R., 1992; Sen et al., 2000; Llopart, M.P.,2009). Desenvolvido em linguagem *Fortran*, o código aberto permite ao usuário alterações.

Para a bacia de estudo foi alterado a quantidade de forçantes atmosféricas de entrada, sendo a última a adicionada:

- Temperatura [K];
- Pressão de Vapor d'água [hPa];
- Velocidade do Vento [m s^{-2}];
- Precipitação [mm hora^{-1}];
- Irradiância Solar Incidente [W m^{-2}];
- Pressão Atmosférica [hPa];

As variáveis de saída e parâmetros utilizados estão apresentados no Apêndice A.

3.5.2. Modelo SiB2-Reg

O modelo *SiB2-Reg* foi desenvolvido por Acosta (2007) e integra o SiB-2 pontualmente à várias células de grade regularmente espaçadas dentro de um domínio. O *SiB2-Reg*, já foi adotado e calibrado com sucesso por Martins (2011), Domingues (2014), Paredes (2015), utiliza-se de mapas de vegetação e de solo como condições de fronteira, e considera a vegetação e solo homogeneamente distribuídos dentro de cada célula. Os fluxos simulados são estritamente verticais e não há trocas na direção horizontal, isto é, as células da grade são independentes entre si.

Modificado da primeira versão, os dados não vieram de reanálise.

No pré-processamento, os arquivos de entrada com as forçantes atmosféricas são formados a partir de dados de campo. O agrupamento das séries temporais das forçantes foi feito por um script (*software R*) para cada célula da grade.

No processamento, inicialmente, discrimina se a classe de vegetação e de solo para todas as células de grade.

O modelo identifica o solo para cada célula a partir do Mapa Digital de Solos do Mundo de Solos do Mundo (Digital Soil Map of the World, DSMW) da FAO-UNESCO (Domingues, 2014 – pg. 27).

Para a área da simulação definiu-se a utilização de um mapa de solo constante para priorizar a visualização de aspectos dominantes de relevo e vegetação sobre os fluxos.

O mapa de vegetação baseia-se na imagem georeferenciada do Google Earth, com classificação supervisionada, em resolução espacial de 5m e depois reamostrada para resolução de 100m (Fig. 7).

A calibração dos atributos das classes de vegetações no modelo, por exemplo, índice de área foliar, total de folhar verdes, está presente em Llopart (2009) e Martins (2011).

Após a identificação dos mapas de solo e vegetação cada arquivo do pré-processamento foi lido e escrito em um arquivo de entrada para o SiB2-pontual. Os arquivos estão em escala horária no intervalo de 11 meses, e o SiB2-pontual foi executado para todo o intervalo resultando em arquivos *Aschi* de saída pontual.

No pós-processamento, o diretório com os arquivos de saída passam por algoritmos (*Fortran*) que fazem médias sazonais, médias diárias e seleciona a saída horária.

Os mapas, gráfico e histogramas das variáveis são feitos no Software R, terminando o pós-processamento.

A resolução do modelo SiB2-Reg para este trabalho foi de $0,001^\circ \times 0,001^\circ$, para uma grade regular com domínio de 10 km entre as latitudes de $22,9165^\circ \text{ S}$ e $22,817^\circ \text{ S}$ e entre as longitudes de $46,2945^\circ \text{ O}$ e $46,1955^\circ \text{ O}$, totalizando 10000 pontos para simulação.

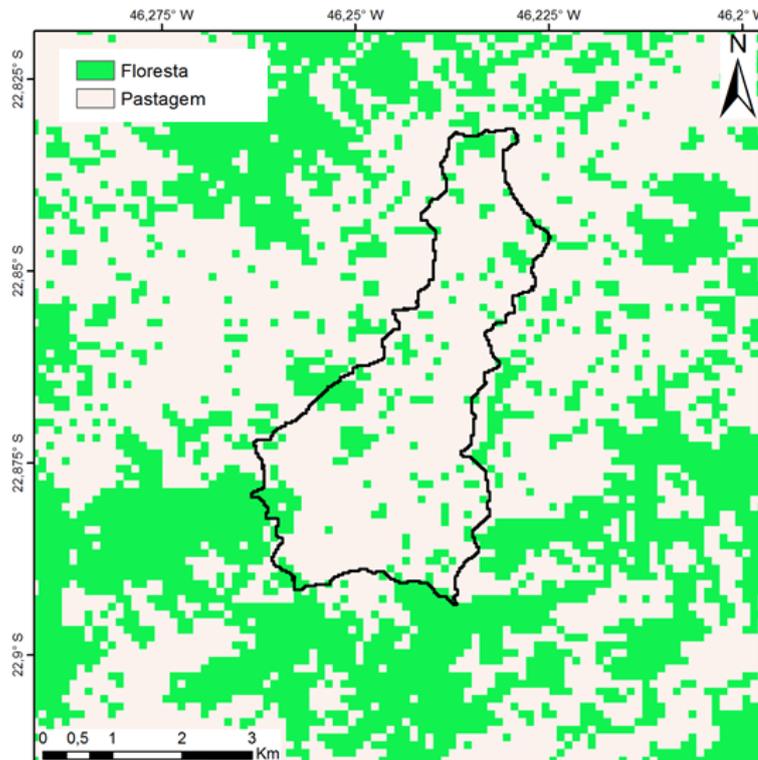


Fig. 7– Mapa de vegetação utilizado na simulação com resolução espacial de 100 m.

3.6. Método de Fatores

Um procedimento utilizado para averiguar o efeito de uma determinada variável restritamente sobre um campo modelado é o Método Numérico de Separação de Fatores. Desenvolvido por Stein and Alpert (1993), este pressupõe que um campo f depende de alguns fatores ψ que se alterados por quaisquer condições, o campo f também se altera.

O fator ψ pode ser multiplicado por um coeficiente c , que assume no caso mais simples, valores 1 ou 0. O valor 1 indica que aquele fator ocorreu alteração e deve ser inserido na simulação controle. O valor 0 indica que o fator ψ foi omitido da simulação.

O campo resultante de f é uma função do coeficiente c .

$$f = f(c) \quad (4)$$

Dessa função acima, decompõe-se em conceito simples de que ela tem duas partes, uma que independe de c , que por sua vez não depende do fator ψ , \hat{f}_0 , e outra parte que depende de c .

$$\hat{f}_0 = f_0 \quad (5)$$

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0 \quad (6)$$

Em síntese, para ter o efeito de um fator ψ basta executar a simulação com a sua alteração e subtrair o campo controle f_0 .

Esse método é extensamente aplicado na meteorologia (Lima and Fernández, 2011; Araújo, T.L., 2010) e neste trabalho o emprego se deu pela necessidade de visualizar quais os efeitos independentes das forçantes do modelo *SiB2* em condição de variabilidade com a altitude sobre os fluxos de energia e água.

O número de fatores ψ determina a quantidade de simulações que devem ser feitas para compreender todas as interações independentes e interdependentes que compreendem o estudo. Esse número é 2^n , onde n é o número de fatores (Stein and Alpert, 1993).

Neste caso, o número de fatores é a quantidade de forçantes do modelo *SiB-2*, ou seja, seis fatores. Priorizou o estudo e interpretação dos sete primeiros, dentre os 64 possíveis, uma vez que permitia unicamente interações independentes dos fatores.

Tabela 3 – Identificação de cada fator ψ_c e combinações das condições de contorno para as simulações.

ψ_c	T (z)	e (z)	V (z)	P (z)	Ps (z)	Ki (z)
----------	-------	-------	-------	-------	--------	--------

f_0	Sim	Sim	Sim	Sim	Sim	Sim
f_1	-	Sim	Sim	Sim	Sim	Sim
f_2	Sim	-	Sim	Sim	Sim	Sim
f_3	Sim	Sim	-	Sim	Sim	Sim
f_4	Sim	Sim	Sim	-	Sim	Sim
f_5	Sim	Sim	Sim	Sim	-	Sim
f_6	Sim	Sim	Sim	Sim	Sim	-

A simulação controle f_0 é composta por todos os fatores variando com a altitude e as demais simulações, de acordo com o seu coeficiente, tem o fator de estudo homogêneo para todo o campo simulado.

$$\hat{f}_c = f_c - f_0 \quad c \in Z\{1,2,3,4,5,6\} \quad (7)$$

Onde, os \hat{f}_c são os campos resultantes que apresentam individualmente o efeito dos fatores (forçantes do modelo SiB2-Reg) com relação a altitude sobre as saídas do modelo (fluxos de energia e água).

Na tabela 3 pode-se observar os experimentos (ψ_c) que foram feitos, neles o símbolos (-) representam que a variável em questão entrou na simulação homogênea na área de estudo e “sim” representa que a variável entrou na simulação variando com altitude (heterogênea).

O método de fatores foi delineado a partir de campos de médias mensais e médias diárias.

O efeito final F_c é dado como a subtração de campos de mesma variável do experimento de estudo do experimento controle.

$$F_c = \hat{f}_c = f_c \quad (8)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Modelos Estatísticos

Como síntese da informação, foi comentada apenas uma estação do ano (SON – Setembro/Outubro/Novembro) para demonstrar e discutir os resultados.

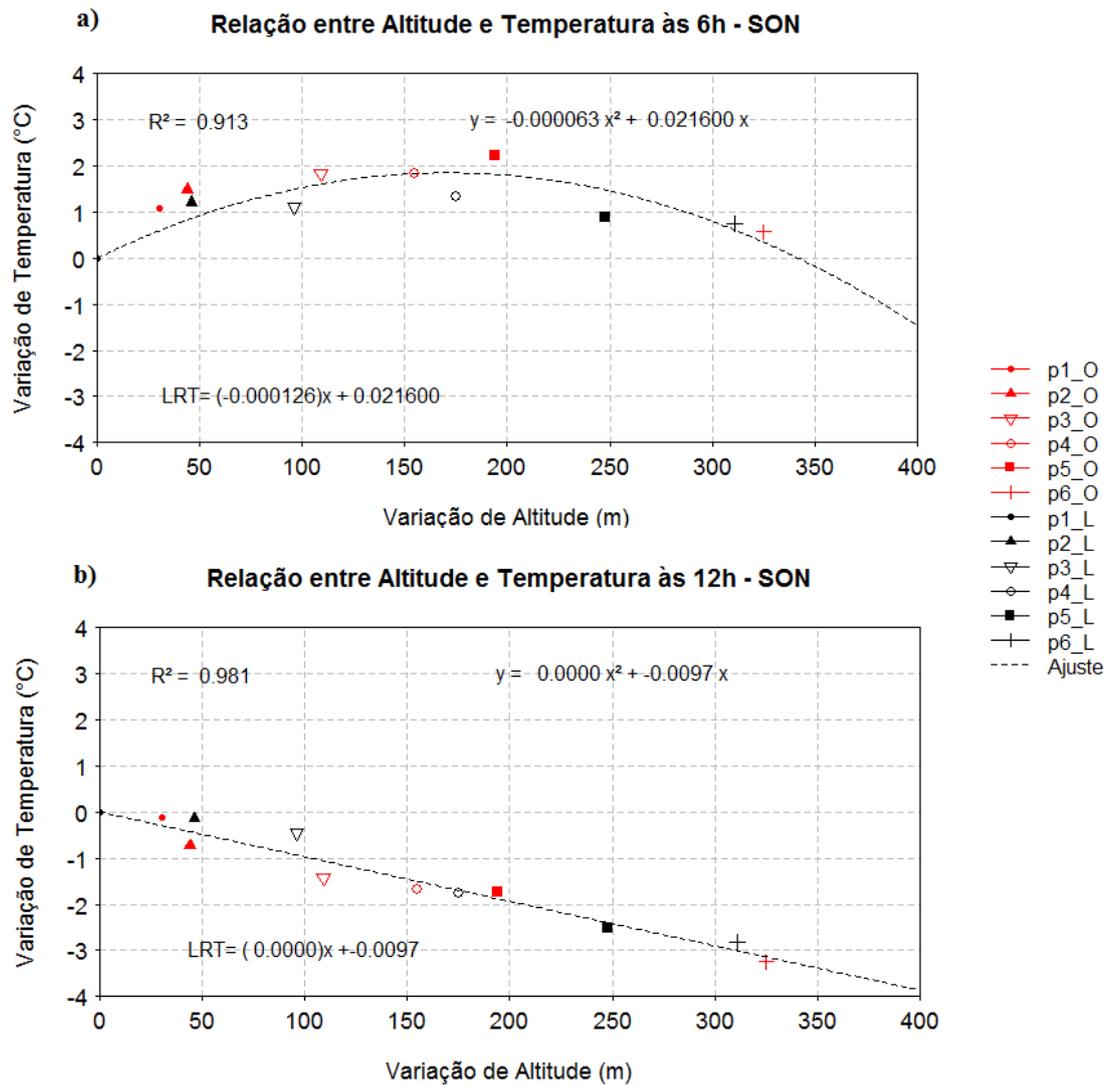


Fig. 8 – Variação da temperatura do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Temperatura (°C) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e a estação de referência mais baixa (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.

A relação da variação de temperatura com a altitude foi ajustada com modelos de regressões polinomiais (Fig.8). Os pontos plotados são as temperaturas médias horárias das 12 estações meteorológicas, como desvio em relação à estação de referência. O eixo y em 0 °C

representa a referência do ponto mais baixo (P1-L). A abscissa representa a variação de altitude em relação à altitude da estação de referência, no intervalo entre 0 m e 400 m. Os valores absolutos das variáveis do ponto de referência nos horários analisados estão na tabela 4.

Tabela 4- Variáveis com valores absolutos do ciclo diurno médio da estação mais baixa de referência (P1-L) em dois horários as 6h e as 12h que foram subtraídos das demais estações para realizar os ajustes estatísticos.

Variável Horário	Pressão (hPa)	Vento (m s ⁻¹)	Temperatura (°C)	Pressão de Vapor (hPa)	Altitude (m)
6 h	902,7	0,8	14,8	14,5	1031
12h	902,2	1,4	25,3	15,3	1031

O ajuste estatístico às 6h (Fig.8a) apresenta um padrão não linear. O coeficiente da regressão polinomial junto ao x^2 é menor e negativo ($-6,32 \cdot 10^{-05} \text{ m}^{-2}$) do que as 12 h, evidenciando dois padrões físicos da temperatura. Da referência até em torno de 200 m ocorre no horário de 6h um aumento na temperatura com a altitude a uma taxa aproximadamente de LRT de $9 \text{ }^\circ\text{C /Km}$. Trata-se de um padrão de inversão, associado ao resfriamento radiativo do solo durante à noite, como ocorre na camada limite atmosférica noturna (Pepin, 1999) . Acima desta altitude observa-se um comportamento diferente, com gradiente negativo e menos intenso em relação à altitude com LRT próximo de $3,2 \text{ }^\circ\text{C /Km}$. Tem-se um padrão semelhante ao da estrutura térmica da camada limite residual noturna.

Ao meio dia observa-se que o ponto mais alto (P6-O) é mais frio quase $4 \text{ }^\circ\text{C}$ que a estação referência , sendo o LRT intenso sobre a extensão do ajuste estatístico (padrão linear) em torno de $9,7 \text{ }^\circ\text{C / Km}$, próximo da adiabática seca (Stull ,1988) (Fig.8b).

O padrão linear da temperatura pode ser associados à camada instável que durante o dia tem uma extensão teórica maior ($\sim 1000 \text{ m}$), mas devido à extensão espacial das medidas ($\sim 400 \text{ m}$) consegue-se averiguar o comportamento próximo à influência da parte mais rasa da camada de mistura, com gradientes negativos em relação a altitude a partir da superfície.

A variabilidade espacial da temperatura associada às taxas de LRT mínimas e máximas, ou seja, durante a 6h e durante o 12h, é maior nos pontos entre 100 m e 200 m. Essa variabilidade da temperatura ao longo do ano é referida como fator climático de continentalidade (Tang et al. 2006), quanto maior, mais forte é o efeito e longe do mar a área se encontra (Barry, 2008).

Os coeficientes de regressão R^2 dos ajustes dos polinômios das temperaturas referente à camada instável (12h) são maiores que os referentes a camada estável (6h) (Kattel et al. 2012).

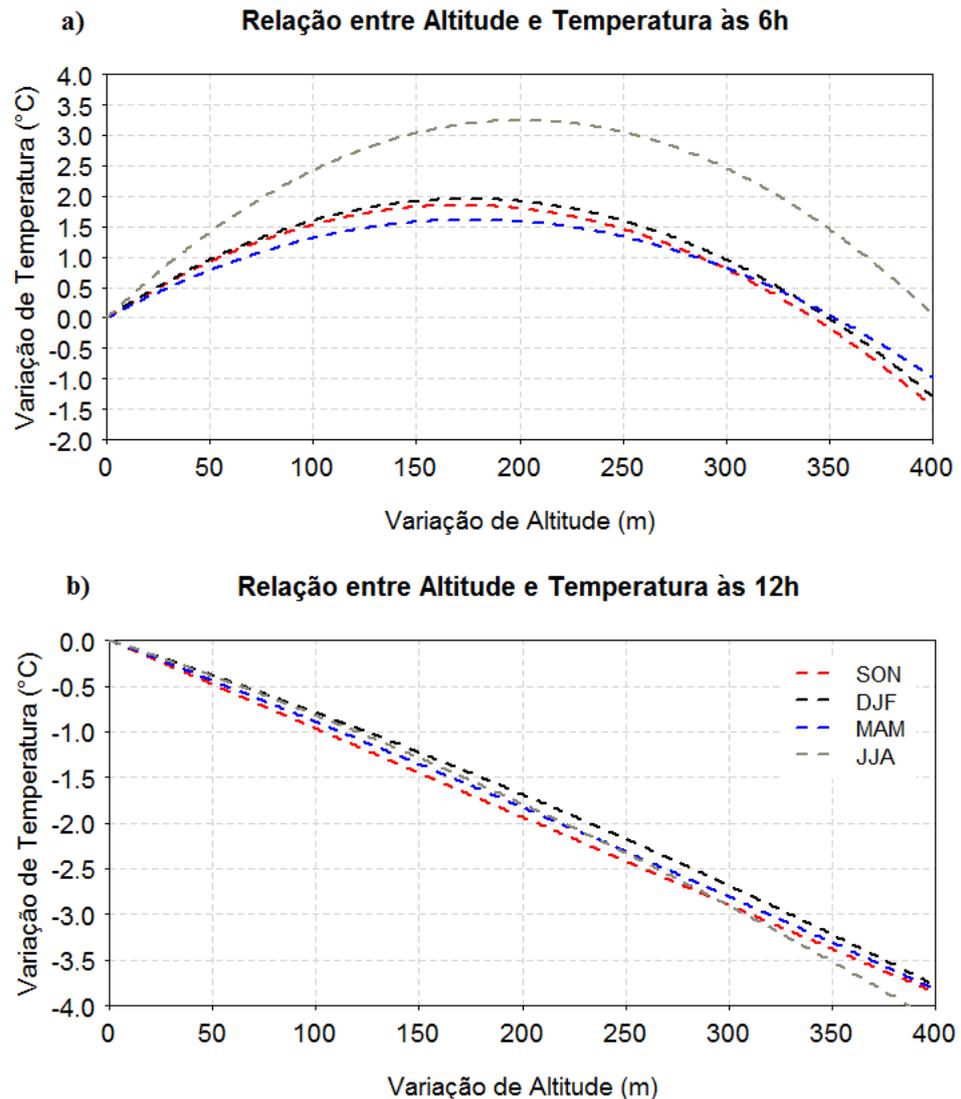


Fig. 9- Comparação dos modelos estatísticos da temperatura do ar às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Temperatura (°C) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.

Além dos padrões das variáveis vistos nos diferentes horários, os modelos estatísticos permitem reconhecer efeitos sazonais (Fig.9).

Durante o inverno, o resfriamento radiativo superficial e o céu claro acentuam uma estratificação da camada estável e a produção de inversão térmica nos primeiros 200m (Fig.9a). Essas condições facilitam a deposição de ar nas áreas mais baixas através dos escoamentos descendentes (catabáticos), formando uma “piscina fria”. A saída de radiação de onda longa emitida pela superfície, durante à noite, em condições de céu claro, aumentam a diferença dos LRTs entre as estações. Ocorre geralmente maior cobertura de nuvens nos meses de verão e menor nos meses de inverno. Com relação ao padrão noturno, a cobertura de nuvens ajuda o

aquecimento da superfície por maior oferta de radiação de onda longa durante à noite (Fig.9a), reduzindo os LRTs em relação ao inverno, e a variabilidade entre as temperaturas máximas e mínimas.

No Verão (DJF) notou-se uma camada diurna levemente menor, com gradientes menores sobre o Inverno (JJA), que mostrou a maior variação em todo o intervalo altitudinal, e em especial nos 100 m superiores. Mesmo com diferenças suaves é possível identificar também que os padrões das estações de transições (MAM – outono, SON – primavera) ficaram intermediárias aos do Inverno e do Verão (Fig.9b).

Teoricamente se espera que para uma serie de dados suficientemente grande, as estações de transição estejam entre os limites inverno e verão (Fig.9). No entanto, os dados usados nos modelos estatísticos pertencem a um período anômalo seco sobre a região, apresentando-se esse padrão (Coelho et al. 2015; Marengo et al. 2015) .

Verifica se essa anomalia na comparação entre os modelos estatísticos ajustados para pressão de vapor das estações do ano, onde SON apresentou um gradiente mais seco, até mais que MAM, menos quantidade de umidade, o que justifica o intenso gradiente de temperatura sobre as demais estações principalmente durante o dia (Fig. 11b). O LRT da temperatura é menos intenso em condições de atmosfera mais úmida do que em condições seca.

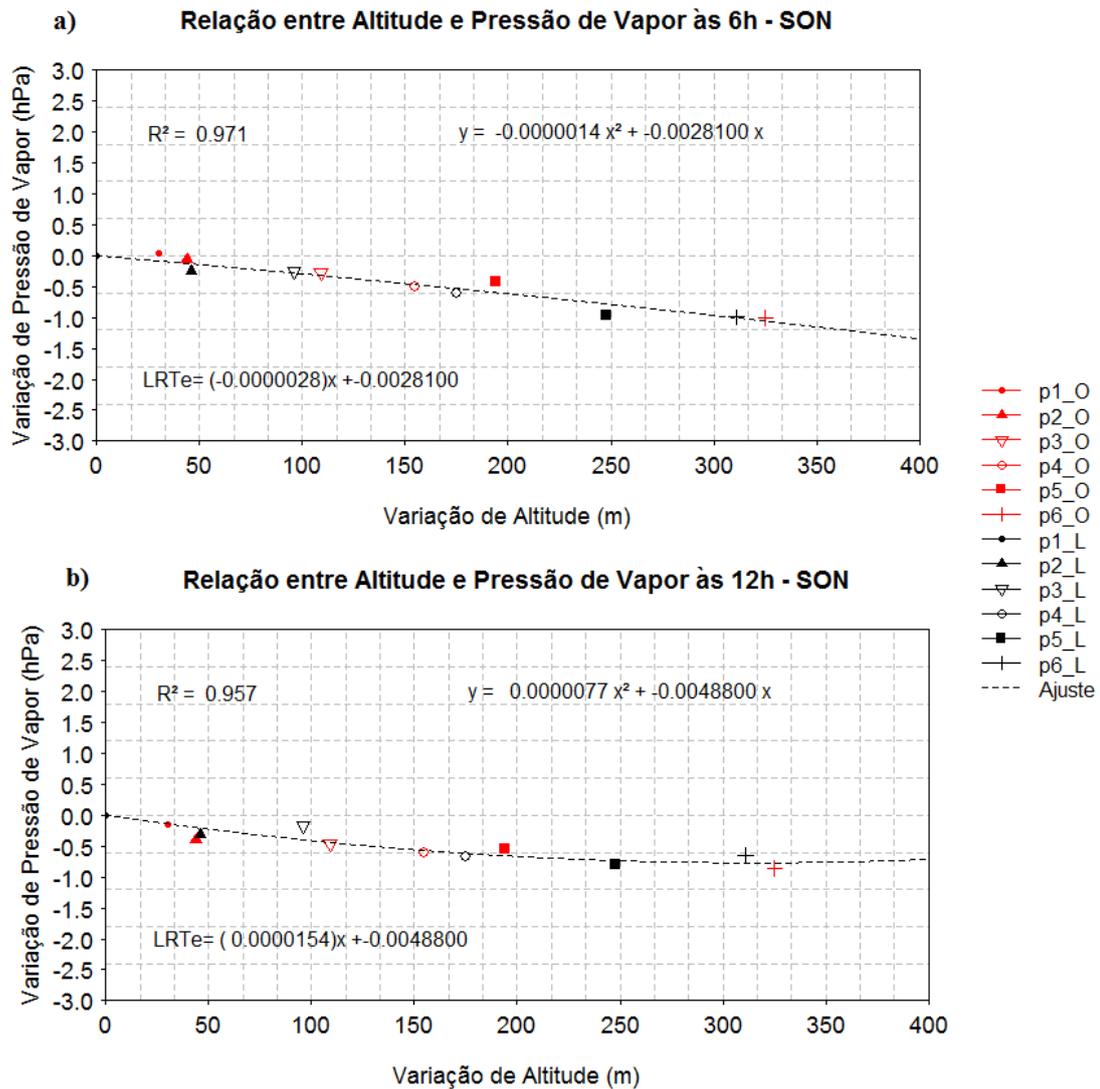


Fig. 10 - Pressão de Vapor do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa **Varição de Pressão de Vapor (hPa)** e o eixo x representa **Varição de Altitude (m)**. A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.

A pressão de vapor da estação SON tem seu gradiente menos intenso às 6h (Fig.10a) do que às 12h (Fig.10b), -2,8 hPa e - 4,8 hPa ,respectivamente. O efeito do modelo as 6h é mais linear, o ponto mais alto chega a quase 1 hPa abaixo da referência e a vertente oeste é um pouco mais úmida que a vertente leste. As 12h essa diferenciação entre as vertentes não é tão evidente, e essa sinuosidade no modelo mostra que os pontos têm desvios menores da referência comparados ao horário anterior. Fisicamente pode-se associar esse campo de pressão de vapor à maior mistura da quantidade de umidade na extensão da atmosfera.

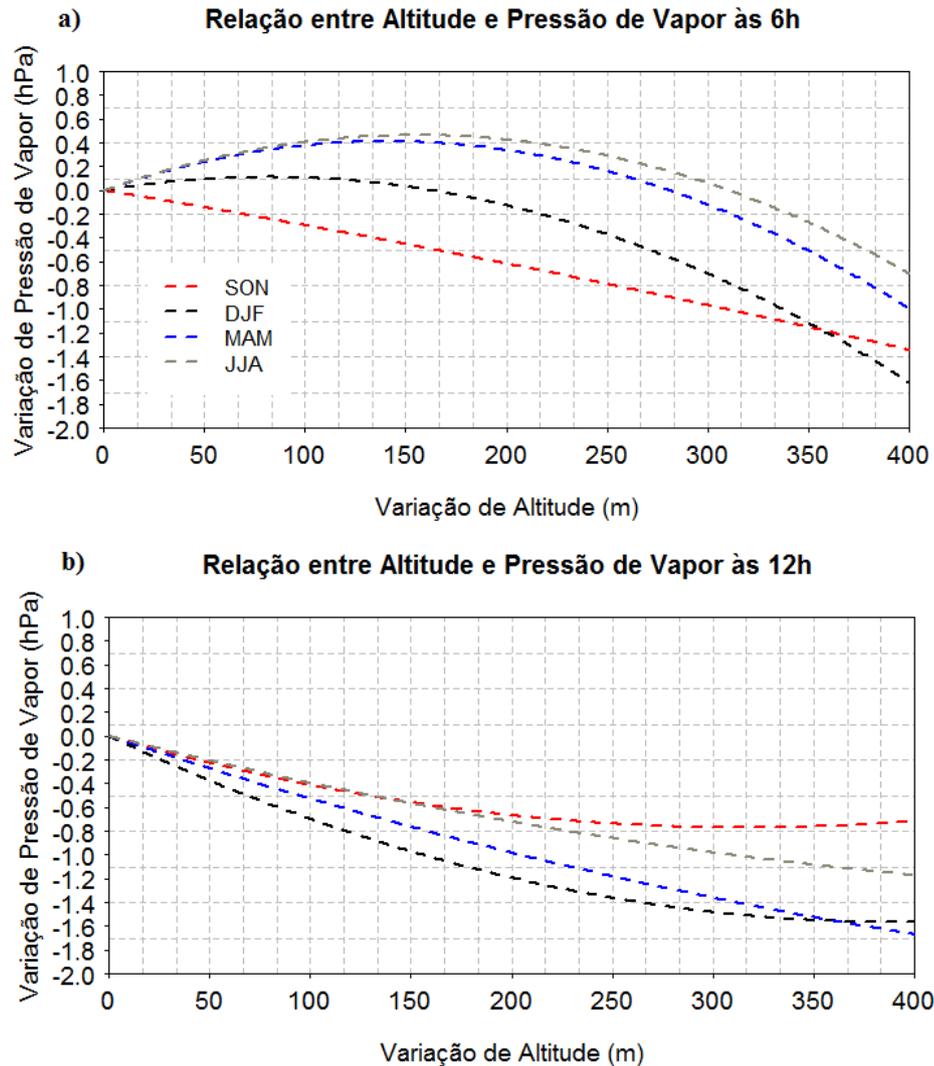


Fig. 11 - Modelos estatísticos da Pressão de Vapor às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Pressão de Vapor (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.

O zero não representa o mesmo valor absoluto, e observa-se as 12h também um padrão visto para todas as estações do ano da umidade diminuir com a altura e depois os gradientes se aproximarem de uma constante, o que poderia ser associado a grande turbulência da camada de mistura. (Stull, 1988).

Às 6h (Fig.11a) o padrão noturno pode ser decomposto em duas partes, a primeira até ~ 200m, onde ocorre um pequeno aumento em relação à referência em geral (exceto em SON), e depois uma diminuição mais acentuada que foi mais marcante no verão, que atingiu 1,5 hPa abaixo da referência.

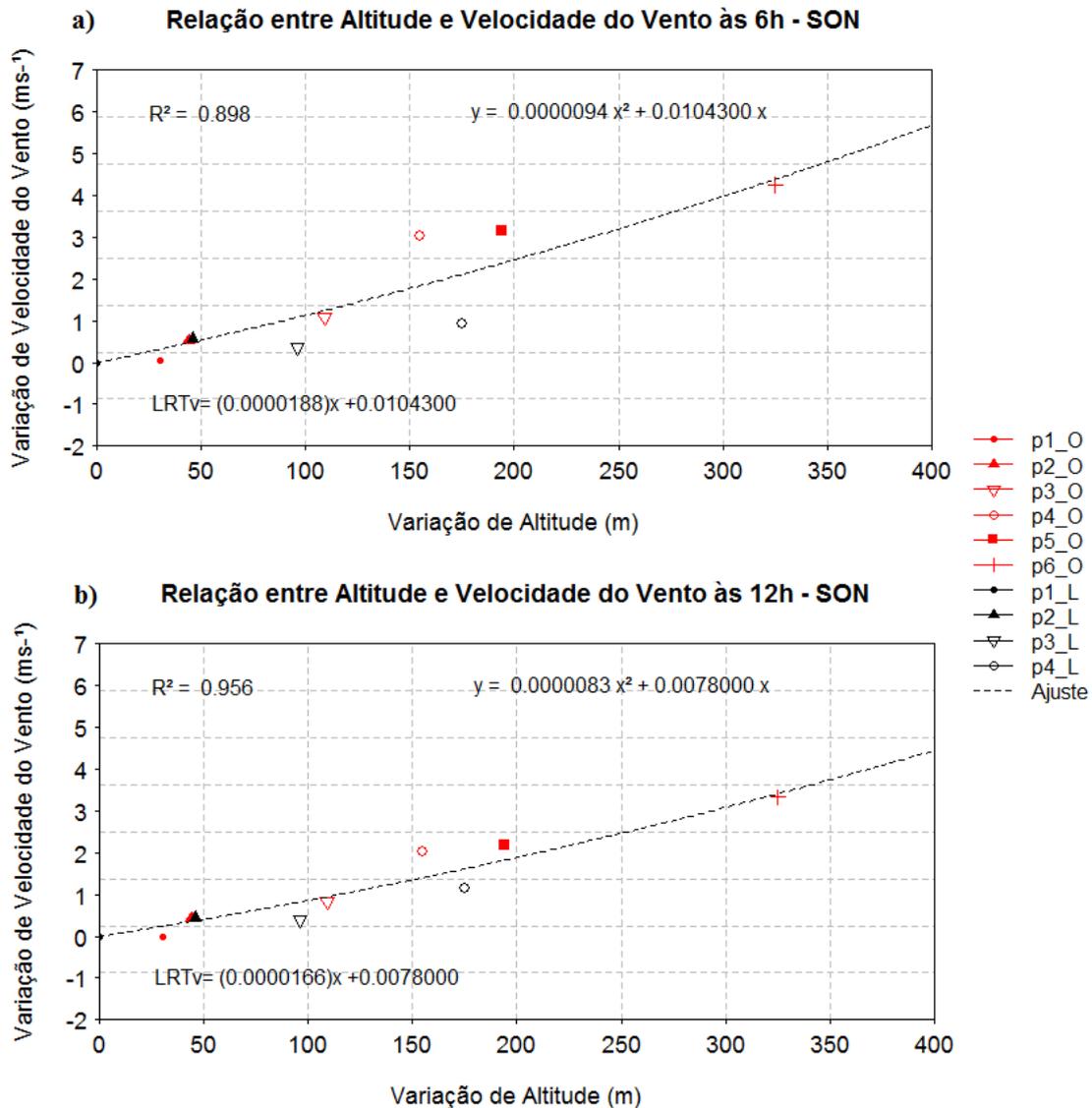


Fig. 12 - Velocidade do vento às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Velocidade do vento (m s⁻¹) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.

É importante lembrar que os modelos, quando comparados sazonalmente, estão sendo verificados de forma relativa, uma vez que a resolução dos polinômios é horária e para cada equação há um valor de referência diferente na menor altitude.

Os modelos ajustados para velocidade do vento foram feitos sem os valores dos pontos mais altos do lado leste (P5-L e P6-L). Os gradientes são positivos em ambos os horários discutidos sendo eles aproximadamente 11,4 m s⁻¹ Km⁻¹ (Fig. 12a) e 8,6 m.s Km⁻¹ (Fig. 12b). A diferença entre os gradientes do vento à noite e de dia pode estar relacionado com um padrão de estabilidade, uma vez que na atmosfera vertical instável tende-se a reduzir os gradientes verticais do vento pelo maior transporte vertical de momentum. No período diurno tem mais

circulação dentro da vale da bacia impulsionada pelo aquecimento da superfície, o ar fica mais misturado e isso ocasiona gradientes menores em relação à noite.

Durante às 6h o resfriamento superficial e os escoamentos do ar descendentes (catabáticos) geram uma área de estabilidade designada “piscina fria” dentro da bacia. Uma região de inversão térmica pode dificultar a entrada dos ventos superiores para dentro da bacia devido à diferença de densidade do ar. Esse desacoplamento dos ventos entre a parte interna da bacia, mais estável, e a parte acima, auxilia na formação dos gradientes intensos (Stull, 1988).

A estabilidade da atmosfera também explica a relação não tão somente, do ciclo diurno médio, como também das diferenças encontradas nas estações do ano entre os modelos estatísticos (Fig.13). Verifica-se que os gradientes nesse caso para os meses de SON, são mais intensos comparados com as demais estações, atingindo uma máxima diferença de $5,7\text{m s}^{-1}\text{Km}^{-1}$ entre elas.

Uma vez que no intervalo SON houve menos umidade, conjuntamente com a perda radiativa da superfície, o padrão encontrando é de mais estabilidade que as demais estações. À noite até às 6h, quando o efeito de aquecimento cessa, a perda radiativa aumenta ainda mais, o padrão se torna mais estável que durante o dia, intensificando ainda mais os gradientes do vento (Fig.13a).

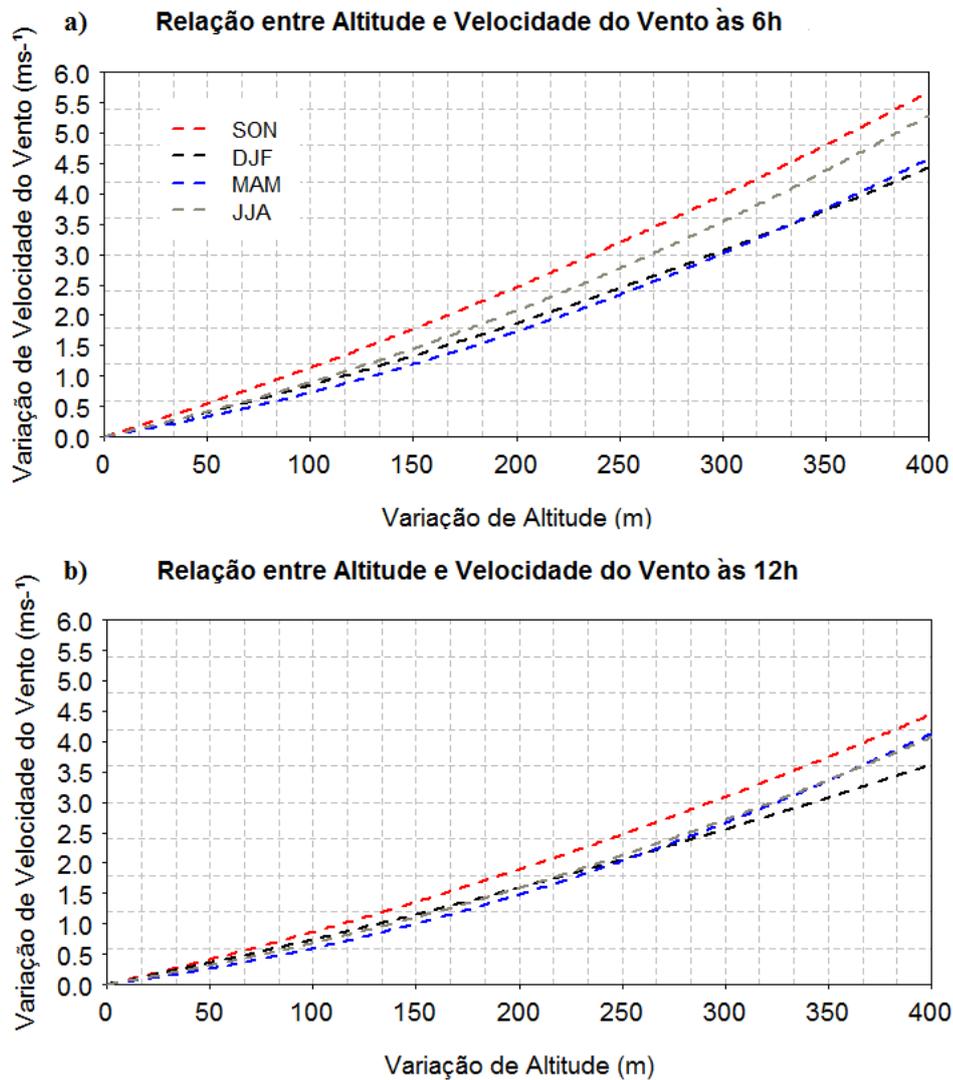


Fig. 13 - Modelos estatísticos da Velocidade do Vento às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Velocidade do Vento (m s⁻¹) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.

