



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO METEOROLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO PERÍMETRO IRRIGADO SÃO
GONÇALO – PB POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL**

ALEXANDRA CHAVES BRAGA

**Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Profa. Dra. Célia Campos Braga**

CAMPINA GRANDE – PB

SETEMBRO – 2009

ALEXANDRA CHAVES BRAGA

**MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO PERÍMETRO IRRIGADO SÃO
GONÇALO – PB POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Mestre.

Área de concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Sub-área: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Profa. Dra. Célia Campos Braga

CAMPINA GRANDE – PB

SETEMBRO – 2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B813m

2009 Braga, Alexandra Chaves

Mapeamento da evapotranspiração do perímetro irrigado São Gonçalo – PB por meio de sensoriamento remoto orbital / Alexandra Chaves Braga. - Campina Grande, 2009.

92p. : il. Color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientadores : Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Prof^a. Dr^a. Célia Campos Braga.

1. Evapotranspiração. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Perímetro Irrigado – São Gonçalo - PB. 4. Meteorologia. I. Título.

CDU 551.573(043)

ALEXANDRA CHAVES BRAGA

MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DO PERÍMETRO IRRIGADO SÃO
GONÇALO – PB POR MEIO DE SENSORIAMENTO REMOTO ORBITAL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 29/9/2009

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. JOSÉ RENATO CORTEZ BEZERRA
Centro Nacional de Pesquisa do Algodão
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

DEDICATÓRIA

Dedico primeiramente a Deus, por tudo de bom que Ele representa. Aos meus pais, Iris Bezerra de Albuquerque Chaves e Alexandre Braga (in memorian), aos meus irmãos Rodrigo Chaves Braga e Amanda Chaves Braga, as minhas filhas Ana Clara Braga e Júlia Braga, razão do meu viver, ao meu sobrinho Alexandre Braga Filho ,ao meu marido Jack Garcia de Medeiros Neto por sua dedicação, carinho e esforço, grandes incentivadores, mestres nos ensinamentos da vida e a todos que direta ou indiretamente contribuíram para conclusão de mais esta etapa da minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tudo que Ele representa na minha vida e por ter me proporcionado condições para conseguir alcançar meu ideal, dando-me forças para vencer todos os obstáculos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, pela oportunidade e pela confiança depositada.

Aos prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva e a profa. Dra. Célia Campos Braga, pela amizade, pela dedicação e pela orientação.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), e ao CT-HIDRO pela concessão da bolsa de estudo.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia e, de maneira especial, a Dra. Célia Campos Braga, Dr. JoséIVALDO, Dr. Francisco de Assis Salviano, Dr. ENIO PEREIRA DA SOUSA, Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Dr. Pedro Vieira de Azevedo, pelos ensinamentos e pela indispensável colaboração com a nossa formação profissional.

Aos amigos Rafael Costa, Ednaldo Mendonça, Marcus Vinícius, Bergson Bezerra e Valéria Borges pela amizade e paciência durante este período. Ao meu amigo e professor de estatística Saulo André dos Santos pela sua grande contribuição neste trabalho.

Aos funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, em especial a Divanete C. Rocha, pela atenção e pela disposição com que sempre nos trataram durante nossa caminhada.

Ao INMET pelos dados meteorológicos fornecidos e a Unidade de Ciências Atmosférica da Universidade Federal da Paraíba.

E, finalmente, a todos que de forma direta ou indireta colaboraram com a conclusão deste trabalho. A todos, em fim, o meu MUITO OBRIGADA.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iv
LISTA DE SÍMBOLOS	vi
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 – Sensoriamento remoto	4
2.2 – Métodos de determinação da evapotranspiração	5
2.2.1 – Balanço de energia baseado na Razão de Bowen	7
2.2.2 – Balanço de energia segundo as Correlações Turbulentas	8
2.2.3 – Balanço de energia via sensoriamento remoto	9
2.3 - Perímetro Irrigado de São Gonçalo	11
3 - MATERIAIS E MÉTODOS	14
3.1 - A área de estudo	14
3.2 - Caracterização climática da área de estudo	15
3.3 - Imagens de satélite	16
3.4 - Métodos empregados	17
3.4.1 - Saldo de radiação à superfície	17
3.4.2 - Fluxo de calor no solo	23
3.4.3 - Fluxo de calor sensível	23
3.4.4 – Fluxo de calor latente	29
3.4.5 – Fração evaporativa	29

3.4.6 – Evapotranspiração diária	29
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1 – Mapas temáticos do albedo	31
4.2 – Mapas temáticos do IVDN	41
4.3 - Mapas temáticos da temperatura de superfície	46
4.4 – Mapas temáticos do saldo de radiação à superfície	49
4.5 – Mapas temáticos do fluxo de calor no solo	58
4.6 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível	66
4.7– Mapas temáticos do fluxo de calor latente	72
4.8 – Mapas temáticos da fração evaporativa	75
4.9 – Mapas temáticos da evapotranspiração diária	78
4.10 – Quantificação do volume de água evapotranspirado no PISG nos meses estudados em 2008.....	82
5 – CONCLUSÕES	84
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Localização do Perímetro Irrigado de Sousa.....	14
Figura 3.3. - Representação gráfica do balanço hídrico mensal.....	16
Figura 3.4 - Diagrama das etapas computacionais do processamento de obtenção do saldo de radiação à superfície – R_n	17
Figura 3.5 - Fluxograma das etapas computacionais do processo iterativo para a obtenção do fluxo de calor sensível – H	24
Figura 4.1 - Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 29 de agosto de 2008.....	33
Figura 4.2 - Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 14 de setembro de 2008.....	34
Figura 4.3 - Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 01 de novembro de 2008.....	35
Figura 4.4 - Histogramas de frequência do albedo Allen, Metric e Idaho de 29 de Agosto de 2008.....	37
Figura 4.5 - Histogramas de frequência do Albedo Allen, Metric e Idaho de 14 de setembro de 2008.....	38
Figura 4.6 - Histogramas de frequência do Albedo Allen, Metric e Idaho de 01 de novembro de 2008.....	39
Figura 4.7 - Mapas temáticos do IVDN para os dias estudados em 2008.....	42
Figura 4.8 - Histogramas dos IVDN para os dias estudados em 2008.....	43
Figura 4.9 - Mapas temáticos do IVDN para os dias 04 de agosto de 1987 e 29 de agosto de 2008.....	44
Figura 4.10 - Mapa temático da diferença do IVDN nos dias 04 de agosto de 1987 e 29 de agosto de 2008.....	44
Figura 4.11 - Histogramas dos IVDN nos dias 04 de agosto de 1987 e 29 de agosto de 2008.....	45
Figura 4.12 - Mapas temáticos da temperatura de superfície para os dias estudados em 2008.....	47
Figura 4.13 - Histogramas da temperatura da superfície para os dias estudados em 2008.....	48
Figura 4.14 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 29 de agosto de	

2008.....	51
Figura 4.15 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 14 de setembro de 2008.....	52
Figura 4.16 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 01 de novembro de 2008.....	53
Figura 4.17 - Histogramas de frequência do saldo de radiação no dia 29 de agosto de 2008.....	54
Figura 4.18 - Histogramas de frequência do saldo de radiação no dia 14 de setembro de 2008.....	55
Figura 4.19 - Histogramas de frequência do saldo de radiação no dia 01 de novembro de 2008.....	56
Figura 4.20 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) no dia 29 de agosto de 2008.....	60
Figura 4.21 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) no dia 14 de setembro de 2008.....	61
Figura 4.22 - Mapas Temáticos do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) no dia 01 de novembro de 2008.....	62
Figura 4.23 - Histogramas de frequência do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) para o dia 29 de Agosto de 2008.....	63
Figura 4.24 - Histogramas de frequência do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) para o dia 14 de setembro de 2008.....	64
Figura 4.25 - Histogramas do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) para o dia 01 de novembro de 2008.....	65
Figura 4.26 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias estudados.....	69
Figura 4.27 - Histogramas do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias estudados.....	71
Figura 4.28 - Mapas temáticos do fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias estudados.....	73
Figura 4.29 - Histogramas de frequência do fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias estudados.....	75
Figura 4.30 – Mapas temático da fração evaporativa ($mm dia^{-1}$) para os dias estudados.....	76

Figura 4.31 - Histogramas de frequência da fração evaporativa para os dias estudados.....	77
Figura 4.32 - Mapas temáticos da evapotranspiração diária (mm dia^{-1}) para o dia 29 de agosto nos métodos Sebal e Metric.....	81
Figura 4.33 - Mapas temáticos da evapotranspiração diária (mm dia^{-1}) para o dia 14 de setembro nos métodos Sebal e Metric.....	81
Figura 4.34 - Mapas temáticos da evapotranspiração diária (mm dia^{-1}) para o dia 01 de novembro nos métodos Sebal e Metric.....	82
Figura 4.35 – Representação gráfica do volume de água armazenado nos últimos 10 anos do açude de São Gonçalo-PB.....	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Resumo do Programa Landsat. Fonte NASA(2002) segundo Feitosa (2005).....	5
Tabela 3.1 - Coeficientes de calibração do Landsat 5 – TM – a_b e b_b , irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera – k_b , coeficientes peso da energia solar potencial de cada banda à superfície – w_b	18
Tabela 3.2 - Variáveis de entrada para o cálculo de R_n : distância relativa – d_r , declinação solar – δ , ângulo horário instantâneo – ω , cosseno do ângulo zenital solar – $\cos Z$, pressão real de vapor – e_a e temperatura do ar instantânea – T_{ar}	19
Tabela 3.3 - Constantes de calibração $C_1 - C_5$ e C_b do Landsat 5 – TM.....	20
Tabela 3.4 - Valores da velocidade do vento instantâneo ao nível de 10 e 100 metros....	25
Tabela 4.1 – Síntese das estatísticas do albedo Allen para os dias estudados em 2008....	39
Tabela 4.2 – Síntese das estatísticas do albedo Idaho para os dias estudados em 2008....	39
Tabela 4.3 - Síntese das estatísticas do albedo Metric para os dias estudados em 2008...	39
Tabela 4.4 – Síntese das estatísticas do IVDN para os dias estudados em 2008.....	41
Tabela 4.5 – Síntese das estatísticas do saldo de radiação Allen para os dias estudados.....	57
Tabela 4.6 – Síntese das estatísticas do saldo de radiação Idaho para os dias estudados.....	57
Tabela 4.7 – Síntese das estatísticas do saldo de radiação Metric para os dias estudados.....	57
Tabela 4.8 – Síntese das estatísticas do fluxo de calor no solo Allen para os dias estudados.....	59
Tabela 4.9 – Síntese das estatísticas do fluxo de calor no solo Idaho para os dias estudados.....	59
Tabela 4.10 – Síntese das estatísticas do fluxo de calor no solo Metric para os dias estudados.....	59
Tabela 4.11 - Iterações realizadas no mês de agosto e valores apresentados pela resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e $\Delta T(^{\circ}C)$	67
Tabela 4.12 - Iterações realizadas no mês de setembro e valores apresentados pela resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e $\Delta T(^{\circ}C)$	67
Tabela 4.13 - Iterações realizadas no mês de novembro e valores apresentados pela	

resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e $\Delta T(^{\circ}C)$	67
Tabela 4.14 – Síntese das estatísticas do fluxo de calor sensível para os dias estudados.	68
Tabela 4.15 - Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 241.....	70
Tabela 4.16 – Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 257.....	70
Tabela 4.17 – Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 305.....	70
Tabela 4.18 – Síntese das estatísticas do fluxo de calor latente para os dias estudados...	72
Tabela 4.19 – Síntese das estatísticas da fração evaporativa para os dias estudados.....	75
Tabela 4.20 – Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas irrigadas no método Metric.....	79
Tabela 4.21 - Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas irrigadas no método Sebal..	80
Tabela 4.22 - Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas não irrigadas no método Metric.....	80
Tabela 4.23 - Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas não irrigadas no método Sebal.....	80
Tabela 4.24 – Comparação dos valores da ET obtidos quando utilizado os métodos METRIC e SEBAL com o valor do K_c do coco.....	80
Tabela 4.25 – Quantificação do volume de água evapotranspirado nos meses estudados em 2008.....	83