A pressão do ar é uma variável que apresentou comportamento linear em todos os horários e estações do ano (Fig.14 e Fig.15). Os gradientes são negativos, ocorrendo uma diferença de aproximadamente 35 hPa do ponto de referência.

Os ajustes tem coeficiente R² aproximadamente 1, o que significa que o modelo explica maior parte da variância dos dados.

Em regiões com terreno complexo as diferenças na pressão da superfície de um local para o outro é efeito maior das diferentes altitudes. Dessa maneira, os modelos estatísticos demonstram variabilidade espacial e temporal das variáveis, influência de uma variável sobre o comportamento da outra, além da perspectiva de extrapolação dos dados sobre o terreno.

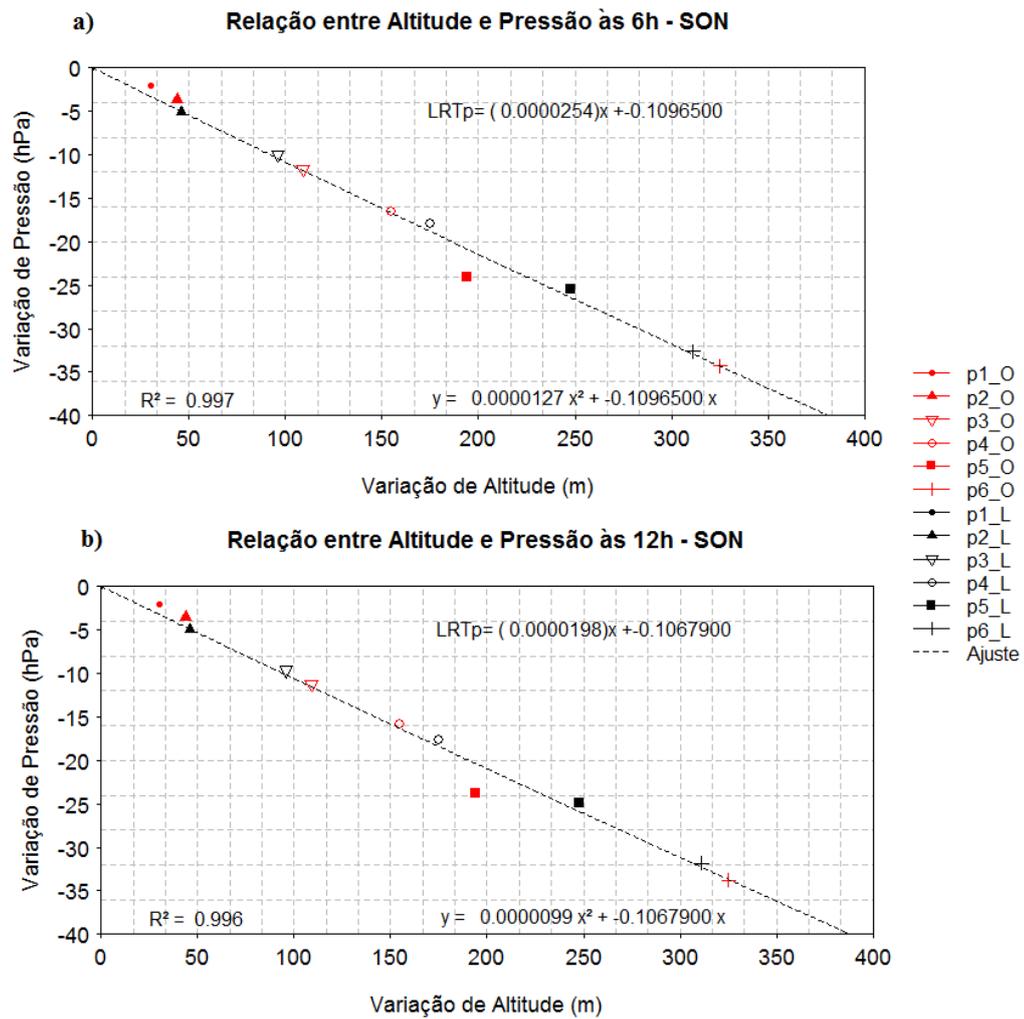


Fig. 14 - Pressão do ar às (a) 6h e às (b) 12h. O eixo y representa Variação de Pressão atmosférica (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L) em cada horário. A cor vermelha representa a vertente oeste e a cor preta a vertente leste.

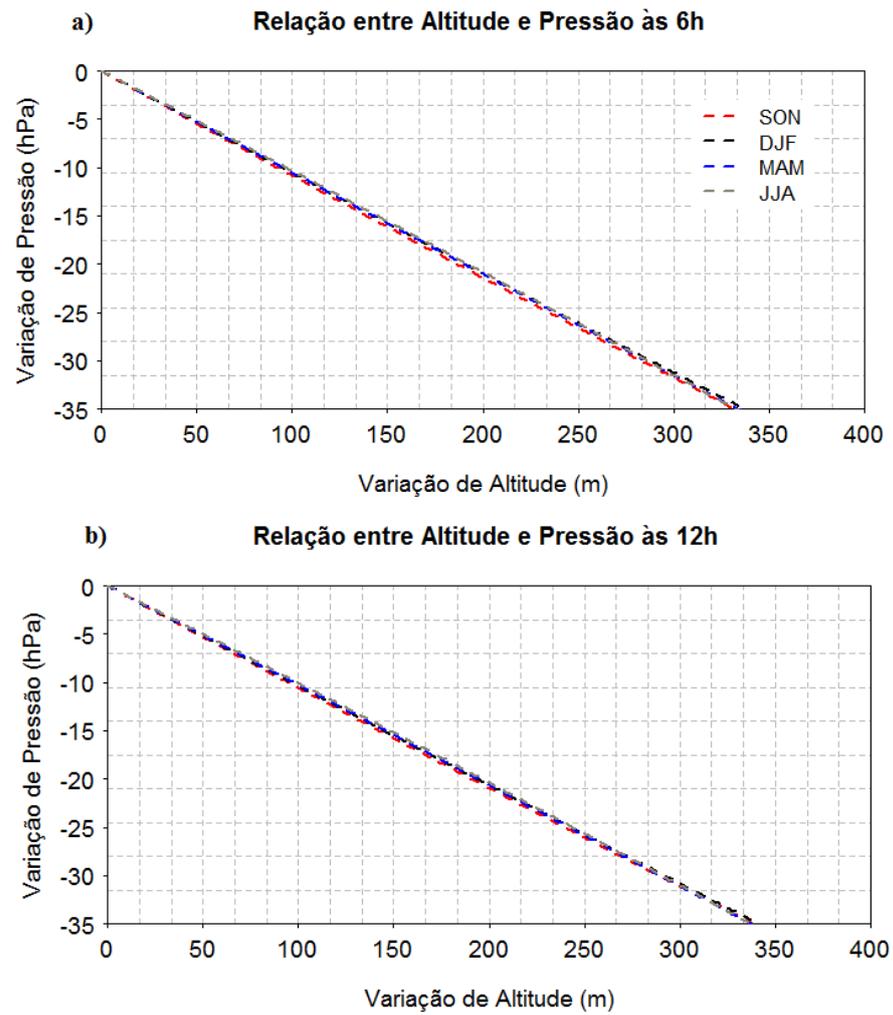


Fig. 15- Modelos estatísticos da Pressão do ar às (a) 6h e às (b) 12h das estações do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto). O eixo y representa Variação de Pressão do ar (hPa) e o eixo x representa Variação de Altitude (m). A variação equivale à diferença entre o valor da variável das estações e o ponto de referência mais baixo (P1-L.) em cada horário.

4.1.1. Série Temporal das Variáveis do Ponto de Referência

Os modelos discutidos no item anterior foram extrapolados sobre a região de estudo para serem calculados fluxos de energia e água.

A série temporal do ponto de referência usada para as interpolações dos polinômios vem do equipamento instalando (WXT) no ponto mais baixo de altitude sobre a bacia e as variáveis medidas estão mostradas como médias mensais. As séries temporais de temperatura, pressão de vapor e pressão apresentaram comportamento sazonal bem definido.

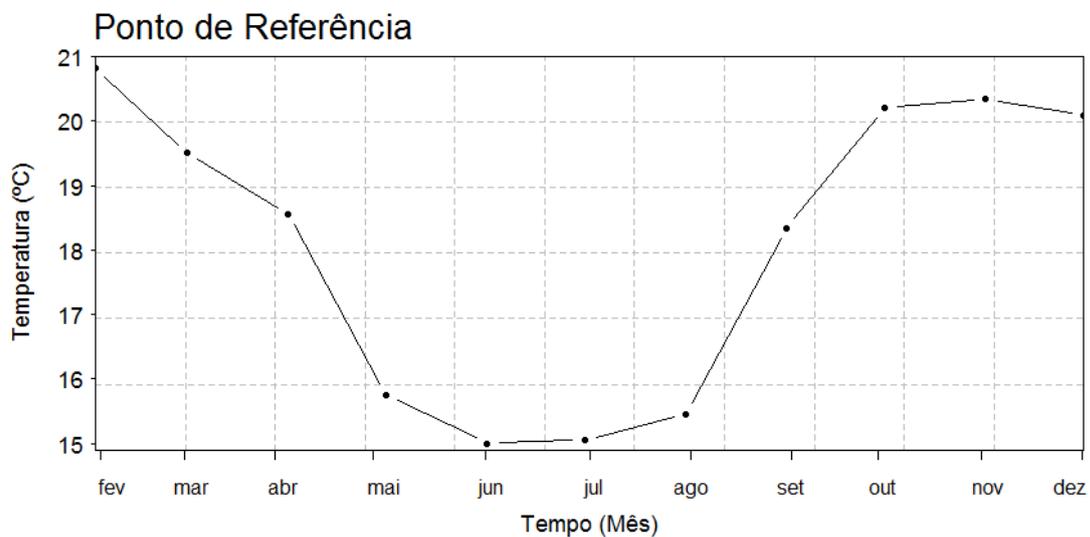


Fig. 16 – Média mensal da temperatura (°C) medida usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.

Anualmente a temperatura teve um amplitude térmica de 6 °C (Fig. 16), com máximas no verão e mínimas no inverno, semelhante à variação sazonal da pressão de vapor, que teve seu valor mínimo de 12 hPa no mês de agosto (Fig. 17).

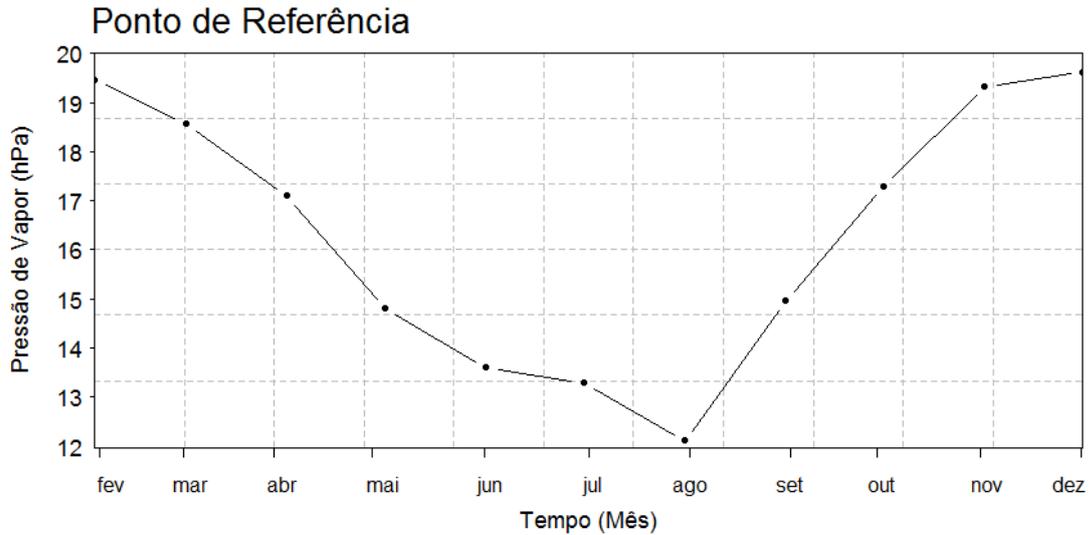


Fig. 17 – Média mensal da pressão de vapor (hPa) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.

Um fator predominante na oscilação de pressão atmosférica (Fig. 18), a qual chega a uma amplitude de 7 hPa anual, concorrente com o diferencial de radiação solar incidente à superfície, e que em escala sinótica também coincide com os sistema de alta pressão de grande escala no inverno.

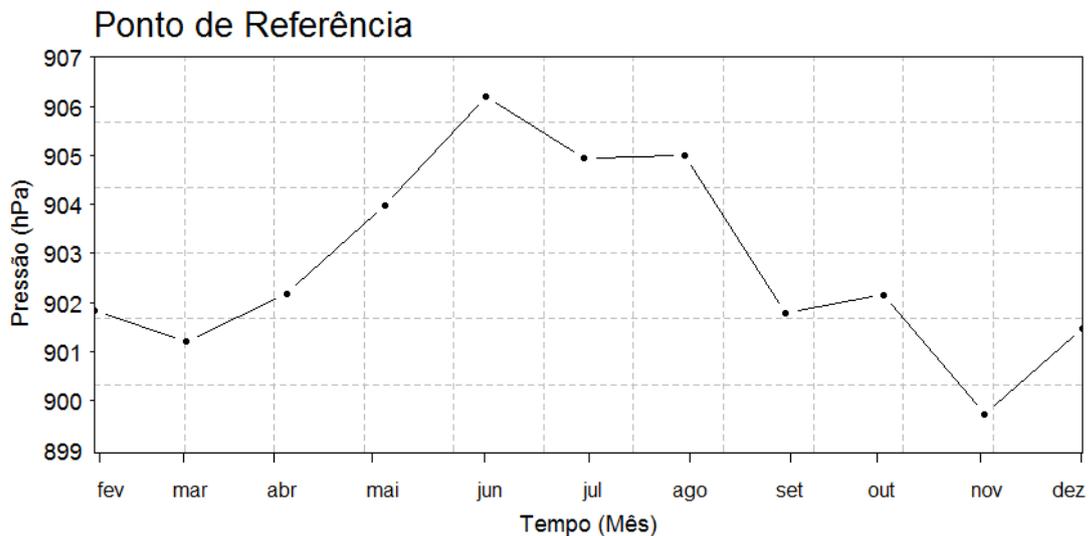


Fig. 18 – Média mensal da pressão atmosférica (hPa) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.

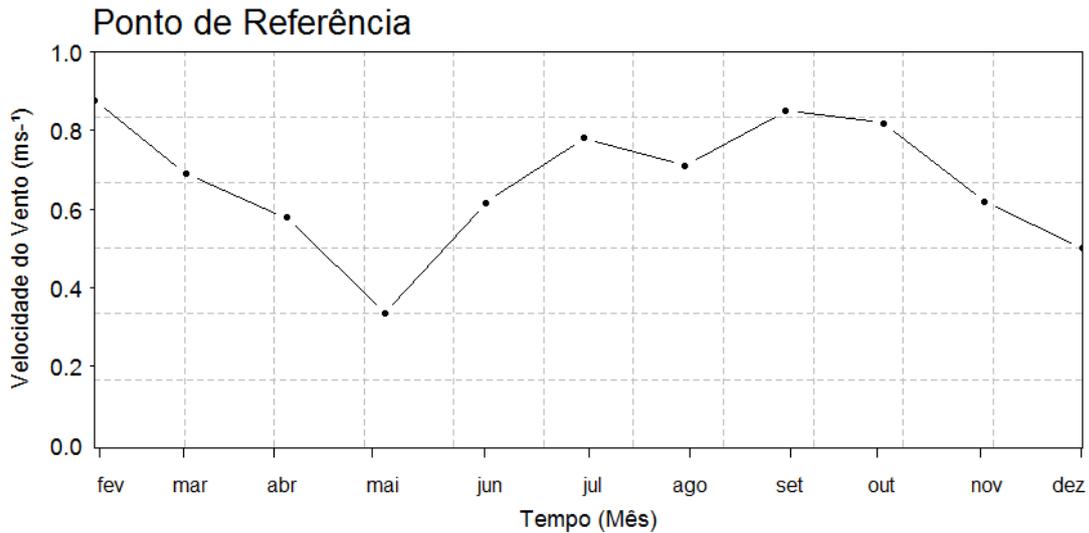


Fig. 19 – Média mensal velocidade do vento (ms^{-1}) medida em campo usada como referência para extrapolar os modelos estatísticos.

Enquanto velocidade do vento apresentou $0,6 \text{ m s}^{-1}$ de amplitude, as magnitudes não apresentaram valores maiores de 1 m s^{-1} .

O comportamento sazonal do vento está associado ao regime local e sinótico, climatologicamente no inverno e primavera ocorrem as intensidades maiores (Amarante et al., 2010). Segundo Prudente et al (2006) as maiores velocidades podem ocorrer devido a atuação de pré-frontal e as menores devido à permanência de frente fria ou ZCAS.

4.2. Padrão de Precipitação

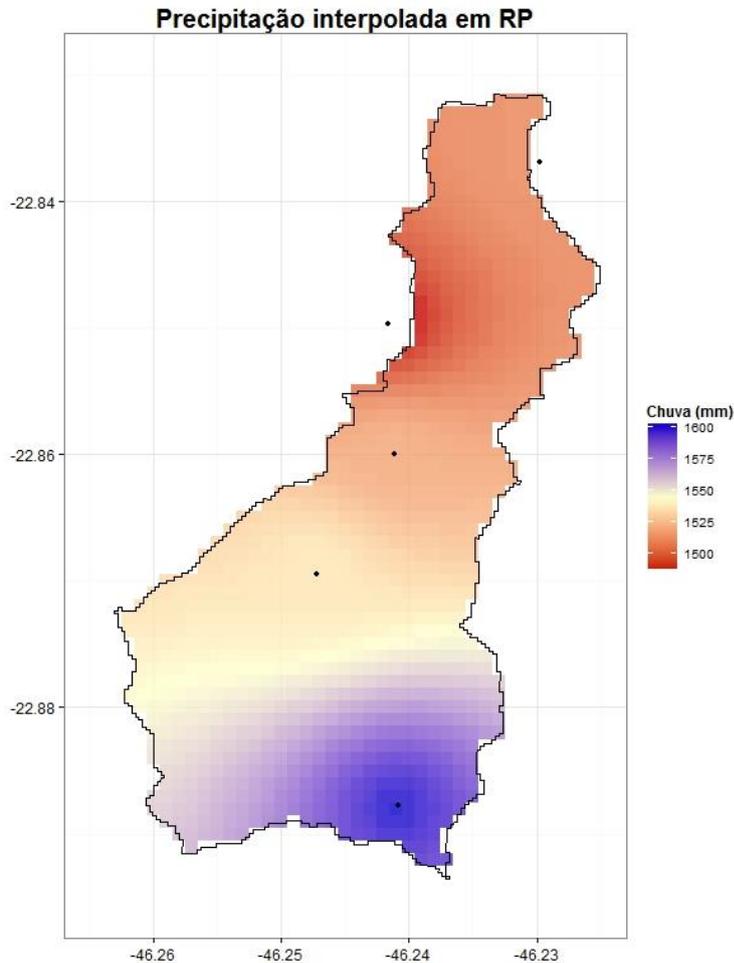


Fig. 20 - Precipitação interpolada para a Bacia de Ribeirão das Posses com dados de chuva de acumulado anual médio (mm ano^{-1}).

O modelo linear gerado entre os valores medidos e simulados de precipitação dos pontos conhecidos teve um coeficiente de determinação de 0.9 (não mostrado).

A distribuição da precipitação anual ao longo da bacia não é homogênea. Nota-se um gradiente horizontal em torno de 100 mm no eixo do vale, e outros menos intensos em torno de 50 mm na transversal do eixo e de leste para oeste (Fig. 20).

Saad (2015) com o método Cressman e com o mesmo conjunto de dados reportou padrões espaciais semelhantes.

Um fator determinante para isso acontecer é a orientação norte-sul do vale da bacia e o relevo. O relevo montanhoso geralmente está associado aos maiores índices pluviométricos por duas características, a primeira por condição mecânica, como um obstáculo para o escoamento e provedor de força de ascensão sobre as vertentes; e a segunda por uma condição termodinâmica, que ocorre por aquecimento diurno das camadas de ar próximas da superfície

favorecendo a geração de nuvens convectivas. Na área de maior precipitação coincide com maior altitude (Fig.20 e Fig.4b).

É importante salientar que outros trabalhos (Franco & Uda , 2015; Araújo et al , 2015; Gardiman Junior) verificam com esse mesmo método de interpolação diferenças no acumulados anuais dentro de suas bacias de estudos, inclusive com maior índice pluviométrico na cabeceira do que próximo ao exutório. No entanto são bacias maiores que a deste estudo. Isto faz ressaltar que, mesmo sendo uma bacia de 12 km², há sugestão de demonstração de variabilidade espacial, os quais os modelos atmosféricos de menor escala de resolução seriam ineficazes em representar.

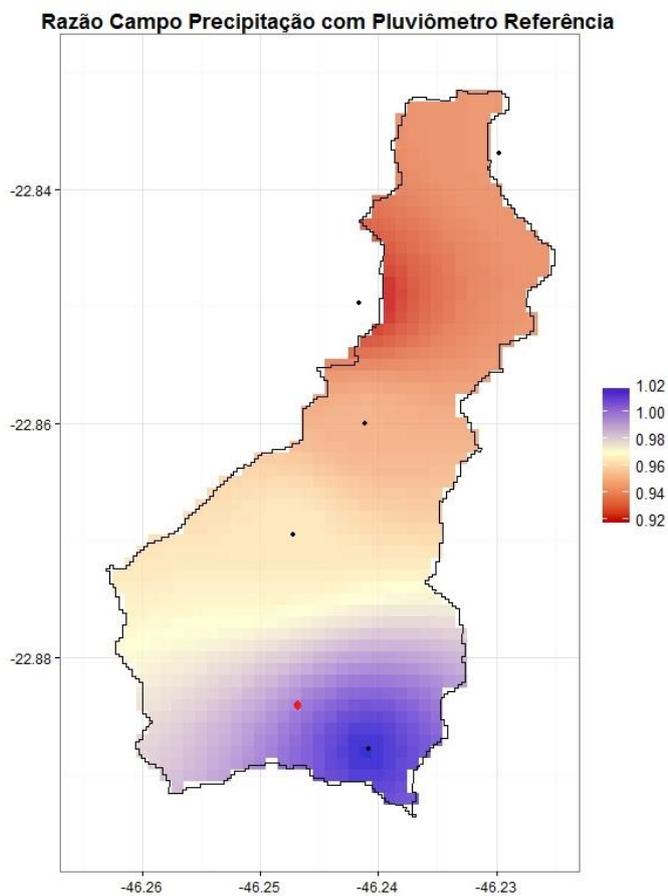


Fig. 21 – Precipitação normalizada pelo pluviômetro de referencia (ponto vermelho).

O campo normalizado (Fig.21) tem como amplitude valores entre 0,93 e 1,01. Demonstra-se obviamente um padrão semelhante ao da Fig. 20, com valores de chuva menores que o ponto de referencia (em vermelho) e em azul com valores menores.

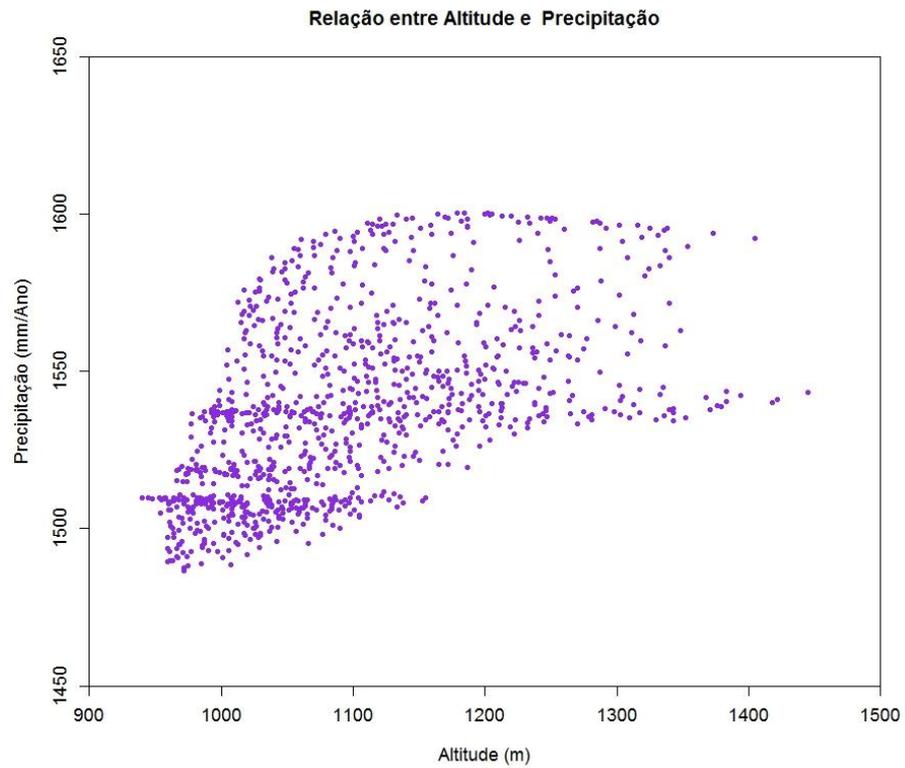


Fig. 22 – Gráfico de dispersão entre Altitude (m) e Precipitação (mm ano⁻¹) extraída do campo IDW em resolução de 100m.

No gráfico de dispersão de precipitação extrapolada com altitude segundo o modelo espacial (Fig. 22) nota-se o efeito da altitude crescente sobre a precipitação, com faixas de menor dispersão nos níveis mais baixos, e uma certa saturação após aproximadamente 1150m.

A série temporal de acumulados mensais da precipitação (Fig. 23) do ponto de referência corresponde ao ano de 2015, onde março, novembro e dezembro foram os meses com maiores acumulados.

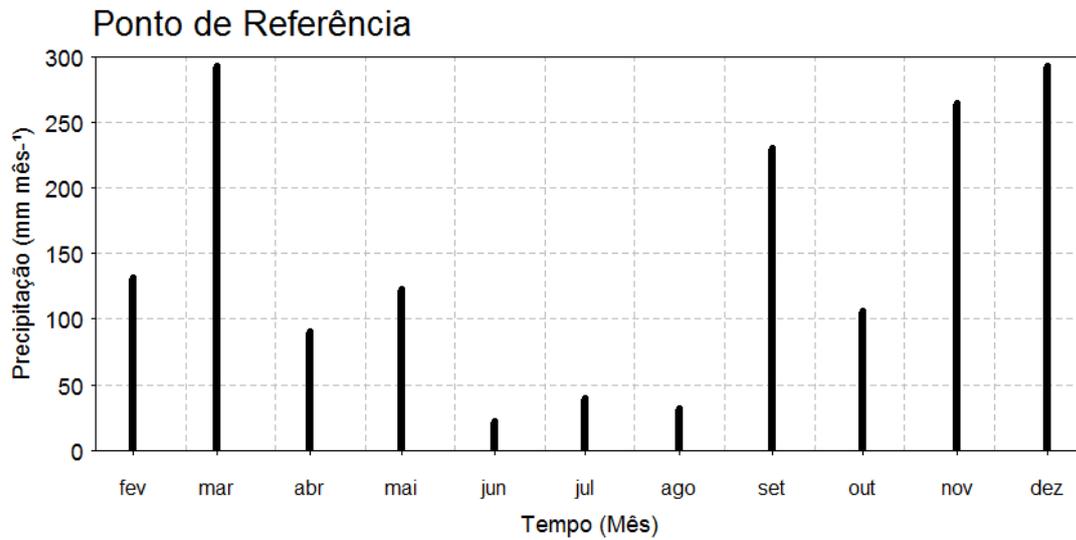


Fig. 23 – Acumulado mensal da precipitação (mm mês⁻¹) medida em campo usada como referência para extrapolar o modelo de interpolação IDW.

Com a série temporal de temperatura (Fig.17) e a série de precipitação observou-se um padrão de inverno seco e verão chuvoso, como esperado nessa região. A produção relevante de precipitação no sudeste do Brasil, segundo Reboita et al. (2010), está associada a presença de sistemas frontais ao longo do ano, destacando o intervalo de Dezembro à Março. Durante o verão, há maior intensidade da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), um canal de umidade provinda da região amazônica que passa pelo Centro-Oeste e estende até o Sudeste. A atividade Convectiva está mais presente também no verão, consequência de altas temperaturas e umidade nessa época, que auxiliam na produção de precipitação. O Anticiclone do Atlântico Sul (ACAS) é uma zona de alta pressão atmosférica que bloqueia a atuação das frentes e a formação de nuvens, caracterizando os períodos secos do inverno (Fig. 18 e Fig. 23).

4.3. Modelo de Irradiância

A irradiância global incidente usada como forçante de entrada para o modelo *SiB2-Reg* foi calculada a partir do campo da irradiância simulado pelo modelo *R.sun* em condições de céu claro, normalizado pelo valor medido na estação.

A normalização foi feita em resolução de tempo horária, ou seja, todos horários de cada dia do ano simulados no modelo *SiB2-Reg* tiveram um campo espacial conforme discutido no item 3.2.2. Discutir-se-á um número de figuras reduzido para não tornar os argumentos colocados redundantes. A amplitude dos intervalos dos campos de fatores não foi fixa no tempo (como no caso da precipitação), e atingiu até 15 vezes mais que o ponto de referência como fator multiplicativo para a serie temporal, dependendo da hora do dia. A condição de relevo e a variação da posição do sol são decisivas nessa normalização. É notável a variabilidade de irradiância solar incidente na escala horária e sazonal.

No período da manhã a vertente oeste é mais iluminada pelo Sol do que a vertente leste, e durante a tarde o inverso ocorre. A diferença entre as vertentes de manhã pode chegar a aproximadamente 200 W m^{-2} no verão e 150 W m^{-2} no inverno, e a diferença a tarde é de aproximadamente 100 W m^{-2} no verão e 200 W m^{-2} no inverno. (Fig. 24)

Ao meio-dia a radiação sobre a bacia é mais homogênea e essa característica é mais acentuada no verão que no inverno. Devido a posição do Sol no inverno à norte, é possível visualizar mais áreas sombreadas nos campos de irradiância (Fig. 25)

Ocorre maior variabilidade sazonal da irradiância solar nas faces voltadas para o sul. Segundo Lopes et al, 2013, na Serra da Mantiqueira, em dias de céu claro, o relevo é o principal controlador da radiação solar. A amplitude da irradiância incidente está relacionada com a diminuição no inverno e a presença de nuvens que atenuam a entrada de radiação nos locais mais altos. Segundo o autor, é possível que as encostas mais íngremes sofram variação de até 100 % de incidência sobre elas quando incluída a presença de cobertura de nuvens na simulação.

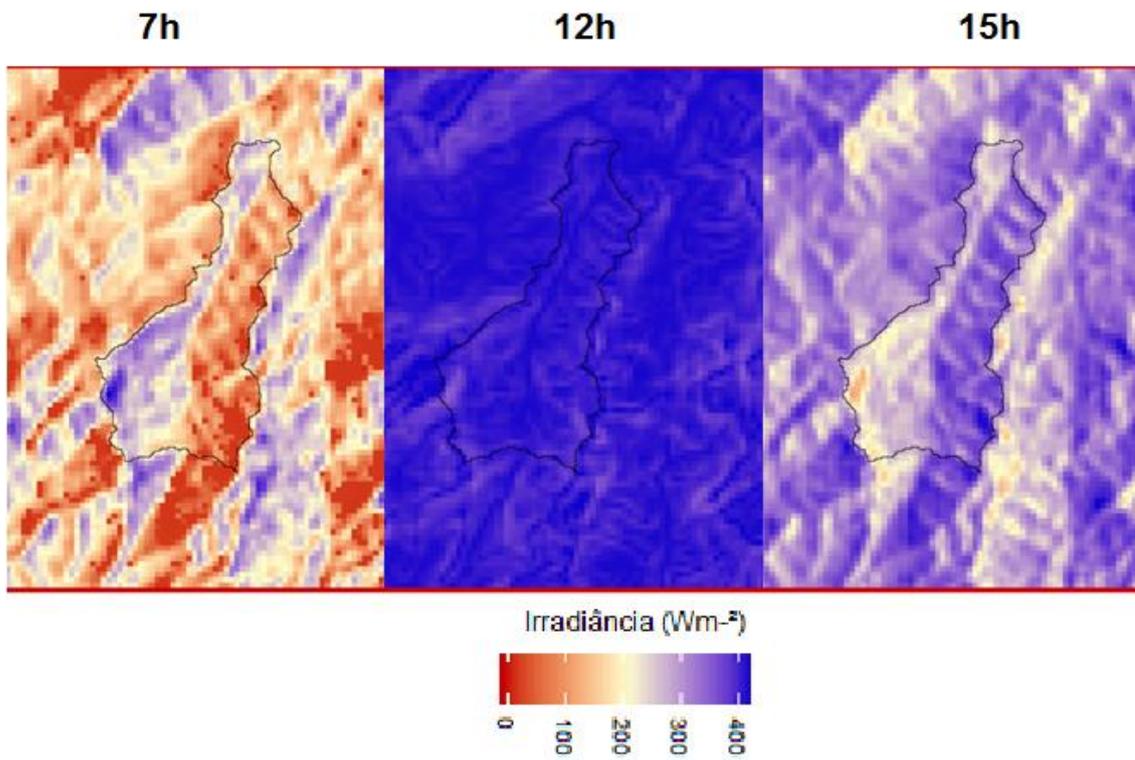


Fig. 24– Irradiância solar incidente para o dia 09/12/2015 às 7h, às 12h, às 15h. em $W m^{-2}$.

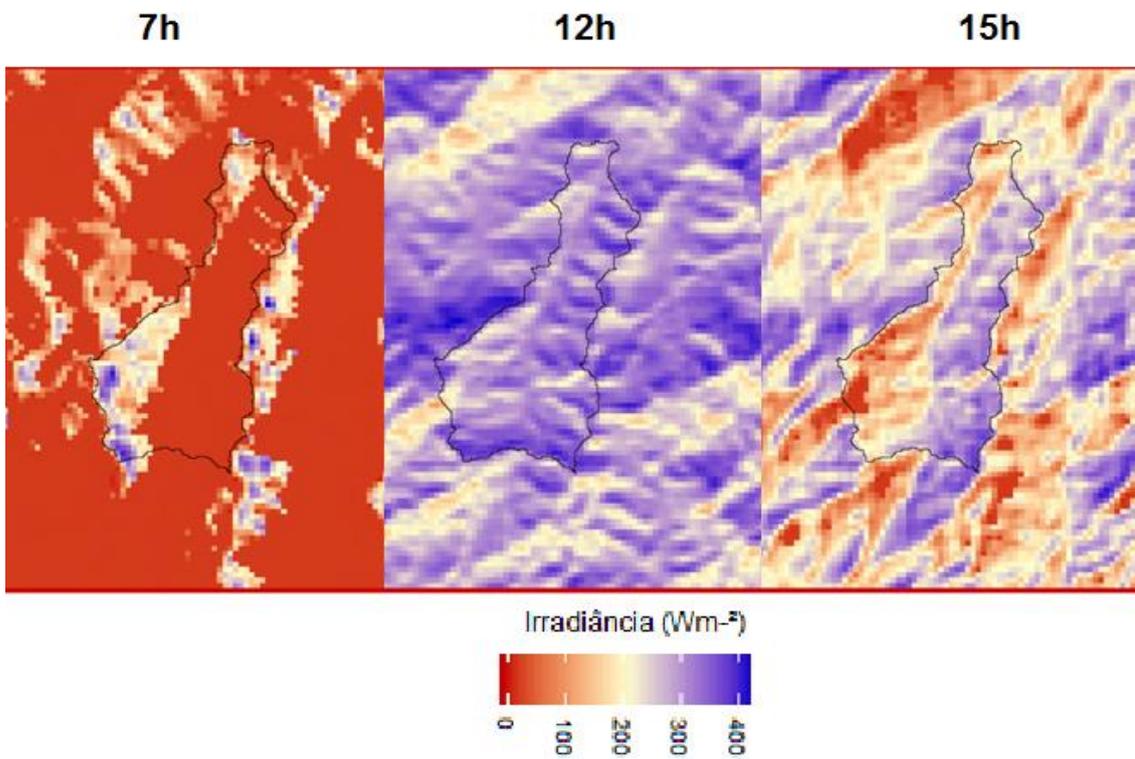


Fig. 25 – Irradiância solar incidente para o dia 09/07/2015 às 7h, às 12h, às 15h em $W m^{-2}$.

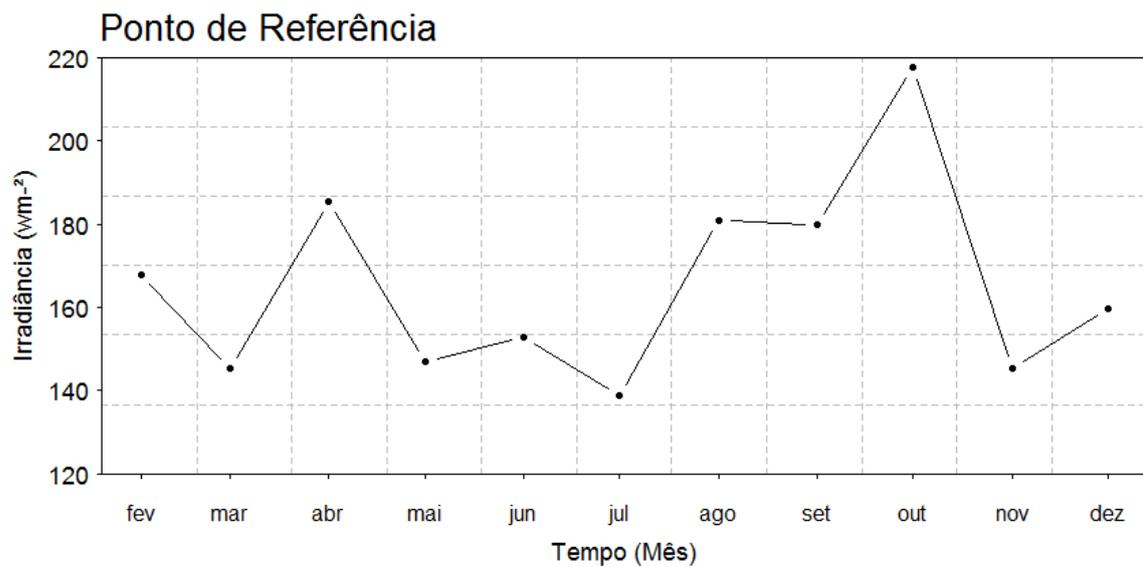


Fig. 26 – Média mensal da irradiância global incidente (Wm^{-2}) medida do piranômetro usada como referência para ajustar as simulações do *R.sun* para valores realísticos à bacia.

A série temporal em intervalos mensais das medições é referente ao ano de 2015 e apresenta amplitude de $80 W m^{-2}$ (Fig. 26). Ocorreu baixa incidência no mês de julho, seguida de março. O evento do mês de julho está associado ao inverno e o do mês de março está associado à alta nebulosidade (Fig. 23).

4.4. Método de Fatores aplicado ao Modelo Sib2-reg.

4.4.1. Simulação controle

4.4.1.1. Forçantes

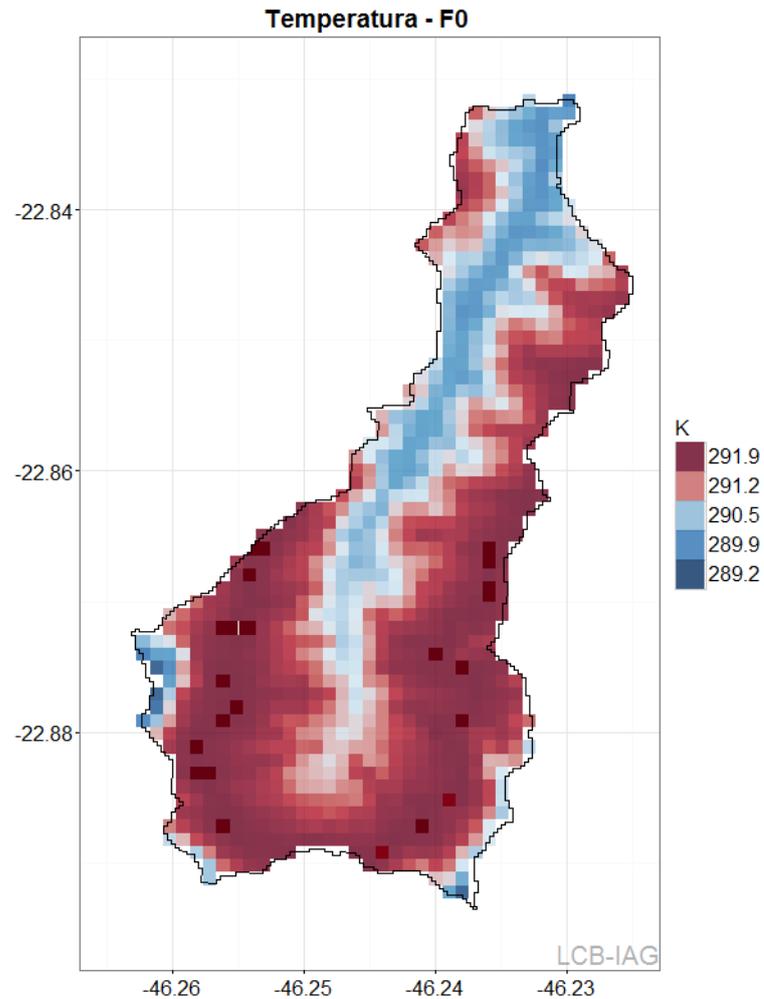


Fig. 27 – Média anual de Temperatura (K) da simulação controle.

A simulação controle F0 é aquela que onde foi prescrita a resolução vertical e espacial das forçantes do modelo, com espaçamento horizontal das células de 100m.

Anualmente na média observa-se um vale e uma região pequena na parte mais alta da vertente oeste mais frias que a maior parte da bacia, com um contraste médio de 2°C (Fig. 27). A máxima de 19°C e a mínima de 16°C foram os valores encontrados.

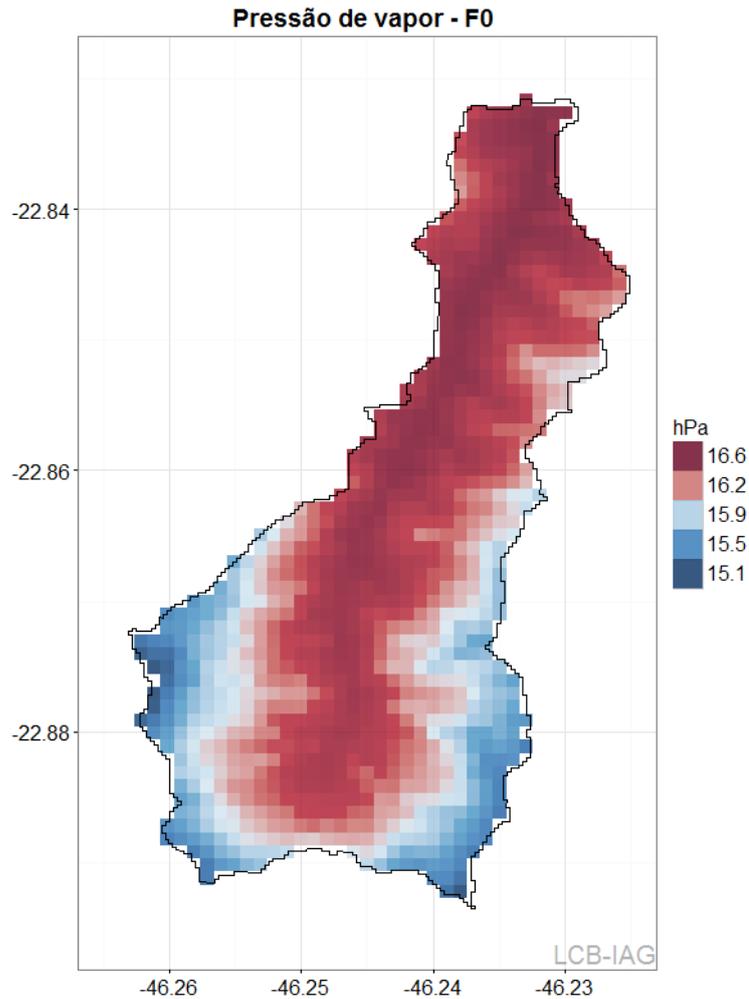


Fig. 28– Média anual de Pressão de vapor d'água (hPa) da simulação controle.

Verifica-se nos campos anuais de pressão de vapor e pressão atmosférica na média um gradiente negativo com a altitude, e um padrão inverso à aqueles para a velocidade do vento. (Fig 28 e Fig. 29). Comportamentos semelhantes são verificados nos ajustes polinomiais. A amplitude transversal da pressão de vapor e da pressão atmosférica da parte ao sul da bacia atinge ordenadamente 1,5 hPa e 38 hPa. Na velocidade do vento a diferença espacial é em torno de $5,3 \text{ ms}^{-1}$

O gradiente de temperatura mais intenso se dá com aproximadamente $2 \text{ }^\circ\text{C}$, inverso ao gradiente de pressão de vapor.

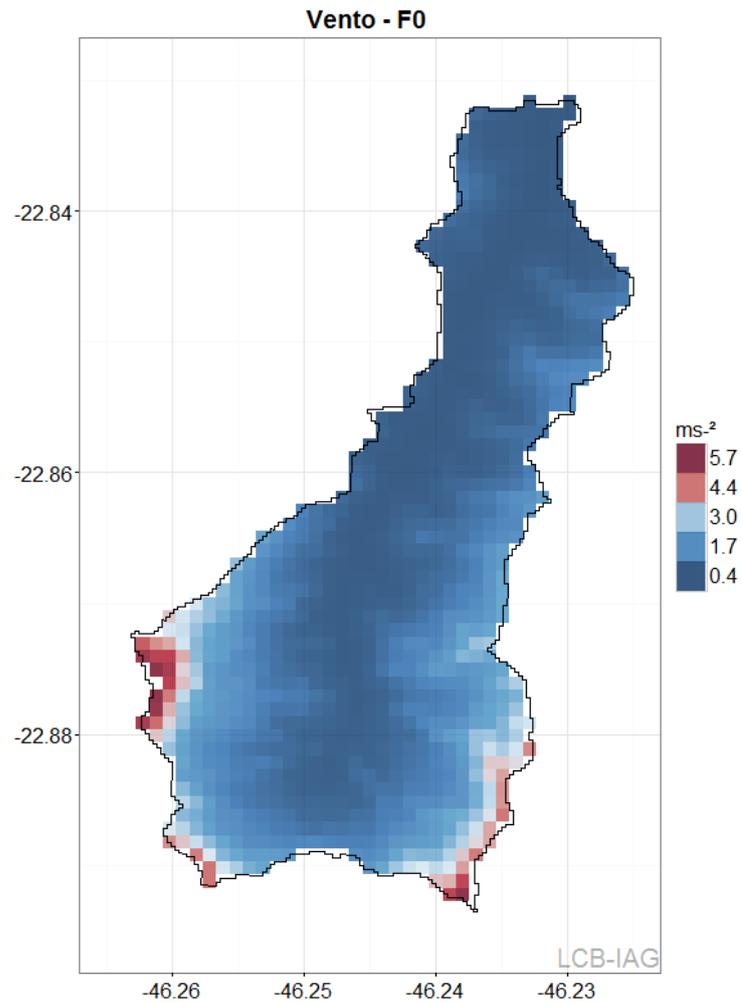


Fig. 29 – Média anual de velocidade do vento (m s^{-1}) da simulação controle.

A intensidade da velocidade do vento são maiores nos topos chegando a 5.7 m s^{-1} e são resultantes de processos de grande escala e de escala local (Fig. 29). Todos os modelos que geraram esses campos mostram gradientes positivos com a altitude, variando apenas a intensidade conforme a hora do dia.

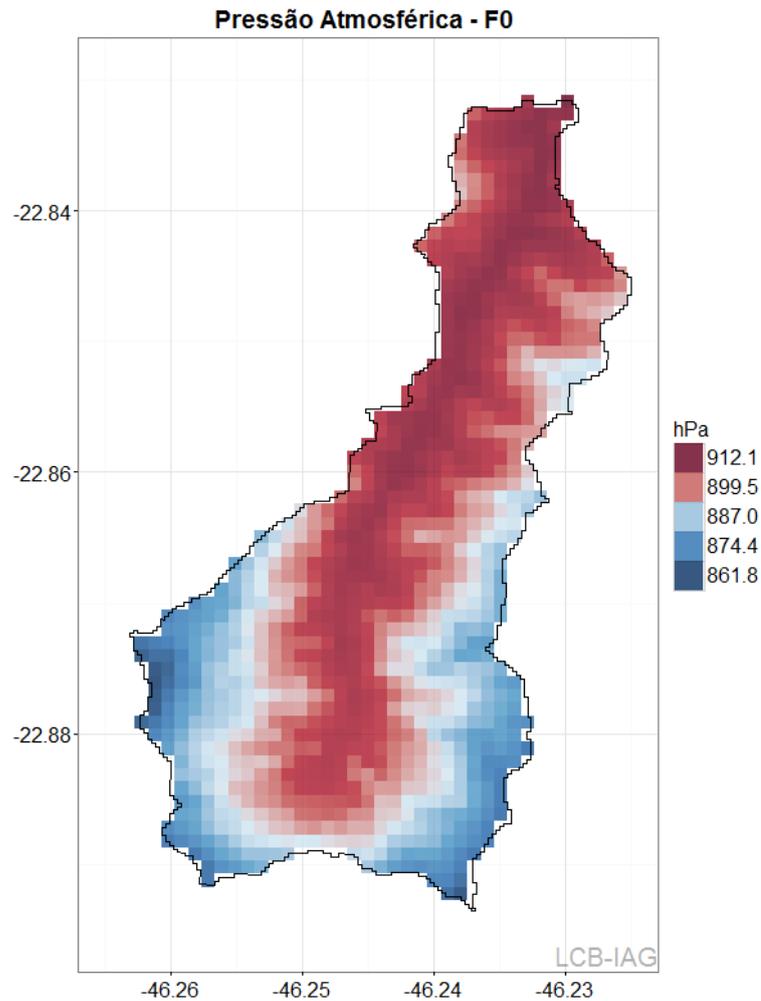


Fig. 30 – Média anual de pressão atmosférica (hPa) da simulação controle.

A pressão atmosférica apresenta um padrão esperado de áreas de maior altitude com menor pressão (Fig. 30).

Como todos os campos com ajustes polinomiais são formados em função da altitude e da hora do dia, sua caracterização mostrou-se funcional sobre as forçantes em escala espacial e temporal.

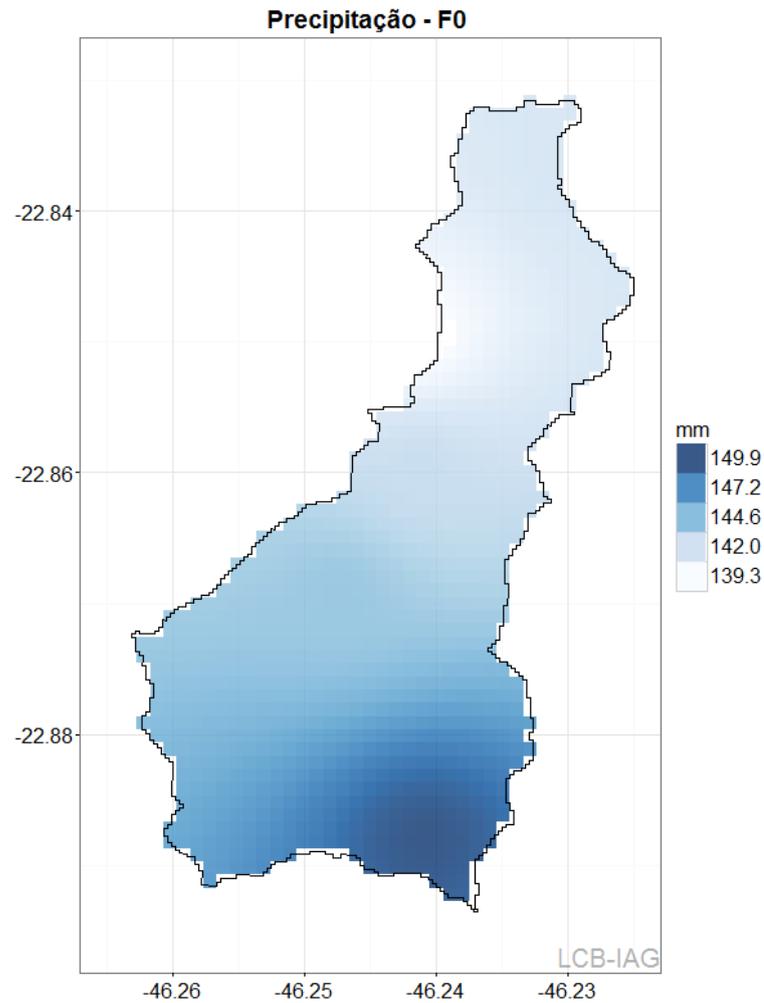


Fig. 31 – Precipitação acumulada média mensal (mm mês^{-1}) da simulação controle.

O campo médio da chuva mensal é resultante daquele interpolado com o normalizado anual (Fig. 31), portanto sua configuração espacial é a mesma para todo o domínio e mês do ano, onde apenas a intensidade de precipitação mensal altera-se.

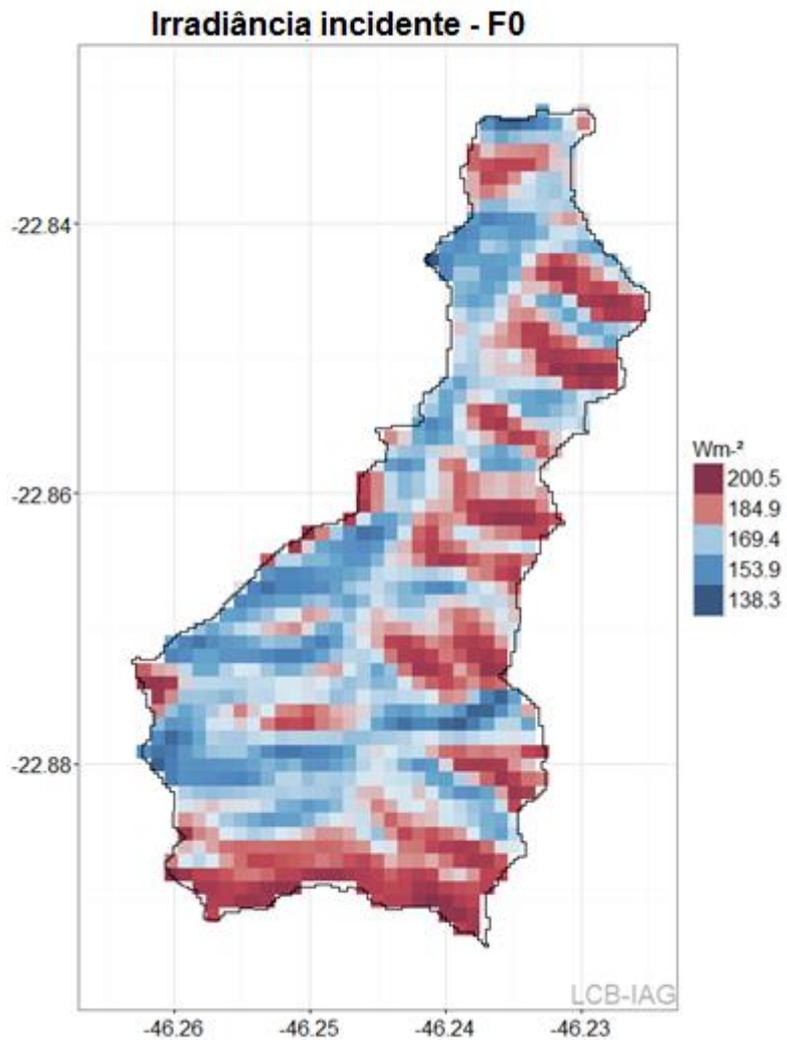


Fig. 32 - Média anual da irradiação global incidente ($W m^{-2}$) da simulação controle.

O campo médio anual da irradiação solar incidente evidencia bem algumas parcelas do relevo da bacia, conforme áreas mais sombreadas que outras, como são vistas na vertente leste ao norte. A diferença mais extrema espacialmente está em torno de $60 W m^{-2}$. A vertente leste recebe anualmente na média mais radiação do que a vertente oeste, assim como o limite sul recebe mais radiação que o limite da bacia ao norte.

4.4.1.2. Fluxos de Energia

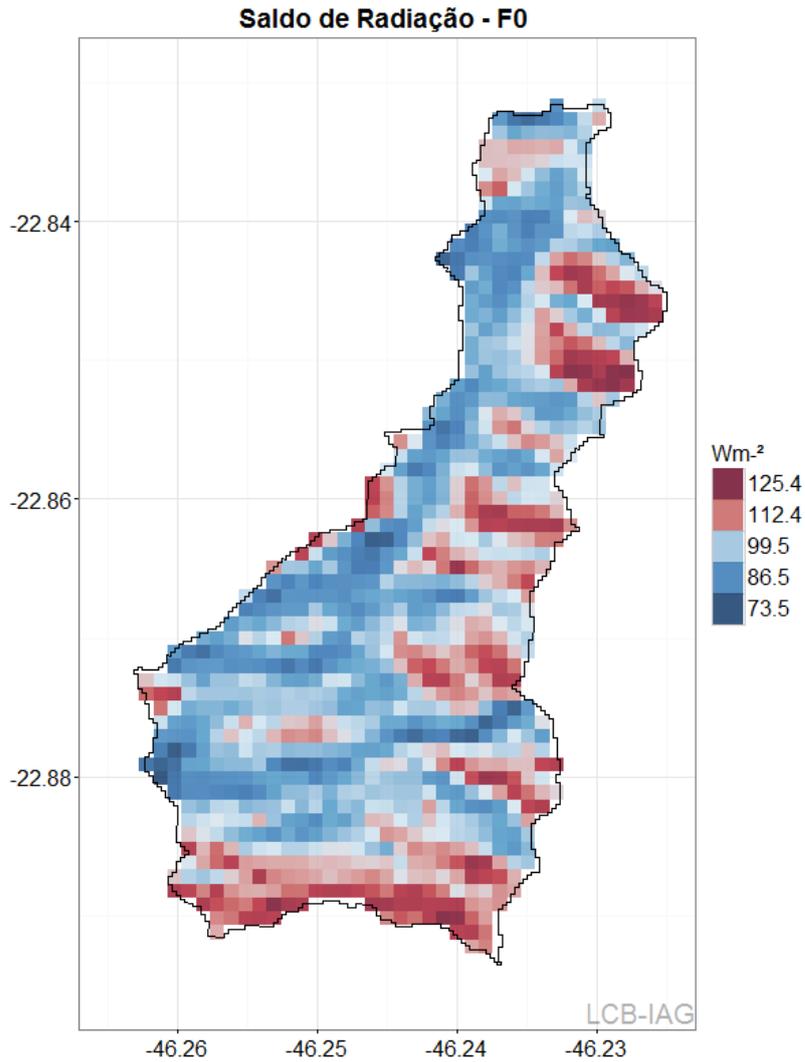


Fig. 33 – Média anual do saldo de radiação ($W m^{-2}$) da simulação controle.

Discutir sobre variabilidade espacial dos fluxos de energia em áreas de terreno com relevo complexo não é uma tarefa simples. O saldo de radiação deve ser bem estimado, para que os demais fluxos, a partir deste, sejam também determinados (Zhang et al., 2005).

O campo médio de saldo de radiação teve diferença máxima espacial em torno de $50 W m^{-2}$ (Fig. 33), onde a vertente leste mostrou máximos devido à maior incidência anual de irradiância solar do que no lado oeste, notando-se igualmente a variabilidade das encostas voltadas ao sul.

Verifica-se assim um aumento do saldo de radiação com a altitude, nas regiões mais altas com valores próximos de $125 W m^{-2}$, em contrapartida com $70 W m^{-2}$ nas regiões de menor valor.

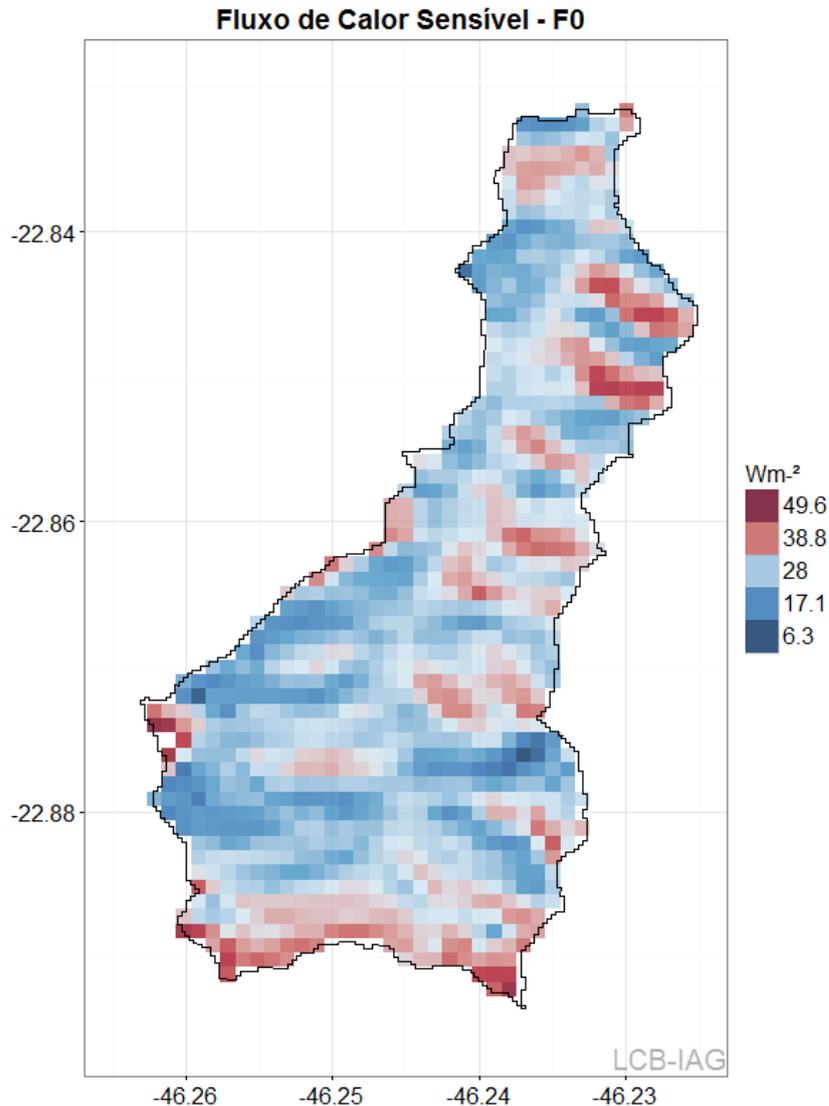


Fig. 34 – Média anual do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) da simulação controle.

O albedo e a cobertura vegetal mudam significativamente a capacidade de absorção de energia ao sistema. Lopes et al (2013) simulou com o modelo MTCLIM para toda a região da Serra da Mantiqueira o saldo de radiação com albedo variante, e encontrou valor médio de $340 W m^{-2}$ em dois períodos do ano.

O impacto da variabilidade espacial do saldo de radiação, inclusive sua diminuição sazonal, se deve por fatores locais, como, atributos do terreno como declividade e aspecto, tipos de vegetação e fatores atmosféricos como influência de nevoeiros e gradientes verticais de variáveis meteorológicas (Lopes et al, 2013)

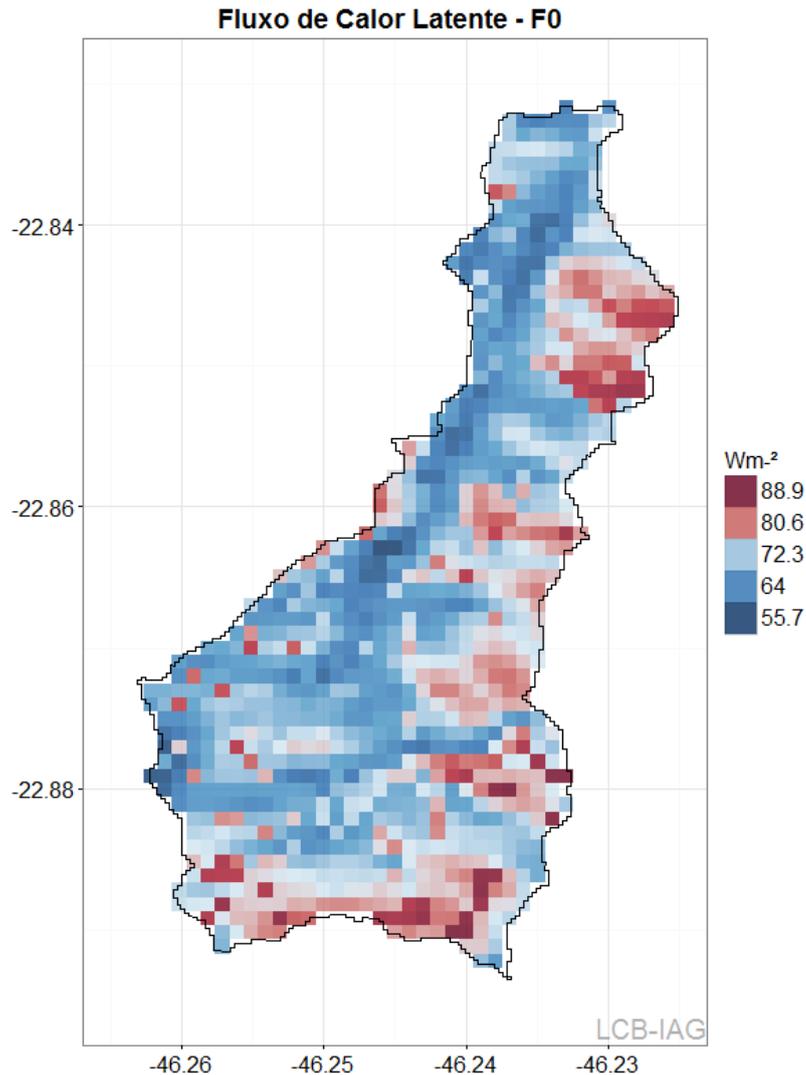


Fig. 35 – Média anual do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) da simulação controle.

O fluxo de calor latente se sobressaiu no saldo de energia, enquanto que houve menor proporção do fluxo de calor sensível.

O fluxo de calor sensível (Fig. 34) representou em média 30% do saldo radiação, ocorrendo maior aumento dessa proporção no inverno, e menor no verão (Apêndice B); houve uma diferença máxima espacial de $43 W m^{-2}$, com uma área maior da bacia que corresponde a padrões espaciais mais suaves, de aproximadamente $30 W m^{-2}$.

O fluxo de calor latente (Fig. 34) mostrou diferença máxima espacial de aproximadamente $33 W m^{-2}$, com uma área maior da bacia que corresponde a padrões espaciais mais suaves, de aproximadamente a $70 W m^{-2}$. As superfícies que apresentaram maior saldo de radiação mostraram também fluxo de calor latente maior, em relação aos adjacentes. Segundo Fietz & Fisch (2009) isso é justificado se não houver limitação hídrica por exemplo.

Os campos de grau de saturação da umidade do solo média anual (Fig. 38 e Fig. 39) mostraram máximos no setor ao sul (1ª camada mais rasa) e no sul e à leste (2ª camada de

raízes). Este padrão não se mostrou exatamente coerente com o gradiente de precipitação, indicando que foi a evapotranspiração a maior responsável pelo padrão da umidade do solo, como até sugeriu o campo anual. A primeira camada do solo teve variabilidade espacial maior do que a segunda camada, o que era de se esperar pela sua própria variabilidade intrínseca temporal.

No modelo SiB2 o grau de saturação do solo da camada 1 está relacionado com a evaporação do solo, e o grau de saturação do solo da camada 2 por sua vez está relacionada com transpiração. Esses campos estão bem explicados pelos padrões encontrados no campo de saldo de radiação (Fig. 38 e Fig. 39).

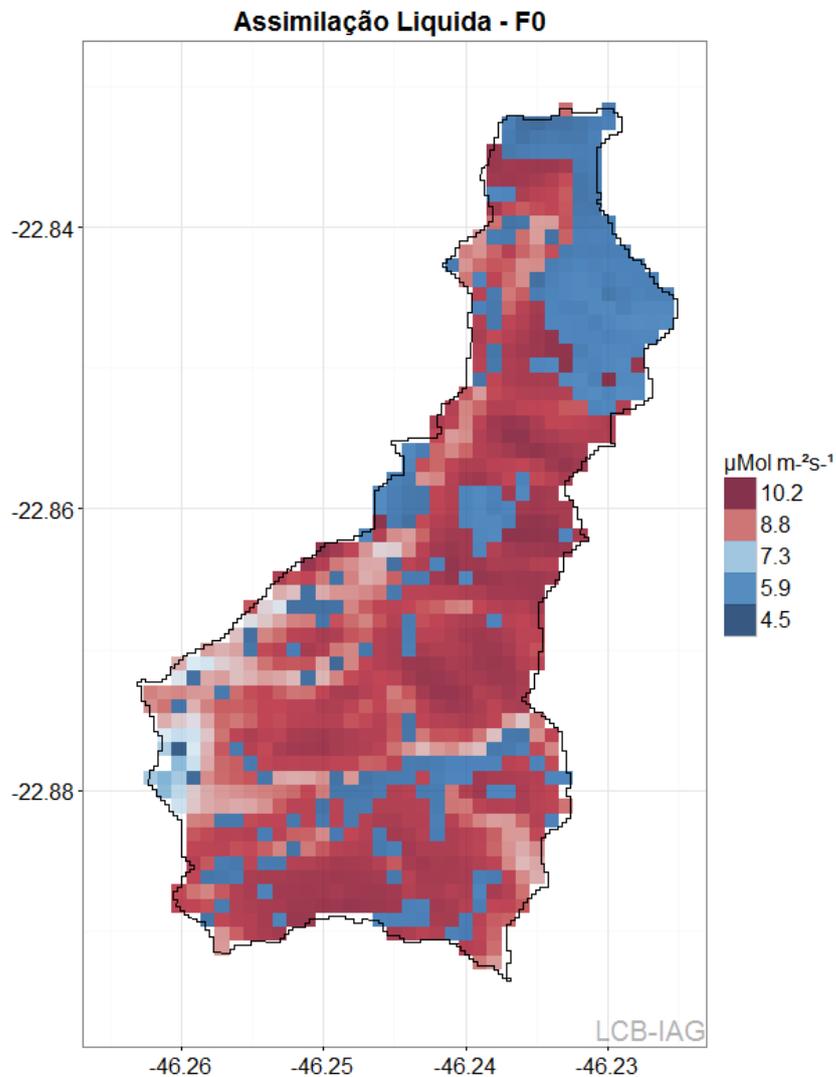


Fig. 36 – Média anual da Assimilação líquida de CO₂ ($\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) da simulação controle.

A área nordeste da bacia corresponde ao menor escoamento hidrológico (Fig. 37). Saad (2015) simulou deflúvio da bacia com o modelo InVEST e encontrou variabilidade espacial parecida com simulações com dados anuais, e reitera o fator altitude como um dos determinantes nessa configuração. Da precipitação que cai nessa região, 15% escoaram com vazão hidrológica, e 65% foi devido à evapotranspiração (Fig. 40), sendo o restante como variação da umidade do solo.

O setor ao sul da bacia também tem fluxos de calor latentes mais acentuados que as demais regiões, um local de maior altitude da bacia. Além da radiação incidente e a temperatura, o vento é outro elemento que contribui para a evapotranspiração. O transporte pelo vento é dependente de superfícies rugosas, mas no caso de terrenos complexos, em altas altitudes essa dependência diminui e o transporte é maior pelo incremento do vento com a altitude.

A assimilação líquida de CO₂ (Fig. 36) refere-se à diferença do ganho de carbono por meio da fotossíntese e a perda de carbono por respiração. Essa variável indica a produtividade vegetal, e depende da interação com os fatores ambientais (radiação, CO₂, temperatura, vento, disponibilidade de água etc.). No setor nordeste há um padrão bem marcado de baixa produtividade. Notou-se associado à essa região um campo de maior umidade do solo camada na camada superficial, justificado também por um campo de menor evaporação do solo (Fig. 41), e que mais além aparece também a região de baixa velocidade do vento em escala espacial. Um provável mecanismo simulado pelo modelo foi o aumento da concentração de vapor d'água entre o solo e o dossel, devido à baixa ventilação, que diminui o gradiente de vapor d'água entre o estômato e a camada laminar da folha, assim reduzindo à assimilação bruta de CO₂.

A baixa ventilação ocorreu por terem valores menores de altitude na região que o ponto de referencia no modelo polinômio de velocidade e a inferência ficou comprometida.

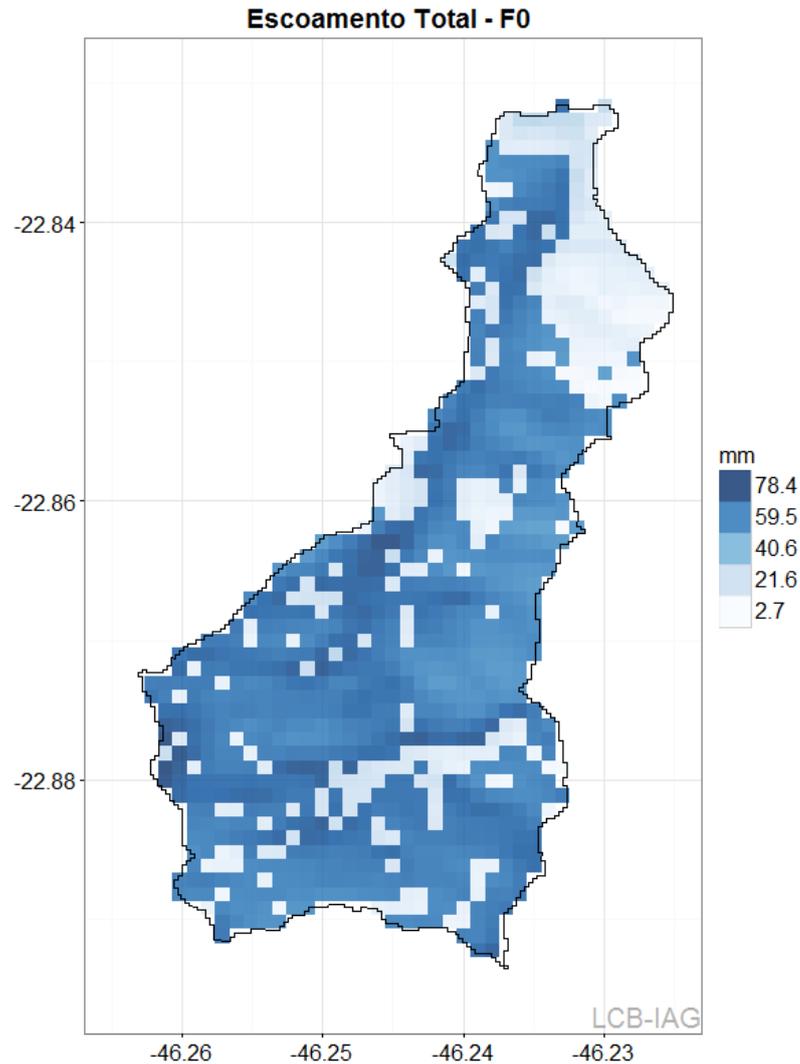


Fig. 37 – Média anual do escoamento total (mm mês) da simulação controle.