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	J/kg^{-1}
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DSA	Dia sequencial do ano	-
ET	Evapotranspiração diária	mm/dia^{-1}
ET_0	Evapotranspiração de referência	mm
G	Fluxo de calor no solo	W m^{-2}
G	Constante solar	
H	Fluxo de calor sensível	W m^{-2}
h	Altura média da vegetação	m
k	Constante de von Karman	-
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
L_λ	Radiância monocromática	$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}$
L	Calor latente de vaporização da água	J kg^{-1}
ND	Número digital	-
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	s m^{-1}

r	Distância real Terra-sol	m
r_0	Distância média Terra-Sol	m
R_n	Saldo de radiação	$W m^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície	$W m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície	$W m^{-2}$
T_a	Temperatura do ar próximo a superfície	K
T_s	Temperatura da superfície	K
u	Velocidade do vento	$m s^{-1}$
u^*	Velocidade de fricção	$m s^{-1}$
z	Altura da medida do vento	m
z_{om}	Coefficiente de rugosidade	m
θ	Ângulo zenital	Graus
α	Albedo da superfície	-
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ϵ_0	Emissividade da superfície	-

ϵ_{NB}	Emissividade na banda termal	-
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
LE	Fluxo de calor latente	W m ⁻²
ρ	Densidade do ar úmido	Kg m ⁻³
ρ_b	Reflectividade da banda <i>b</i>	-
σ	Constante de Stefan-Boltzman	W m ⁻² K ⁻⁴
τ_{sw}	Transmissividade da atmosfera	-
ψ_h	Correção de estabilidade para o transporte de calor	-
ψ_m	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

RESUMO

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo desta forma um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. O presente trabalho objetiva o mapeamento da evapotranspiração real do Projeto Irrigado São Gonçalo por meio do SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land. Foram adquiridas imagens TM - Landsat 5 nos dias 29 de agosto (DAS = dia sequencial do ano 241), 14 de setembro (DSA 257) e 01 de novembro de 2008 (DSA 305) do ano de 2008, que foram empregadas na obtenção de mapas temáticos do albedo da superfície mediante três diferentes métodos de correção atmosférica, denominados de Allen, Idaho e Metric. Juntamente com a T_s da superfície obteve-se mapas do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE). Mapas da ET real diária foram obtidos segundo os métodos SEBAL e METRIC, que foram validados com dados da ETr de área com cultivo do coqueiro anão, obtida pelo produto da ETo e coeficiente de cultura (K_c) do mesmo. Foi verificado que o R_n variou na média de $662,3 \text{ W m}^{-2}$ (DSA 241) a $689,9 \text{ W m}^{-2}$ (DSA 257), segundo o método Allen e $667,8 \text{ W m}^{-2}$ (DSA 241) a $700,4 \text{ W m}^{-2}$ (DAS 305). O fluxo de calor latente segundo o METRIC foi sistematicamente superior ao SEBAL, corroborando com os valores da ET real diária que apresentaram os mesmos padrões do LE. A evapotranspiração diária no recorte da área irrigada resultou em coeficiente de cultura (K_c) compatível com estudos com a cultura do coqueiro irrigado em diferentes áreas do Nordeste brasileiro. Conclui-se que houve aumento da biomassa vegetal nas áreas irrigadas entre os anos de 1987 e 2008 e que a técnica oferece estimativas consistentes da ET real diária. O volume de água médio mensal evapotranspirado nas áreas irrigadas situou-se em torno de $8.400.000 \text{ m}^3$, o que representa um grande volume de água quando comparado com a capacidade do açude de São Gonçalo.

Palavras-chave: Saldo de radiação, TM – Landsat 5, albedo, temperatura da superfície

ABSTRACT

Evapotranspiration is a major component of the hydrological cycle, and is thus a phenomenon of fundamental importance to life on the planet Earth. This paper aims to map the actual evapotranspiration of São Gonçalo Irrigation Project through SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land. Were acquired TM - Landsat 5 on 29 August (DAS = days in sequential years 241), September 14 (257 DSA) and 01-2008 (DSA 305) in the year 2008, which were used to obtain thematic maps of the surface albedo by three different methods of atmospheric correction, named Allen, Idaho and Metric. Together with T_s at surface were obtained maps of net radiation (R_n), soil heat flux (G), sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE). Maps of the actual daily ET were obtained using SEBAL METRIC methods, which were validated with ET_r data of a coconut dwarf crop, obtained by the product of ET_o and the crop coefficient (K_c) of the coconut dwarf. It was found that the R_n ranged on average from 662.3 W m^{-2} (DSA 241) to 689.9 W m^{-2} (DSA 257), according to the method Allen and 667.8 W m^{-2} (DSA 241) to 700.4 W m^{-2} (DSA 305). The latent heat flux according to the METRIC was consistently higher than the SEBAL, which agrees with the daily values of ET_r and showed the same patterns of LE . The daily evapotranspiration in the irrigated area resulted in crop coefficients (K_c) consistent with studies obtained in different areas of Northeast Brazil. It was concluded that there was an increase in plant biomass in the irrigated areas between the years of 1987 and 2008 and that the technique provides consistent estimates of the actual daily ET. The volume of water on average monthly evapotranspirated in the irrigated areas was kept around $8,400,000 \text{ m}^3$, which represents a large volume of water compared to the capacity of the Sao Goncalo dam.

Keywords: radiation balance, TM - Landsat 5, albedo, land surface temperature

1. INTRODUÇÃO

Um dos maiores desafios da humanidade neste século XXI consiste na garantia do abastecimento de água doce e alimentos aos cerca de sete bilhões de pessoas, que atualmente habitam nosso planeta, situação que deve ser agravada, pois de acordo com projeções mais recentes até o ano de 2050 a população mundial deve ultrapassar os nove bilhões de habitantes (Bos et al., 2005).

No caso do Brasil, que já possui 191 milhões de habitantes, as projeções indicam que até aquela década a nossa população deverá atingir 240 milhões de habitantes, o que representará uma grande pressão por água doce, particularmente no semiárido brasileiro, reconhecidamente deficitário em termos de recursos hídricos e por apresentar a maior densidade populacional dentre as diversas regiões semiáridas do planeta Terra.

A produção mundial de alimentos majoritariamente ocorre no sistema de agricultura de sequeiro; portanto, muito dependente das condições de tempo e clima de cada região produtora. No entanto, a cada dia se faz mais necessária a produção de alimentos mediante o emprego da irrigação, que tem sido responsabilizada por demandar cerca de 70% da água doce consumida no nosso planeta. Um grande desafio, portanto, consiste em produzir mais alimentos com menor quantidade de água, tarefa que poderá ser bastante dificultada se confirmadas as projeções de mudanças climáticas para as próximas décadas.

A agricultura irrigada no Nordeste brasileiro tem registrado expansão nos últimos anos, principalmente às margens do rio São Francisco e alguns de seus importantes afluentes, bem como, nas proximidades de importantes reservatórios de água, caso do açude Armando Ribeiro Gonçalves no Vale do Açu, no Rio Grande do Norte, mas também em áreas com grandes reservas subterrâneas. Novas áreas com potencialidades para a agricultura irrigada, no entanto, vêm se expandindo em outros estados do Nordeste e um

exemplo mais recente refere-se às Várzeas Irrigadas de Souza, embora exista há várias décadas o Projeto Irrigado de São Gonçalo, administrado pelo Departamento Nacional de Obras Contra Secas – DNOCS, com cerca de 5.000 ha.

As Várzeas de Souza, como são conhecidas, são terras de alta aptidão para a prática da irrigação já que são constituídas de solos profundos, de topografia plana, sujeitas a alta insolação, baixa umidade atmosférica e onde não se detecta a presença de ventos fortes (Costa Filho, 2005). No entanto, o manejo de uma área irrigada envolve além do fornecimento de água, a drenagem e o controle da salinidade, que quando mal conduzidos podem causar a degradação dos solos o que implica na deterioração de suas propriedades físicas, químicas e biológicas refletindo diretamente na fertilidade dos mesmos e consequentemente, na sua produtividade. Este problema tem sido reportado no Perímetro Irrigado de São Gonçalo e há registro de que a área afetada por salinidade nos perímetros irrigados do Nordeste brasileiro era em torno de 7,8% da superfície agrícola útil no início da década de 80, o que correspondia a mais de 400 ha (DNOCS, 1991).

Para que a gestão dos recursos hídricos ocorra de modo sustentável faz-se necessário que as irrigações sejam administradas corretamente, o que significa identificar o sistema de irrigação mais adequado, o momento certo e a quantidade precisa de água, de modo a assegurar ao produtor lucratividade, associada com preservação ambiental. Neste sentido, a determinação do consumo hídrico das culturas é fundamental e a evapotranspiração real das culturas adquire papel ainda maior como elemento do ciclo hidrológico.

A determinação da evapotranspiração real das culturas – ETr pode ocorrer segundo diversos métodos, a exemplo do balanço de energia baseado na Razão de Bowen, método das Correlações Turbulentas, método do Balanço de Água no Solo, dentre outros. No entanto, esses métodos não se mostram adequados quando há interesse na determinação da ETr em escala regional, em que a heterogeneidade das áreas agrícolas contrasta com áreas de vegetação nativa, com grande variabilidade na fração da área coberta com vegetação e condições de umidade do solo. Neste sentido, a utilização de técnicas baseadas no sensoriamento remoto - SR apresenta-se como uma alternativa eficaz, de baixo custo e com grande cobertura espacial (Kustas e Norman, 1996). Dentre os métodos enquadrados em SR o mais difundido na atualidade é o Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL, desenvolvido por Bastiaanssen (1995), que tem a vantagem de requerer imagens

de satélites e poucos dados de superfície. No Brasil o SEBAL tem sido empregado em diversas condições climáticas e biomas, destacando-se os trabalhos de Silva e Bezerra (2006), Bezerra et al. (2008), Di Pace et al. (2008), Santos e Silva (2008), Lira (2008), Silva et al. (2009) e Teixeira et al. (2009).

O Projeto Irrigado São Gonçalo – PISG tem sido motivo de estudos relacionados à salinidade já verificada em alguns lotes, resultado de problemas associados ao uso inadequado do solo. Nesse sentido, pretende-se com a pesquisa identificar se ocorreram alterações no uso do solo do PISG entre meados de 1987 e 2008, mediante análise de índices de vegetação e albedo, com imagens de satélite. Por outro lado, tem aumentado a competição pelo uso da água localmente e o presente estudo tem por objetivo principal a determinação da evapotranspiração real do PISG. Para tanto, foram determinados os balanços de radiação e energia por meio de imagens do Landsat 5 – TM e técnicas de sensoriamento remoto.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto é a ciência e a arte de se obter informações sobre um objeto, área ou fenômeno, pela análise de dados coletados de tal forma que não haja contato direto com os mesmos. Essas informações podem ser coletadas por sensores a bordo de satélites, o que caracteriza o sensoriamento remoto orbital, que através desse procedimento gera imagens com base na resposta espectral da região imageada (Lillesand & Kiefer, 1993).

O primeiro satélite lançado pelo homem foi o Sputnik I, que ocorreu em 04 de outubro de 1957 e foi desenvolvido pela então União Soviética. Em fevereiro de 1958, os americanos lançaram o seu primeiro satélite, denominado de Explorer I. No entanto, o primeiro satélite a transportar um instrumento meteorológico foi o Vanguard 2, lançado em fevereiro de 1959 e o primeiro satélite meteorológico foi o Nimbus I, lançado pelos americanos em 01 de abril de 1960 (Kidder & Haar, 1995).

O uso de satélites destinados a estudos dos recursos naturais no nosso planeta teve início com o lançamento do Earth 1, em 23 de julho de 1972, batizado mais tarde de Landsat 1, sob a responsabilidade da NASA (National Aeronautics and Space Administration), dando início a uma nova etapa do sensoriamento remoto orbital. O objetivo principal do programa Landsat foi a aquisição de dados espaciais e temporais da superfície da terra, de forma global contínua e repetitiva (Feitosa, 2005). O programa Landsat é composto de uma série de sete satélites, lançados em intervalos de 3 a 4 anos, sendo que o Landsat 6 fracassou durante o lançamento e o Landsat 7 foi desativado em 2003. Na Tabela 2.1 é apresentado um resumo história do programa Landsat.

Tabela 2.1 – Resumo do Programa Landsat

Satélite	Data de Lançamento	Sensor a Bordo	Térmico da Operação
Landsat 1	23 de Julho de 1972	MSS e RBV	Janeiro de 1978
Landsat 2	22 de Janeiro de 1975	MSS e RBV	Julho de 1983
Landsat 3	05 de Março de 1978	MSS e RBV	Setembro de 1983
Landsat 4	16 de Julho de 1982	TM e MSS	Setembro de 1984
Landsat 5	01 de Março de 1985	TM e MSS	Em atividade
Landsat 6	05 de Outubro de 1993	ETM	Fracassou
Landsat 7	05 de Abril de 1999	ETM ⁺	Desativado maio 2003

Fonte: NASA(2002) segundo Feitosa (2005)

A órbita do Landsat 5 é quase polar, heliossíncrona e ocorre a uma altitude de 705 km, cruzando o Equador de norte para sul, o que significa dizer que o mesmo opera numa órbita descendente, sempre imageando cada região aproximadamente às 9:45 h (hora local). O mesmo tem um tempo de percurso de órbita de 98,2 minutos, realizando 14 órbitas por dia, com tempo de revisita de 16 dias (Garcia, 1982). O sensor TM (*Thematic Mapper*) foi colocado em órbita em 1982, fazendo parte da carga útil dos satélites Landsat 4 e 5, conforme pode ser observado na Tabela 2.1. O TM opera em sete bandas espectrais, sendo três na região do visível, três na região do infravermelho (IV) refletido e uma na região do IV termal. A largura da faixa imageada é de 185 km x 185 km com resolução espacial nas regiões do visível e infravermelho próximo de 30 m x 30 m e na região do termal de 120 m x 120 m.