O escoamento hidrológico sobre a bacia varia espacialmente, em diferença de aproximadamente 75 mm mês^{-1} dos máximos para os mínimos. As células são independentes entre si, e a análise deve ser feita localmente. Nota-se que os mínimos do escoamento concorrem com os máximos de umidade do solo na 1ª camada, e também de certa forma com a umidade na 2ª camada. Isso sugere que tenha havido cálculo do modelo onde a umidade tendeu a ficar mais retida no solo durante o intervalo de simulação, não sendo perdida como escoamento vertical por drenagem profunda. Também não deve ter havido uma compensação de maior escoamento superficial, devido ao próprio aumento da umidade na 1ª camada.

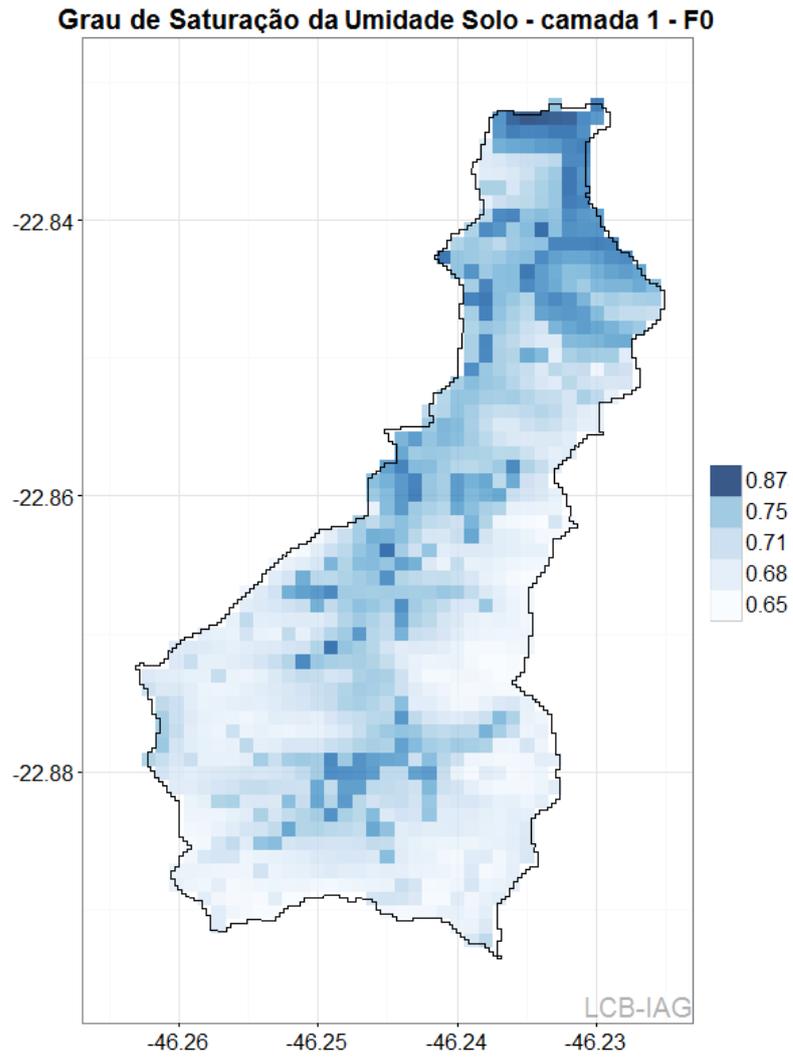


Fig. 38 – Média anual do grau de saturação da umidade do solo da camada da simulação controle.

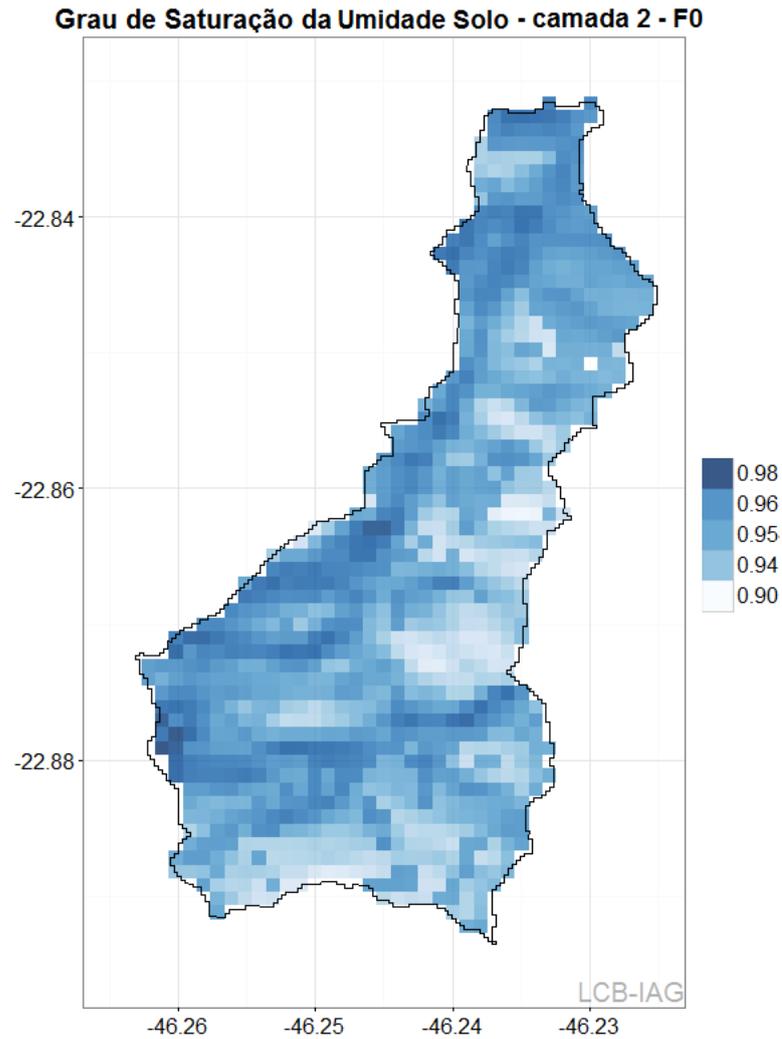


Fig. 39 – Média anual do grau de saturação da umidade do solo da camada dois simulação controle.

A vertente leste mostrou menor grau de saturação na 2^a camada (Fig. 39), e isso foi relacionada à menor extração de umidade da camada de raízes devido ao menor campo de fluxos de calor latente neste setor (Fig. 35)

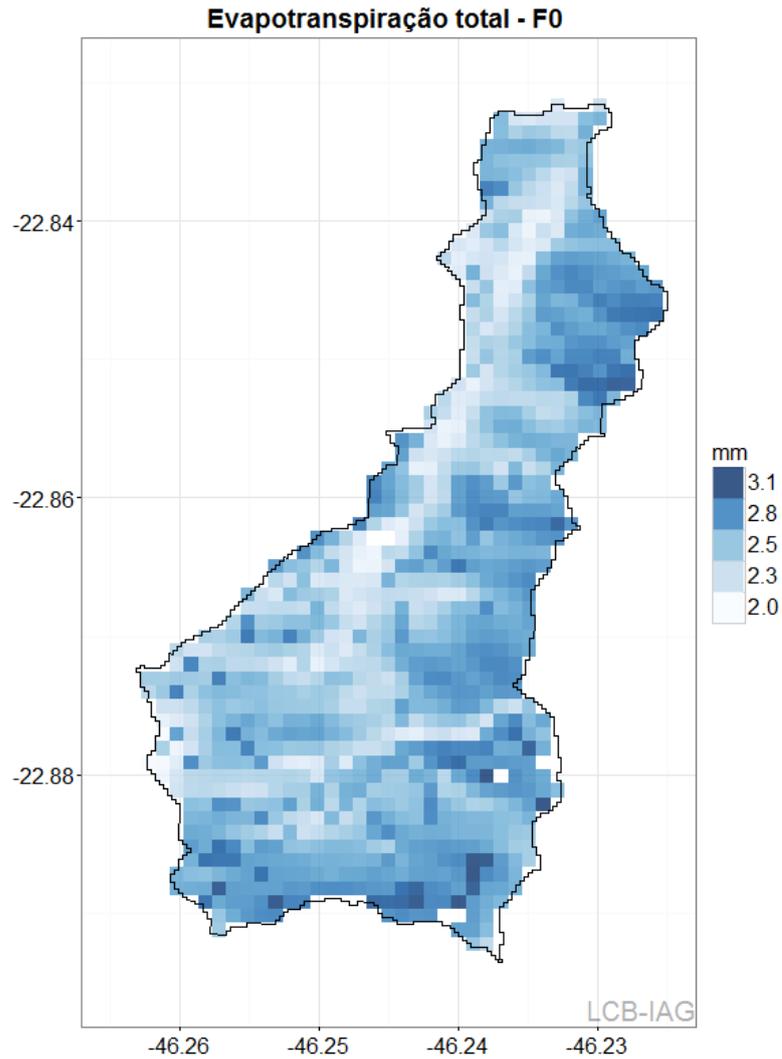


Fig. 40 – Média anual da evapotranspiração (mm dia^{-1}) da simulação controle.

A evapotranspiração mostrou variação espacial com valores médios próximos de 3 mm dia^{-1} , também encontrado por Muniz et al. (2014) para pastagem, e que como valor médio da bacia estimou-se 825 mm ano^{-1} .

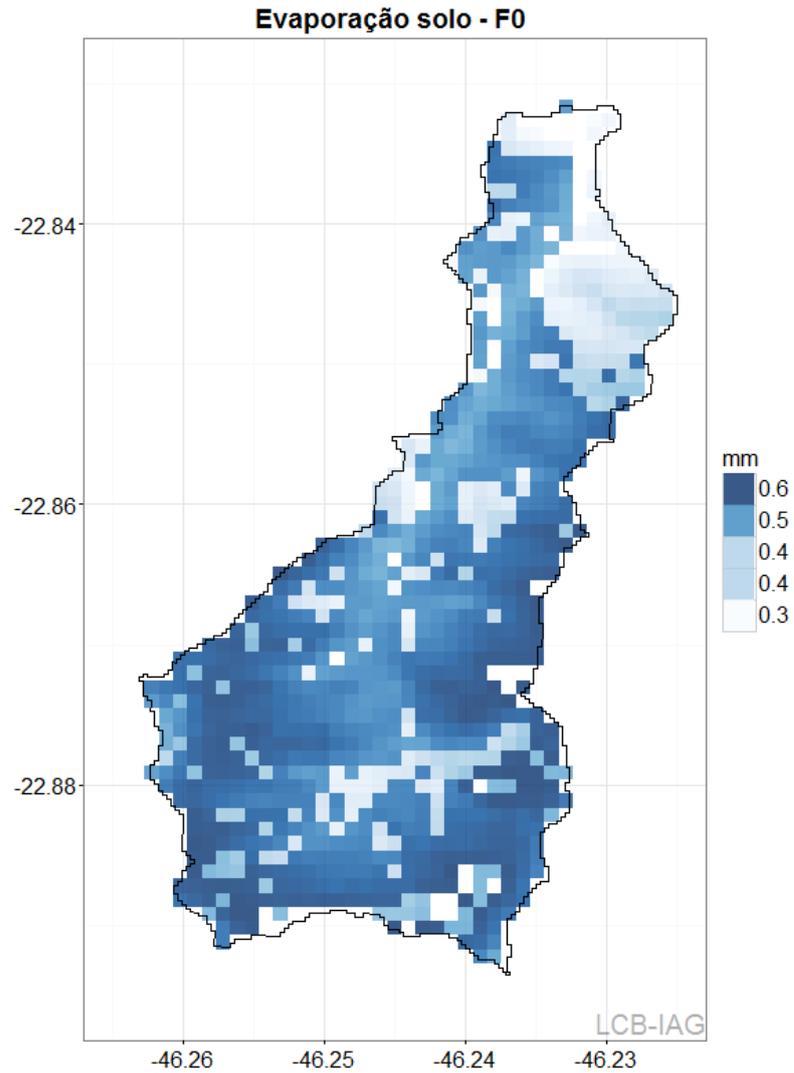


Fig. 41 – Médio anual da evaporação do solo (mm dia⁻¹) da simulação controle.

A evaporação do solo é essencial na discussão para discernir alguns componentes fundamentais do balanço de energia e água. O seu campo mostrou diferenças espaciais de até 0.3 mm dia⁻¹ com os menores valores na região nordeste.

Pode-se contabilizar que o fluxo de latente e o fluxo de calor sensível representaram aproximadamente 68 % e 31% ao saldo de radiação, respectivamente; e o escoamento hidrológico e a evapotranspiração representaram: ~ 45% e ~ 55% da chuva.

4.4.2. Método de Fatores

4.4.2.1. Efeito das perturbações sobre as Forçantes

Os seis experimentos realizados foram feitos com propósito de se retirar os efeitos da altitude nas forçantes atmosféricas, e substituir por um campo de forçante homogênea. O primeiro experimento \hat{f}_1 foi a perturbação do campo de temperatura do ar. Sobre o campo anual médio averiguou-se um grande desvio negativo de temperatura em torno de $-0,7\text{ }^\circ\text{C}$ da simulação controle. No vale da bacia e sobre pequenas regiões ao sudoeste e sudeste ocorreu aumento da temperatura em torno de $1,2\text{ }^\circ\text{C}$ e $1,9\text{ }^\circ\text{C}$ respectivamente.

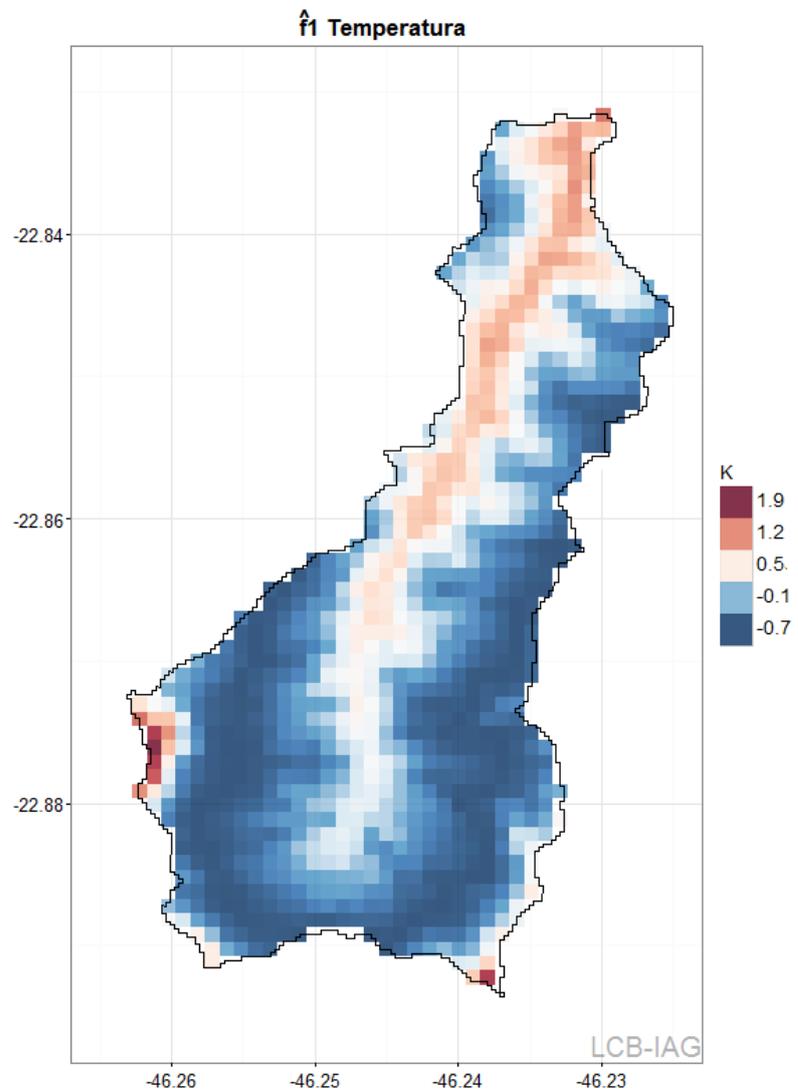


Fig. 42 – Desvio da média anual da temperatura ($^\circ\text{C}$) do experimento \hat{f}_1 .

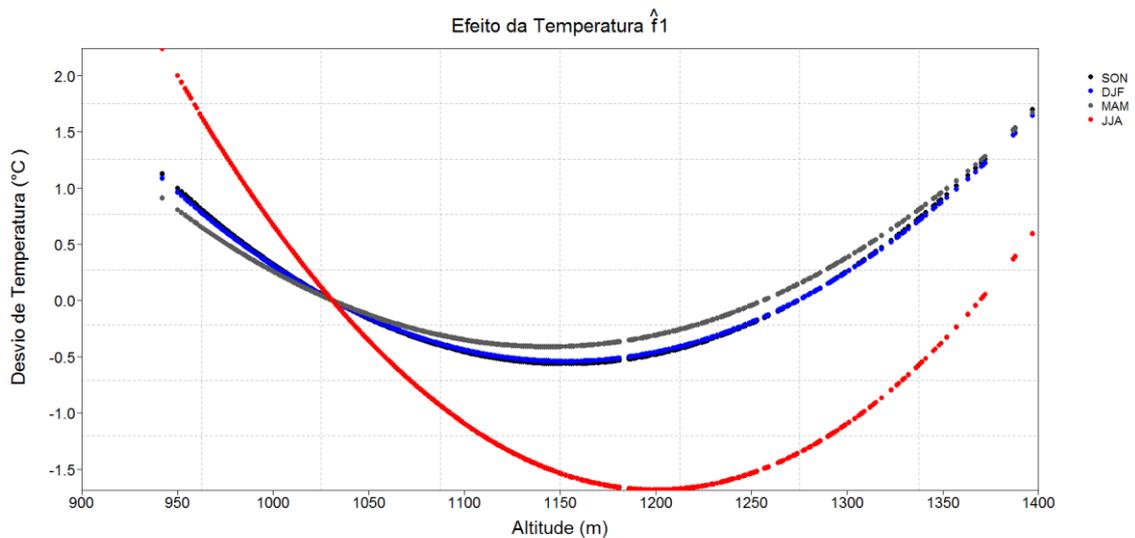


Fig. 43 – Desvio da média diária da temperatura (°C) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

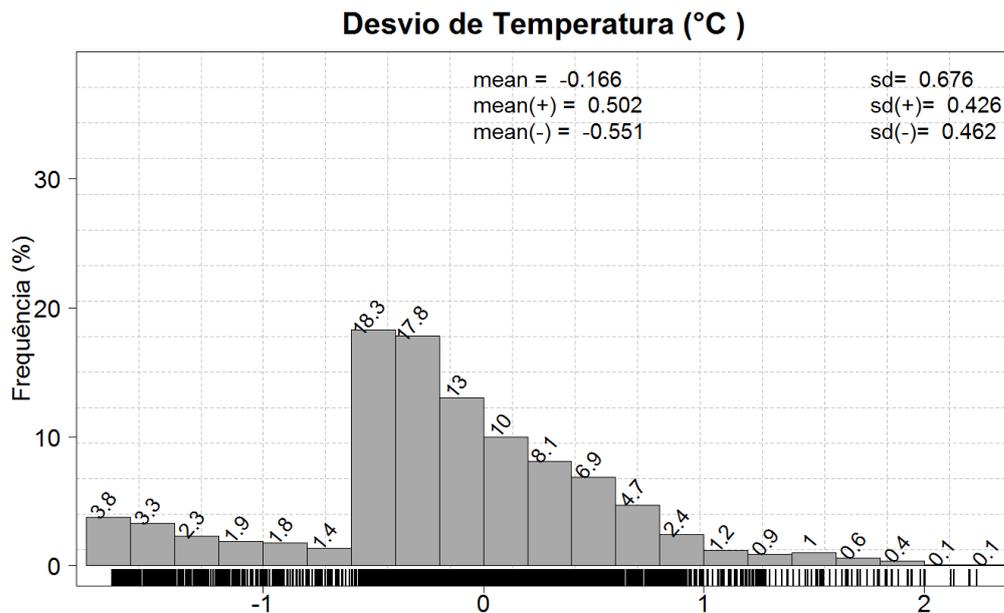


Fig. 44 – Histograma do desvio da média diária da temperatura (°C) do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvio positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

Detalhadamente a perturbação promoveu aumento de temperatura no intervalo de altitude abaixo de 1000 m, que por sua vez respondeu mais no inverno, e também nas faixas mais altas acima de 1300 m (Fig. 43). A perturbação como um todo promoveu queda de temperatura em 51.3 % da bacia em cerca de 1 °C, enquanto que cerca 32 % aqueceu (Fig. 44). Houve uma amplitude de -1 °C a 2 °C mas observe-se a grande densidade dos dados entre -0,5 °C e 0,5 °C. Bardin et al. (2010) encontrou variação entre 0,6 e 0,8 °C da temperatura e forte relação com altitude.

O desvio padrão maior que a média indicou grande variabilidade dos dados. Quando separado em grupos, desvios positivos e desvios negativos, o desvio padrão fica próximo e menor que o valor da média.

O segundo experimento \hat{f}_2 foi para o fator de pressão de vapor. O resultado foi a redução da umidade bem demarcada na região do vale, de aproximadamente 0.2 hPa, e aumento nos setores das vertentes e cabeceiras com aumento médio de 1,3 hPa (Fig. 45). Mais detalhadamente houve aumento abaixo de 1050 m e redução de umidade acima desta faixa (Fig. 46). A diferença calculada com médias diárias (Fig. 47) indicou 59,7 % da bacia há aumento de até 0,5 hPa da pressão de vapor quando simulada com o campo homogêneo.

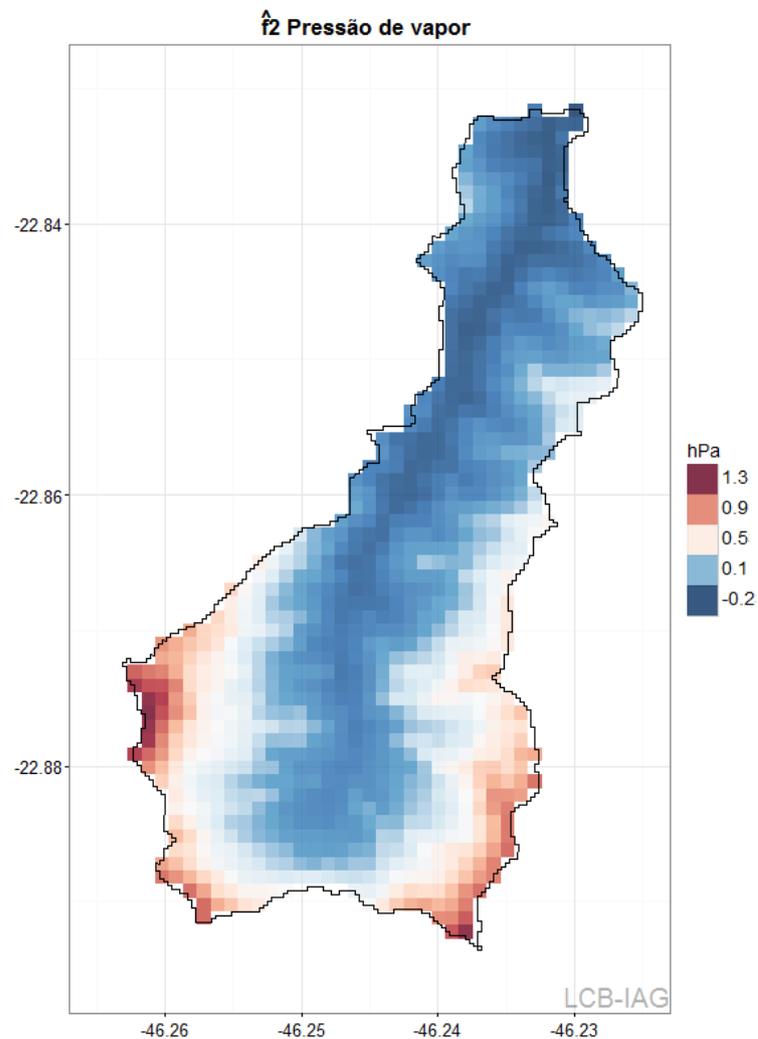


Fig. 45 – Desvio da média anual da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_2 .

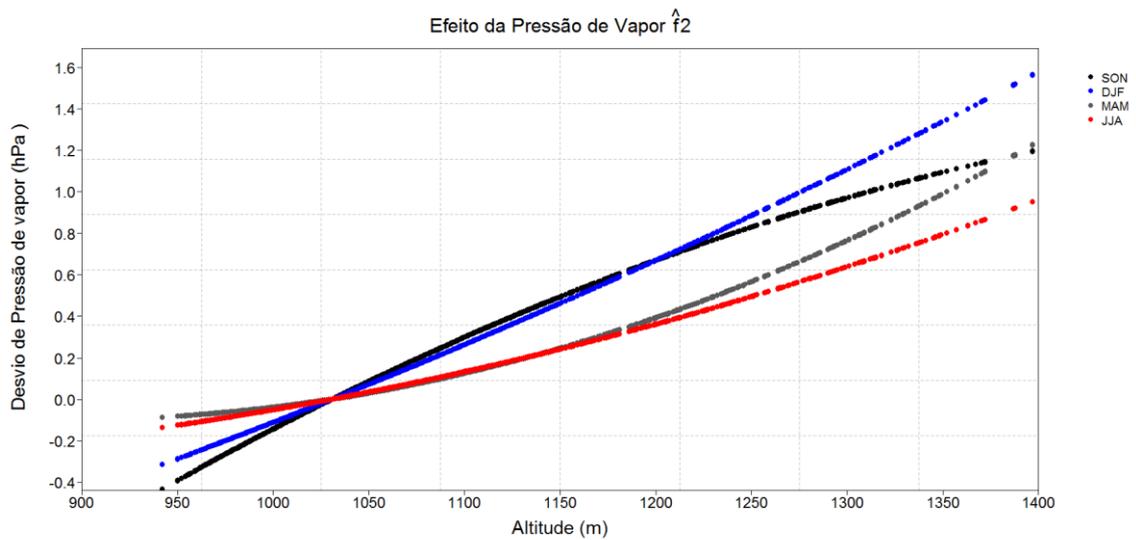


Fig. 46 – Desvio da média diária da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

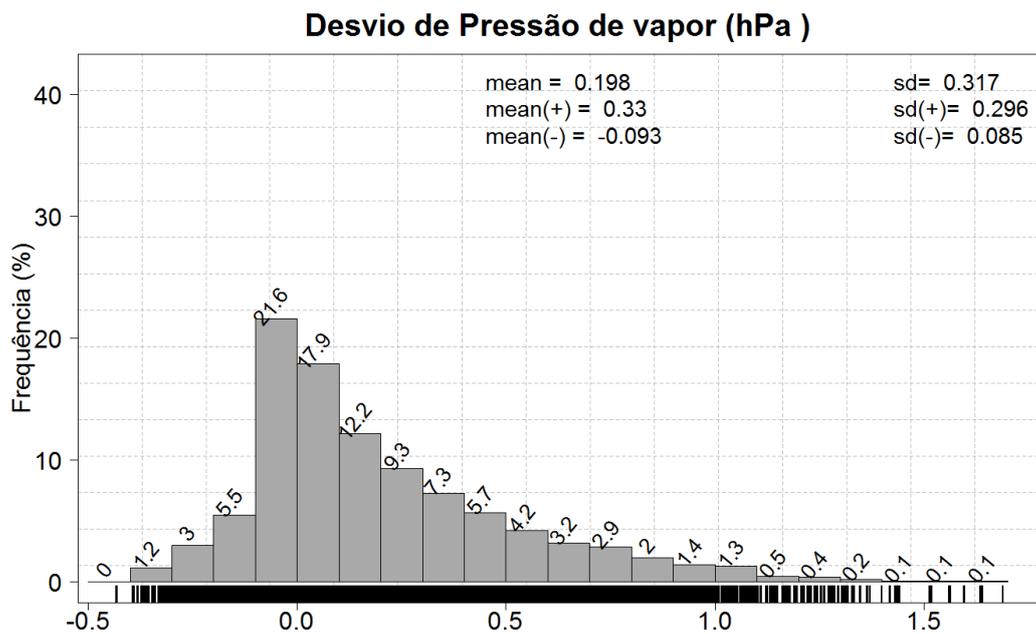


Fig. 47– Histograma do desvio diária da pressão de vapor (hPa) do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd(+), média e desvios padrão dos desvio positivos. Mean(-), sd(-), média e desvio padrão dos desvio negativos.

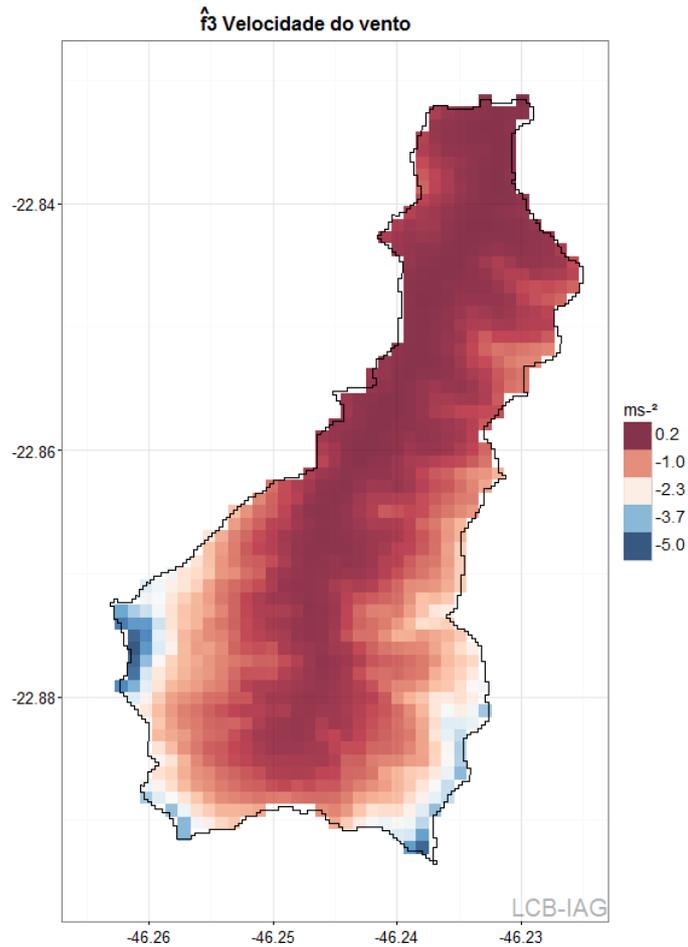


Fig. 48 – Desvio da média da anual da velocidade do vento (m s^{-1}) do experimento \hat{f}_3 .

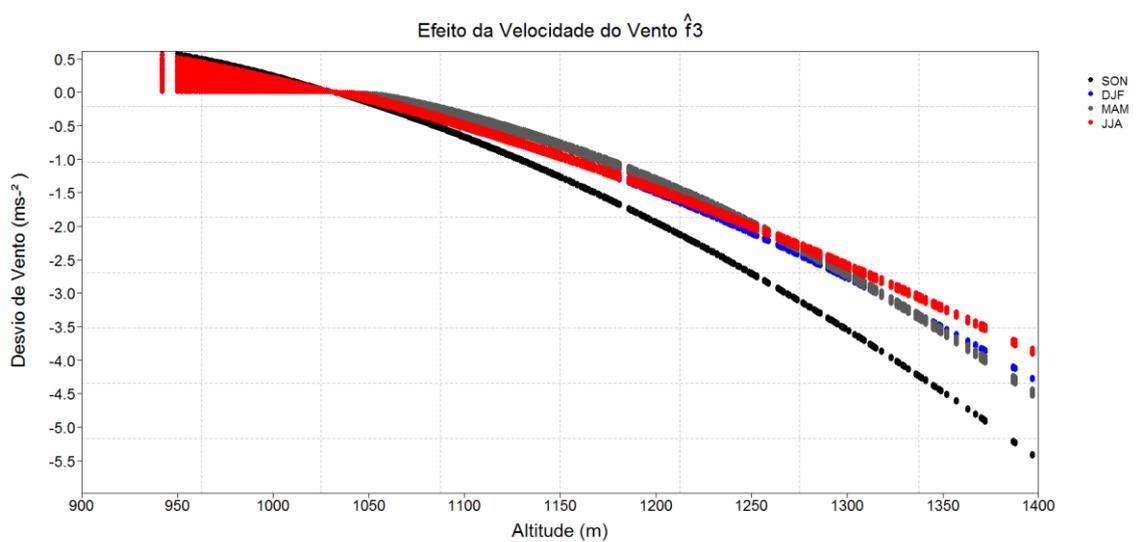


Fig. 49 – Desvio da média diária da velocidade do vento (m s^{-1}) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

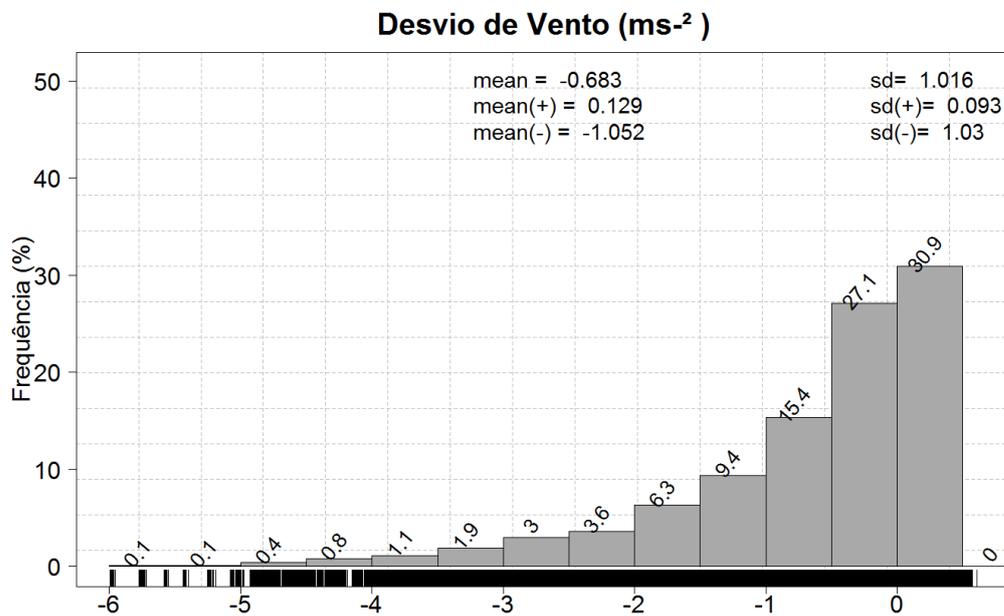


Fig. 50 – Histograma do desvio da média diária da velocidade do vento (m s⁻¹) experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvio positivos. Mean(-), sd(-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

O terceiro experimento \hat{f}_3 foi para a velocidade do vento. O efeito na média anual desta perturbação foi redução de até 1 m s⁻¹ na maior parte da bacia, e uma pequena área ao norte com aumento de 0,5 m s⁻¹. O campo homogêneo subestimou a maior proporção das áreas (figuras 49 e 50). Mesmo que fosse escolhido outro ponto, os experimentos demonstraram que apenas um campo homogêneo não representa de forma consistente mesmo uma área pequena como essa.

A velocidade do vento apresentou um gradiente mais intenso na estação SON. Há uma semelhança sazonal com os polinômios analisados anteriormente sobre as variáveis e seus experimentos, como se esperava.

O histograma mostra que aproximadamente 73% da área da bacia teve redução de até 1 m s⁻¹, com desvio padrão relativamente baixo (Fig. 50).

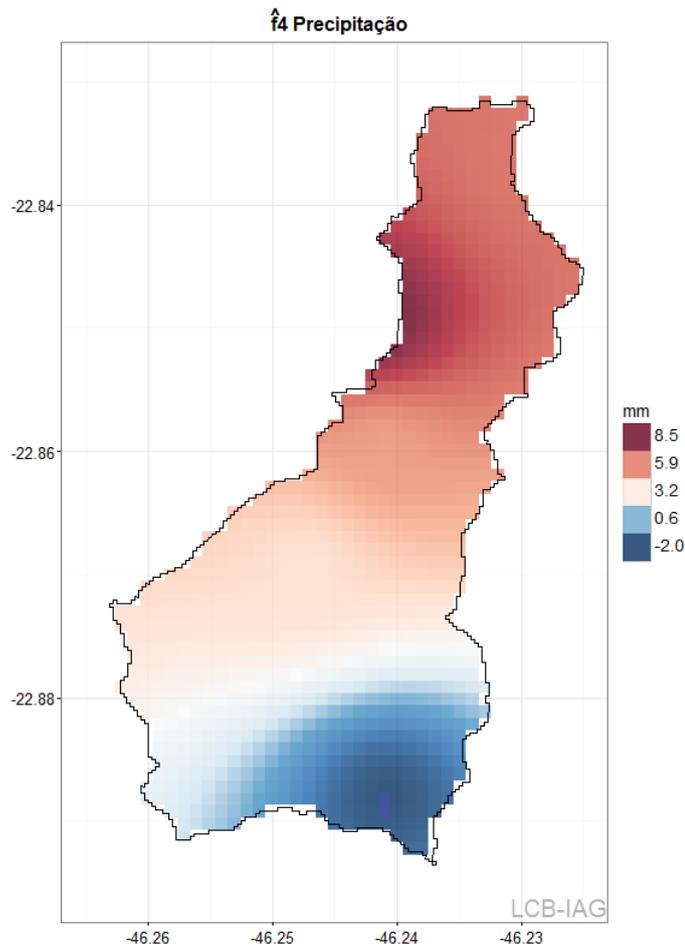


Fig. 51– Desvio da média anual da precipitação (mm mês^{-1}) do experimento \hat{f}_4 .

O quarto experimento \hat{f}_4 foi para o fator de precipitação.

O efeito de se supor um campo homogêneo mostrou aumento da chuva em áreas complementares, com setores bem definidos de precipitação menor ao sul e maior ao norte, respectivamente (Fig. 51). A subestimação atinge 2 mm/mês e o aumento de 8 mm/mês, respectivamente.

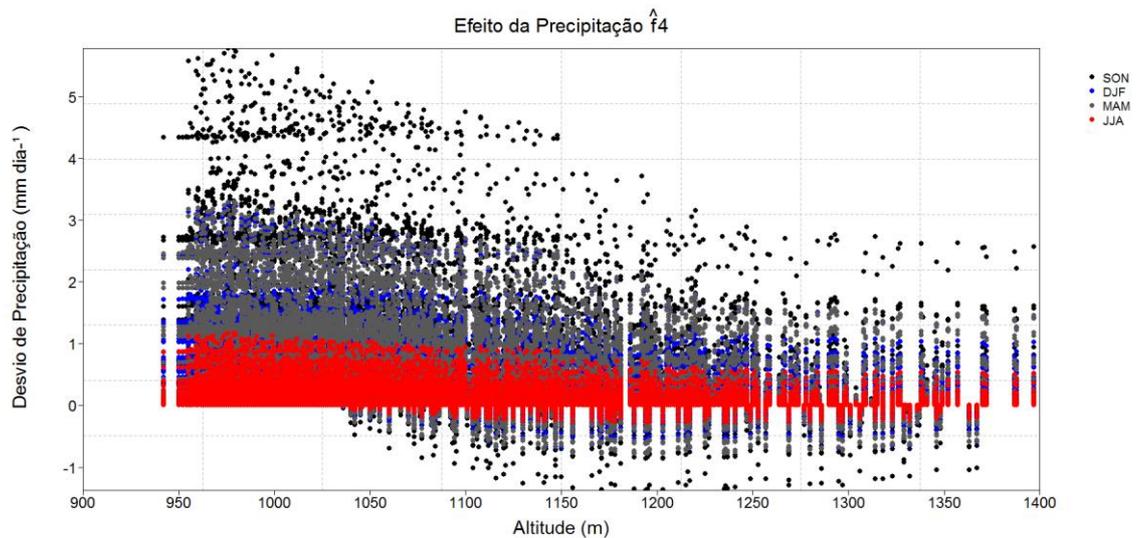


Fig. 52 – Desvio da média diária da precipitação (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_4 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

A maior variabilidade da precipitação ocorreu em SON, com desvio de até 5 mm dia^{-1} entre as altitudes entre 950 m e 1050 m, e com desvio negativo de 1 mm dia^{-1} em maiores altitudes. É possível verificar essa semelhança nas outras estações, de forma que quanto menor a altitude, maior a dispersão espacial simulada (Fig. 52 e Fig. 23).

Quando distribuída em um histograma, a perturbação da precipitação mostrou que 63% da área mostrou redução de 0,5% da chuva, e 33% de aumento de 1% da precipitação (Fig. 53).

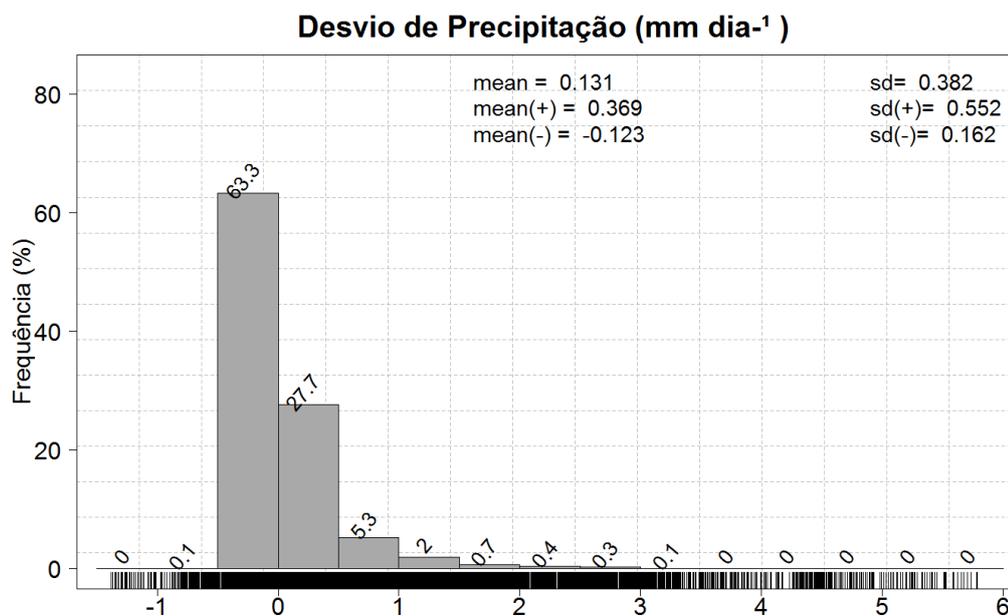


Fig. 53 – Histograma do desvio da média diária da precipitação (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_4 . Mean (+), sd(+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvio negativos.

O quinto experimento \hat{f}_5 foi para a pressão atmosférica.

No campo da média anual ocorreu aumento da pressão de superfície, pois que supor um ponto de referência na altitude mais baixa da bacia para homogeneizar os campos dos experimentos resulta em incremento para um padrão que tende a diminuir com a altitude (Fig. 54). As altitudes menores que o ponto de referência tiveram redução de 9,2 hPa, o que representa aproximadamente 31,5 % da bacia (Fig. 56). As áreas de maior incremento da pressão foram os topos sudeste e sudoeste com até 41 hPa de diferença e representando 5 % da bacia. Não ocorre variação sazonal da pressão atmosférica quando se trata de questão sazonal (Fig. 55).

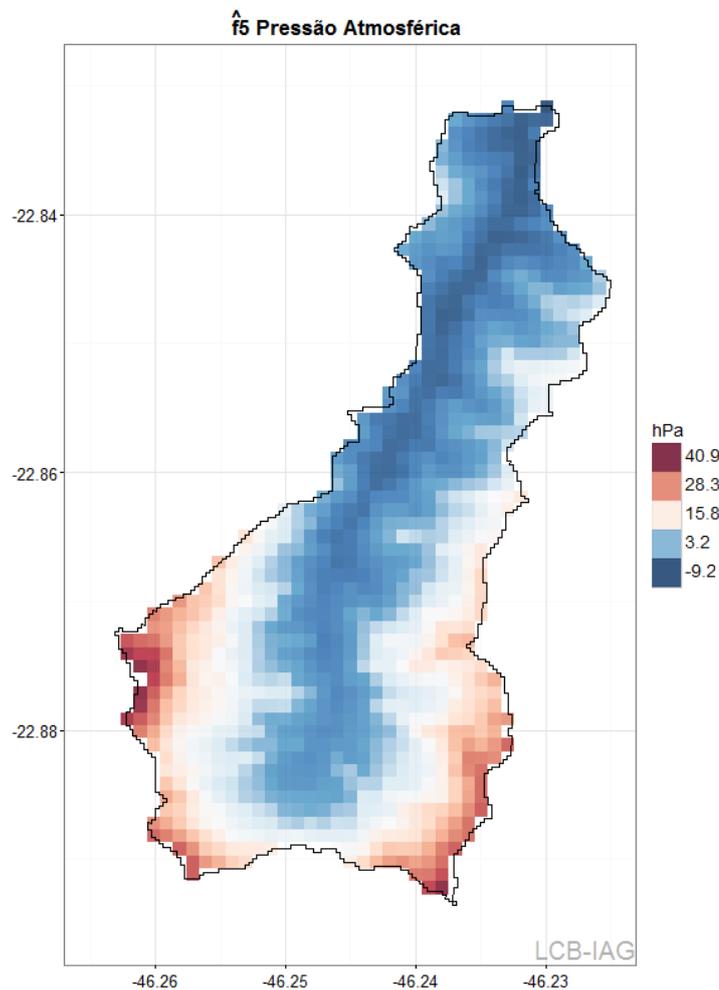


Fig. 54 – Desvio da média anual da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_5 .

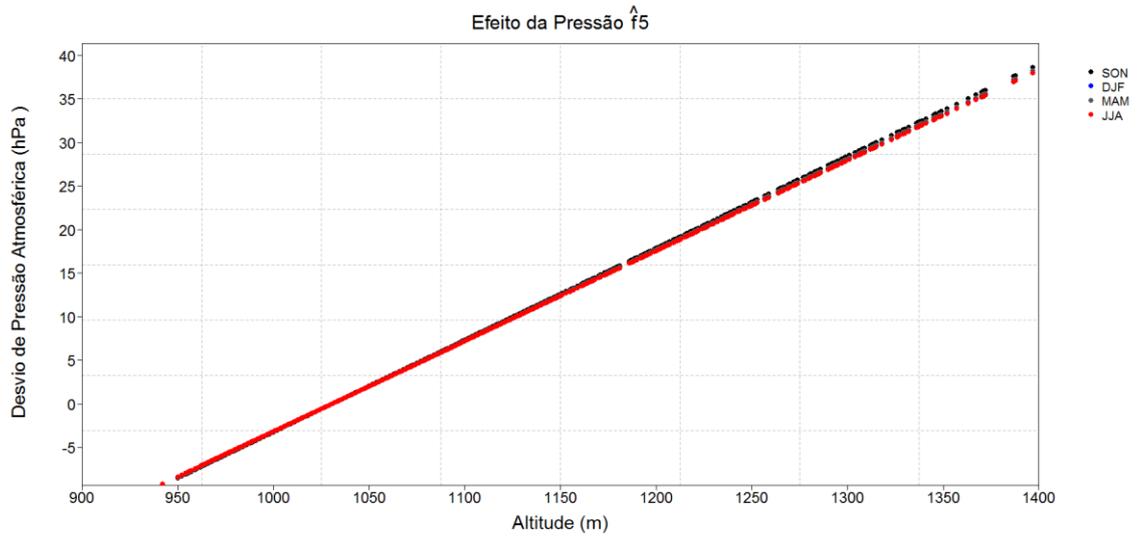


Fig. 55 – Desvio da média diária da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_5 . separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

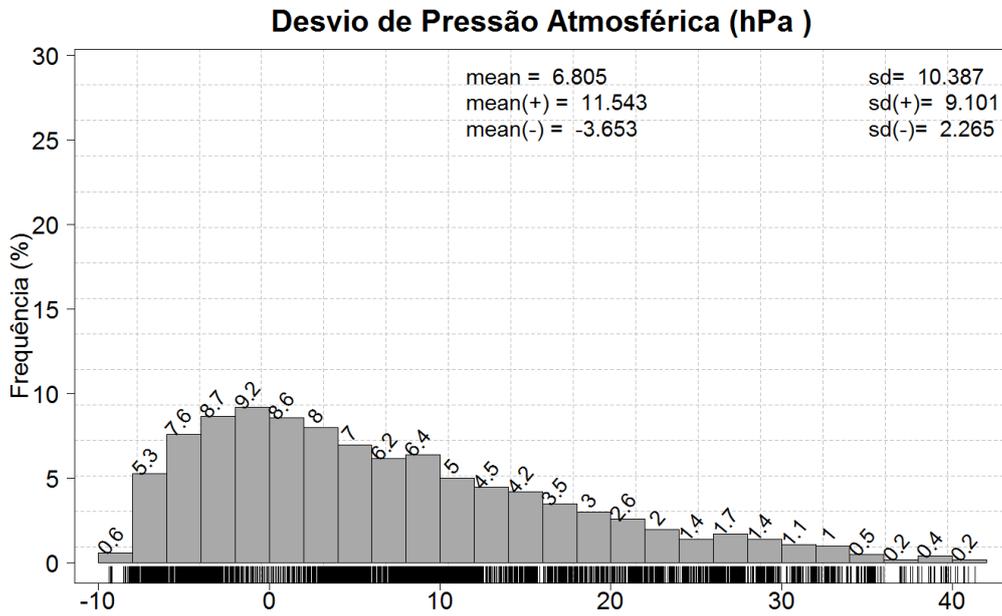


Fig. 56 – Histograma do desvio da média diária da pressão atmosférica (hPa) do experimento \hat{f}_5 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

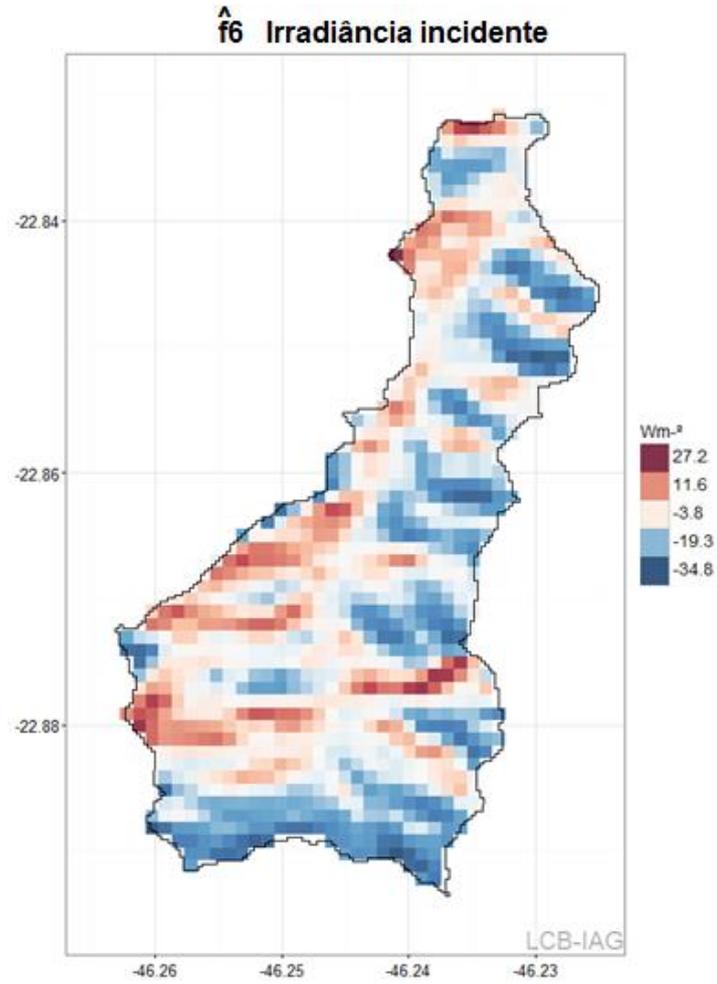


Fig. 57 – Desvio da média anual da irradiância global incidente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 .

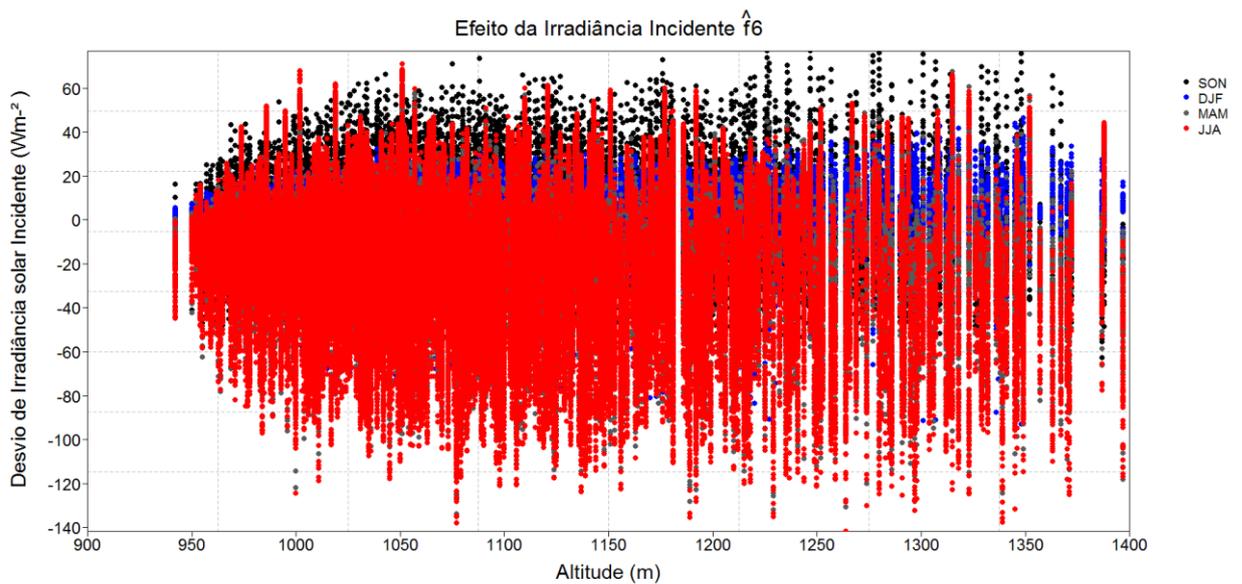


Fig. 58 – Desvio da média diária da irradiância global incidente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

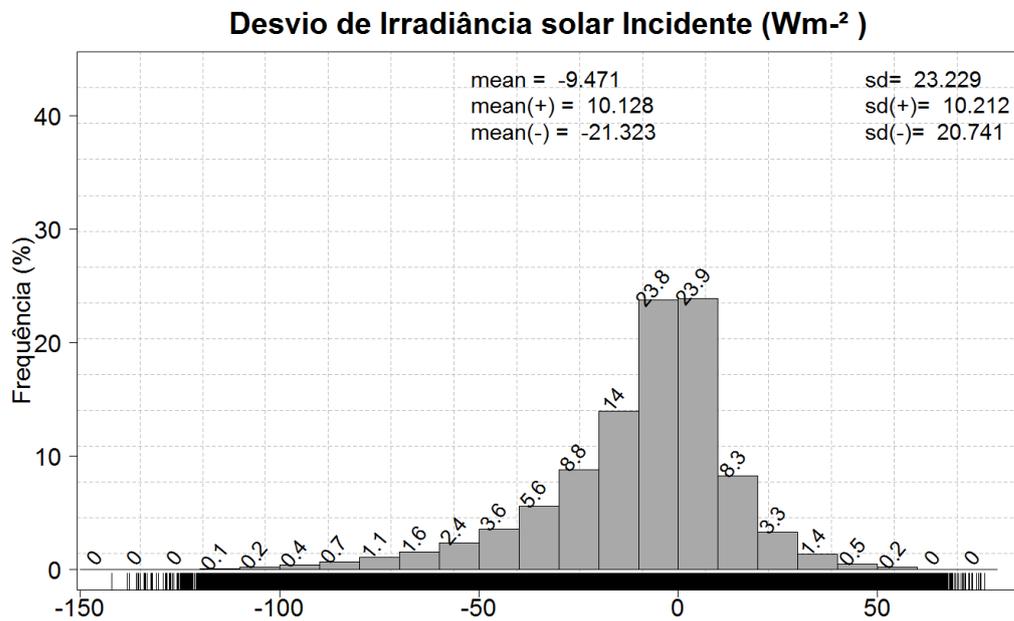


Fig. 59 – Histograma do desvio da média diária da irradiância global incidente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

O sexto experimento \hat{f}_6 foi para a irradiância solar global incidente. Os desvios médios anuais mostram que na vertente leste e no limite sul da bacia houve redução da radiação, em valor médio diário de até $34 W m^{-2}$, enquanto que na vertente oeste houve predominantemente aumento da radiação de até $27 W m^{-2}$ (Fig. 57).

Na média anual houve redução da radiação solar de $-9 W m^{-2}$ (Fig. 59), mostrado em cerca de 60 % da área, e detalhadamente na região parcial de redução da radiação a média foi $-21 W m^{-2}$. Na região de aumento parcial houve média de $10 W m^{-2}$ na correspondência de 37,6 % da região total.

A variabilidade sazonal do desvio é grande, mas é possível perceber que em pequenas altitudes os desvios são um pouco menores que no intervalo SON há os maiores desvios positivos da irradiância quando comparada com a simulação controle.

4.4.2.2. Efeito das perturbações sobre os fluxos

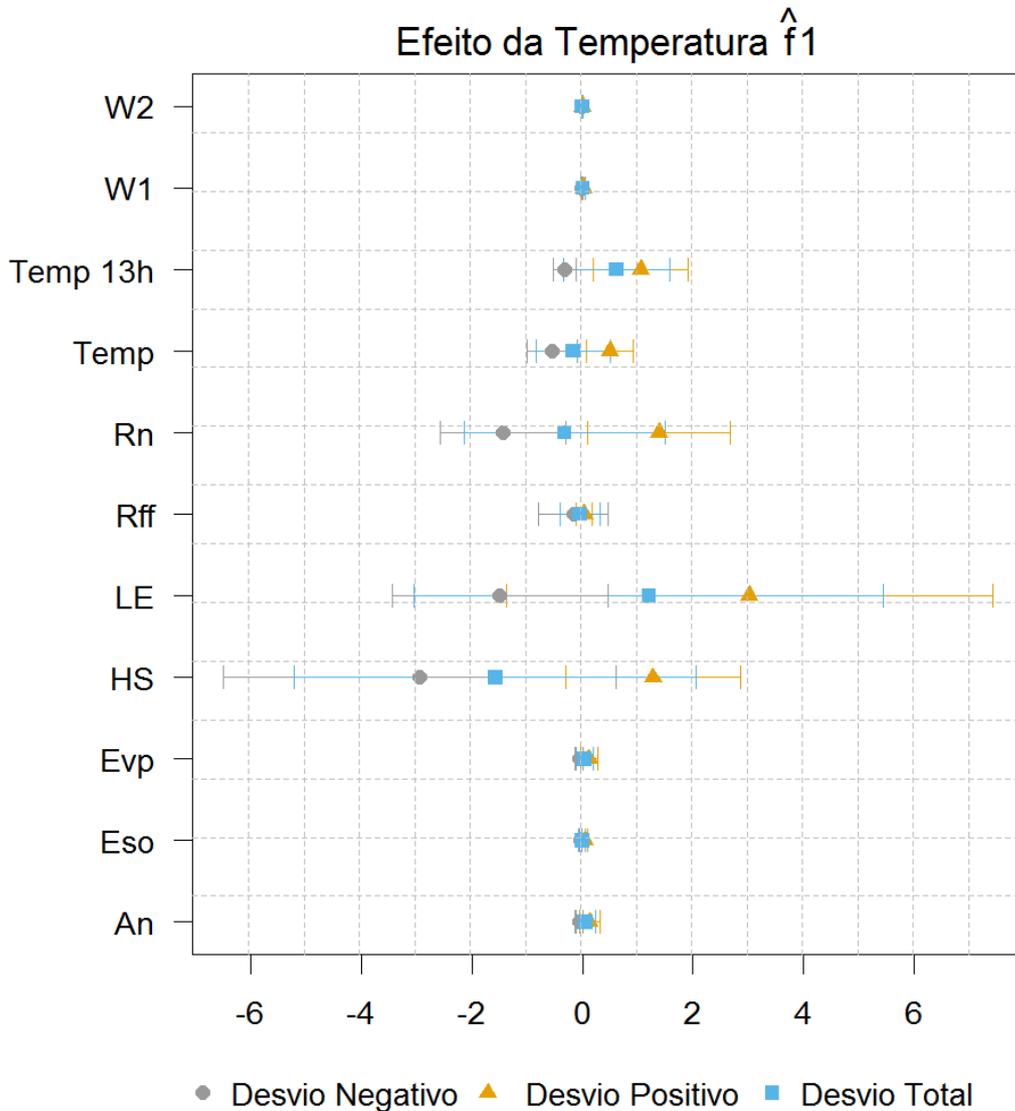


Fig. 60 – Efeito do experimento \hat{f}_1 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia^{-1}]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [mm dia^{-1}]), Evp (Evapotranspiração [mm dia^{-1}]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Temp e Temp 13h (temperatura e temperatura às 13h [$^{\circ}\text{C}$]).

Os efeitos do experimento \hat{f}_1 sobre os fluxos estão dispostos na figura 60, que mostra a média e os seus desvios padrões. Pode-se observar que a perturbação de um campo homogêneo de temperatura gerou desvios significativos no saldo de radiação, no escoamento hidrológico, fluxos de calor latente sensível, e para a temperatura às 13 h.

Para a temperatura às 13 h houve predominantemente um aumento. Em geral, como desvios totais, houve diminuição do fluxo de calor sensível e do saldo de radiação, e aumento do fluxo de calor latente.

O efeito do experimento \hat{f}_1 sobre o saldo de radiação médio diária mostra amplitude de 18 W m^{-2} . Ocorre que de 930 m a 1030 m o desvio foi positivo em até 12 W m^{-2} , e na estação JJA mais acentuado foi o desvio positivo (Fig. 61).

Cerca de 40% da bacia teve aumento no saldo de radiação enquanto que 60 % teve queda, sendo na estação JJA quando mais se caracterizou o desvio (Fig. 62).

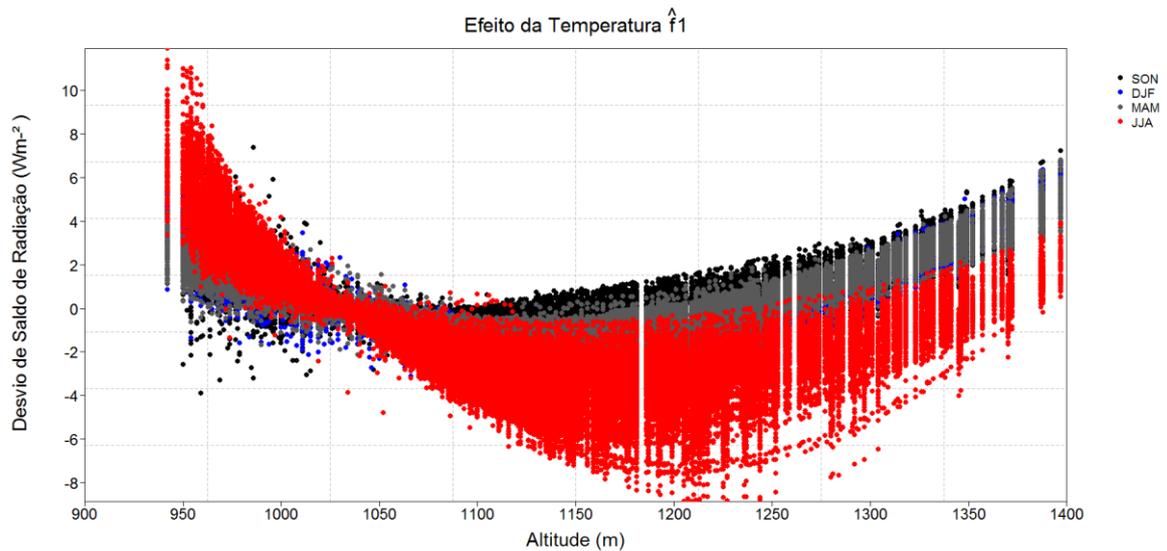


Fig. 61 – Desvio da média diária de saldo de radiação (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

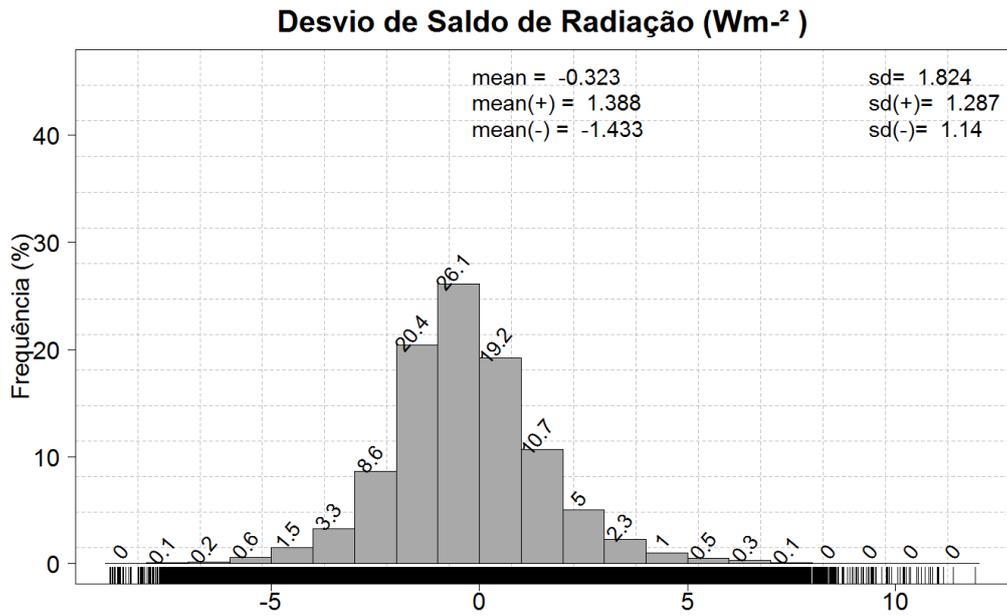


Fig. 62 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

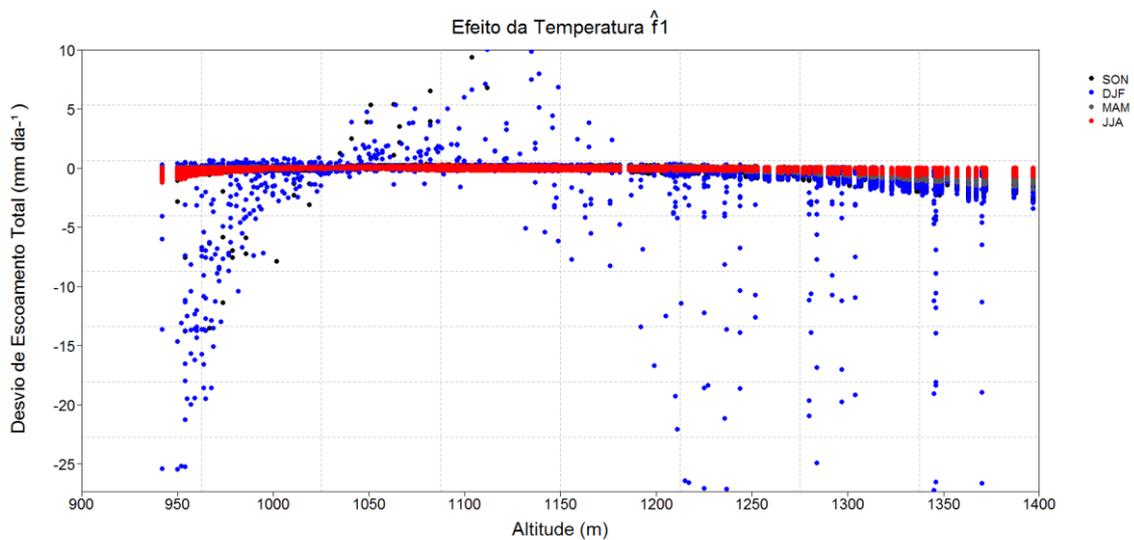


Fig. 63 – Desvio da média diária do escoamento total ($mm dia^{-1}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

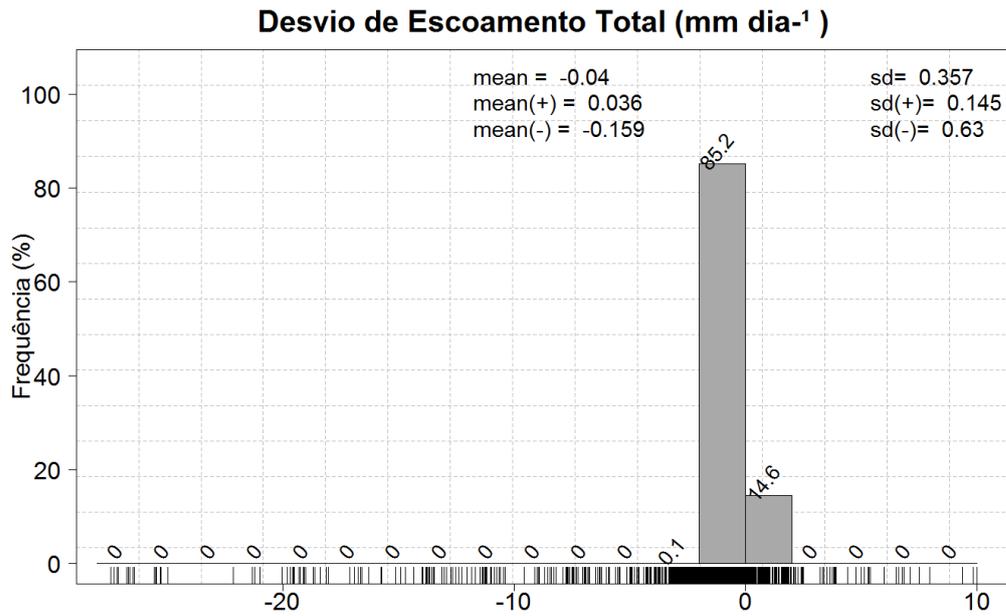


Fig. 64– Histograma do desvio da média diária do escoamento total (mm dia⁻¹) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

Nas figuras 63 e 64 observa-se que o escoamento total reduziu-se em sua maior parte na estação DJF. Estima-se que 85 % dos desvios foram de redução em até 2,5 mm dia⁻¹.

O impacto médio no fluxo de calor latente foi aumento de 1,2 W m⁻². Mostrou-se que no verão principalmente houve redução, em relação às demais estações (Fig. 65 e Fig. 66).

O efeito do experimento \hat{f}_1 sobre o fluxo de calor sensível foi negativo, de -1,6 W m⁻². Quase 70 % dos dados mostrou desvio negativo em até 20 W m⁻² quando simulado com temperatura homogênea para toda a bacia.

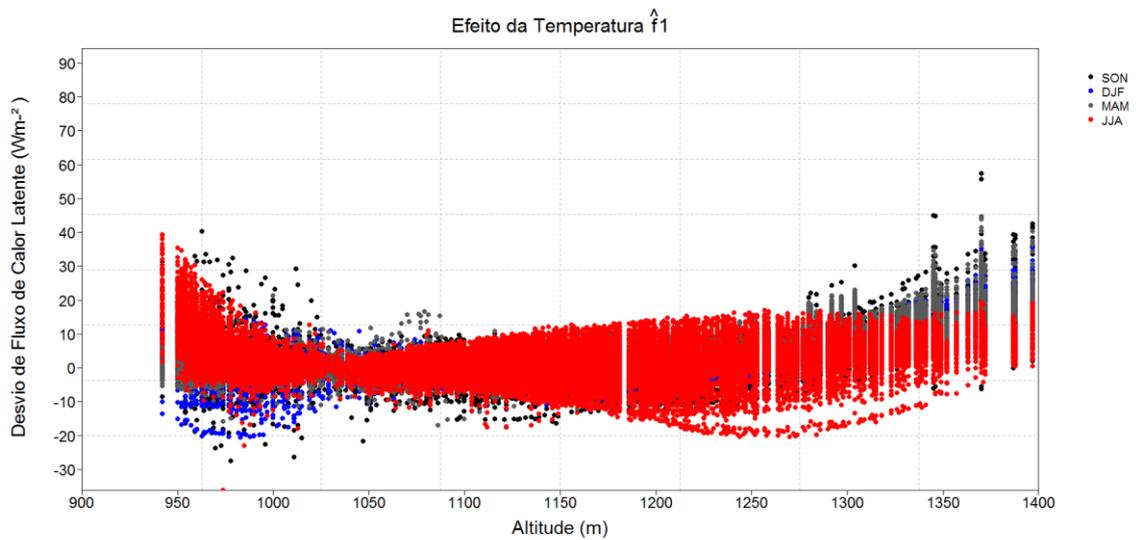


Fig. 65– Desvio da média diária do fluxo de calor latente (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

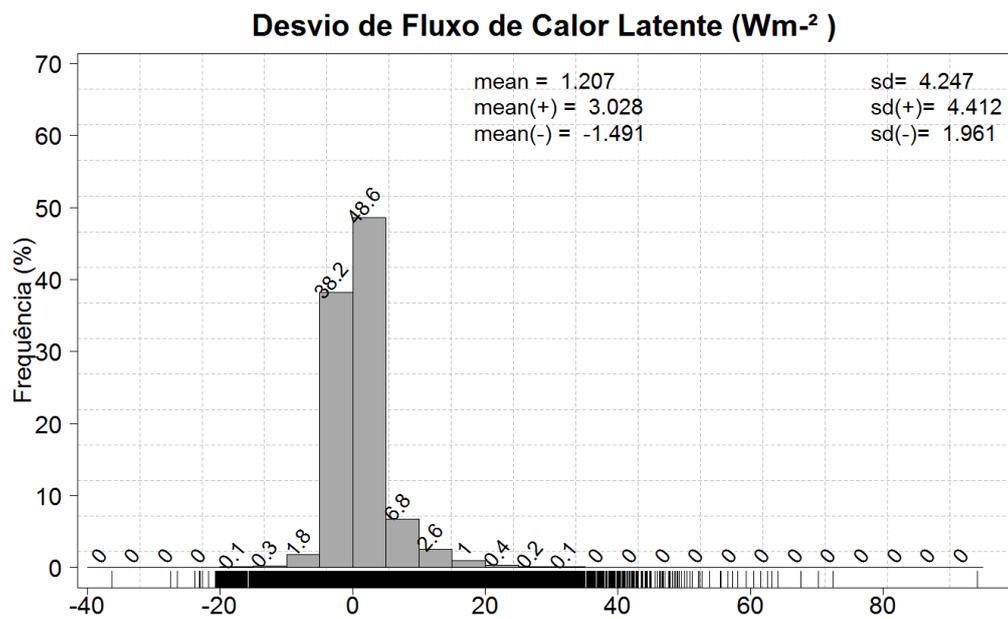


Fig. 66 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente (W m^{-2}) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativo.