2.2 – Métodos de determinação da evapotranspiração

O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea, em uma superfície vegetada (Pereira et al., 2002). A evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e gestão das condições ambientais e principalmente por parâmetros que dizem respeito ao tempo (Allen et al., 1998; Pereira et al., 2002). Os elementos do tempo que têm maior importância neste processo são a radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e a velocidade do vento (Pereira et al., 2002). Temperaturas da superfície e do ar

elevadas, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que quando combinados muito contribuem com a ET.

O conhecimento da evapotranspiração real é essencial ao processo de gerenciamento dos recursos hídricos, seja em escala local ou regional. Neste sentido, a determinação da ETr em escala local pode ser feita com boa precisão quando considerado o sistema solo-planta-atmosfera. Para tanto, a existência de uma rede de estações meteorológicas automáticas que propicie o cômputo da ETo com qualidade e boa cobertura espacial é de fundamental importância. Neste caso, a determinação da ETr depende da existência do coeficiente de cultura K_c e pode ser calculada pelo simples produto da ETo pelo K_c . Esse é um método simples e eficaz, mas tem sua precisão dependente da qualidade do K_c , que é afetado pelo tipo de irrigação, espaçamento da cultura e estágio fenológico, dentre outros.

Quando há necessidade do conhecimento das necessidades hídricas de uma cultura específica em escala local recorre-se aos consagrados métodos do *Balanço de Energia baseado na Razão de Bowen* – BERB (Azevedo et al., 2003), das *Correlações Turbulentas* – BECT, do *Balanço Hídrico* de um volume específico de solo (Azevedo et al., 2006), da lisimetria, dentre outros. No entanto, quando há necessidade do conhecimento da ETr em escala regional, esses métodos não oferecem o devido suporte, vez que os mesmos são aplicados a condições muito específicas e têm, portanto, validade apenas para tais condições. Neste sentido, técnicas de sensoriamento alimentadas por imagens de satélites desenvolvidas recentemente oferecem a possibilidade de determinação de mapas de albedo (Silva et al., 2005a; Santos et al., 2008), do saldo de radiação (Ataíde et al., 2006; Bisht et al. 2005; Silva et al., 2005b), da temperatura de superfície (Souza e Silva, 2005; Souza et al., 2008) e do balanço de energia (Trezza, 2002; Tasumi, 2003; Silva e Bezerra, 2006; Paiva, 2005; Allen et al., 2007; Bezerra et al., 2008; ; Santos e Silva, 2008; Lira, 2008; Teixeira et al., 2009; Silva et al., 2009).

2.2.1 – Balanço de energia baseado na Razão de Bowen

O método do *Balanço de Energia baseado na Razão de Bowen* – BERB é possivelmente um dos mais difundidos e aplicados métodos de cômputo da ETr de culturas. O BERB propicia o conhecimento da ETc por meio de medidas dos gradientes verticais de temperatura e pressão parcial do vapor d'água atmosférico, além de medidas do saldo de radiação e fluxo de calor no solo. Para Todd et al. (2000) o BERB é um método de determinação indireta da ETc, ao contrário da lisimetria de pesagem e correlações turbulentas. Esse método tem sido empregado em vários países e por diversos pesquisadores no Brasil, por reunir simplicidade e praticidade, além de custo bem mais reduzido do que o das correlações turbulentas, por exemplo, considerado o de concepção mais refinada e precisa. Os críticos do BERB apontam como principal limitação ao uso dessa técnica a igualdade dos coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível – K_h e de calor latente – K_v , o que somente ocorreria em condições de neutralidade atmosférica. Não obstante esta simplificação inúmeros trabalhos científicos confirmam a precisão da técnica em comparação inclusive com medições lisimétricas.

O fluxo de calor latente – LE é determinado segundo o BERB pela equação:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (2.1)$$

em que Rn é o saldo de radiação ($W m^{-2}$), G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) e β é a razão de Bowen, dada por:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho \cdot c_p \cdot \Delta T / \Delta Z}{Lv \cdot \varepsilon \cdot \Delta q / \Delta Z} = \frac{p_o \cdot c_p \cdot \Delta T}{Lv \cdot \varepsilon \cdot \Delta e} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2.2)$$

em que H ($W m^{-2}$) e LE ($W m^{-2}$) são os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente; p_o , c_p , Lv e γ representam a pressão atmosférica (KPa), calor específico do ar a pressão constante ($KJ kg^{-1} ^\circ C^{-1}$), calor latente de vaporização do vapor ($KJ kg^{-1}$) e fator psicrométrico ($KPa ^\circ C^{-1}$), respectivamente.

Silva et al. (2005) comparam medições do BERB e balanço hídrico no solo, em pomar de mangueiras em Petrolina-PE. Diversos estudos têm sido desenvolvidos utilizando o BERB combinado com outras técnicas, a exemplo de Silva et al. (2005), que utilizaram os métodos da razão de Bowen e lisímetro de pesagem em área cultivada com

capim Tanzânia em Piracicaba – SP entre julho de 2000 e julho de 2001. Obtiveram valores médios diários da ETc no período de estudo, de 4,13 mm dia⁻¹ (razão de Bowen) e 4,34 mm dia⁻¹ (lisímetro de pesagem), representando erro relativo de 4,8%. Por sua vez, Silva et al. (2007) observaram que cerca de 70% do saldo de radiação foi repartido como fluxo de calor latente e cerca de 8% como fluxo de calor no solo, em dois ciclos produtivos com a mangueira irrigada em bebedouro, no submédio São Francisco. Já Teixeira et al. (2008) efetuaram o balanço hídrico juntamente com o BERB e o BECT ao avaliar a produtividade de água em pomar de mangueiras irrigado no submédio São Francisco. Nesse estudo verificaram uma ETr acumulada média de 1.419 mm ano⁻¹ e ETr média diária de 3,7 mm. Os valores médios do coeficiente de cultivo baseado na ETr – K_C e baseado na transpiração – K_{cb} foram 0,91 e 0,73, respectivamente, com fração evaporativa média de 0,83 e produção média de 45 toneladas ha⁻¹, sendo equivalente a uma produtividade de água de 3,2 kg m⁻³.

2.2.2 – Balanço de energia segundo as Correlações Turbulentas

O método das Correlações Turbulentas – BECT é considerado o de concepção mais consistente dentre os diferentes métodos classificados como de balanço de energia. No entanto, oferece algumas dificuldades para seu emprego, uma vez que os instrumentos requeridos pela técnica precisam possuir grande precisão e resposta muito rápida; por conseguinte, são dispendiosos e exigem habilidades computacionais para a coleta, tratamento e análise dos dados. Embora haja diversos registros de sua aplicação em cultivos agrícolas, é o mais empregado em estudos ambientais, particularmente em florestas. O BECT baseia-se no fato de que os fluxos de calor sensível – H e calor latente – LE são amplamente transferidos via difusão turbulenta. Por esse motivo, tais fluxos podem ser diretamente medidos pela correlação das flutuações da componente vertical da velocidade do vento – w' com as flutuações da temperatura e umidade específica, admitindo que a velocidade vertical média do vento a superfície é nula. Dessa forma, são utilizadas as seguintes expressões para a obtenção de tais fluxos de energia:

$$H = (\rho_{ar} \cdot c_p \cdot \overline{w'T'}) \quad (2.3)$$

e

$$LE = (\rho_{ar} \cdot \overline{w'q'}) \quad (2.4)$$

em que w' , T' e q' representam respectivamente os desvios em relação à média da componente vertical da velocidade do vento ($m\ s^{-1}$), da temperatura do ar ($^{\circ}C$) e da umidade específica ($kg\ kg^{-1}$), ρ_{ar} é a densidade do ar ($kg\ m^{-3}$) e c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($KJ\ Kg^{-1}\ ^{\circ}C^{-1}$).

Muitas pesquisas têm sido realizadas com cultivos irrigados e vegetação nativa com o propósito de determinação dos fluxos de calor sensível e latente. Nesse sentido, Lang et al. (1983) usaram o BECT em cultivo de arroz na Austrália e Teichrieb et al. (2007) o empregaram ao efetivar balanço de energia no Rio Grande do Sul. Já Teixeira et al. (2008) utilizaram o referido método em pomar de mangueiras irrigado em Petrolina – PE.

2.2.3 – Balanço de energia via sensoriamento remoto

Este método é utilizado pelos principais algoritmos que utilizam dados gerados a partir de imagens de satélites, podendo se destacar o Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL (Bastiaanssen, 1995), o SEBS (Jia et al., 2003) e o S-SEBI (Roerink, 2000), dentre outros. Estes métodos possibilitam a determinação das componentes do balanço de energia e, portanto, o fluxo de calor latente (LE) e, na sequência, a evapotranspiração. Nos últimos anos, no entanto, tem sido registrado um grande número de estudos com o SEBAL e, mais recentemente, com uma variante do mesmo, denominada METRIC (Allen et al., 2007). O SEBAL tem a vantagem de requerer poucos dados de superfície e imagens de satélite em regiões do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal, este último usado na determinação da temperatura da superfície. Pesquisas realizadas em vários países mostram a consistência e precisão dos dados gerados pelo SEBAL, a exemplo dos trabalhos desenvolvidos na Bacia do Rio Urso nos Estados Unidos (Morse et al., 2001), na Turquia (Bastiaanssen, 2000), Ásia (Chandrapala e Wimalasuriya, 2003) e no Brasil (Paiva, 2005; Silva e Bezerra, 2006; Silva et al., 2005b; Santos e Silva, 2008; Bezerra et al., 2008; Silva, 2009; Barros, 2009; Teixeira et al., 2009). Com o SEBAL é possível determinar a temperatura da superfície (Souza e Silva, 2006; Souza et al., 2008), o albedo (Silva et al., 2005a; Silva et al., 2008), índices de vegetação e

o saldo de radiação (Silva et al., 2005b), além da evapotranspiração real diária (Lira, 2008; Santos e Silva, 2008; Folhes et al., 2009; Silva, 2009; Bezerra, 2009).

Na estimativa do consumo hídrico de culturas, o SEBAL oferece três vantagens distintas quando comparado a outros métodos: a) não é necessário saber o tipo de cultura para resolver o balanço de energia; b) a ocupação da área quer seja por água, por cultivos agrícolas ou vegetação nativa, é observada diretamente na imagem do satélite de maneira precisa, superando a dificuldade típica de buscar registros do uso do solo nas áreas irrigadas (tipo de cultura, fase fenológica, configuração de plantio, dentre outros) especialmente para análises históricas; c) o mesmo computa a evapotranspiração real (ET), inerente aos efeitos de salinidade, irrigação deficitária, pragas e doenças da cultura etc. Estas influências são quase impossíveis de ser consideradas ao se empregar o produto do Kc pela ETo, que requer condições especiais da cultura de modo que essa relação represente adequadamente suas exigências hídricas.

O algoritmo METRIC nada mais é do que um aprimoramento do algoritmo SEBAL, alterado para propiciar o cômputo da ET em regiões montanhosas. No METRIC uma das principais modificações consiste no cômputo do albedo de superfície, que diferentemente do que ocorre no SEBAL é determinado a partir da refletância corrigida aos efeitos atmosféricos banda a banda. Este método estima o albedo superficial pelo cômputo da refletância superficial, separadamente para cada banda do sensor. Para tanto, são necessárias mais informações superficiais do que as requeridas no SEBAL. Outra modificação refere-se à substituição da Fração Evaporativa – FE pela Fração da Evapotranspiração de Referência - FETo. No primeiro caso, a ET diária é obtida ao se admitir que a FE instantânea possa ser considerada igual à FE diária. No caso do METRIC, o fluxo de calor latente instantâneo é integrado no intervalo de tempo corresponde às medições da ETo. Ou seja, se houver disponibilidade de dados semi-horários da ETo, então a LE é integrada em 30 min e o resultado dividido pela ETo semi-horária. Se, no entanto, os dados de superfície forem coletados a cada hora, então a LE deve ser integrada em 60 min. Admite-se, então, que essa razão possa ser considerada igual àquela de 24 horas. Portanto, no METRIC há exigência de mais informações de superfície, enquanto o SEBAL pode ser aplicado em áreas que disponham de uma estação meteorológica convencional.