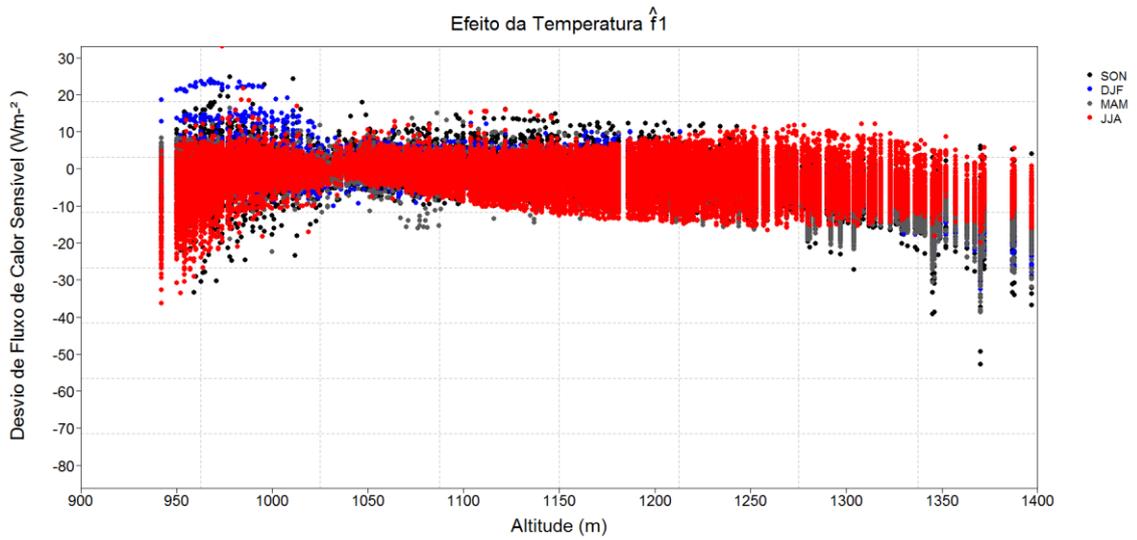


Fig. 67– Desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_1 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

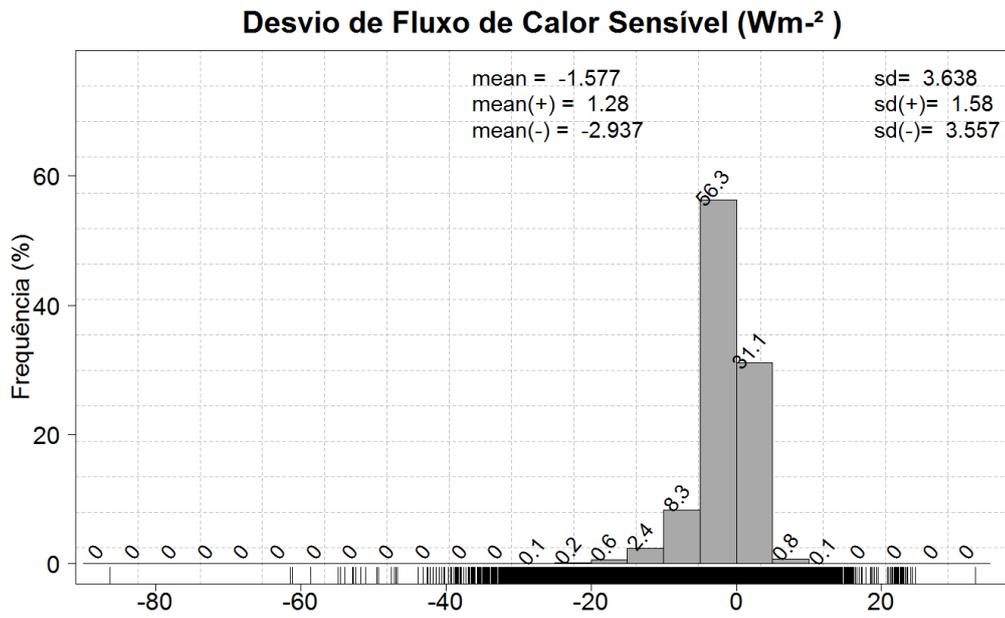


Fig. 68 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_1 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

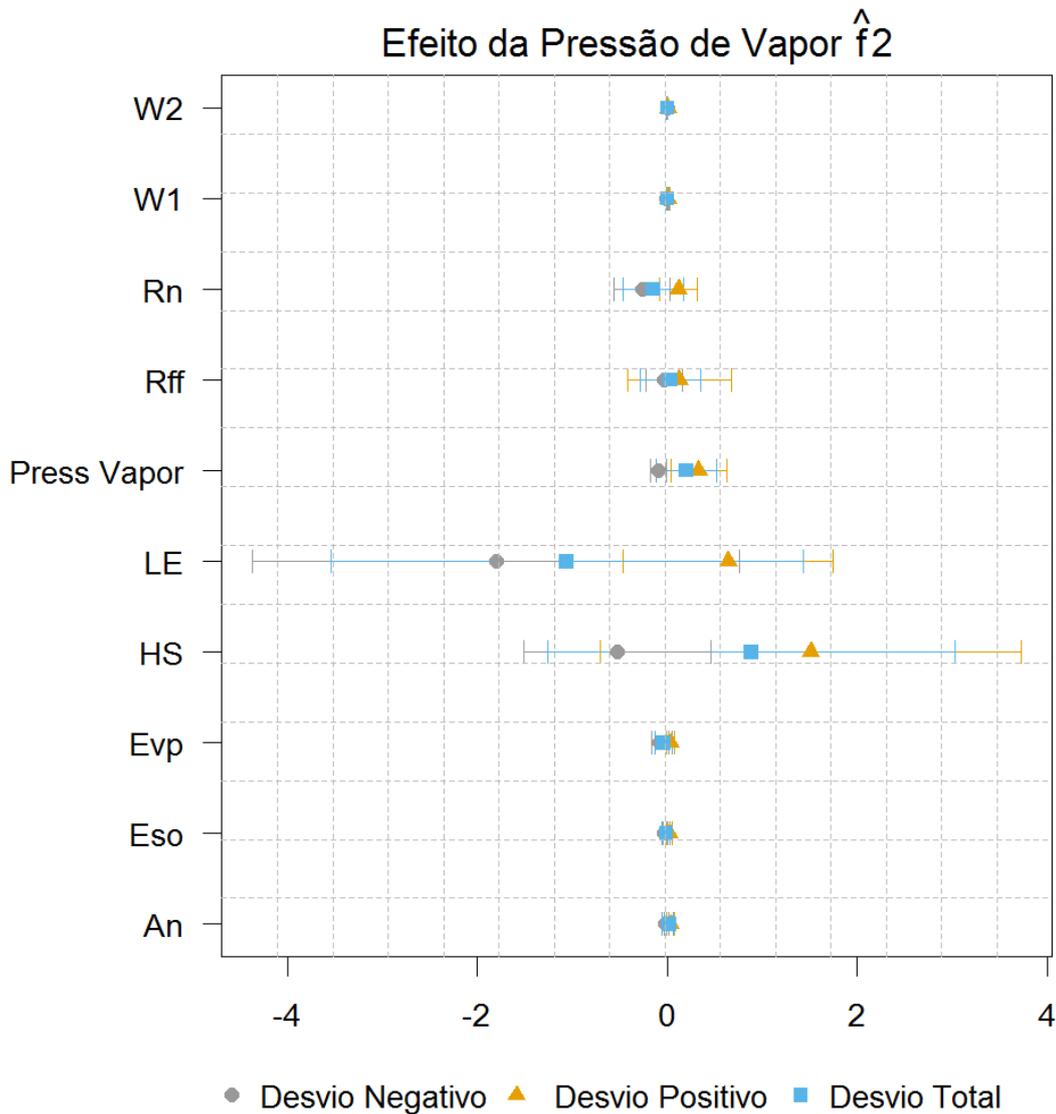


Fig. 69 – Efeito do experimento \hat{f}_2 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia^{-1}]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [mm dia^{-1}]), Evp (Evapotranspiração [mm dia^{-1}]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Press Vapor (Pressão de vapor [hPa]).

O experimento \hat{f}_2 mostrou grande efeito no fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, e efeitos significativos no escoamento total e no saldo de radiação. Nesse caso, o fluxo de calor latente teve seu valor incrementado em mais de 70 % da área em até 20 W m^{-2} (Fig. 71), com maior variabilidade nos extremos da faixa de maior altitude (Fig. 70).

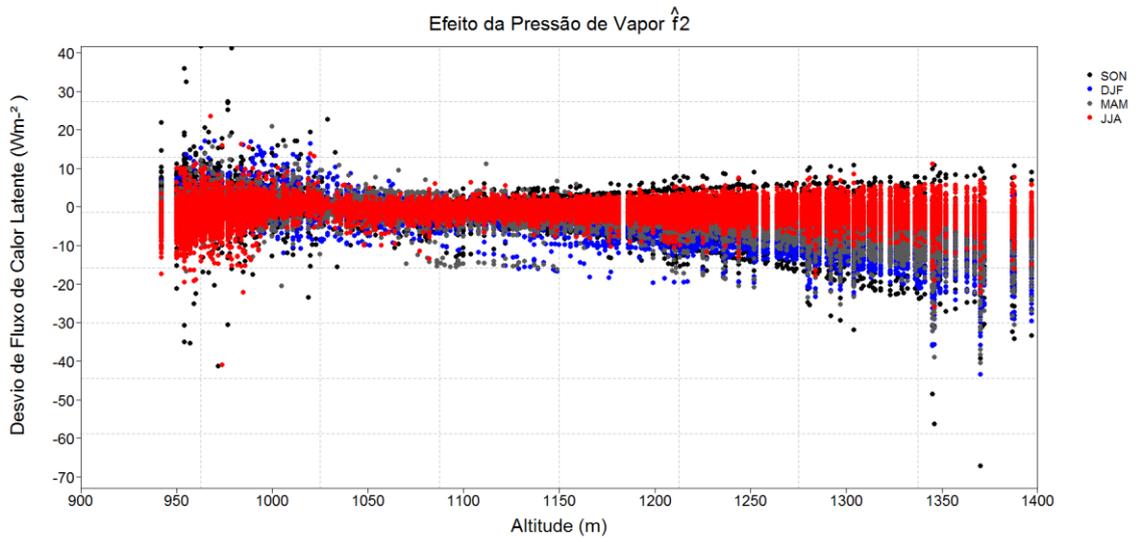


Fig. 70– Desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

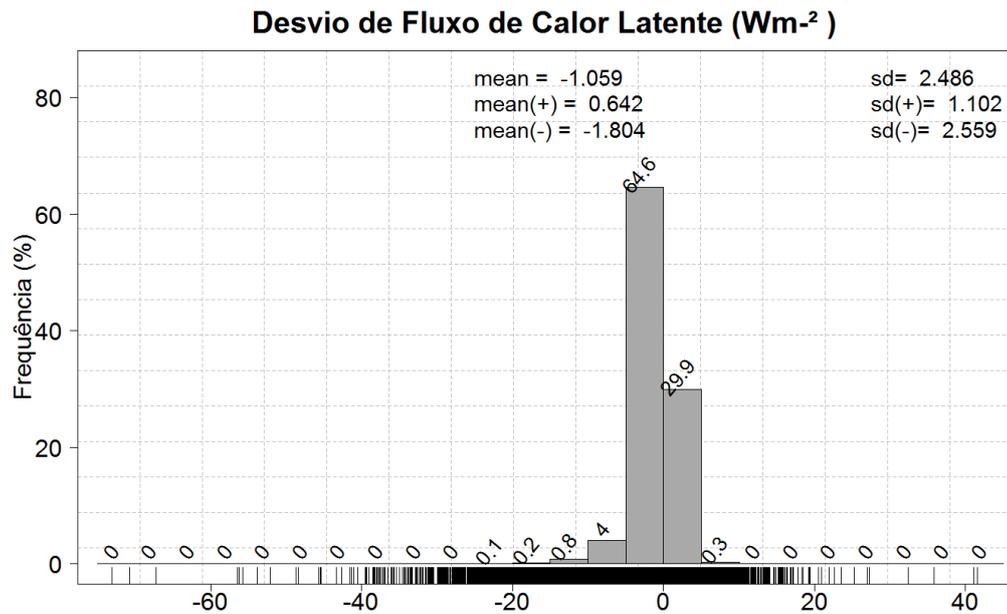


Fig. 71 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

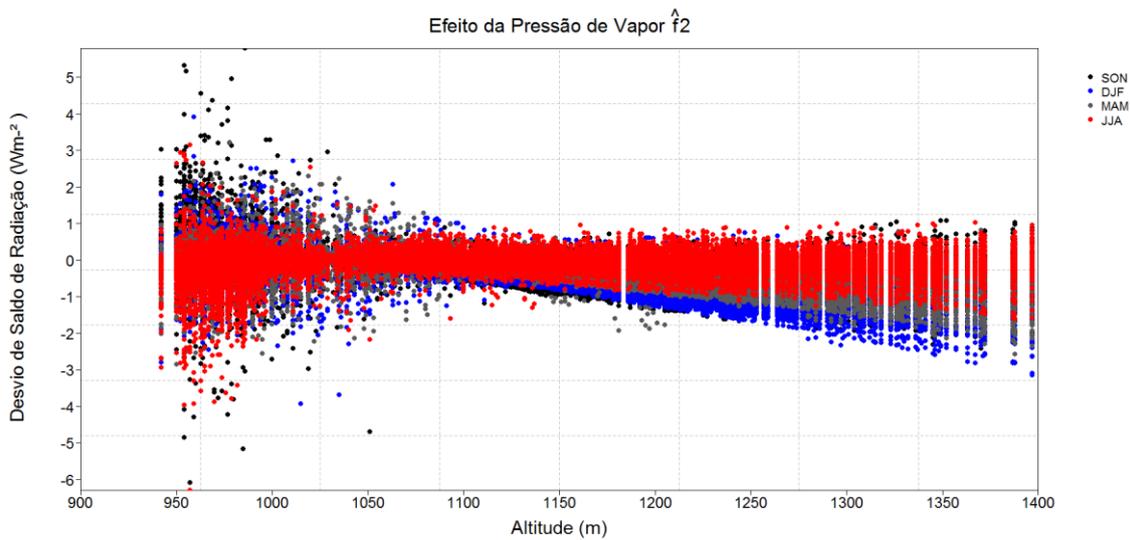


Fig. 72– Desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

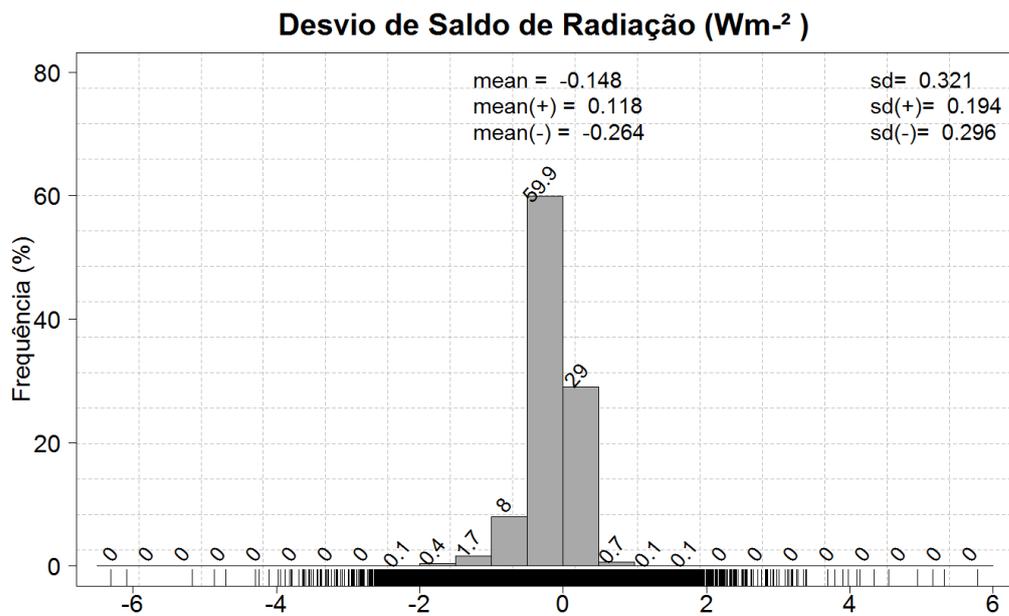


Fig. 73 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

O efeito o experimento \hat{f}_2 sobre o saldo de radiação demonstra ter ser menor do que com \hat{f}_1 , onde a amplitude é de $11 W m^{-2}$ e a variabilidade intrasazonal é menor. (Fig. 72). Diferentemente de \hat{f}_1 , as altitudes entre 930 m e 1030 m flutuam entre desvios positivos e negativos durante as estações do ano. No total 68 % da área correspondeu a $1 W m^{-2}$ de desvio negativo sobre a área da bacia (Fig. 73).

Para o fluxo de calor sensível houve incremento em 65 % da área, de 5 W m^{-2} (Fig. 75).

Para o escoamento total, a estação do ano com maior variabilidade e aumento foi DJF. O histograma mostra que mais de 70 % da área mostrou desvio negativo, mas com valores pequenos, ao contrário dos desvios positivos que representam uma porcentagem menor da área (25 %), mas com uma média maior, que refletiu na média total de aumento.

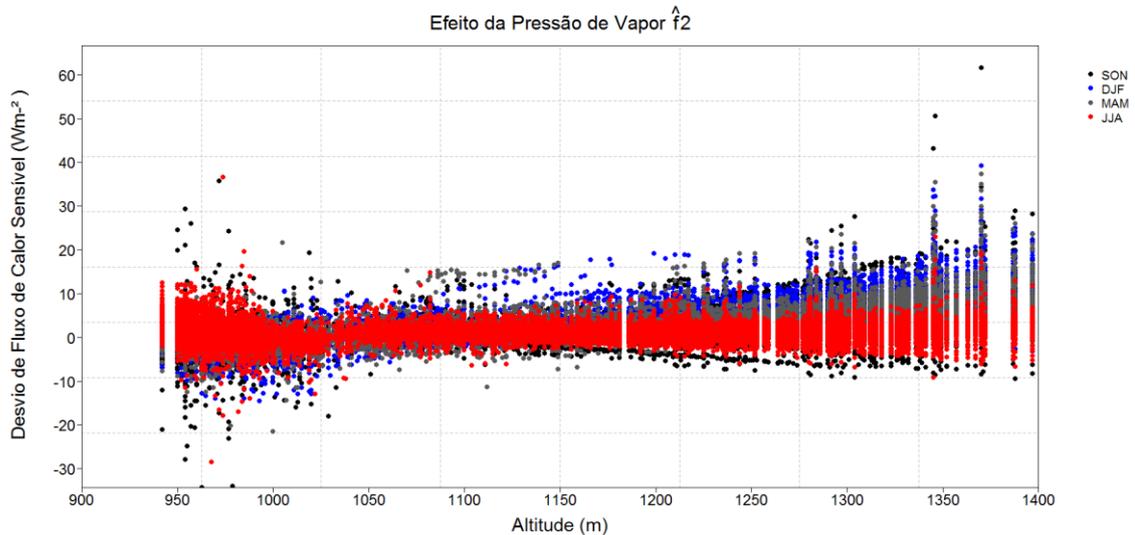


Fig. 74— Desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

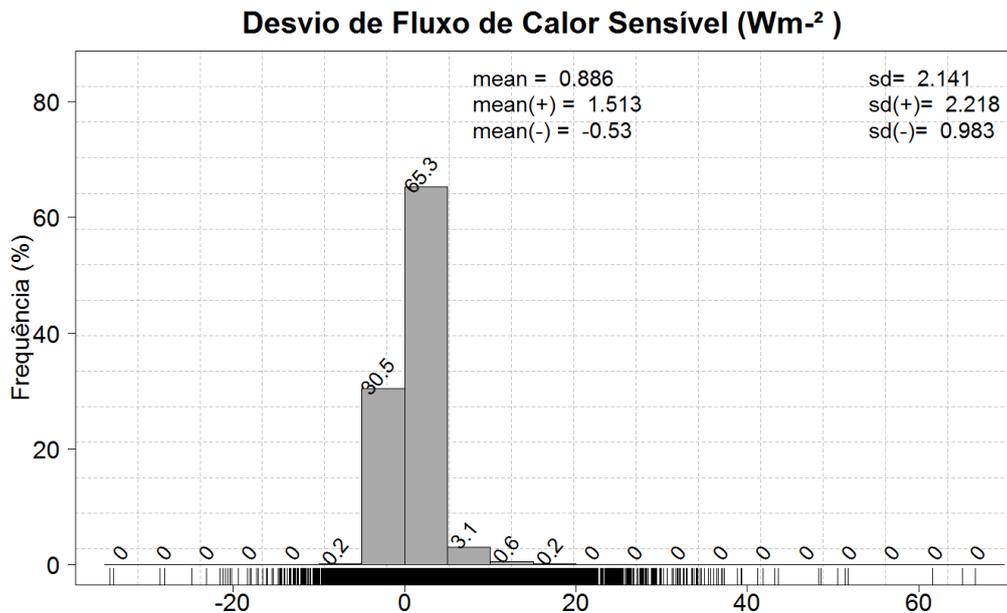


Fig. 75 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

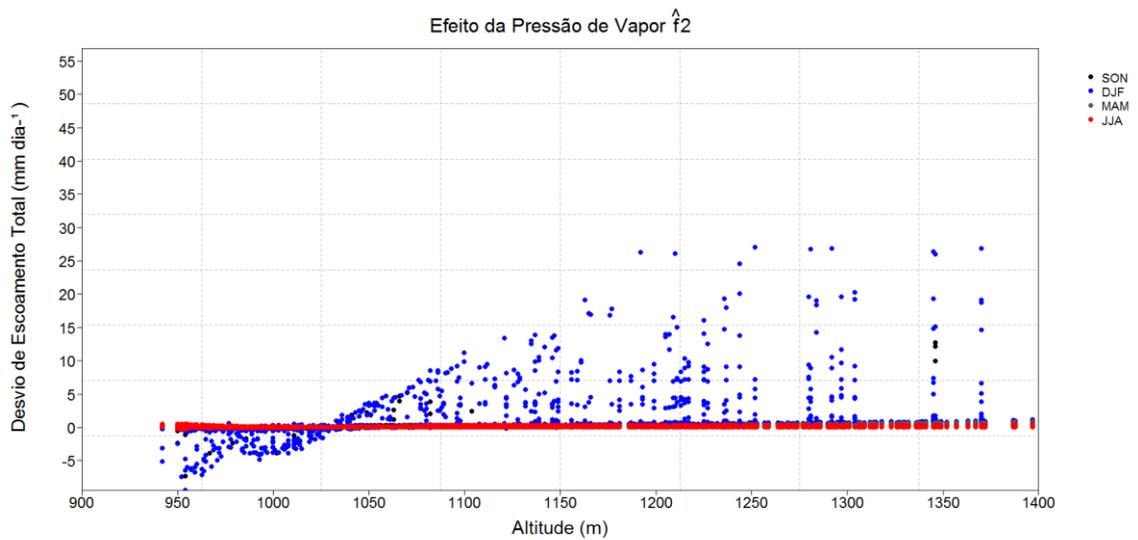


Fig. 76 – Desvio da média diária do fluxo do escoamento total (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_2 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

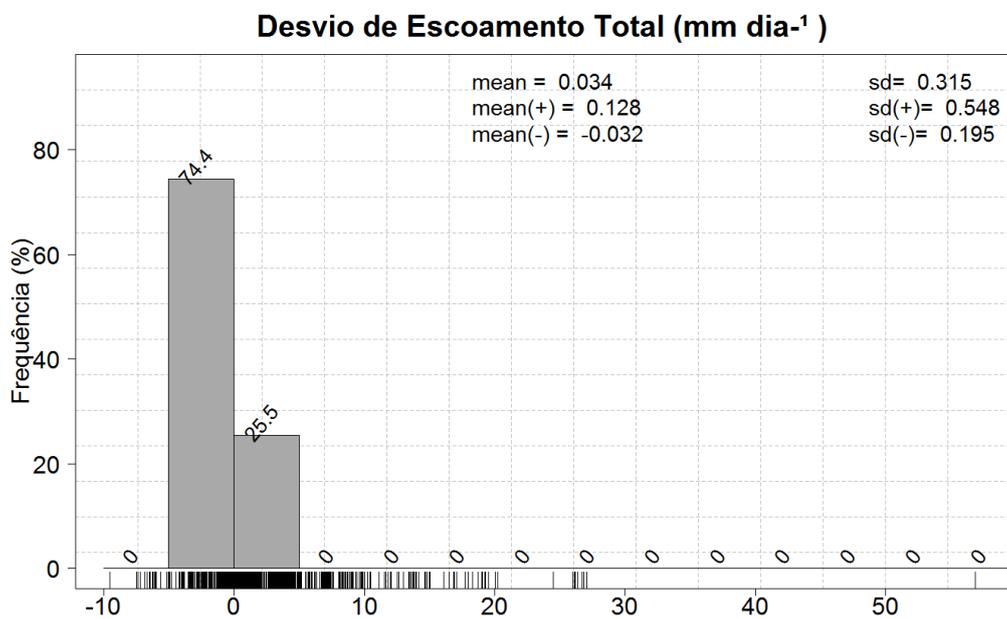


Fig. 77 – Histograma do desvio da média diária escoamento total (mm dia^{-1}) e do experimento \hat{f}_2 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

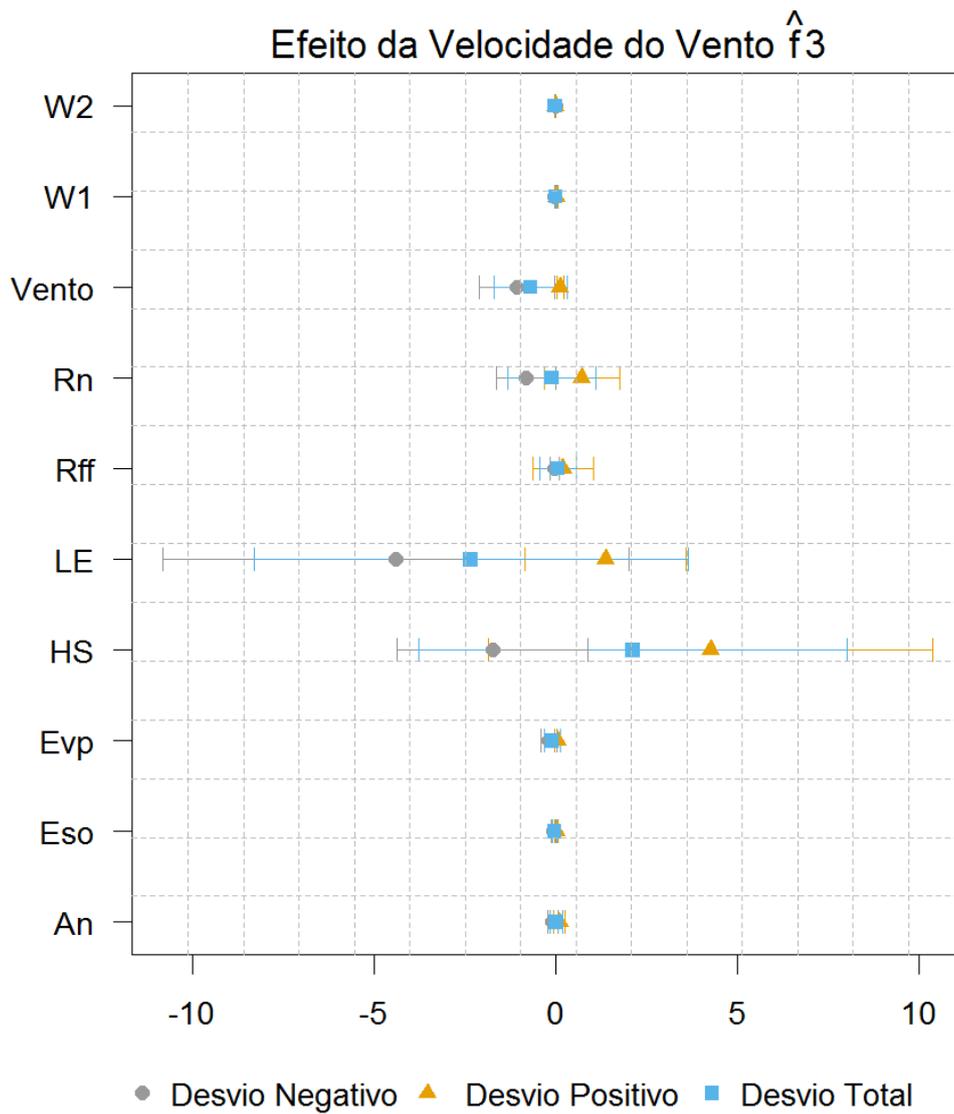


Fig. 78 – Efeito do experimento \hat{f}_3 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia^{-1}]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [mm dia^{-1}]), Evp (Evapotranspiração [mm dia^{-1}]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Vento (velocidade do vento [m s^{-1}]).

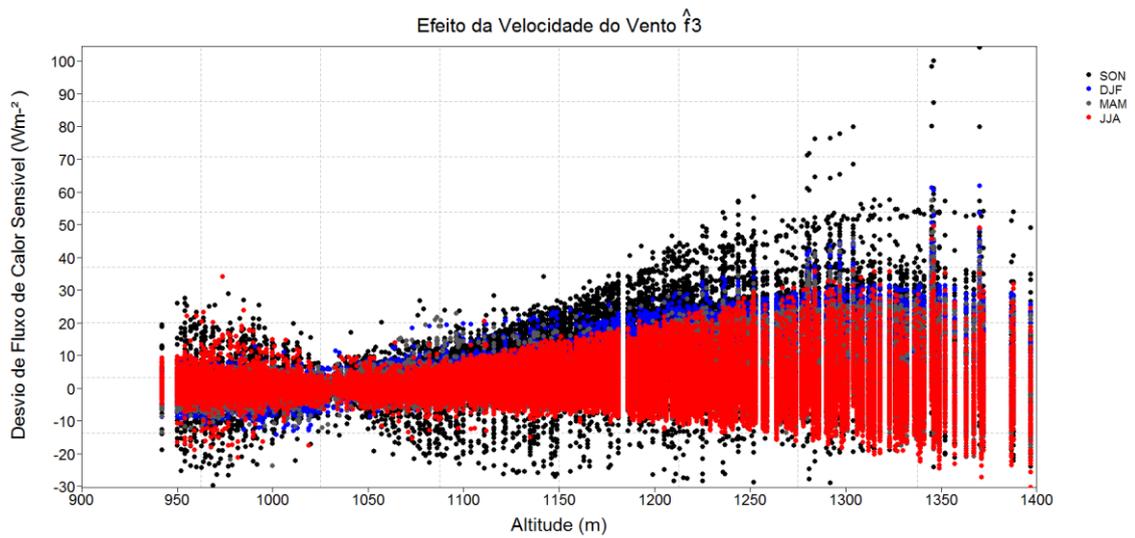


Fig. 79 – Desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

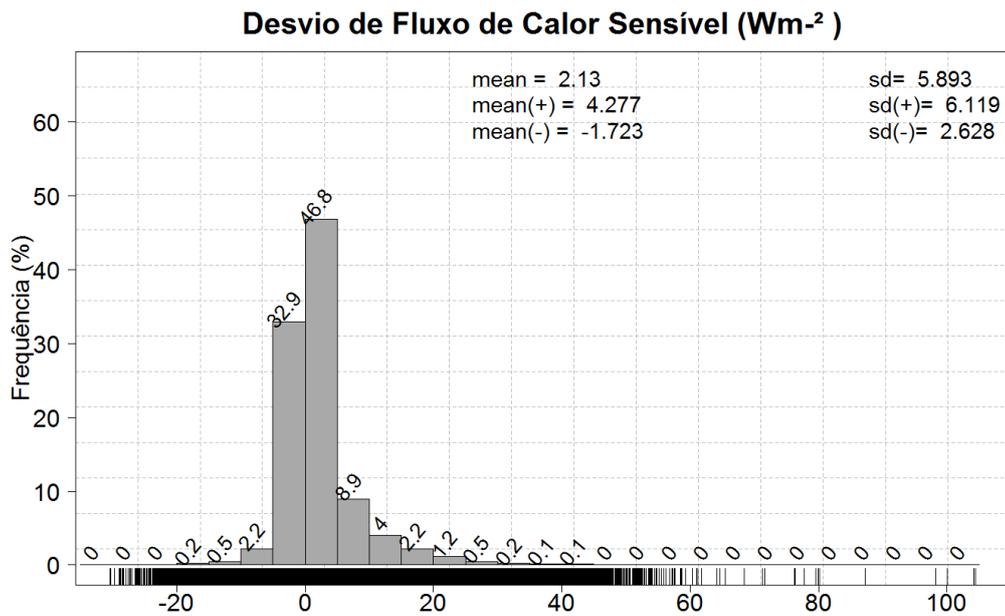


Fig. 80 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

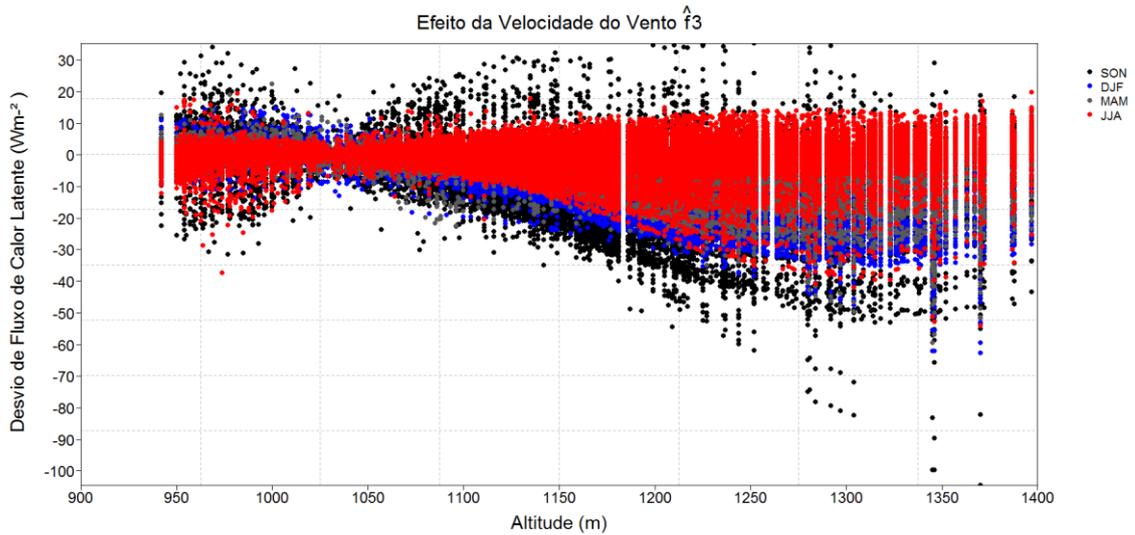


Fig. 81 – Desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

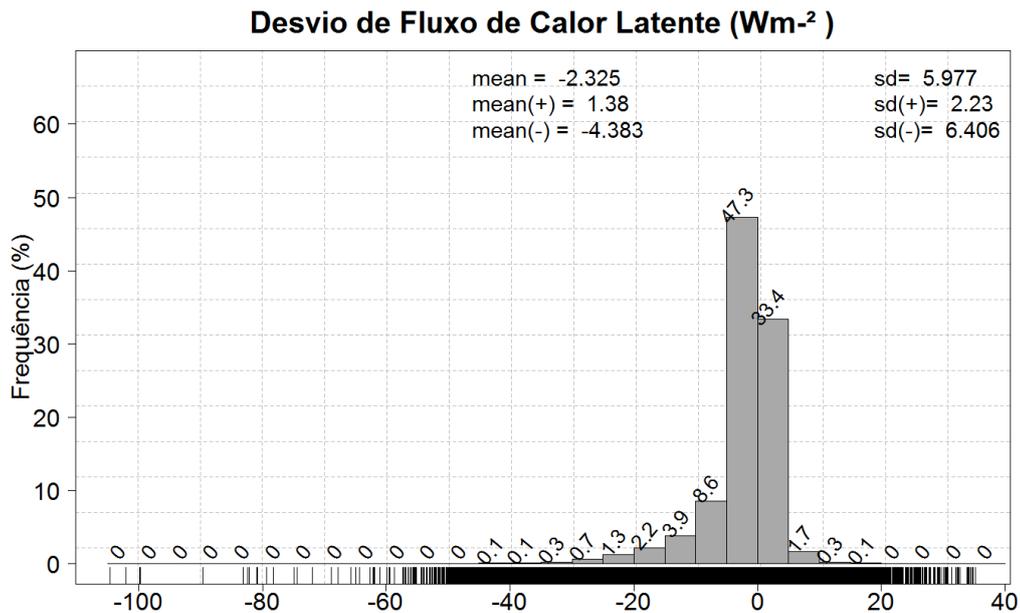


Fig. 82 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

O experimento \hat{f}_3 demonstrou o efeito maior da perturbação do vento sobre o saldo de radiação, fluxos de calor sensível e latente, e escoamento total (Fig. 78). Os fluxos de calor sensível e latente tiveram padrões em seus desvios parecidos com os desvios do experimento \hat{f}_2 , entretanto com maior amplitude. Houve sobre toda a bacia decréscimo do fluxo de calor latente médio (Fig. 82). O intervalo com maior variabilidade foi SON. Mais de 60 % da área

mostrou redução em até 40 W m^{-2} . O experimento \hat{f}_3 sobre o saldo de radiação mostrou efeito contrário ao de \hat{f}_2 , com maior variabilidade acima de 1030 m de altitude. Cerca de 50 % da área mostrou aumento de até 5 W m^{-2} enquanto que em 55 % da área houve redução. O escoamento total apresentou maior variabilidade em DJF em relação às outras estações, acima de 1030 m houve desvios positivos, e desvios negativos abaixo desta cota. O desvio positivo significativo corresponde a 33 % da área.