De acordo com informações do site do SEBAL, a utilidade do referido algoritmo é que quando o mesmo aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial é capaz de determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração dentro da área do pomar de coqueiro anão escolhida e entre campos irrigados. E essa é uma informação muito valiosa, pois propicia alcançar grande eficiência na aplicação da lâmina de irrigação, possibilitando assim que a água seja aplicada uniformemente, na quantidade correta e no momento adequado, principalmente em regiões onde os recursos hídricos são limitados ou caros, como em regiões áridas e semiáridas. Há que se destacar, que não obstante as grandes vantagens do SEBAL/METRIC, uma das grandes restrições atuais ao seu emprego mais amplo consiste no reduzido número de imagens propícias ao seu emprego, vez que as mesmas não podem estar com presença de nuvens com cobertura nas áreas de interesse. Atualmente, tem sido bastante empregado o sensor TM – Landsat 5, com resolução de 30 m, mas com revisita numa mesma área apenas a cada 16 dias. Alternativas têm sido o uso de imagens MODIS, com passagem diária nos horários da 10 h e 13,5 h, aproximadamente, e AVHRR, ambas com resolução de aproximadamente 1 km, o que pode ser muito limitante em diversas aplicações.

2.3 - Perímetro Irrigado São Gonçalo

O município de Sousa é cortado pelos rios Piranhas e Rio do Peixe, sendo detentor de um grande potencial para aproveitamento dos seus recursos hídricos visando o aperfeiçoamento da atividade agrícola. Entretanto, até a década de 30 a preocupação em torno dos recursos hídricos ali existentes esteve voltada prioritariamente para os abastecimentos humano e animal, visto ser a climatologia local favorável a ocorrência de períodos de longa estiagem na região. A partir de 1936, com a inauguração do Açude Público e do Posto Agrícola de São Gonçalo, foi iniciada a exploração agrícola irrigada, sob a coordenação da Comissão Técnica de Reflorestamento e Postos Agrícolas, da Inspeção Federal de Obras Contra as Secas – IFOCS, posteriormente transformada em Departamento Nacional de Obras Contra as Secas. A nova etapa de exploração agrícola com a irrigação, não desencadeou grandes mudanças econômicas, mas abriu perspectivas importantes para o desenvolvimento de ações visando ao aperfeiçoamento da atividade produtiva na região. Assim em 1940 foi criado o Instituto da Região Seca, localizado no posto agrícola, que de acordo com Carneiro (1998) foi o primeiro organismo de pesquisa da Região, destacando-se por levantamentos pedológicos e produção de trabalhos de

melhoramento genético, recuperação de solos afetados por sais e diversos estudos e atividades.

Na década de 70, o DNOCS deu início a um processo de reorientação de suas atividades, previsto no I Plano Nacional de Desenvolvimento, passando a concentrar grande parte de seus esforços na expansão da agricultura irrigada, até então limitada a pequenas porções de terra situadas nas bacias hidrográficas de grandes açudes públicos. A nova concepção programática passou a considerar o fortalecimento da economia regional enfocando não apenas o combate preventivo aos efeitos das variabilidades climáticas, mas também a necessidade de modernizar e expandir as atividades agropecuárias do semiárido nordestino. Nesse contexto foi criado em 1973 o Perímetro Irrigado de São Gonçalo - PISG, abrangendo uma superfície de 4.335 ha que tinha como meta, utilizando-se da irrigação por gravidade, assentar 515 famílias numa superfície agrícola útil de 3.350 ha. Em 1976 o Perímetro operava com uma superfície agrícola útil de 1.144 ha e já havia assentado 20 famílias (DNOCS, 1978).

Nos primeiros anos de operação as produções agrícolas do Perímetro Irrigado de São Gonçalo foram altamente expressivas para a economia da região local. Porém, devido a diversos fatores intervenientes na produção, já são observados sinais de degradação dos solos e até mesmo a ocorrência de áreas improdutivas (Chaves et al., 1995). Conforme DNOCS (1991), a área afetada por salinidade nos perímetros irrigados do Nordeste brasileiro estava em torno de 7,8 % da superfície agrícola útil, o que correspondia a cerca de 2000 ha. Problemas advindos do manejo inadequado dos solos nos perímetros irrigados do semiárido brasileiro têm sido reportados por Souza et al. (2000), que avaliaram as características químicas do solo aluvial do Projeto de Irrigação Capoeira, PB, e constataram que cerca de 24, 27 e 33% da área estudada estão afetadas por sais nas profundidades de 0 – 20, 20 – 40, 40 – 60 cm, respectivamente. Resultados semelhantes foram obtidos por Coelho e Ferreira (1986) em solo aluvial no Perímetro Irrigado de Morada Nova, CE. Especificamente em relação ao Perímetro Irrigado São Gonçalo, 24% da sua área estão afetados por sais, isto sem considerar as áreas já abandonadas em virtudes em altos teores de sais e/ou sódio trocável (Cordeiro et al., 1988). Diante de tais relatos, pretende-se avaliar com imagens TM – Landsat 5 se há alterações detectáveis com esse sensor no aludido Perímetro e para tanto foram selecionadas imagens de 1987 e de 2008 para essa investigação. Ademais, a pesquisa tem outro grande objetivo que é o

mapeamento da evapotranspiração do Perímetro, com vistas à quantificação do volume de água empregado nas áreas irrigadas da área de estudo.

3 - MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - A Área de Estudo

O Perímetro Irrigado São Gonçalo - PISG localiza-se a 15 km do município de Sousa - PB (6,84°S; 38,32°W; 234 m) que fica a aproximadamente 444 Km da capital João Pessoa. A área de estudo compreende o Açude de São Gonçalo, áreas de vegetação nativa e agricultura de sequeiro e, principalmente, áreas irrigadas com frutíferas, destacando-se a produção de coco e bananas (Figura 3.2). O recorte da área resultou nas seguintes coordenadas: canto superior esquerdo 6°47'08''S e canto inferior direito 6°51'09''W. A referida cena possui cerca de 10 mil ha, onde destaca - se o Rio Piranhas (Figura 3.2). O açude de São Gonçalo está localizado na bacia hidrográfica de Alto de Piranhas, sub-bacia do Rio Piranhas, no oeste da Paraíba no Nordeste brasileiro, cujas obras de construção foram iniciadas em 1932 e finalizadas em 1936. Com capacidade hídrica de 44,6 milhões de metros cúbicos, tendo como objetivo avaliar os efeitos das estiagens sofridos pela população local.



Figura 3.1 - Localização do Perímetro Irrigado São Gonçalo

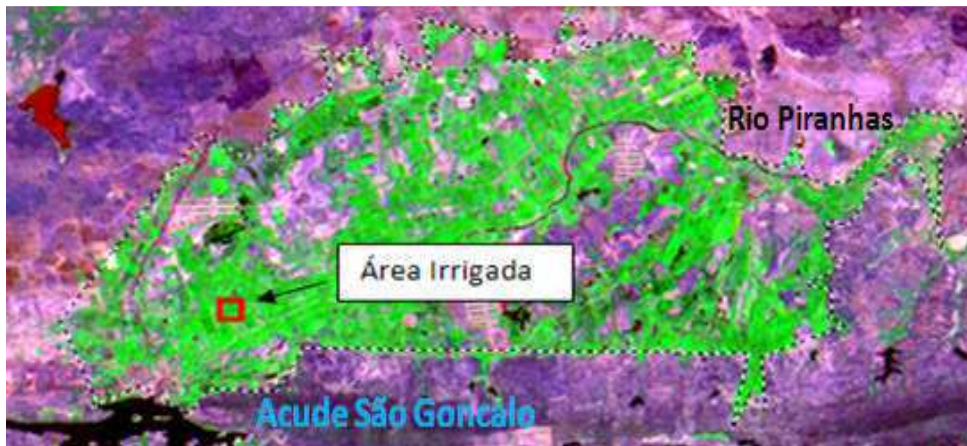


Figura 3.2 - Recorte da área de estudo em combinação RGB345 da imagem TM – Landsat 5 obtida em 01 de novembro de 2008

3.2 - Caracterização climática da área de estudo

O clima da região de estudo é classificado como semiárido, tipologia DdA', segundo metodologia de Thornthwaite e Matther (1944), com estação chuvosa concentrada no período fevereiro - maio. Os solos predominantes são Latossolos e Cambissolos e a vegetação natural é classificada como Contato Caatinga-Floresta Estacional e Formações Pioneiras com Influência Fluvio-marinha (SEI, 2008). Análises em laboratório dos atributos físicos, químicos e mineralógicos realizados por Corrêa et al. (2003), demonstraram que os Neossolos Flúvicos no Rio do peixe apresentam uma textura mais argilosa com características vérticas, enquanto na bacia do rio Piranhas apresentam predominância de textura arenosa tornando uma vantagem positiva pois aumenta o poder de retenção de umidade.

As médias anuais de temperatura, precipitação e evapotranspiração potencial – ETP são respectivamente iguais a 25,3°C, 831 mm e 1418 mm (SEI, 1998). Segue na Figura 3.3 a representação gráfica do balanço hídrico segundo Thornthwaite e Mather para o distrito de São Gonçalo na cidade de Sousa-PB.

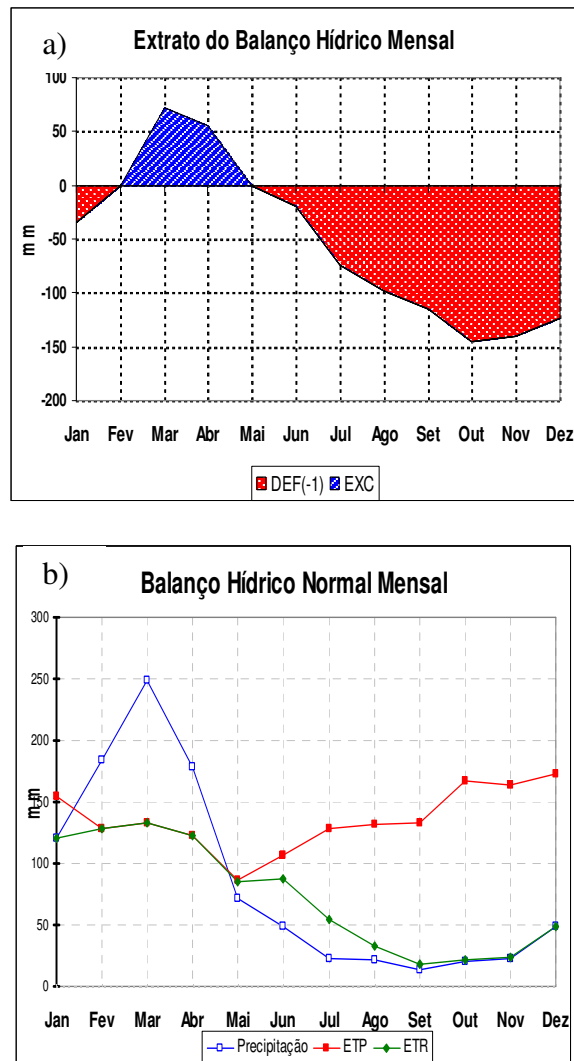


Figura 3.3 – a) – Extrato do Balanço Hídrico Mensal e b) Balanço Hídrico Normal Mensal

3.3 - Imagens de Satélite

Foram obtidas quatro imagens geradas pelo Mapeador Temático do satélite Landsat 5, órbita 216 e ponto 65, adquiridas junto ao Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE. Cada imagem é composta de sete bandas espectrais cujas principais características estão representadas na Tabela 3.1. Essas imagens correspondem à passagem do Landsat 5 às 09h30min (tempo local) nos dias 04 de agosto de 1987 (Dia Sequencial do Ano - DAS), 29 de agosto de 2008 (DAS 241), dia 14 de setembro de 2008 (DAS 257) e no dia 01 de novembro de 2008 (DAS 305).

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e armazena-os na forma de níveis de cinza, ou número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m x 30 m nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 e resolução de 120 m x

120 m na banda 6, chamada de canal termal. O processamento das imagens foi realizado como software ERDAS Imagine 8.7, da Leica Geosystems. Inicialmente, foi reamostrada a banda termal, de modo a deixá-la com a mesma dimensão das demais bandas. Em seguida, foram empilhadas todas as bandas, formando um único arquivo de imagem. Por fim, foi processado um recorte da imagem empilhada, a partir do qual foram obtidos os balanços de radiação e energia.

3.4 - Métodos empregados

3.4.1 – Saldo de radiação à superfície

Na determinação do *saldo de radiação* à superfície foi utilizado o algoritmo SEBAL – Surface Energy Balance Algorithms for Land (Bastiaanssen et al., 1998a; Allen et al., 2002), sintetizado no fluxograma esquemático da Figura 3.4, que representa as etapas de cômputo dos diferentes componentes do balanço de radiação.