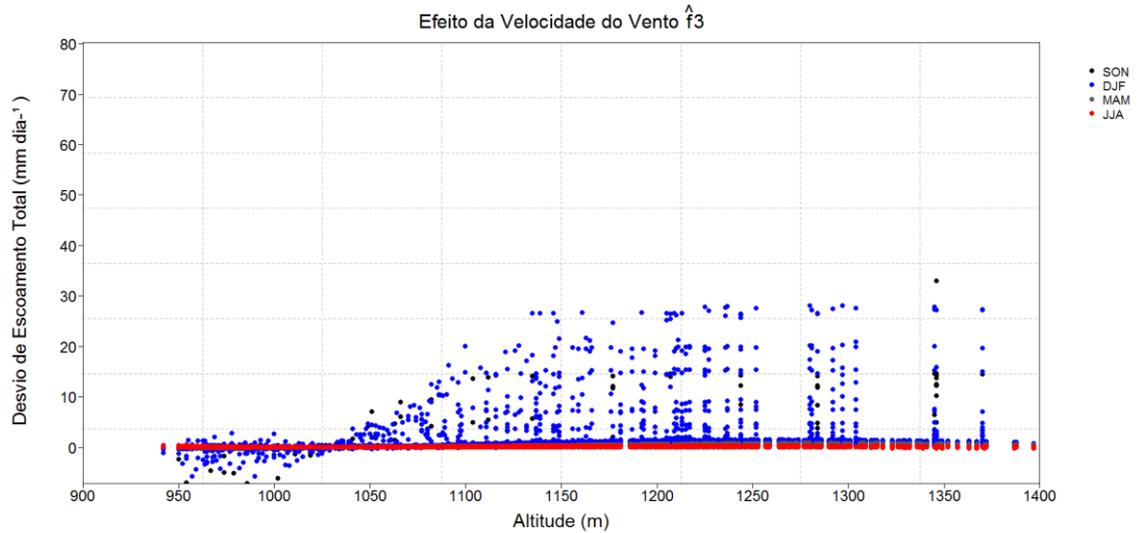


Fig. 83 – Desvio da média diária do escoamento total (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

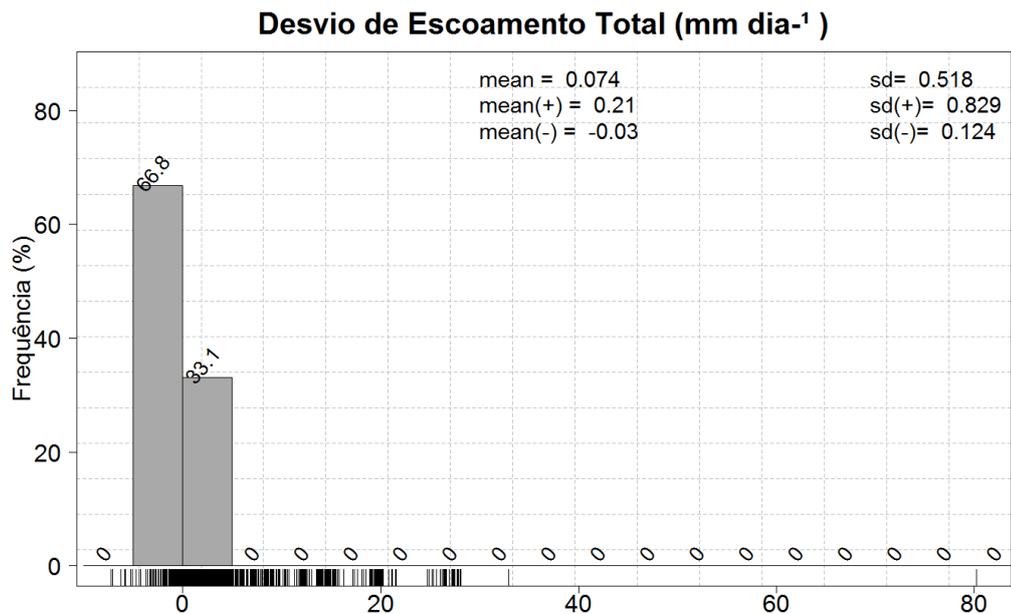


Fig. 84 – Histograma do desvio da média diária do escoamento total (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

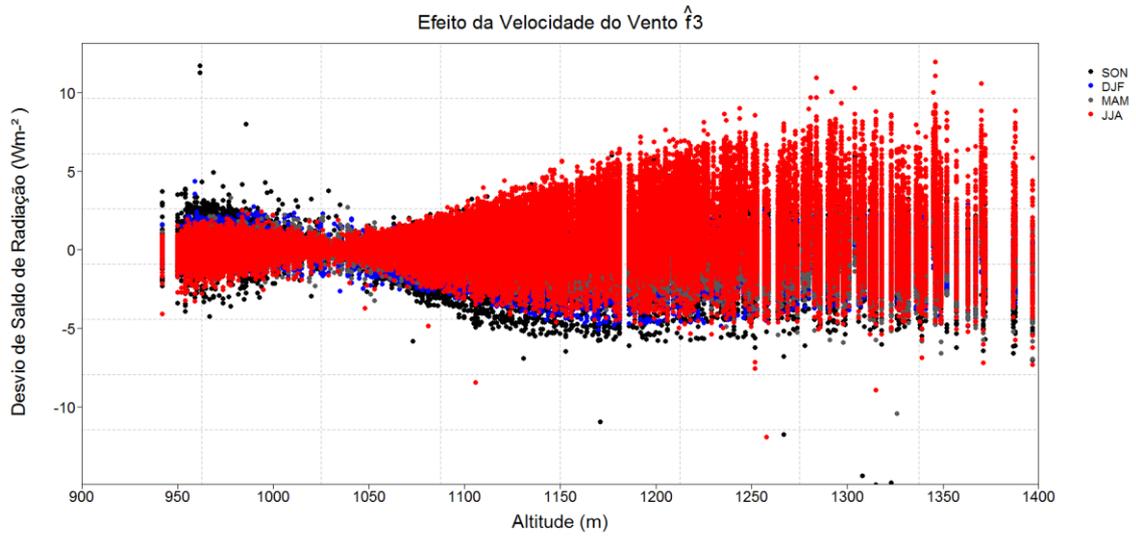


Fig. 85 – Desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

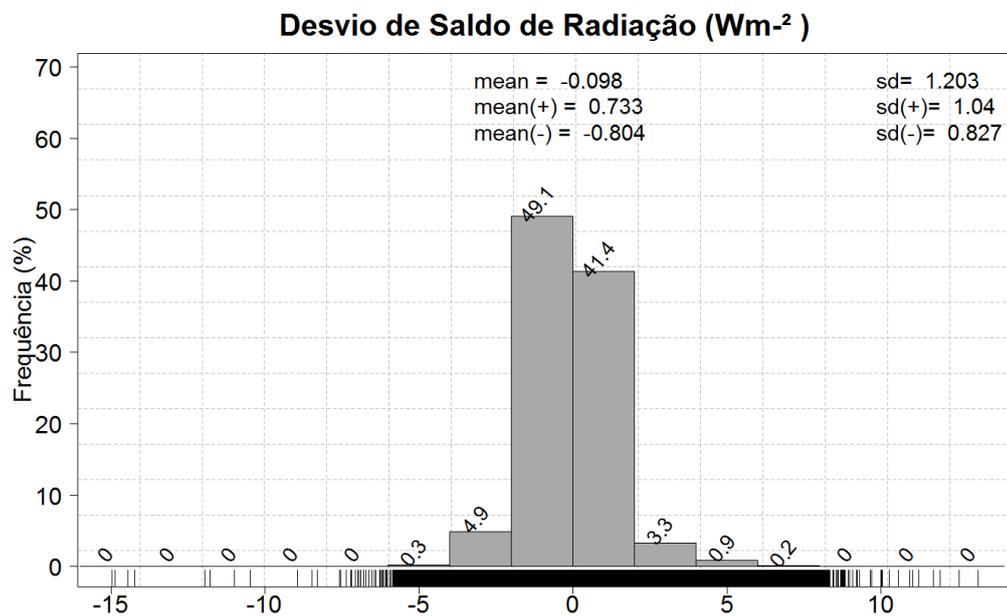


Fig. 86 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_3 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

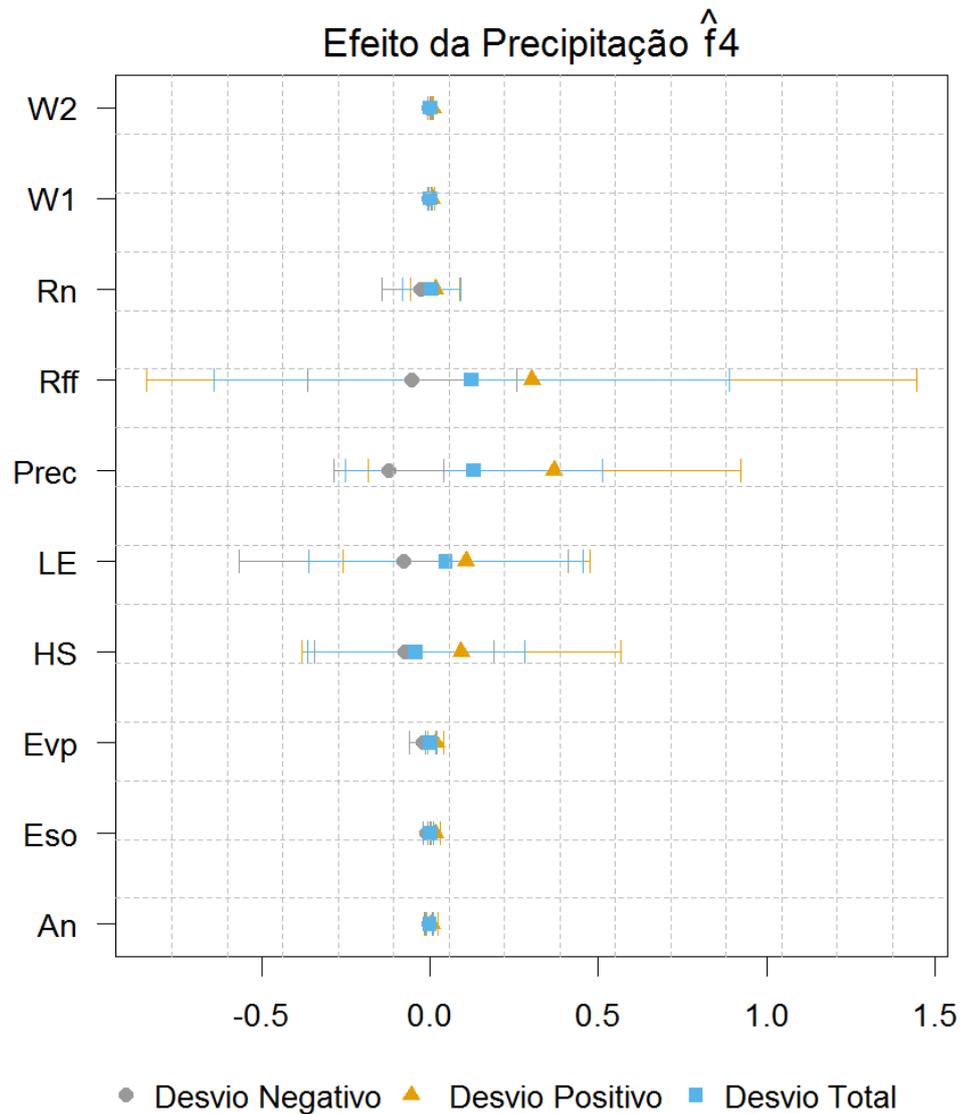


Fig. 87 – Efeito do experimento \hat{f}_4 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia^{-1}]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [mm dia^{-1}]), Evp (Evapotranspiração [mm dia^{-1}]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Prec (precipitação [mm dia^{-1}]).

O efeito do experimento \hat{f}_4 sobre os fluxos foi de pequeno impacto em relação ao controle (Fig. 87), notando-se um aumento no escoamento total. A maior variabilidade dos desvios corresponde a altitudes inferiores á 1150 m e na estação DJF. Os valores de até 5 mm dia^{-1} correspondem à 38 % da área.

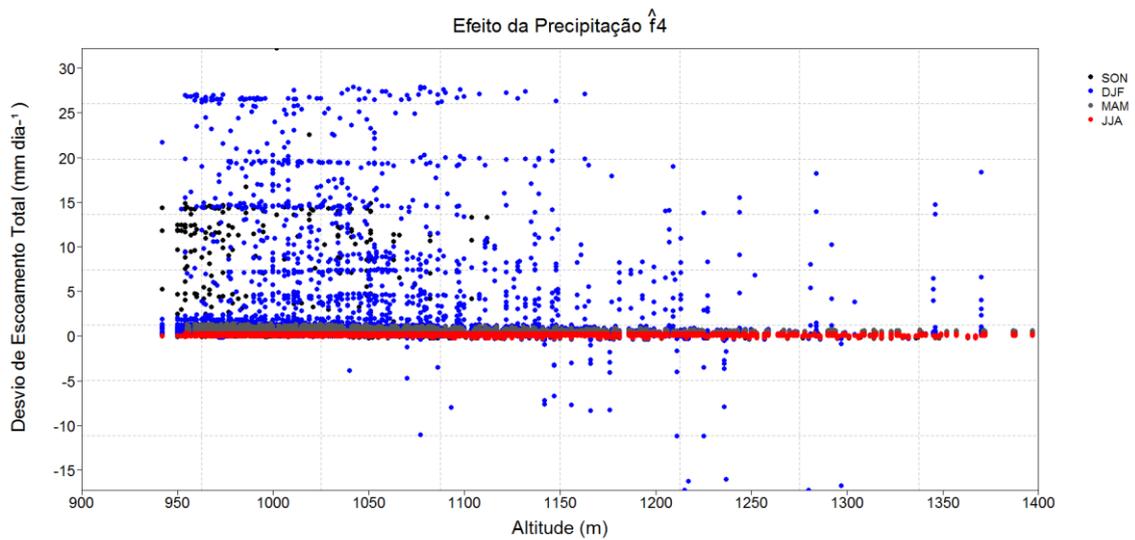


Fig. 88 – Desvio da média diária do escoamento total (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_4 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

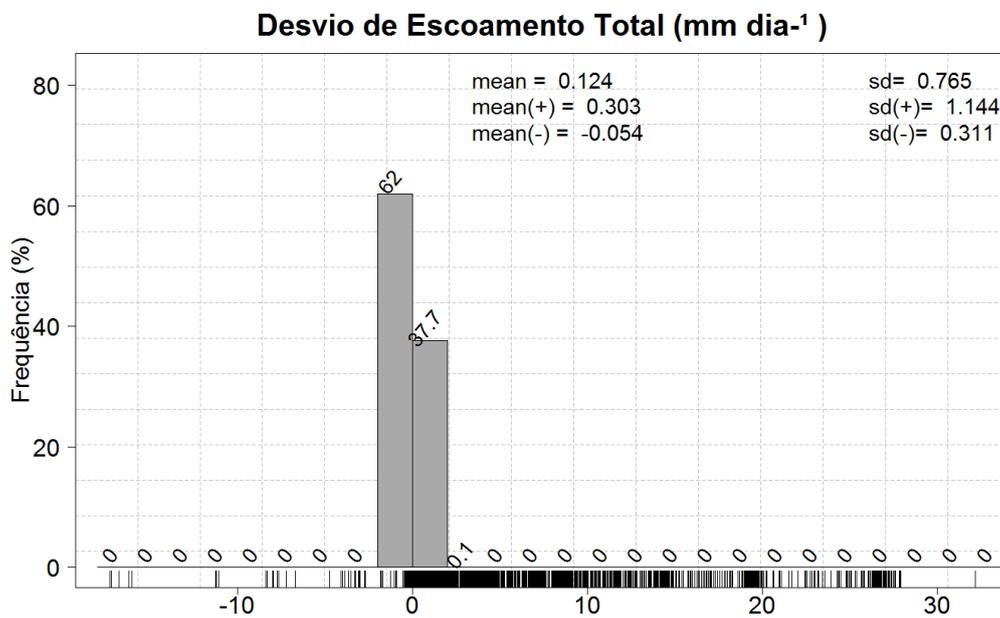


Fig. 89 – Histograma do desvio da média diária do escoamento total (mm dia^{-1}) do experimento \hat{f}_4 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

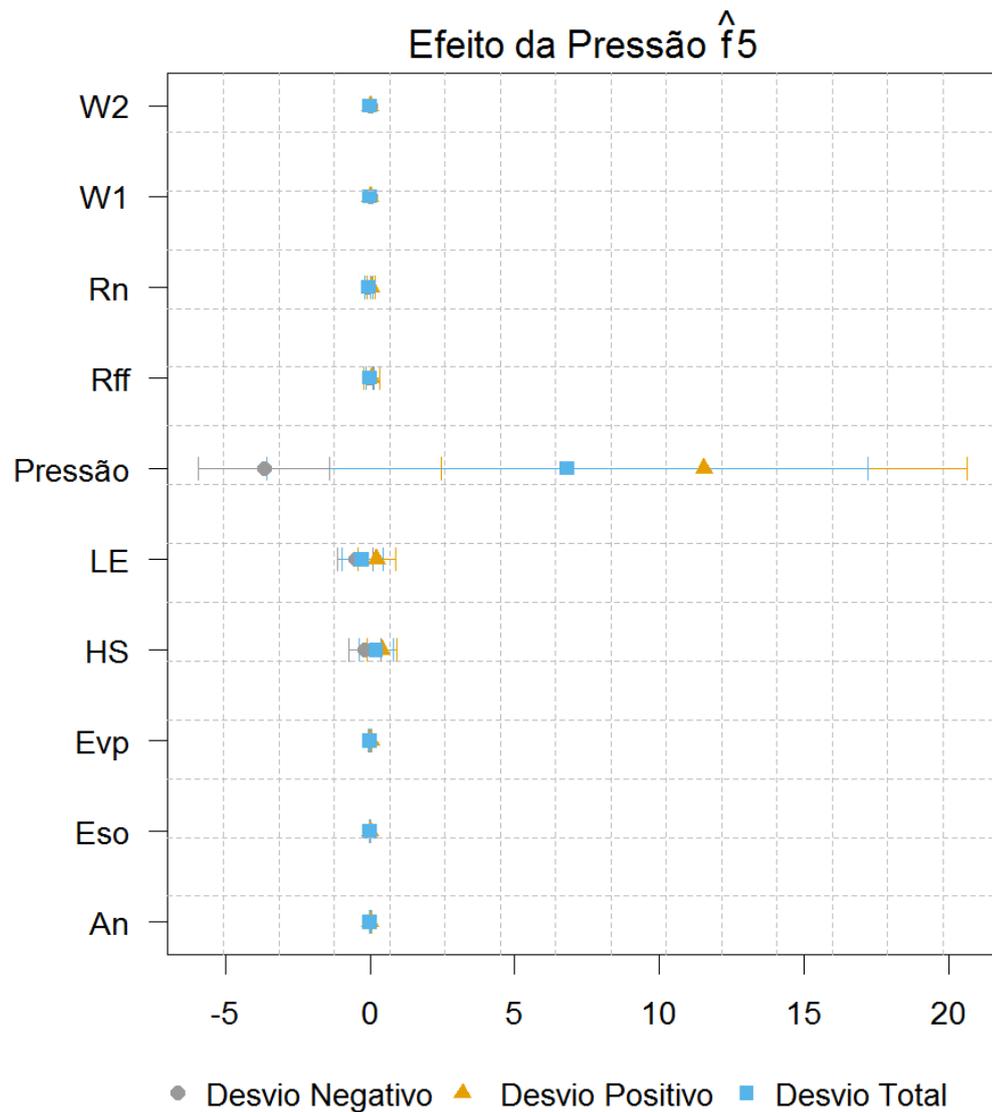


Fig. 90 – Efeito do experimento \hat{f}_4 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia^{-1}]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo [mm dia^{-1}]), Evp (Evapotranspiração [mm dia^{-1}]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2), LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Prec (precipitação [mm dia^{-1}]).

Os efeitos dos desvios da pressão atmosférica sobre os fluxos foram muito inferiores quando comparados aos das outras variáveis (Fig. 90).

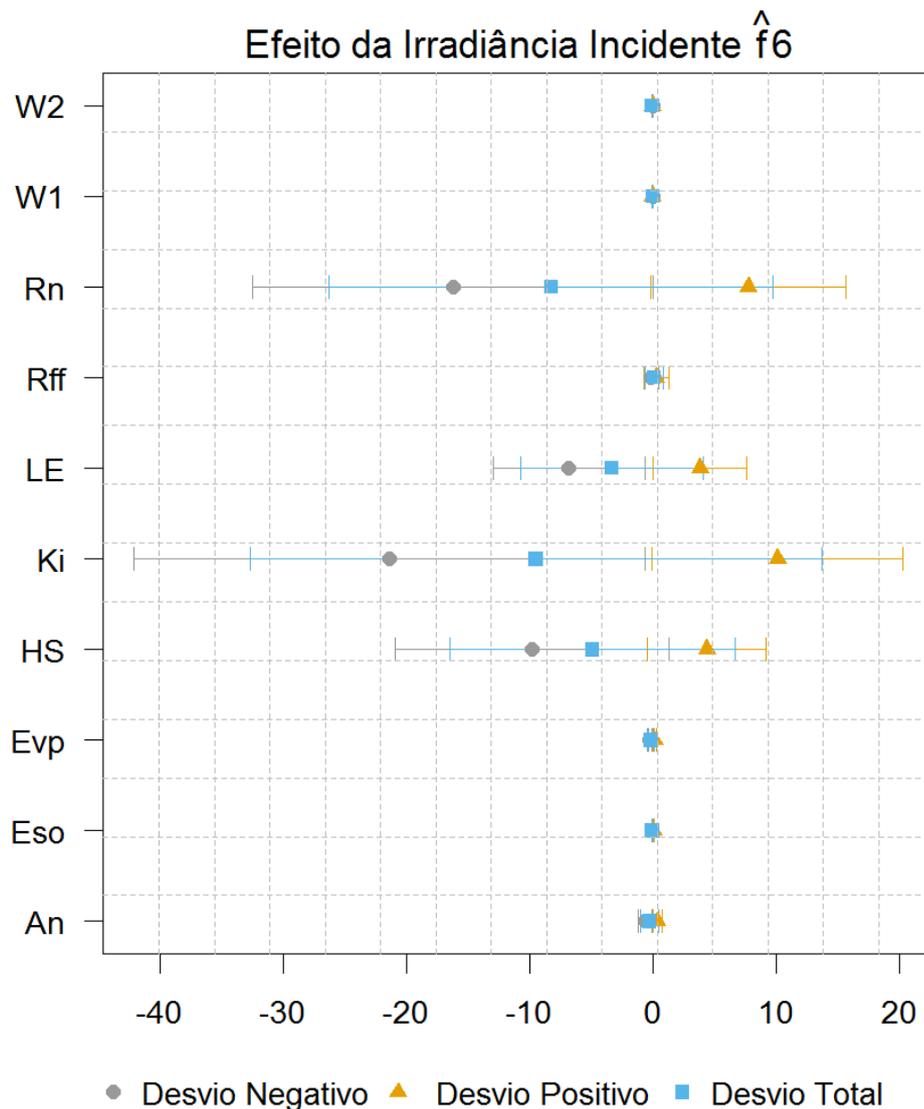


Fig. 91 – Efeito do experimento \hat{f}_6 sobre os fluxos. Rff (escoamento total [mm dia⁻¹]), An (assimilação de líquida [$\mu\text{Mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]), Eso (evaporação do solo[mm dia⁻¹]), Evp (Evapotranspiração [mm dia⁻¹]), Rn (saldo de radiação [W m^{-2}]), W1 (grau de saturação de umidade do solo camada 1), W2 (grau de saturação de umidade solo camada 2),LE (fluxo de calor latente [W m^{-2}]), HS (fluxo de calor sensível [W m^{-2}]), Ki (Irradiância Solar incidente [W m^{-2}])

O experimento \hat{f}_6 de perturbação da radiação solar resultou em grandes efeitos sobre os fluxos de calor latente e calor sensível, e saldo de radiação, quando comparados os demais. O saldo de radiação foi reduzido em cerca de 20 W m^{-2} no total. A media de todos os desvios negativos é -16 W m^{-2} ; em cerca de 60% da área da bacia houve desvio negativo de até 50 W m^{-2} , enquanto que em 38 % houve um desvio positivo de até 50 W m^{-2} com média de aproximadamente 8 W m^{-2} . Houve grande variação nos desvios do saldo de radiação, com amplitude de mais de 150 W m^{-2} e uma variabilidade espacial e sazonal grande comparado aos outros experimentos.

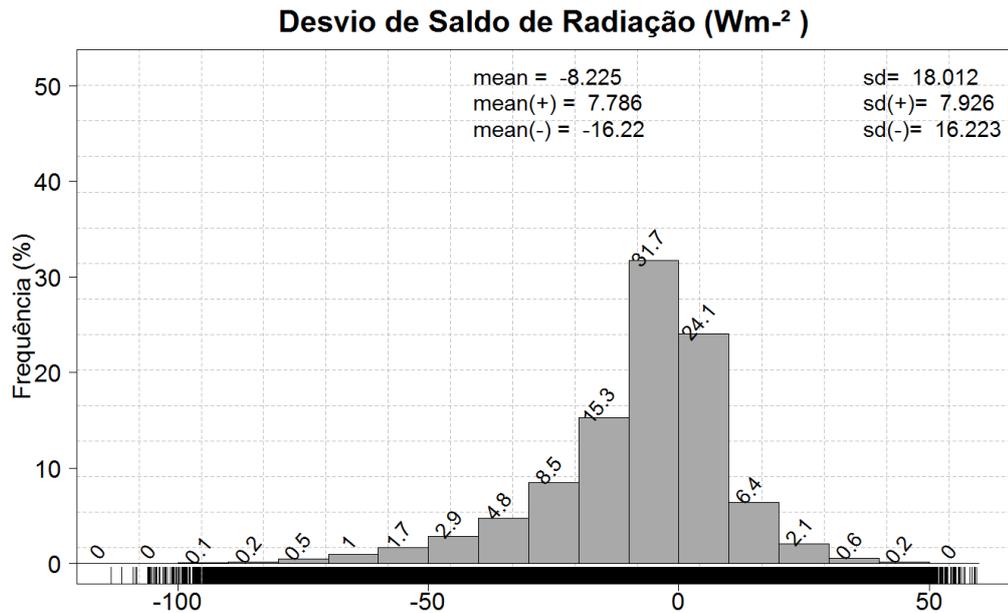


Fig. 92 – Histograma do desvio da média diária do saldo de radiação ($W m^{-2}$) e do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

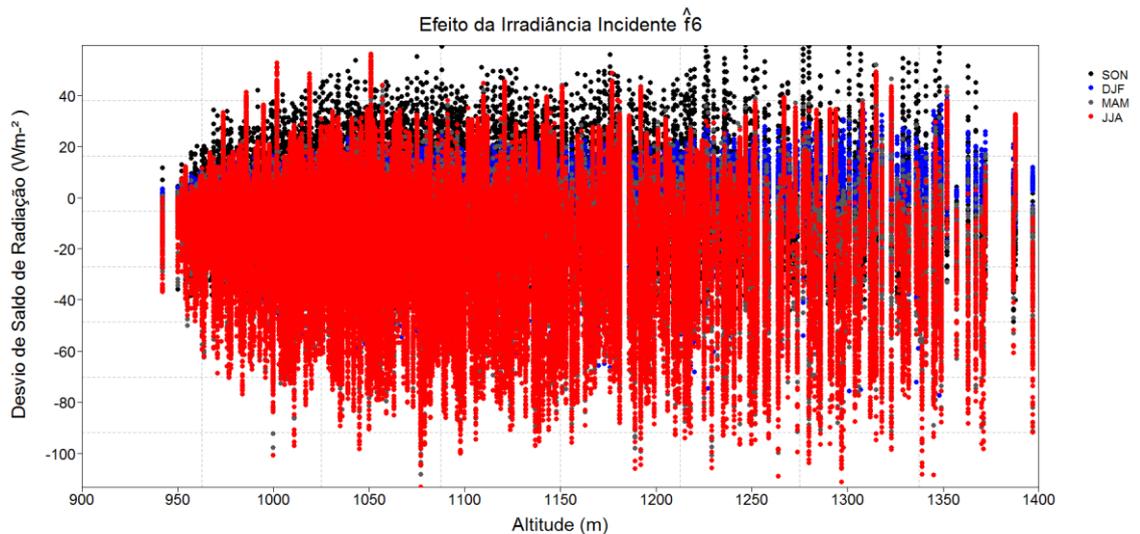


Fig. 93 – Desvio da média diária de saldo de radiação ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

Todos os outros fluxos de energia calculados dependem da estimativa do saldo de radiação. Verifica-se uma variabilidade grande entre os fluxos de calor latente e sensível. O fluxo de calor sensível teve uma redução média de $-5 W m^{-2}$, onde 65 % da área a queda foi de até $50 W m^{-2}$ com média de $10 W m^{-2}$, enquanto que em 35 % da área houve média de $4 W m^{-2}$ e aumento de até $25 W m^{-2}$. O fluxo de latente teve uma redução média de $-3 W m^{-2}$, com mais

de 65 % da área com redução em até 20 W m^{-2} . Em meses com menor radiação incidente houve menor redução, enquanto nos meses mais úmidos houve maior aumento.

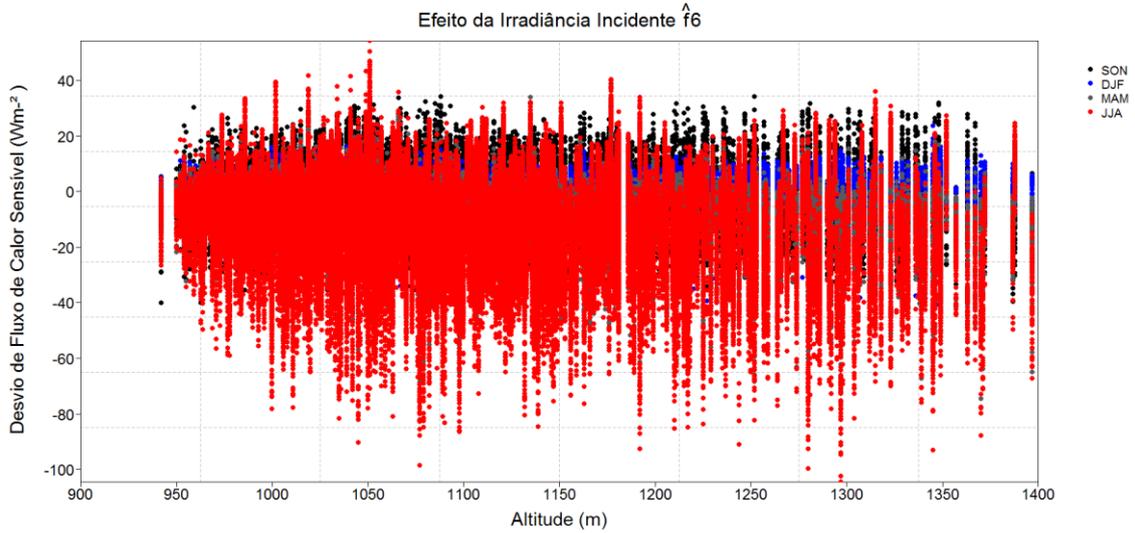


Fig. 94 – Desvio da média diária de fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

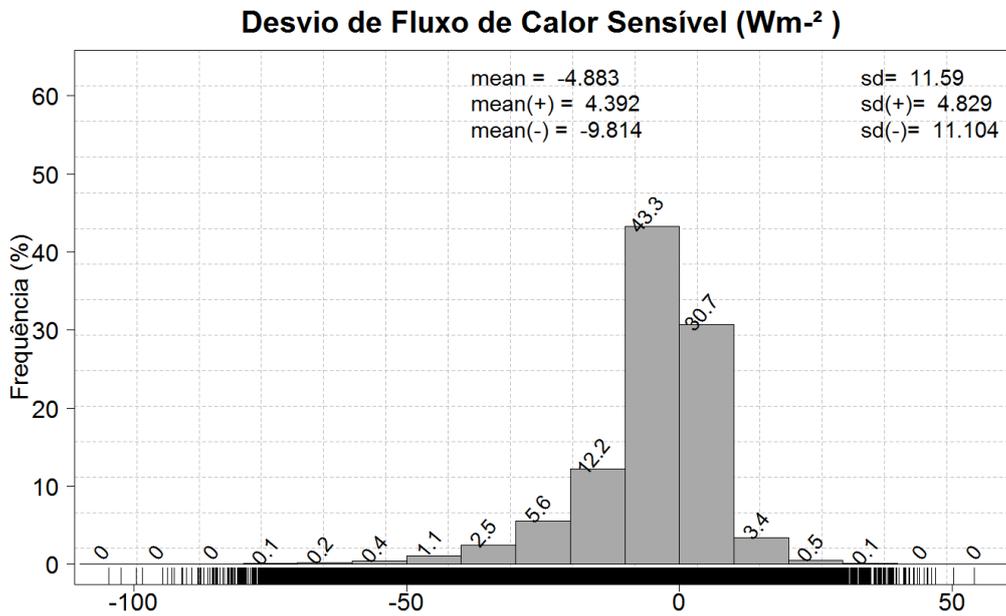


Fig. 95 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos

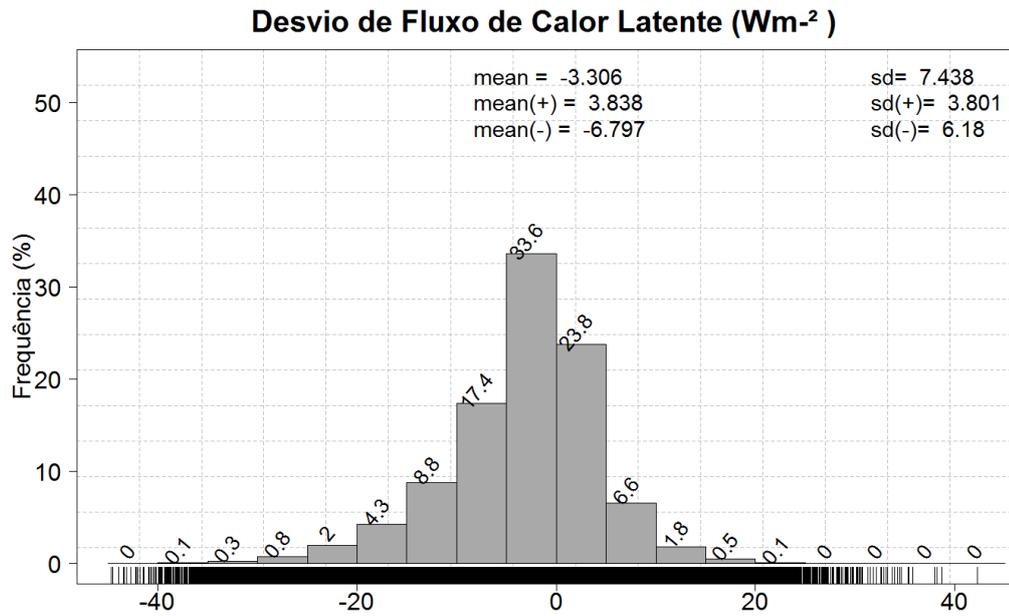


Fig. 96 – Desvio da média diária de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 separado por estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

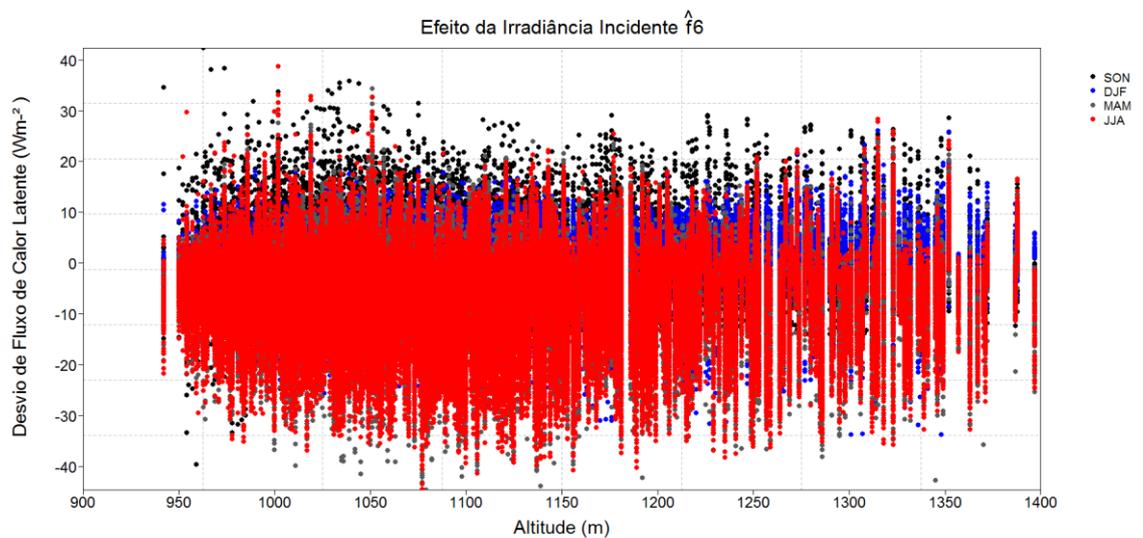


Fig. 97 – Histograma do desvio da média diária do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) do experimento \hat{f}_6 . Mean (+), sd (+), média e desvio padrão dos desvios positivos. Mean (-), sd (-), média e desvio padrão dos desvios negativos.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho teve como objetivo estimar os fluxos de energia e água sobre a bacia de Ribeirão das Posses, no qual a variabilidade espacial e temporal das variáveis atmosféricas sobre o terreno complexa foi explorada para se entender os efeitos do terreno sobre os fluxos de energia.

As variáveis meteorológicas de temperatura e umidade do ar, pressão de vapor d'água, pressão atmosférica e velocidade do vento foram ajustadas com modelos polinomiais simples e extrapolados na bacia de forma simples.

A precipitação foi interpolada pelo modelo IDW e demonstrou de forma simplificada a variação espacial da precipitação, com gradiente norte-sul de cerca de 100 mm/ano e leste oeste de até 50 mm/ano.

O modelo *R.Sun* mostrou-se útil na simulação da variabilidade da irradiância global. A diferença de irradiância entre as vertentes leste-oeste, no período da manhã, foi de aproximadamente 200 W/m² no verão e 150 W/m² no inverno.