A primeira etapa consistiu na conversão do Número Digital – ND em radiância espectral monocromática – L_b ($W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$), obtida pela seguinte expressão (Markham e Baker, 1986):

$$L_b = a_b + \left(\frac{b_b - a_b}{255} \right) ND \quad (3.1)$$

em que: a_b e b_b são coeficientes de calibração espectral do sensor TM (Chander e Markham, 2003 – Tabela 3.1) e o subscrito “b” refere-se a cada banda espectral.

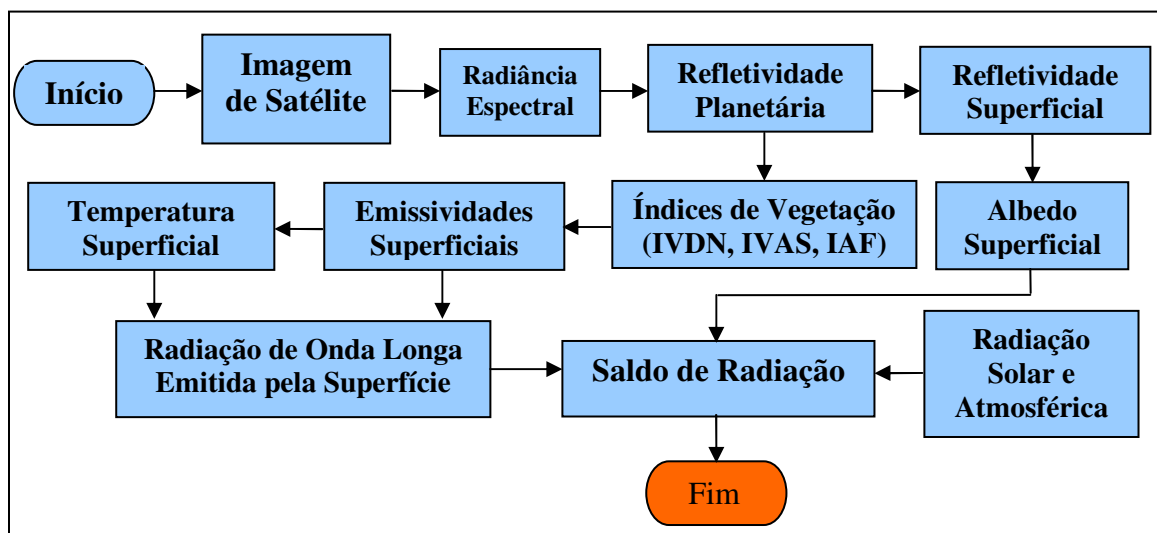


Figura 3.4 - Diagrama das etapas computacionais do processamento de obtenção do saldo de radiação à superfície – R_n

Tabela 3.1 - Coeficientes de calibração do TM - Landsat 5 a_b e b_b , irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera – k_b empregados na conversão da refletância monocromática em albedo

Bandas	Comprimento de Onda (μm)	Coeficientes de Calibração		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)
		a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1957
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,84	365,0	1826
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264,0	1554
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,79	-1,51	221,0	1036
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	215,0
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Chander e Markham (2003) e Allen et al. (2002)

A etapa seguinte compreende o cômputo da refletância planetária de cada banda espectral – ρ_b , definida como a razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente, obtida segundo a equação (Allen et al., 2002; Silva et al., 2005):

$$\rho_b = \frac{\pi \cdot L_b}{k_b \cdot \cos \theta \cdot d_r} \quad (3.2)$$

em que: L_b é a radiância espectral, k_b é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera (Tabela 3.1), $\cos Z$ é o cosseno do ângulo zenital do Sol e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, dado por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(DSA \frac{2\pi}{365} \right) \quad (3.3)$$

em que: DSA é o dia sequencial do ano.

O processo de conversão de refletância planetária monocromática em refletância da superfície, banda a banda, foi realizado segundo Allen et al. (2007):

$$\rho_{s,b} = \frac{\rho_b - \rho_{\text{atm},b}}{\tau_{\text{inc},b} \cdot \tau_{\text{asc},b}} \quad (3.4)$$

em que: $\rho_{s,b}$ é a refletividade da banda b à superfície, ρ_b é a refletividade no topo da atmosfera, $\rho_{\text{atm},b}$ é a refletância atmosférica da banda b, $\tau_{\text{inc},b}$ é a transmissividade

(incidente) atmosférica relativa a radiação solar incidente e $\tau_{asc,b}$ é a transmissividade (ascendente) relativa a radiação solar refletida da superfície. O albedo Metric consistiu na combinação das refletâncias banda a banda obtidas pela Eq. 3.4. Já os métodos Idaho e Allen empregaram equação semelhante, só que empregando a correção atmosférica em todo o domínio da radiação de onda curta, com transmissividade dada pela Eq.3.18 (Método Idaho) e por $\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z$ (Método Allen), sendo z a altitude média local (m).

Tabela 3.2 - Variáveis de entrada para o cálculo do saldo de radiação – R_n , distância relativa Terra / Sol – dr , declinação do Sol – δ , ângulo horário instantâneo – ω , cosseno do ângulo zenital solar – $\cos Z$, pressão de vapor d’água - e_a e temperatura do ar - T_{ar}

Data	dr	δ	ω	$\cos Z$	e_a	T_{ar}
	–	rad	rad	–	kPa	°C
29/ago	0,98	0,153	-0,54	0,81	1,84	29,1
14/set	0,99	0,044	-0,51	0,85	1,86	29,5
01/nov	1,02	-0,269	-0,50	0,88	1,90	29,7

Por sua vez, a transmissividade incidente – $\tau_{inc,b}$ foi calculada por:

$$\tau_{inc,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{Kt \cos Z} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos Z} \right] + C_5 \quad (3.5)$$

em que $C_1 - C_5$ são os coeficientes providos de modelo de transferência radiativa (Tabela 3.3), P é a pressão atmosférica média (kPa), W é a água precipitável na atmosfera (mm), Kt é o coeficiente de turbidez atmosférica (valor padrão = 1,0). A pressão atmosférica (KPa) foi obtida segundo expressão:

$$P = 101,3 \left(\frac{T_{ar} - 0,0065 z}{T_{ar}} \right)^{5,26} \quad (3.6)$$

em que: T_{ar} é a temperatura do ar (K) e z (m) é a elevação de cada pixel em relação ao nível médio do mar, obtida com o Modelo de Elevação Digital – MED. O valor médio da pressão atmosférica para todas as imagens foi de 96,2 kPa. A água precipitável – W (mm) foi calculado por:

$$W = 0,14 \cdot e_a P + 2,1 \quad (3.7)$$

em que e_a é a pressão parcial do vapor d’água atmosférico (KPa).

Tabela 3.3 - Constantes de calibração $C_1 - C_5$ e C_b do Landsat 5 – TM

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
C_1	0,987000	2,319000	0,95100	0,375000	0,234000	0,365000
C_2	-0,00071	-0,00016	-0,00033	-0,00048	-0,00101	-0,00097
C_3	0,000036	0,000105	0,000280	0,005018	0,004336	0,004296
C_4	0,088000	0,043700	0,087500	0,135500	0,056000	0,015500
C_5	0,078900	-1,26970	0,101400	0,662100	0,775700	0,639000
C_b	0,640000	0,310000	0,286000	0,189000	0,274000	-0,186000

Fonte: Allen et al. (2007a)

Já a transmissividade ascendente – $\tau_{asc,b}$ foi obtida através da expressão:

$$\tau_{asc,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{Kt \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (3.8)$$

em que: η é o ângulo de visão do sensor relativo a perpendicular de uma superfície plana e horizontal, que no caso do Landsat, que tem ângulo de visão no nadir, o $\cos \eta = 1$.

A refletância atmosférica – $\rho_{atm,b}$ foi obtida através por (Allen et al., 2007):

$$\rho_{atm,b} = C_b (1 - \tau_{inc,b}) \quad (3.9)$$

O cômputo do albedo da superfície – α , foi obtido através da combinação linear das refletâncias monocromáticas de cada banda:

$$\alpha = \sum_{b=1}^i (\rho_{s,b} \cdot \omega_b) \quad (3.10)$$

em que: ω_b é o coeficiente peso que considera a fração de toda a energia solar potencial a superfície sobre uma faixa representada pela banda específica (Tabela 3.2).

Na etapa subsequente, foram obtidos os índices de vegetação usados para estimar a rugosidade aerodinâmica e as emissividades. Primeiramente, obteve-se o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – IVDN (Rouse et al., 1974) através da razão entre a diferença das refletividades planetárias (no topo da atmosfera) do infravermelho próximo – ρ_{IV} e do vermelho – ρ_V e a soma das mesmas:

$$IVDN = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.11)$$

O IVDN é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde e sua magnitude reflete o nível de atividade fotossintética da vegetação. Seus valores variam de -1 a $+1$, sendo que para superfícies vegetadas varia entre 0 e 1 , enquanto que para corpos d'água e nuvens o IVDN geralmente é inferior a zero. Para o Índice de Vegetação Ajustado os Efeitos do Solo – IVAS, que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, foi utilizado a seguinte expressão (Huete, 1988):

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (3.12)$$

em que: L é um fator de ajuste do índice que depende do tipo de solo e cujo valor mais frequente na literatura é $0,5$, que representa vegetação com densidade moderada. Neste estudo foi utilizado $L = 0,1$, conforme estudos de Bezerra et al. (2008) e Silva et al. (2008).

Por sua vez, o Índice de Área Foliar – IAF, definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área ocupada por essa vegetação, representa um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, sendo computado pela seguinte equação empírica (Allen et al., 2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.13)$$

Para a obtenção da temperatura da superfície foi utilizada a equação de Planck resolvida para a temperatura, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal – ϵ_{NB} . Para a obtenção da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da radiação de banda larga – ϵ_0 . Segundo Allen et al. (2002), as emissividades podem ser obtidas, para $IVDN > 0$ e $IAF < 3$ por:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF \text{ e } \epsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (3.14)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$ assume-se $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$; porém, para corpos de água ($IVDN < 0$) considera-se que $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$.

Na obtenção da temperatura da superfície – T_s (K) utilizou-se a seguinte equação:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_6} + 1\right)} \quad (3.15)$$

em que: K_1 e K_2 são constantes de calibração da banda termal, respectivamente iguais a $607,76 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ e $1260,56 \text{ K}$ (Markham e Barker, 1986), e L_6 é a radiância da banda termal.

A radiação de onda longa emitida pela superfície – $R_{L\uparrow}$ (W m^{-2}) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.16)$$

em que: σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Sequencialmente foi obtida a radiação solar incidente – $R_{S\downarrow}$ (W m^{-2}), que representa o fluxo de radiação solar direta mais a difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro é dada por (Bastiaanssen, 2000; Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006):

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos \theta \cdot \tau_{sw} \quad (3.17)$$

em que: S é a constante solar (1367 W m^{-2}) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar, dada por (ASCE-EWRI, 2005):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp\left[\frac{-0,00146P}{k_t} - 0,075\left(\frac{W}{\cos Z}\right)^{0,4}\right] \quad (3.18)$$

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície – $R_{L\downarrow}$ (W m^{-2}) também foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_{atm} \cdot \sigma \cdot T_{ar}^4 \quad (3.19)$$

em que: ϵ_{atm} é a emissividade atmosférica obtida por: $\epsilon_{atm} = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (Allen et al., 2002) e T_{ar} é a temperatura do ar (K).

Por fim, foi obtido o saldo de radiação à superfície – R_n (W m^{-2}), dado pela equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = (1 - \alpha) R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (3.20)$$

em que: $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_0 é a emissividade de cada pixel.

3.4.2 - Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo – G ($W\ m^{-2}$) foi obtido por meio de modelo proposto por Bastiaanssen (2000), segundo equação:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98IVND^4) \right] R_n \quad (3.21)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície e $IVDN$ é o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel. Para efeito de cálculo do fluxo de calor no solo para corpos de água ($NDVI < 0$), assumiu-se $G = 0,3R_n$ (Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008).

3.4.3 - Fluxo de calor sensível – H

Na Figura 3.5 está representado o fluxograma das etapas computacionais do processo iterativo para a obtenção do fluxo de calor sensível – H , descrito nesta seção. O fluxo de calor sensível – H ($W\ m^{-2}$) foi estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença de temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície segundo a equação:

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_{s_{datum}})}{r_{ah}} \quad (3.22)$$

em que: ρ é a densidade do ar ($kg\ m^{-3}$), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura, T_s é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível ($s\ m^{-1}$).

Inicialmente foram reunidas informações sobre a velocidade do vento – u ($m\ s^{-1}$) e a altura média da vegetação – h (m) na estação meteorológica. Considerou-se um raio igual à metade da resolução espacial do satélite, no caso 15 m e a altura de obtenção de u , que é de 10,0 m. Dessa forma, obteve-se o coeficiente de rugosidade z_{0m} na estação

meteorológica em função da altura média da vegetação, segundo equação de Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (3.23)$$

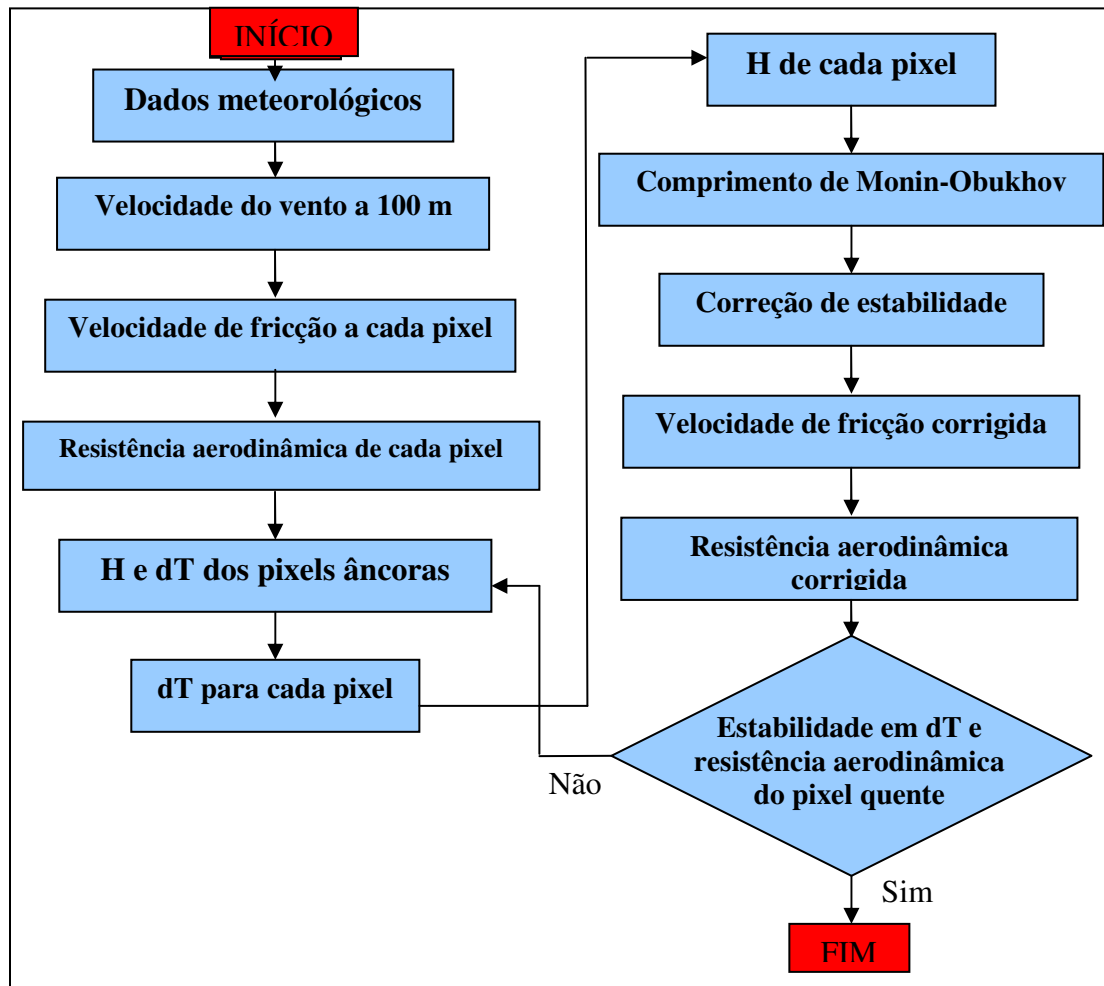


Figura 3.5 - Fluxograma das etapas computacionais do processo iterativo para a obtenção do fluxo de calor sensível – H

A velocidade de fricção u^* (m s^{-1}) foi computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u^* = \frac{ku_x}{\ln(z_x/z_{0m})} \quad (3.24)$$

em que: k é constante de von Karman (0,41), u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x (10,0 m) e z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m).

Tabela 3.4 - Valores da velocidade do vento aos níveis de 10 e 100 metros

Data	29/agos	14/set	01/nov
U_{10} (m s ⁻¹)	1,7	3,5	2,4
u_{100} (m s ⁻¹)	2,3	4,8	3,3

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, estimou-se a velocidade do vento ao nível de 100 m – u_{100} (m s⁻¹), denominado de “blending height”, onde foi assumido que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, ou seja:

$$u_{100} = u^* \frac{\ln(100/z_{0m})}{k} \quad (3.25)$$

Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada, foi obtida a velocidade de fricção u^* (m s⁻¹) para cada pixel através da equação:

$$u^* = \frac{ku_{100}}{\ln(100/z_{0m})} \quad (3.26)$$

em que: z_{0m} (m) foi obtido para cada pixel em função do IVAS, através da seguinte expressão proposta por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62.IVAS) \quad (3.27)$$

De posse dos valores de u^* , pixel a pixel, foi estimada a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m⁻¹) admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln(z_2/z_1)}{u^* \cdot k} \quad (3.28)$$

em que: z_1 e z_2 são as alturas acima da superfície (0,1 m e 2,0 m, respectivamente).

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície dT (°C) para cada pixel foi computada através da relação linear entre ΔT e T_s :

$$\Delta T = a + bT_s \quad (3.29)$$

em que: a e b são coeficientes da relação linear e são obtidos nesse processo através das componentes do balanço de energia nos pixels “âncoras”, denominados “pixel frio” e “pixel quente”, e suas temperaturas T_s (°C).

O pixel frio foi escolhido em um ponto sobre o açude de São Gonçalo, em que foi assumido ser o fluxo de calor sensível $H_{\text{frio}} = 0$. Logo, $\Delta T = 0$. Deste modo, tem-se:

$$\Delta T = a + bT_{s_{\text{frio}}} \quad (3.30)$$

em que $T_{s_{\text{frio}}}$ é a temperatura do “pixel frio”.

Por sua vez, o pixel quente foi escolhido numa área com grande exposição do solo, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ($LE_{\text{quente}} = 0$) e o fluxo de calor sensível é dado por $H_{\text{quente}} = (Rn - G)$. Portanto:

$$\Delta T = \frac{(Rn - G)r_a}{\rho c_p} = a + bT_s \quad (3.31)$$

em que Rn , G , r_a e T_s são relativos ao pixel quente de cada imagem. Dessa forma, tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilitou o cálculo dos coeficientes da relação linear (Equação 3.29).

Com a expressão do ΔT e o mapa da resistência r_a , pode-se obter um mapa inicial de H . Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, em que nas etapas seguintes são consideradas, efetivamente, as condições de estabilidade de cada pixel. Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov – L (m) foi utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera, sendo computado pela seguinte expressão (Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008; Allen et al., 2007):

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (3.32)$$

em que: ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar à pressão constante, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens (m s^{-1}), T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}), pixel a pixel, obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra. Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum – ψ_m e de calor – ψ_h deverão ser considerados. Para isto, utiliza-se das formulações: se $L < 0$, a atmosfera é considerada

instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável; e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (Ψ_m) e de calor (Ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utilizam-se das formulações (Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008; Allen et al. 2007):

Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5 \pi \quad (3.33)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (3.34)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (3.35)$$

em que:

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (3.36)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (3.37)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (3.38)$$

Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (3.39)$$

$$\Psi_{m(2\text{ m})} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (3.40)$$

$$\Psi_{m(0,1\text{ m})} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (3.41)$$

Se $L = 0$ (condição de neutralidade): $\Psi_m = 0$ e $\Psi_h = 0$.

O valor corrigido para a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) foi obtido por:

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln \left(\frac{100}{z_{0\text{ m}}} \right) - \Psi_{m(100\text{ m})}} \quad (3.42)$$

onde u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (m s^{-1}), k é a constante de von Karman (0,41), $z_{0\text{ m}}$ é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\Psi_{m(100\text{ m})}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m. De posse dos valores de u_* corrigidos, são obtidos os valores corrigidos da resistência aerodinâmica ao transporte de calor – r_{ah} (sm^{-1}) qual seja:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (3.43)$$

onde $z_2 = 2,0$ m, $z_1 = 0,1$ m, e $\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Depois de obtidos os valores dessas variáveis, retornou-se ao cômputo da função da diferença de temperatura dT , repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obteve estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura – dT e da resistência aerodinâmica – r_{ah} em cada pixel da imagem. Para tanto, foram necessárias em torno de 8 iterações para cada cena estudada.

3.4.4 – Fluxo de calor Latente - LE

O fluxo de calor latente LE ($W\ m^{-2}$) foi obtido como resíduo do balanço de energia (Bastiaanssen et al., 1998 a; Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008):

$$LE = R_n - G - H \quad (3.44)$$

onde os fluxos foram obtidos no instante da passagem do satélite sobre a área de estudo.

3.4.5 – Fração evaporativa

Uma vez determinado o LE instantâneo em cada pixel de cada imagem, obteve-se a fração evaporativa instantânea - FE:

$$FE = \frac{LE}{R_n - G} \quad (3.45)$$

3.4.6 – Evapotranspiração diária

A evapotranspiração diária - ETr (mm) foi obtida ao se considerar que a FE instantânea é igual a FE_{24h} (Bastiaanssen et al., 1998b; Silva e Bezerra, 2006; Teixeira et al., 2009):

$$FE = \frac{LE_{24h}}{Rn_{24h}} \quad (3.46)$$

em que o saldo de radiação diário - Rn_{24h} ($W\ m^{-2}$) foi obtido mediante modelo calibrado para condições verificadas no Semiárido brasileiro por Teixeira et al. (2009):

$$Rn_{24h} = R_s (1 - \alpha) - 143 \tau_{24h} \quad (3.47)$$

em que R_s ($W\ m^{-2}$) é a radiação solar diária medida em estação meteorológica interior à área de estudo e τ_{24h} é a transmitância atmosférica média diária. Logo, a ETr (mm) foi obtida mediante equação:

$$ETr = \frac{FE \times 86400 \times Rn_{24h}}{2450000} \quad (3.48)$$

em que os valores 86.400 e 2.450.000 correspondem à transformação do LE em mm dia⁻¹.

O INMET forneceu dados horários de temperaturas máxima e mínima (°C), pressão atmosférica máxima e mínima (hPa), umidade relativa do ar (%), velocidade do vento (m/s) e radiação global (kJ/m²), de sua Estação Automática localizada em São Gonçalo de todo o ano de 2008. Esses dados foram empregados no cômputo da evapotranspiração de referência (mm) segundo o método de FAO 56 - Penman-Monteith (Allen et al., 1998):

$$ETr = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (Rn - G) + \gamma \frac{Cn}{T} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + Cd \cdot u_2)} \quad (3.49)$$

em que Rn e G são dados em MJ m⁻² h⁻¹, T é a temperatura média horária do ar, u_2 é a média da velocidade do vento ao nível de 2 m (m s⁻¹), e_s e e_a são, respectivamente, a pressão de saturação e a pressão parcial do vapor d'água (kPa), Δ é a inclinação da curva de pressão de vapor, γ é o parâmetro psicrométrico, ambos em kPa °C⁻¹, Cn tem o valor de 66 e Cd , o valor de 0,25. Para a obtenção de ETr diária (mm dia⁻¹), os fluxos Rn e G são utilizados em MJ m⁻² dia⁻¹ e os valores de Cn e Cd são 1600 e 0,38, respectivamente.