Com o auxílio da técnica de método de fatores foram feitos sete experimentos com modelo SiB2-Reg com campos homogêneos e heterogêneos das variáveis em relação a altitude. A perturbação (forçamento de campo homogêneo) de temperatura do ar mostrou queda da temperatura em aproximadamente - 0,7 °C, exceto no vale onde houve aquecimento de até 1,9 °C. A perturbação da pressão de vapor mostrou queda na região do vale de aproximadamente 0.2 hPa, e aumento nos setores das vertentes e cabeceiras em torno de 1,3 hPa. A perturbação da velocidade do vento levou à redução de até 1 m s⁻¹ na maior parte da bacia em média. Para a radiação, na vertente leste e no limite sul da bacia houve redução de aproximadamente 34 W m⁻², enquanto que na vertente oeste houve aumento de até 27 W m⁻².

Para os fluxos turbulentos de energia, em geral nos desvios totais houve diminuição do fluxo de calor sensível e do saldo de radiação, e aumento do fluxo de calor latente. Em aproximadamente 40% da bacia houve aumento no saldo de radiação e nos demais 60 % uma redução. A alteração média no fluxo de calor latente foi um aumento de 1,2 W m⁻², em que pese no verão ter havido redução.

O efeito da temperatura homogênea no fluxo de calor sensível foi negativo, de -1,6 W m⁻², em que note-se quase 70 % da área o efeito foi de redução até 20 W m⁻². O efeito da pressão de vapor homogênea levou ao aumento do fluxo de calor latente, em mais de 70 % da área e em até 20 W m⁻², enquanto para o fluxo de calor sensível houve incremento em 65 % da área, de 5 W m⁻². A perturbação do vento (homogênea) levou a padrões de alteração sobre toda a

bacia em geral com decréscimo do fluxo de calor latente médio, onde mais de 60 % da área mostrou redução em até 40 W m^{-2} .

A principal contribuição deste trabalho foi uma estimativa do balanço de energia, água e da produtividade vegetal em um domínio de estudo de terreno complexo, onde mostrou-se uma significativa variabilidade que serve como exemplo para se quantificar a variabilidade de mesoescala- γ na região da Serra da Mantiqueira.

6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Dentre as possibilidades de continuidade ao trabalho, mostram-se mais importantes as seguintes:

- aperfeiçoar os métodos estatísticos, para se corrigir limitações notáveis da metodologia simples deste trabalho, como por exemplo a subestimativa do campo da velocidade do em áreas de cota mais baixa.
- Analisar e discutir o impacto nos fluxos nas sub-bacias individualmente, onde os efeitos de aquecimento/resfriamento pela radiação devido ao aspecto topográfico são mais contundentes e particulares;
- Aprofundar o efeito da vegetação sobre as forçantes, de forma independente da altitude, sobre os fluxos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACOSTA, R. **Um modelo biosfera-hidrosfera para a bacia do Tocantins-Araguaia**. 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Programa produtor de água superintendência de usos múltiplos**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2008.

ÁLVAREZ, J., MITASOVA, H. and LEE ALLEN, H. **Estimating monthly solar radiation in south-central**. Chile. Chilean Journal Of Agricultural Research 71. 2011.

AMARANTE, ODILON A. CAMARGO do. **Atlas eólico: Minas Gerais / Odilon A. Camargo do Amarante, Fabiano de Jesus Lima da Silva, Paulo Emiliano Piá de Andrade**. – Belo Horizonte, MG : Cemig, 2010. 84p. : il., mapas: 40 x 30 cm.

ARAÚJO, T. L. **Estudo numérico da interação entre uma região urbanizada e a convecção rasa**. Campina Grande, 2010. 129 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

ARAUJO, C.A., MELLO, E.L., da SILVA, B.B. **Comparação de técnicas de interpolação para espacialização da precipitação pluviual na bacia do rio Piquiri (PR)**. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE.

ARIAS, R. J. A., J. TOVARPESCADOR, D. POZOVZQUEZ, and H. ALSAMAMRA. 2009. **A comparative analysis of DEM models to estimate the solar radiation in mountainous terrain**. International Journal of Geographical Information Science 23(8), 1049-1076.

AZEVEDO, T. S. 2008. **Legislação e geotecnologias na definição das áreas de preservação permanente e das reservas legais: Aplicação à bacia Ribeirão da Posses, Município de Extrema**. Phd thesis, Institute of Geosciences and Exact Sciences, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro.

BARBOSA, S. E. Da S. BARBOSA JÚNIOR, A. R.; SILVIDA, QUEIROZ DE CAMPOS, E. N. B.; RODRIGUES, V. De C. **Geração de modelos de regionalização máximas, médias de longo período e mínimas de sete dias para a Bacia do Rio do Carmo, Minas Gerais**. Engenharia Sanitária e Ambiental, v.10, n.1, p-64-71, 2005.

BARDIN, L.; PEDRO JÚNIOR, M. J.; DE MORAES, J. F. L. **Estimativa das temperaturas máximas e mínimas do ar para a região do Circuito das Frutas, SP**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.14, p.618-624, 2010.

BARRY, R.G., 2008. **Mountain Weather and Climate**, 3rd ed. Routledge, London.

BASISTHA, A.; ARYA, D. S.; GOEL, N. K. **Spatial Distribution of Rainfall in Indian Himalayas – A Case Study of Uttarakhand Region**. Water Resources Management, Índia, (22-10), pp. 1325-1650. 2008.

BATLLES , F.J., RUBIO M.A., TOVAR J., OLMO F.J., ALADOS-ARBOLEDAS , L. **Empirical modeling of hourly direct irradiance by means of hourly global irradiance.** Energy 25. 2000. 675–688.

BERRY, J., AND O. BJORKMAN, 1980: **Photosynthetic response and adaptation to temperature in higher plants.** Annu. Rev. Plant Physiol., 31, 491–543.

BETTS, A. K. (2009). **Land-Surface-Atmosphere Coupling in Observations and Models.** Journal of Advances in Modeling Earth Systems.

BUCK, A. L., **New equations for computing vapor pressure and enhancement factor,** J. Appl. Meteorol., 20, 1527-1532, 1981.

CANNON, A.J, NEILSEN, D. and TAYLOR, B. 2012. **Lapse Rate Adjustments of Gridded Surface Temperature Normals in an Area of Complex Terrain: Atmospheric Reanalysis versus Statistical Up-Sampling.** Atmosphere-Ocean, 50:1, 9-16, DOI:10.1080/07055900.2011.649035.

COELHO A. S. C., DE OLIVEIRA, C. P, AMBRIZZI, T., REBOITA, M. S., CARPENEDO, C. B.. 2015. **The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections.** Clim Dyn. DOI 10.1007/s00382-015-2800-1.

DA ROCHA, H. R. **Modelagem e observações das relações biosfera-atmosfera no Sudeste do Brasil.** 1998. 142f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

DA ROCHA, H. R. **Modelagem da interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e pastagem na Amazônia.** 1992. 149f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.

DALY, C., 2006. **Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets.** International Journal of Climatology 26, 707–721.

DALY, C., SMITH, J., SMITH, J., MCKANE, R.B., 2007. **High-resolution spatial modeling of daily weather elements for a catchment in Oregon Cascade Mountains, United States.** Journal of Applied Meteorology and Climatology 45, 1565–1586.

DALY, C., HALBEIB, M., SMITH, J., GIBSON, W., DOGGETT, M., TAYLOR, G.H., CURTIS, J., PASTERIS, P.P., 2008. **Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States.** International Journal of Climatology 28, 2031–2064.

DEUS, B. V.; ZEILHOFER, P.; ARAUJO, G. C.; SANTOS, A. S. L. **Interpolação pluviométrica na Bacia do Alto e Médio Rio Teles Pires: uma análise de séries históricas e interpoladores.** In: Simpósio Brasileiro De Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, 3., 2010, Recife. Anais. Recife: UFPE, 2010. P.1-7.

DICKINSON, R.E., SELLERS, P.J. KENNEDY, & WILSON, M.F., **Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR CCM, NCAR/TN-275-STR**. Nat. For Atmos. Res., Boulder, Colo., 1986.

DOMINGUES, L. M. (2014). **O balanço de água superficial no Brasil calculado com o modelo sib2-Regional: padrões médios e sensibilidade a eventos de aquecimento e seca**. Dissertação de mestrado, IAG/Usp.

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. **A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (sib)**. Journal of Applied Meteorology, v.28, 1989.

DOUVILLE, H., CHAUVIN, F. **Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminar study**. Clymate Dynamics, 1999. 719-736.

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. **Avaliação de modelos de estimativa do saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.13, p.449-453, 2009.

FRANCO, A.C.L., & UDA, P.K. **Comparação de métodos de espacialização da precipitação na bacia do alto rio Negro, Santa Catarina**. Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, João Pessoa-PB, Brasil, 25 a 29 de abril de 2015, INPE.

GARDIMAN JUNIOR, B. S.; MAGALHÃES, I. A. L.; FREITAS, C. C. A. CECÍLIO, R. A. **Análise de técnicas de interpolação para espacialização da precipitação pluvial na bacia do rio Itapemirim (ES)**. Revista Ambiente. V. 8, n.1 p. 61- 71, 2012.

GOODALE, C. L., J. D. ABER, AND S. V. OLLINGER, 1998: **Mapping monthly precipitation, temperature, and solar radiation for Ireland with polynomial regression and a digital elevation model**. Climate Res., 10, 35–49.

GRANT, A. L.M AND MASON, P.J., 1990: **Observations of boundary-layer structure over complex terrain**. Quarterly Journal of the Royal Metereological society. 116, 159-186.

GUAN, H., ZHANG, X., MAKHNIN, O. and SUN, Z. 2012. **Mapping Mean Monthly Temperatures over a Coastal Hilly Area Incorporating Terrain Aspect Effects**. American Meteorological Society. Vol:14. DOI: 10.1175/JHM-D-12-014.1.

HOFSTRA, N., M. HAYLOCK, M. NEW, P. JONES, AND C. FREI, 2008: **Comparison of six methods for the interpolation of daily, European climate data**. J. Geophys. Res., 113, D21110, doi:10.1029/2008JD010100.

HOLDEN, A.Z., CRIMMINS, M. A., CUSHMAN, S.A. and LITTELL, J.S. 2010, **Empirical m modeling of spatial and temporal variation in warm season nocturnal air temperatures in two North Idaho mountain ranges, USA**. Agricultural and Forest Meteorology. 151/261–269.

HOLDEN, J. J., DERBYSHIRE, S. H. AND BELCHER, S. E. 2000. **Tethered balloon observations of the nocturnal stable boundary layer in a valley**. Bound Layer Meteor .97: 1–24.

HOLDEN, J. AND ROSE, R. 2010. **Temperature and surface lapse rate change: a study of the UK's longest upland instrumental record**. Int. J. Climatol .DOI: 10.1002/joc.2136.

HUTCHINSON, M.F., 1991. **The Application of Thin-plate Smoothing Splines to continent-wide Data Assimilation**. Vol. 27. Bureau of Meteorology, Melbourne.

JIMENEZ, K. Q.; DOMEQ, F. M. **Estimação de chuva usando métodos de interpolação**. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p.16, 2008 [S.I].

JONES, D. A., W. WANG, AND R. FAWCETT, 2009: **High-quality spatial climate datasets for Australia**. Aust. Meteor. Oceanogr. J., 58, 233–248.

KATTEL, D.B, YAO, T., YANG, K., TIAN, T., YANG, G. AND JOSWIAK, D. 2012. **Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas**. Theor Appl Climatol . 113:671–682.

LIMA, GABRIELA CAMARGOS. **Avaliação de atributos indicadores da qualidade do solo em relação à recarga de água na sub-bacia das Posses, Extrema (MG)**. 2010. 101p. Dissertação (mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras.

LIMA, K. C.; FERNÁNDEZ, J. P. R. **A influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia em dois eventos de precipitação intensa ocorridos no sudeste do Brasil**. Engenharia Ambiental - Espírito Santo do Pinhal, v. 8, n. 1, p. 309-319, jan./mar. 2011.

LLOPART, M. P. **Calibração do modelo sib2 em módulos sequenciais para a floresta Tropical Amazônica**. 2009. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

LOPES, P.M.O.,VALERIANO,D.M., DA SILVA, B.B., MOURA, G.B.A. and DA SILVA, A.O. **Simulação do saldo de radiação na Serra da Mantiqueira**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental .v.17, n.7, p.780–789, 2013.

MARCUZZO, F. F. N.; ANDRADE, L. R.; MELO, D. C. R. **Métodos de Interpolação Matemática no Mapeamento de Chuvas do Estado do Mato Grosso**. Revista Brasileira de Geografia Física, v.4, n.4, p. 793-804, 2011.

MARENGO, A.J., NOBRE, C.A., SELUCHI, M.E., CUARTAS, A. ALVES, M. L., MENDIONDO, E.M., OBREGÓN, G. AND SAMPAIO, G. **A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo**. Revista USP .São Paulo. 106. 31-44.

MARTIN, THOMAS C.; HUMBERTO R. DA ROCHA; CARLOS A. JOLY; HELBER C. FREITAS; RAIANNY N. WANDERLEY; JONATHAN M. DA SILVA. **Climate variability in a complex terrain basin using a high resolution weather station network in southeast Brazil** (submitted to International Journal of Climatology, Out 2017)

MARTINS, CINTHIA. **Estimativa da evapotranspiração no Estado de São Paulo com o modelo da biosfera SiB2**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. M.; MELO JÚNIOR, J. C. F. **Climatologia do comportamento do período chuvoso da região Sudeste do Brasil**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.22, n.3, p.338-344, 2007.

MORAES, L.L.O, ACEVEDO, O.C., DEGRAZIA, A.G., ANFOSSI,D.,DA SILVA, R. AND ANABOR, V. 2005. **Surface layer turbulence parameters over complex terrain**. Atmos Environ 39: 3103-3112.

MUNIZ, R.A., et al. **Balço de energia e evapotranspiração do capim Mombaça sob sistema de pastejo rotacionado**. Rev. bras. meteorol. [online]. 2014, vol.29, n.1, pp.47-54. ISSN 0102-7786.

NINYEROLA, M., X. PONS, AND J. M. ROURE, 2007. **Objective air temperature mapping for the Iberian Peninsula using spatial interpolation and GIS**. Int. J. Climatol., 27, 1231–1242.

OLIVEIRA, A.P., ESCOBEDO, J.F., MACHADO, J.A. SOARES, A. **Correlation models of diffuse solar-radiation applied to the city of São Paulo, Brazil**. Applied Energy 71. 2002. 59–73.

PAPE, R., D. WUNDRAM, and J. LOFFLER, 2009. **Modelling nearsurface temperature conditions in high mountain environments: An appraisal**. Climate Res., 39, 99–109.

PAREDES , A. E. T. **Modelagem dos efeitos de concentração de co2, temperatura e umidade do ar na produtividade vegetal da Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo 2015.

PEPIN NC, BENHAM D, TAYLOR K. 1999 **Modeling lapse rates in the maritime uplands of Northern England: Implications for climate change**. Arctic, Antarctic and Alpine Res 31(2): 151±164.

PEPIN, N .2001. **Lapse rate changes in Northern England**. Theor Appl Climatol 68:1–16.

PRUDENTE, C.N., ADMA R., AND REIS R.J. 2006. **Comportamento Do Vento Na Região Metropolitana de Belo Horizonte**. In XIV Congresso Nacional de Meteorologia.

PRUSKI, F.F.; PEREIRA, S. B.; NOVAES, L. F. **Precipitação média anual e vazão específica média de longa duração, na Bacia do São Francisco**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.8, n.2/3, p.247-253, 2004.

REBOITA, M. S. Et al. **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica**. Revista Brasileira de Meteorologia, Rio de Janeiro, v. 25, p. 185-204, 2010.

RIGOLLIER, C., O. BAUER, AND L. WALD. 2000. **On the clear sky model of the ESRA-European Solar radiation Atlas - with respect to the Heliosat method.** Volume 68. Solar energy.

ROCHA, HUMBERTO E LEONARDO DOMINGUES. **Efeitos da seca de 2013/2014 no Sistema Cantareira: uma breve revisão.** *In* Governança da água no contexto da escassez hídrica / P. R. Jacobi; A.P. Fracalanza; V. Empinotti – São Paulo:IEE-USP,UFABC e Gov Amb, 2017. ISBN 978-85-86923-48-7 , 1ª Ed. (2017)

SAAD, S., H. D. ROCHA, and M. A. F. SILVA DIAS. 2009. **Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 highway region.** *Earth Interactions* 14-018, 1_18.

SAAD, S.I. **Modelagem e valoração dos serviços ambientais hidrologicos na recuperação da vegetação no Ribeirão das Posses, Extrema, MG.** Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) – Instituto de Energia e Ambiente da Universidade de São Paulo. 2015.

SCHARMER, K. and J. GREIF. 2000. **European solar radiation atlas.** Vol. 2: Database and exploitation software., Volume 2. Paris (Les Presses de l' École des Mines).

SELLERS, P. J.; DINTZ, Y.; DALCHER , A. **A simple biosphere model (sib) for use within circulation models.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 43, no. 6, 1986.

SELLERS, P. J. Et al. **A Revised Land Surface Parameterization (sib2) for Atmospheric GCMS.** Part I: Model Formulation. USRA, NASA/GSFC, Greenbelt, Maryland, 1996.

SELLERS, P. J. Et al. **Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere.** *Science*, 275 (5299):502-509. 1997.

SEN, O. L., W.J. SHUTTLEWORTH AND Z.-L. YANG. 2000. **Comparative evaluation of BATS2, BATS, and SiB2 with amazon data.** *Journal of Hydrometeorology*, 1:2, 135-153.

SERBIN, S. P., AND C. J. KUCHARIK. 2009. **Spatiotemporal mapping of temperature and precipitation for the development of a multidecadal climatic dataset for Wisconsin.** *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 742–757.

SHUKLA, J.; MINTZ, Y. **Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate.** *Science*, New Series, Vol. 215, No. 4539, 1982.

SILVA DIAS, M. A. F., J. DIAS, L. CARVALHO, E. FREITAS, and D. P. S. 2013. **Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil.** *Climatic Change* (DOI 10.1007/s10584-012-0504-7).

STEIN, U.; ALPERT, P. 1993. **Factor separation in numerical simulations.** *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, p. 2107 – 2115.

STULL, R. B. 1988. **An introduction to Boundary layer meteorology.** 1st Ed. Kluwer Academic Publishers. Netherland.

TANG Z, FANG J. 2006. **Temperature variation along the northern and southern slopes of Mt. Taibai, China.** *Agric For Meteorol* 139:200–207.

TEWOLDE M, BEZA T, COSTA AC, PAINHO M. 2010. **Comparison of different interpolation techniques to map temperature in the southern region of Eritrea.** 13th AGILE. International Conference on Geographic Information Science 2010. Guimarães. Portugal.

VICENTE-SERRANO, S. M., M. A. SAZ-SANCHEZ, and J. M. CUADRAT. 2003. **Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): Application to annual precipitation and temperature.** *Climate Res.*, 24, 161–180.

WHATELY, M. & CUNHA, P. C. 2006. **Um olhar sobre o maior manancial de água da Região Metropolitana de São Paulo: resultados do diagnóstico socioambiental participativo do sistema Cantareira.** São Paulo. Instituto Socioambiental, 2007. 67 p.

ZHANG, W., CHEN, J., OGAWA, K., and YAMAGUCHI, Y. **An approach to estimating evapotranspiration in the Urumqi River basin, Tianshan, China, by means of remote sensing and a geographical information system technique.** *Hydrol. Process.*, 19, 1839–1854, doi:10.1002/hyp.5639, 2005.

ZHAO, C. Y., Z. R. NAN, and G. D. CHENG. 2005. **Methods for modelling of temporal and spatial distribution of air temperature at landscape scale in the southern Qilian Mountains, China.** *Ecol. Modell.*, 189, 209–220.

APÊNDICE A

O modelo SiB2 calcula por hora as variáveis que estão na tabela abaixo:

Tabela A.1: Variáveis de saída do Modelo SiB2.

Nome	Variável	Unidade
Alb	Albedo de superfície	-
Ldwn	Irradiância de onda longa incidente	(W m ⁻²)
Lupw	Irradiância de onda longa emergente	(W m ⁻²)
Rn_C	Saldo de radiação calculado	(W m ⁻²)
H_C	Fluxo de calor sensível calculado	(W m ⁻²)
LE_C	Fluxo de calor latente calculado	(W m ⁻²)
G_C	Fluxo de calor no solo calculado	(W m ⁻²)
Fc_C	Fluxo total de CO ₂ calculado	(μmol CO ₂ m ² s ⁻¹)
Rsc_C	Fluxo de CO ₂ no solo	(μmol CO ₂ m ² s ⁻¹)
An_C	Assimilação líquida de CO ₂	(μmol CO ₂ m ² s ⁻¹)
Td	Temperatura do solo	(K)
Wn_C	Grau de saturação da umidade do solo n ^a camada	(m ³ m ⁻³)
u*_C	Velocidade de atrito calculada	[m s ⁻¹]
Croff	Escoamento de superfície	(mm)
Qng	Escoamento por drenagem vertical para aquífero	(mm)
PARidir	Irradiância PAR incidente direta	(W m ⁻²)
PARidif	Irradiância PAR incidente difusa	(W m ⁻²)
albPARdir	Albedo PAR de radiação direta	-

albPARd if	Albedo PAR de radiação difusa	-
---------------	-------------------------------	---

Fonte: Martins (2011)

Tabela A2: Parâmetros invariantes no tempo utilizados no modelo SiB2-Reg para as classes 1 (floresta tropical), 6 (pastagem). Adaptado de Domingues (2014).

Descrição			Vegetação		
Variável	Símbolo		Unidade	1	6
<i>Propriedades morfológicas</i>					
z2	z_2	Altura do topo do dossel	m	31	0,28
z1	z_1	Altura da base do dossel	m	1	0,026
zc	z_c	Altura de inflexão da densidade de área foliar	m	28,2	0,22
vcover	V	Fração de cobertura do dossel	-	0,70	0,70
chil	χ_L	Fator de distribuição ângulo foliar	-	0,1	-0,3
lw	l_w	Espessura da folha	m	0,05	0,01
ll	l_l	Comprimento da folha	m	0,1	0,3
sodep	D_T	Profundidade total do solo	m	13	4
rootd	D_r	Profundidade de raiz	m	10	1
<i>Propriedades ópticas</i>					
ref(v,l)	$\alpha_{v,l}$	Refletância foliar (VIS,verde)	-	0,05	0,055
ref(v,d)	$\alpha_{v,d}$	Refletância foliar (VIS,seca)	-	0,16	0,30
ref(ni,l)	$\alpha_{N,l}$	Refletância foliar (NIR,verde)	-	0,45	0,35
)					
ref(ni,d)	$\alpha_{N,d}$	Refletância foliar (NIR,seca)	-	0,39	0,50
)					
tran(v,l)	$\delta_{v,l}$	Transmitância foliar (VIS,verde)	-	0,01	0,07
)					
tran(v,d)	$\delta_{v,d}$	Transmitância foliar (VIS,seca)	-	0,001	0,22
tran(ni,l)	$\delta_{N,l}$	Transmitância foliar (NIR,verde)	-	0,15	0,25
tran(ni,d)	$\delta_{N,d}$	Transmitância foliar (NIR,seca)	-	0,001	0,38
)					
soref(v)	α_v	Refletância do solo (VIS)	-	0,05	0,05
)					
soref(ni)	α_N	Refletância do solo (NIR)	-	0,20	0,20
<i>Propriedades fisiológicas</i>					

vmax0	V_{max} 0	Capacidade máxima da RuBisCo, topo da folhas	$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	1,0x1 0 ⁴	3,0x10 ⁵
effcon	ε	Eficiência quântica	mol mol^{-1}	0,08	0,05
gradm	m	Inclinação da curva de condutância estomática	$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	9	4,2
binter	b	Intercepto da curva de condutância estomática	$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-2}$	0,01	0,001
atheta	β_{ce}	Coefficiente de acoplamento fotossintético	-	0,95	0,95
hhti	s_2	Fator de stress a alta temperatura (fotossíntese)	K	313,1 6	313,16
hlti	s_4	Fator de stress a baixa temperatura (fotossíntese)	K	288,1 6	288,16
phc	ψ_c	1/2 do potencial de inibição da água	m	-200	-200
respcp	f_d	Fator de respiração da folha	-	0,015	0,015
<i>Parâmetros físicos do solo</i>					
	ψ_s	Potencial de umidade do solo saturado	m	-0,153	-0,153
	K_s	Condutividade hidráulica do solo saturado	m.s^{-1}	1×10^{-5}	1×10^{-5}
	B	Parâmetro do potencial de umidade do solo	-	9,46	9,46
	Θ_s	Porosidade do solo na saturação	$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	0,48	0,48

APÊNDICE B

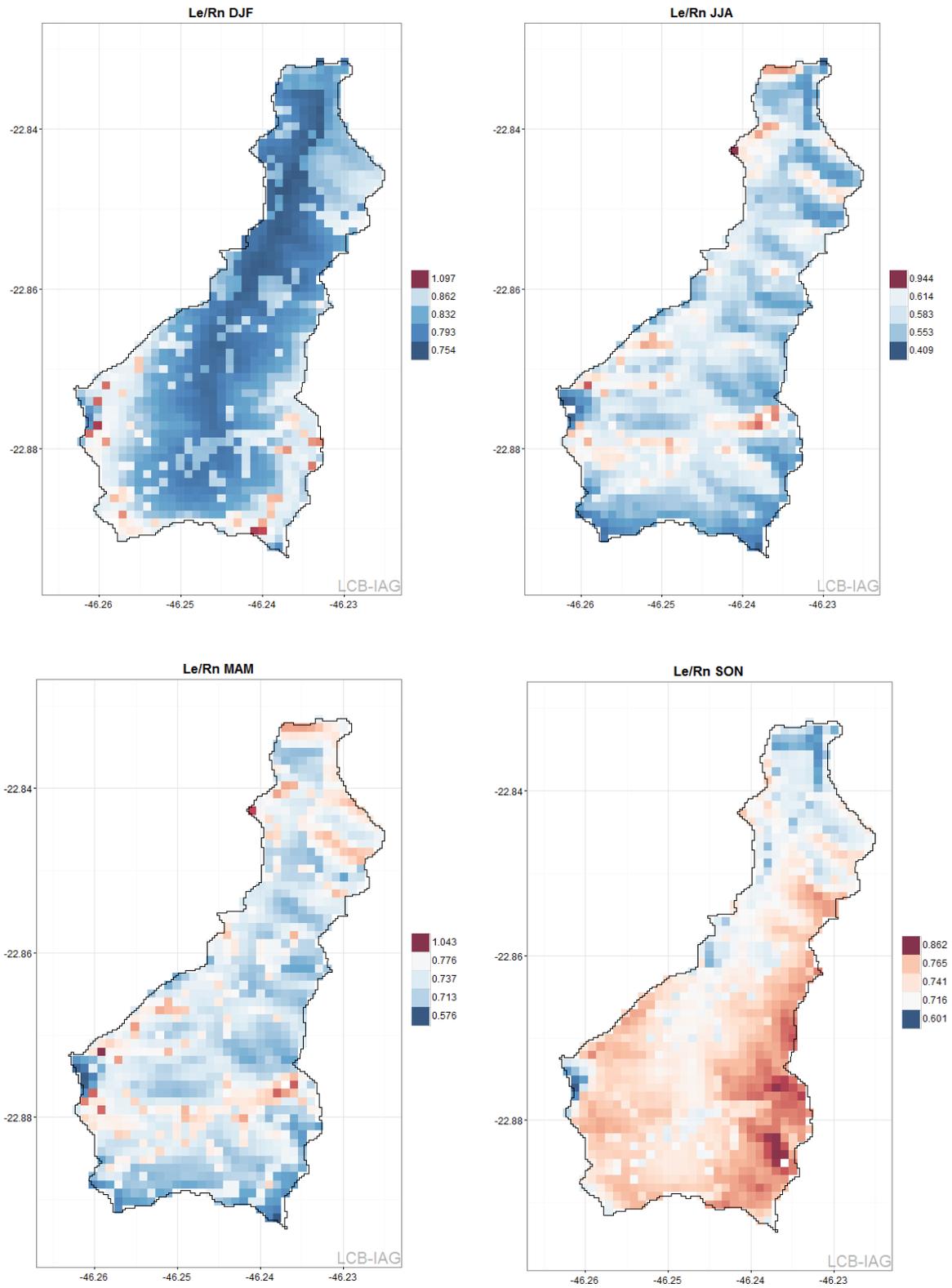


Fig. B1- Razão sazonal do calor latente e saldo de radiação.

APÊNDICE C

Tabela C.1 - Coeficiente dos polinômios referentes a pressão para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

Coeficientes - Pressão ($\times 10^{-3}$)

Hora	SON		DJF		MAM		JJA	
	X	X ²						
0	-109.312	0.013	-106.616	0.009	-104.93	0	-102.044	-0.009
1	-109.454	0.013	-106.707	0.009	-105.064	0.001	-102.309	-0.008
2	-109.229	0.013	-106.798	0.009	-105.159	0.001	-102.511	-0.007
3	-109.407	0.013	-106.792	0.009	-105.322	0.002	-102.648	-0.007
4	-109.615	0.013	-106.761	0.009	-105.402	0.002	-102.53	-0.007
5	-109.719	0.013	-106.718	0.009	-105.432	0.002	-102.566	-0.008
6	-109.653	0.013	-106.509	0.008	-105.432	0.001	-102.577	-0.008
7	-109.067	0.011	-106.127	0.007	-105.058	0	-102.158	-0.01
8	-109.156	0.012	-105.63	0.006	-104.261	-0.002	-101.012	-0.013
9	-108.511	0.011	-105.144	0.005	-103.53	-0.004	-100.277	-0.015
10	-107.882	0.01	-104.721	0.005	-102.937	-0.004	-99.669	-0.015
11	-107.065	0.01	-104.38	0.005	-102.58	-0.005	-99.417	-0.015
12	-106.787	0.01	-104.265	0.005	-102.389	-0.004	-99.181	-0.014
13	-106.521	0.01	-104.314	0.005	-102.311	-0.004	-99.212	-0.013
14	-106.46	0.01	-104.418	0.006	-102.376	-0.003	-99.224	-0.012
15	-106.34	0.01	-104.571	0.006	-102.645	-0.003	-99.367	-0.012
16	-106.411	0.009	-104.716	0.007	-103.026	-0.002	-99.81	-0.011
17	-106.903	0.009	-105.011	0.007	-103.506	-0.002	-100.392	-0.01
18	-107.674	0.009	-105.495	0.007	-103.85	-0.002	-100.596	-0.01
19	-108.359	0.01	-105.799	0.007	-104.182	-0.002	-100.828	-0.01
20	-108.888	0.01	-106.115	0.007	-104.324	-0.002	-101.106	-0.01
21	-109.22	0.011	-106.254	0.007	-104.478	-0.002	-101.409	-0.01
22	-109.512	0.012	-106.482	0.008	-104.614	-0.001	-101.64	-0.01
23	-109.313	0.012	-106.479	0.008	-104.722	-0.001	-101.837	-0.009

Tabela C.2- Coeficiente dos polinômios referentes a velocidade do vento para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

Coeficientes - Velocidade do Vento ($\times 10^{-3}$)								
Hora	SON		DJF		MAM		JJA	
	X	X ²	X	X ²	X	X ²	X	X ²
0	7.945	0.018	5.915	0.016	4.172	0.022	8.176	0.007
1	9.136	0.016	6.71	0.014	4.874	0.019	8.612	0.008
2	9.983	0.012	6.857	0.012	5.375	0.015	8.811	0.008
3	11.213	0.009	7.302	0.012	5.418	0.015	8.684	0.009
4	11.549	0.009	8.007	0.009	5.96	0.014	8.013	0.011
5	11.852	0.006	8.151	0.008	5.786	0.014	7.34	0.013
6	10.428	0.009	7.572	0.009	5.843	0.014	7.533	0.014
7	8.204	0.014	7.203	0.007	6.065	0.011	7.035	0.015
8	6.354	0.016	6.797	0.007	4.684	0.014	6.083	0.016
9	6.499	0.014	7.359	0.006	4.299	0.014	5.911	0.013
10	7.134	0.01	7.805	0.002	4.581	0.013	4.857	0.015
11	7.323	0.008	7.037	0.003	4.728	0.012	5.483	0.012
12	7.802	0.008	6.849	0.006	4.467	0.015	5.684	0.011
13	7.5	0.012	6.87	0.008	4.98	0.015	6.174	0.009
14	7.14	0.017	6.942	0.01	4.35	0.02	5.956	0.01
15	7.618	0.018	6.623	0.013	3.768	0.027	5.485	0.013
16	7.058	0.025	5.92	0.018	3.124	0.032	7.395	0.006
17	9.475	0.025	5.531	0.023	3.252	0.035	7.751	0.006
18	10.138	0.028	5.758	0.027	3.88	0.036	8.403	0.003
19	10.69	0.027	5.916	0.029	4.002	0.037	8.735	0.001
20	10.032	0.028	5.504	0.028	3.549	0.036	8.231	0.005
21	9.49	0.026	5.831	0.024	3.124	0.034	8.317	0.005
22	8.745	0.023	5.762	0.023	3.513	0.03	8.266	0.006
23	8.327	0.018	5.32	0.02	3.812	0.025	8.47	0.006

Tabela C.3- Coeficiente dos polinômios referentes a Temperatura para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

Coeficientes - Temperatura ($\times 10^{-3}$)								
Hora	SON		DJF		MAM		JJA	
	X	X ²	X	X ²	X	X ²	X	X ²
0	25.44	-0.069	20.786	-0.059	16.088	-0.048	38.341	-0.095
1	25.622	-0.068	20.816	-0.059	17.932	-0.052	36.732	-0.09
2	27.032	-0.072	21.782	-0.06	18.534	-0.052	34.991	-0.086
3	26.884	-0.073	23.027	-0.063	18.955	-0.053	34.02	-0.084
4	25.728	-0.07	23.475	-0.064	18.681	-0.052	32.263	-0.08
5	24.32	-0.068	23.529	-0.065	18.768	-0.052	31.974	-0.079
6	21.63	-0.063	22.379	-0.064	18.292	-0.052	32.283	-0.08
7	12.053	-0.047	12.718	-0.046	17.655	-0.053	30.849	-0.078
8	-0.892	-0.02	1.941	-0.025	9.026	-0.038	23.448	-0.067
9	-3.564	-0.015	-4.408	-0.012	-0.505	-0.02	5.424	-0.032
10	-5.677	-0.011	-7.775	-0.005	-4.678	-0.011	-3.885	-0.014
11	-7.995	-0.005	-9.221	-0.001	-7.373	-0.005	-6.564	-0.009
12	-9.71	0	-7.438	-0.005	-8.758	-0.002	-7.496	-0.007
13	-9.331	-0.001	-6.678	-0.006	-10.732	0.003	-9.384	-0.003
14	-8.884	-0.001	-5.958	-0.007	-11.399	0.004	-9.857	-0.001
15	-9.143	0	-4.088	-0.01	-10.557	0.002	-10.335	0
16	-9.841	0.003	-3.238	-0.012	-6.315	-0.006	-4.984	-0.008
17	-3.823	-0.009	-0.55	-0.017	5.046	-0.029	15.562	-0.05
18	9.126	-0.038	8.324	-0.036	11.564	-0.043	30.544	-0.084
19	14.196	-0.049	14.04	-0.048	12.065	-0.043	35.278	-0.093
20	15.927	-0.052	16.363	-0.052	12.319	-0.043	36.191	-0.093
21	18.169	-0.056	17.169	-0.053	12.649	-0.043	36.649	-0.092
22	21.099	-0.061	17.37	-0.053	13.84	-0.045	37.27	-0.092
23	23.453	-0.065	19.493	-0.057	14.478	-0.046	38.46	-0.095

Tabela C.4- Coeficiente dos polinômios referentes a pressão de vapor para cada hora e estação do ano. SON (Setembro/ Outubro/ Novembro), DJF (Dezembro/ Janeiro/ Fevereiro), MAM (Março/ Abril/ Maio) e JJA (Junho/ Julho/ Agosto).

Coeficientes - Pressão de Vapor ($\times 10^{-3}$)

Hora	SON		DJF		MAM		JJA	
	X	X ²	X	X ²	X	X ²	X	X ²
0	-3.523	-0.001	1.34	-0.014	2.048	-0.013	4.697	-0.017
1	-2.197	-0.004	2.583	-0.017	3.894	-0.017	5.222	-0.018
2	-2.382	-0.002	3.538	-0.019	4.613	-0.019	5.091	-0.017
3	-1.799	-0.004	3.673	-0.019	5.298	-0.02	5.244	-0.018
4	-1.495	-0.004	4.685	-0.021	5.778	-0.02	5.03	-0.017
5	-1.164	-0.005	5.053	-0.021	6.135	-0.021	2.642	-0.011
6	-2.807	-0.001	2.764	-0.017	5.877	-0.021	6.006	-0.019
7	-5.006	0.003	-4.396	-0.002	3.561	-0.017	3.403	-0.014
8	-3.589	0.001	-5.49	0.002	-2.424	-0.004	-2.982	-0.002
9	-3.166	0.001	-4.172	0	-2.84	-0.003	-7.833	0.01
10	-3.51	0.003	-3.919	0.001	-2.931	-0.003	-4.101	0.001
11	-3.896	0.005	-6.896	0.008	-3.629	-0.001	-4.295	0.003
12	-4.881	0.008	-8.011	0.01	-5.646	0.004	-4.282	0.003
13	-5.543	0.009	-9.968	0.014	-8.875	0.011	-5.558	0.007
14	-5.796	0.009	-10.782	0.016	-10.677	0.016	-6.278	0.009
15	-5.532	0.007	-12.578	0.019	-11.315	0.017	-7.583	0.011
16	-6.278	0.008	-13.539	0.021	-8.856	0.011	-11.357	0.021
17	-8.623	0.013	-11.664	0.017	-6.7	0.007	-16.433	0.032
18	-8.375	0.012	-7.862	0.008	-3.762	0.001	-7.247	0.011
19	-7.344	0.009	-4.937	0.001	-2.418	-0.003	-4.362	0.004
20	-6.622	0.007	-3.824	-0.002	-1.291	-0.005	-2.231	-0.002
21	-6.102	0.006	-2.447	-0.005	-0.786	-0.007	-0.044	-0.007
22	-5.453	0.004	-1.268	-0.008	-0.264	-0.008	1.807	-0.011
23	-4.292	0.001	-0.362	-0.01	0.676	-0.01	3.639	-0.015