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – Mapas temáticos do albedo

Nas Figuras 4.1 a 4.3 estão representados os mapas temáticos do albedo obtido segundo os métodos Allen, Metric e Idaho, em todas as cenas selecionadas para o estudo, relativos aos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008. As áreas em branco representam áreas do espelho d'água do Açude de São Gonçalo, com albedo menor que 5%. Os maiores valores (superiores a 25%) estão representados pela cor preta e correspondem a solo exposto e áreas com presença de nuvens. Como pode ser observado no mapa temático do albedo do dia 29 de agosto de 2008, o Metric é o que proporcionou os menores valores dentre os três métodos empregados e fica evidenciado que nessa data o albedo Metric é o que apresentou a menor ocorrência de valores na classe representada pela cor preta. Nos mapas dos albedos Allen e Idaho há predominância de valores entre 0,15 e 0,20, representados pela cor verde escuro. Para o método Metric prevaleceram valores de albedo na classe 0,10 a 0,15, representada na cor marrom, compreendendo algumas áreas irrigadas e, principalmente, a vegetação nativa; em seguida vem a classe verde escuro, que abrange grande parte das áreas irrigadas (principalmente coqueiros e bananeiras). Esses valores estão de acordo com os encontrados por Silva et al. (2005a) e Silva et al. (2008), em áreas irrigadas do projeto Nilo Coelho em Petrolina – PE e áreas de Quixeré – CE, respectivamente. A Figura 4.2 representa a espacialização do albedo do dia 14 de setembro de 2008 e percebe-se claramente que os padrões do albedo são semelhantes aos do dia 29 de agosto, exceto pelo fato de que no mapa de setembro há grande presença de nuvens na porção nordeste do mapa, com correspondente diminuição do albedo nas áreas sombreadas por essas nuvens, o que evidencia a ocorrência de pixels com valores de albedo muito baixos, ou seja, inferiores a 5%. É oportuno registrar que nas Figuras 4.1 e 4.2, nas áreas circuladas com azul (sombra das nuvens), há efetiva diminuição na intensidade da radiação solar global; portanto, a radiação solar refletida por tais áreas será

menor do que ocorreria na ausência das nuvens. Como é bem mais complexo determinar a radiação solar global incidente no pixel sombreado e a técnica empregada pressupõe ausência de nuvens, conclui-se que nos pixels sombreados há subestimativa do albedo.

Na Figura 4.3, representativa do dia 01 de novembro, há uma presença muito maior de pixels com albedo superior a 25% para os métodos Allen e Idaho; essa particularidade não se observa com o método Metric, que mais proporciona os menores valores de albedo dentre os métodos utilizados, resultados também observados por Silva et al. (2008) e Silva et al. (2009). Nas áreas irrigadas, não bem definidas nas Figuras 4.1 a 4.3, predominam valores de albedo na classe de 0,15 a 0,20, representada pela cor verde escuro. Bezerra (2006) observou em duas imagens TM - Landsat 5, de dezembro de 2000 e outubro de 2001, para o lago de Sobradinho na Bahia, trechos a montante do Rio São Francisco e demais açudes da zona de estudo, valores de albedo que variaram de 7% a 14%, com uma média de 11%. Para algumas áreas irrigadas com frutíferas e vegetação nativa típica do bioma Caatinga, foram observados valores ligeiramente superiores aos obtidos neste estudo. As duas imagens utilizadas apresentaram, ainda, para solos desprovidos de cobertura, albedos superiores a 28%.

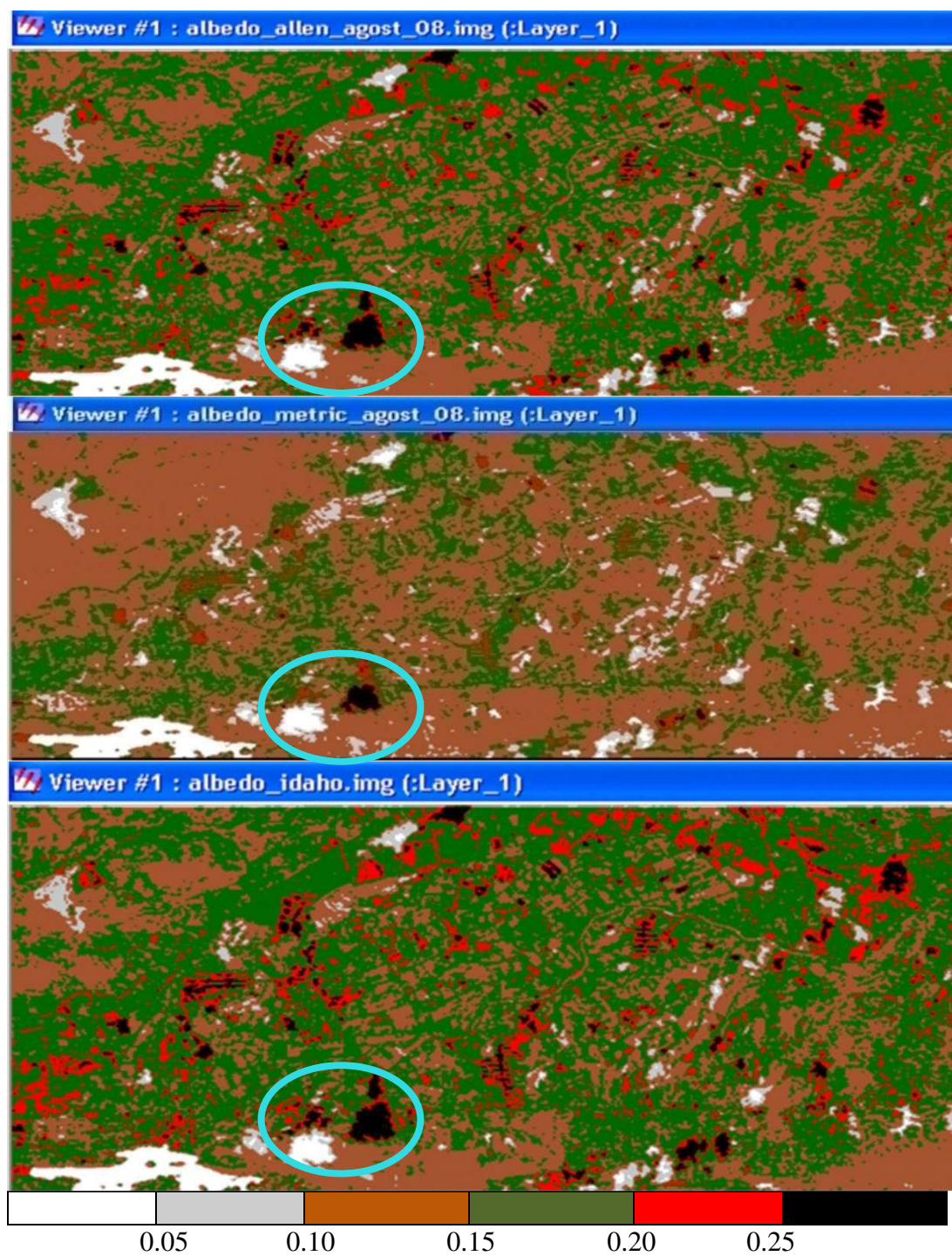


Figura 4.1 – Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 29 de agosto de 2008

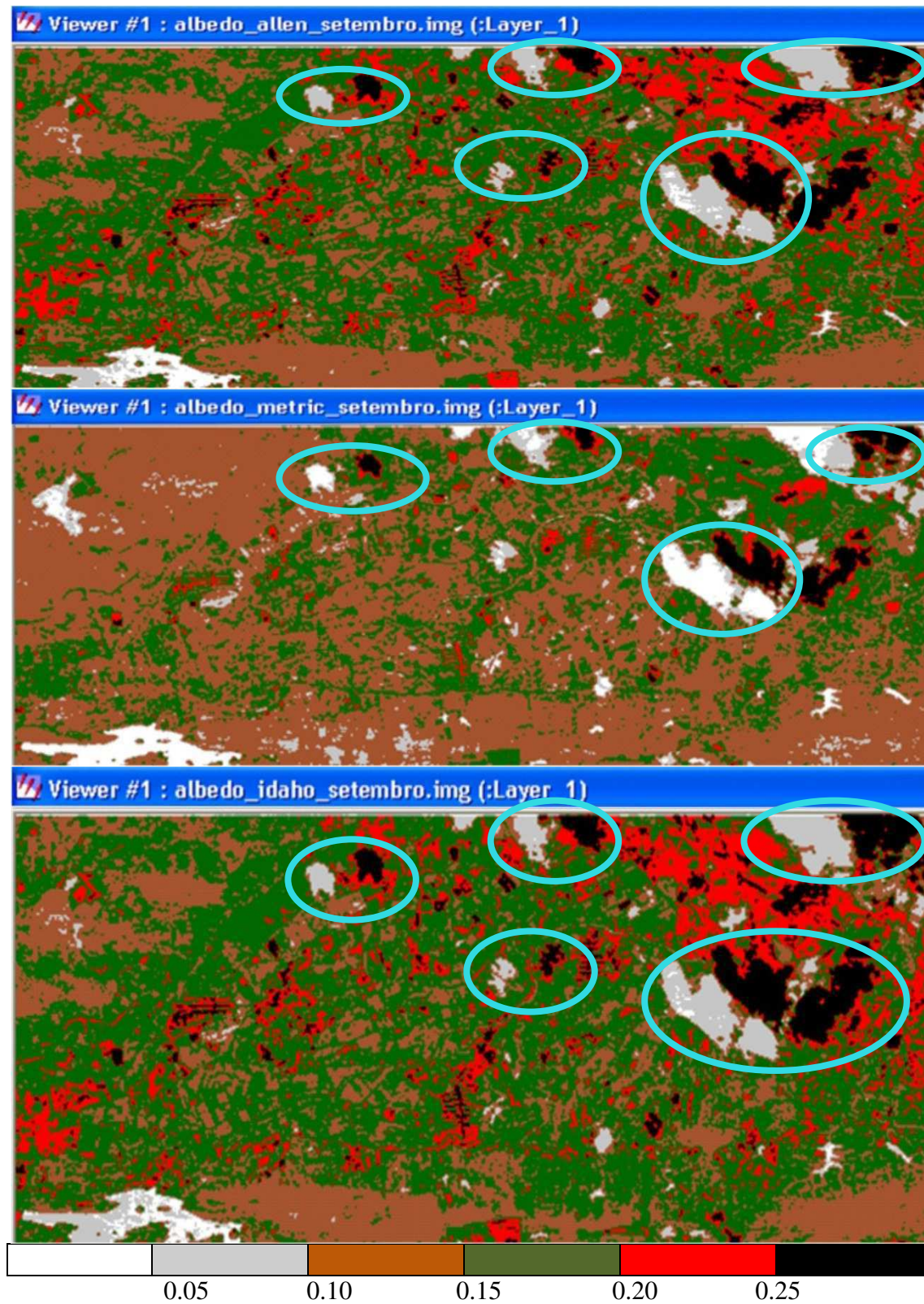


Figura 4.2 - Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 14 de setembro de 2008

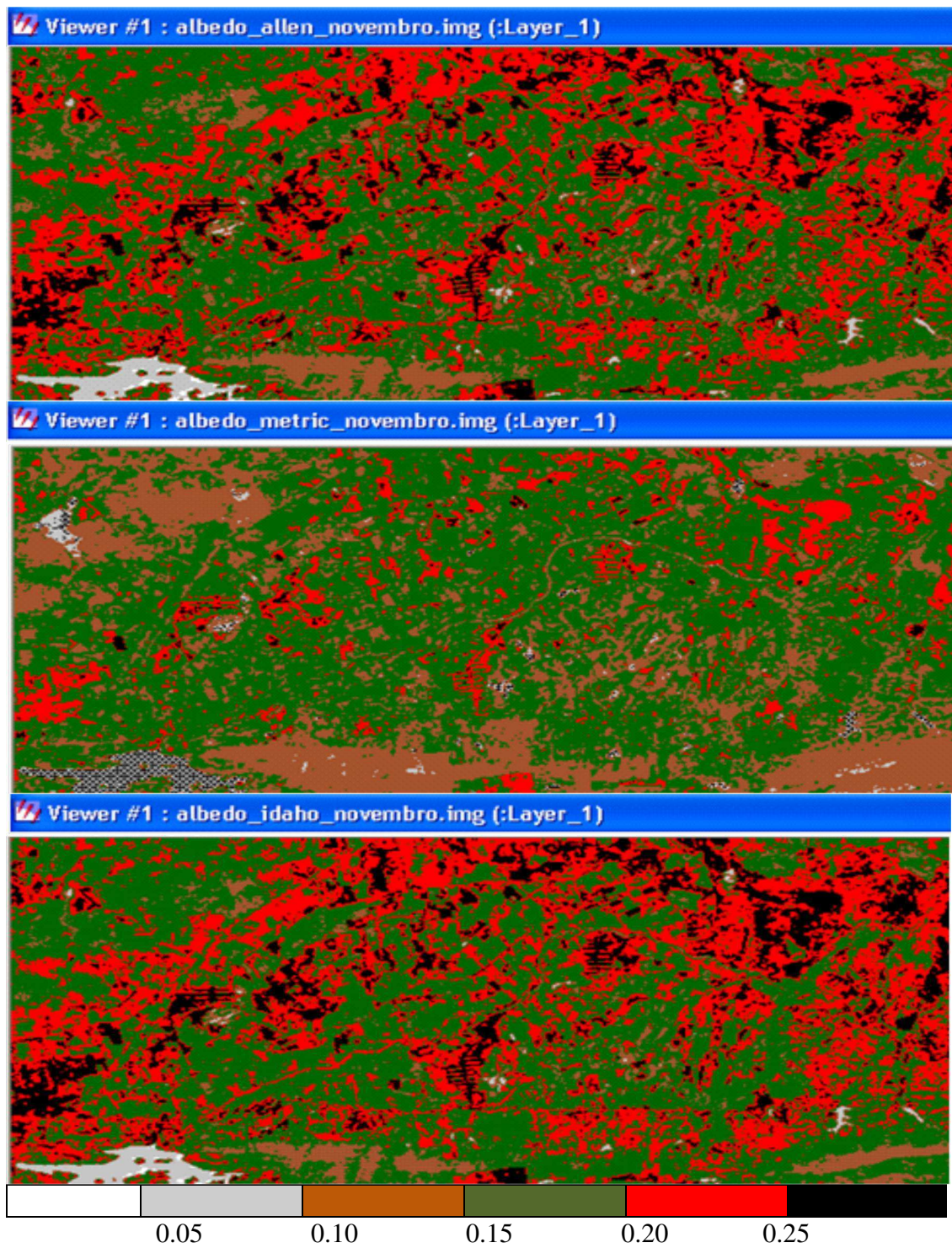


Figura 4.3 - Mapas temáticos do albedo Allen, Metric e Idaho em 01de novembro de 2008

Com o propósito de oferecer maior detalhamento do albedo foram elaborados histogramas de frequência com um maior número de classes do que o apresentado nas Figuras 4.1 a 4.3. Nesse sentido, estão representados nas Figuras 4.4 a 4.6 os histogramas do albedo obtido na área de estudo segundo os três métodos e para os três dias contemplados na pesquisa.

Observa-se na Figura 4.4 que nos três dias estudados os três métodos apresentam maior concentração desses valores com média no intervalo de classe de 0,14 a 0,16. A Figura 4.5 mostra que a maior concentração dos valores do albedo obtido pelo método do Allen foi entre 0,14 a 0,16; já com o método do Idaho a maior concentração dos valores de albedo variou de 0,16 a 0,18 e utilizando o método do Metric os valores concentraram-se na classe de 0,14 a 0,16; observa-se claramente a presença de nuvens nesse último dia e por essa razão em todos os histogramas das metodologias empregadas (Allen, Metric e Idaho) aparecem uma concentração do albedo com valores superiores a 25%, que na Figura 4.2 está representada pela cor preta. No mês de novembro a maior concentração dos valores do albedo segundo Allen foi de 0,16 a 0,18; de 0,18 a 0,20 para o método do Idaho e de 0,16 a 0,18 quando da utilização da metodologia Metric, como ilustrado na Figura 4.6.

De um modo geral, a classe de maior frequência é deslocada para a direita, na medida em que passam os meses. Observa-se um aumento acentuado nas classes de maior albedo entre agosto e novembro, mais nítido com os métodos Idaho e Allen. Este padrão resulta da diminuição da umidade do solo na área e está associada à sazonalidade dos elementos climáticos da região de estudo, notadamente da precipitação pluviométrica.

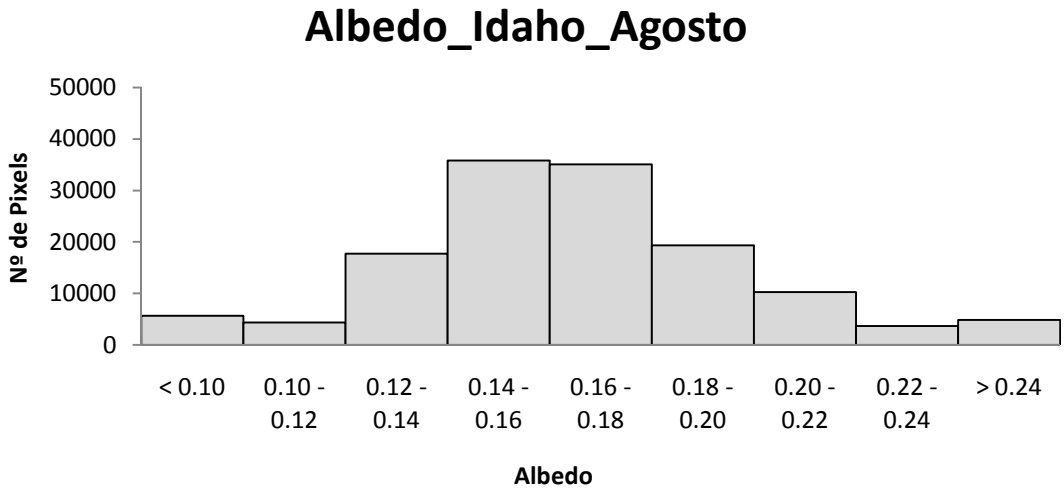
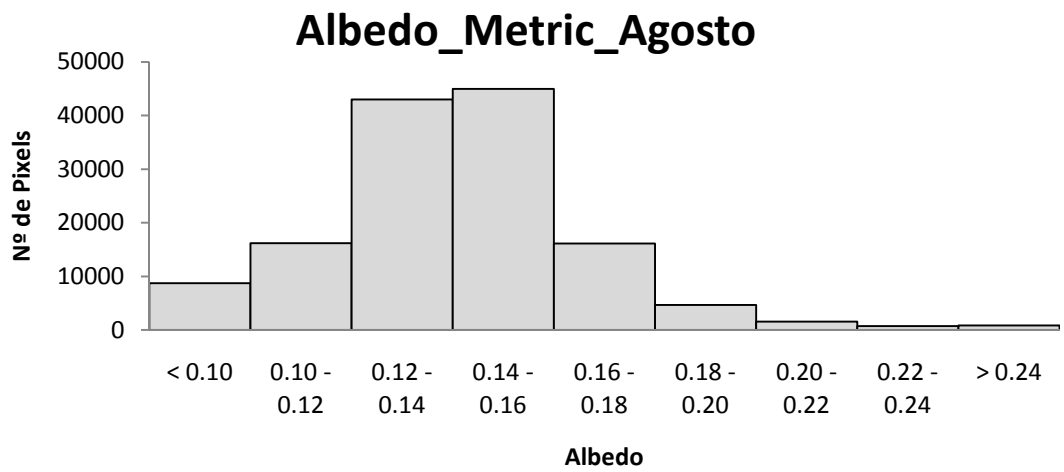
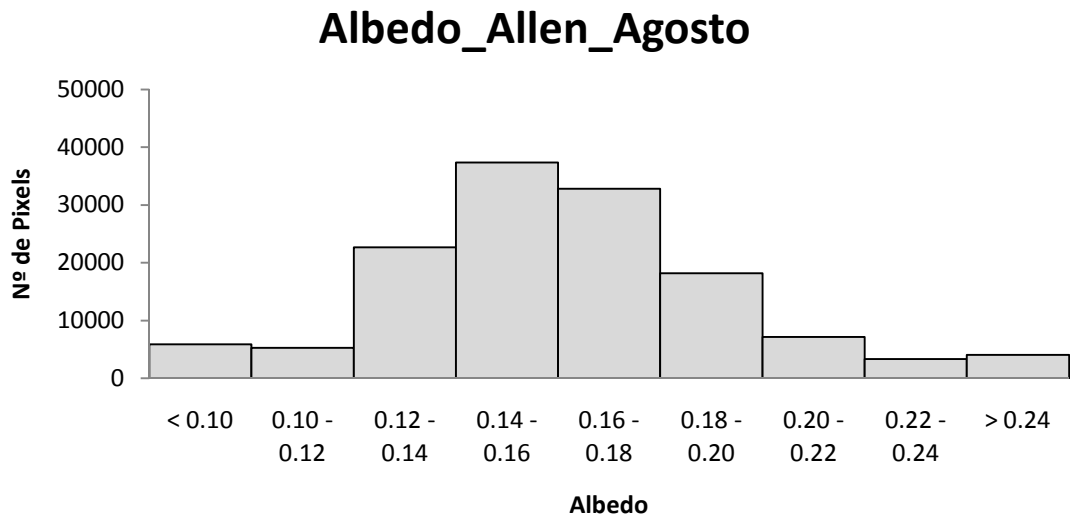
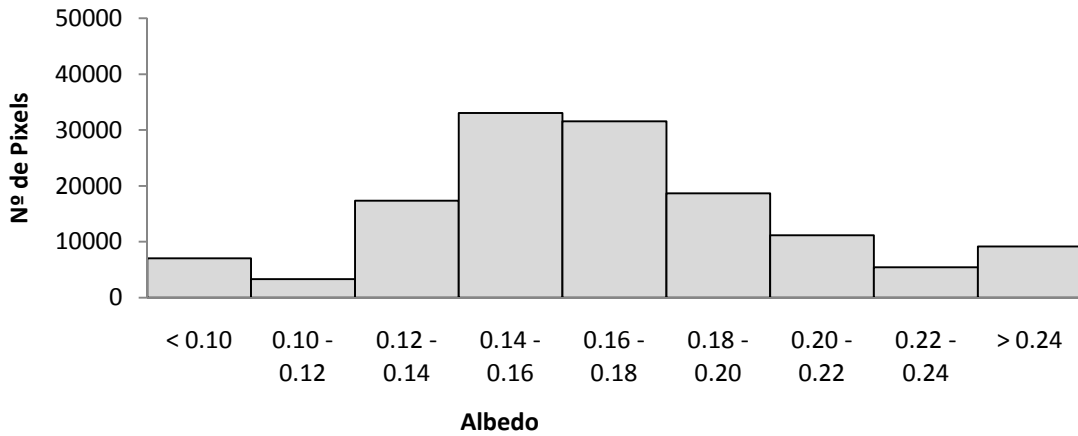
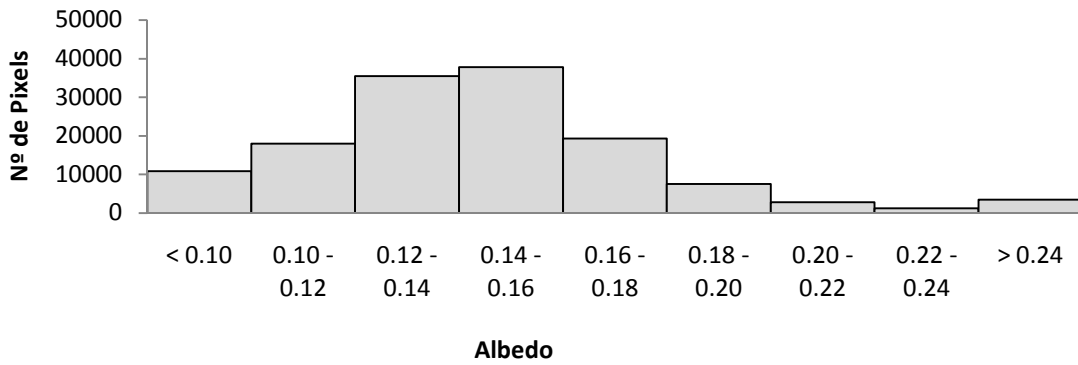


Figura 4.4 - Histogramas de frequência do albedo Allen, Metric e Idaho de 29 de agosto de 2008

Albedo Allen - Setembro



Albedo Metric - Setembro



Albedo_IIdaho_Setembro

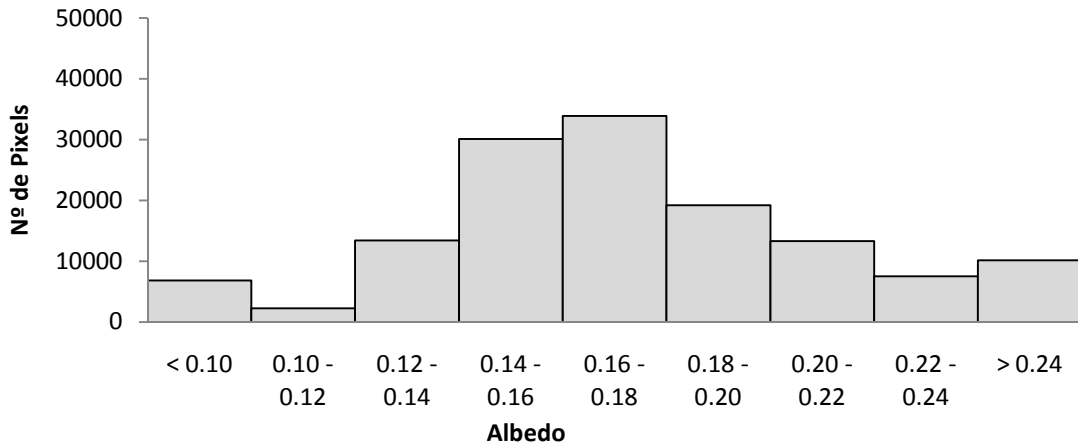
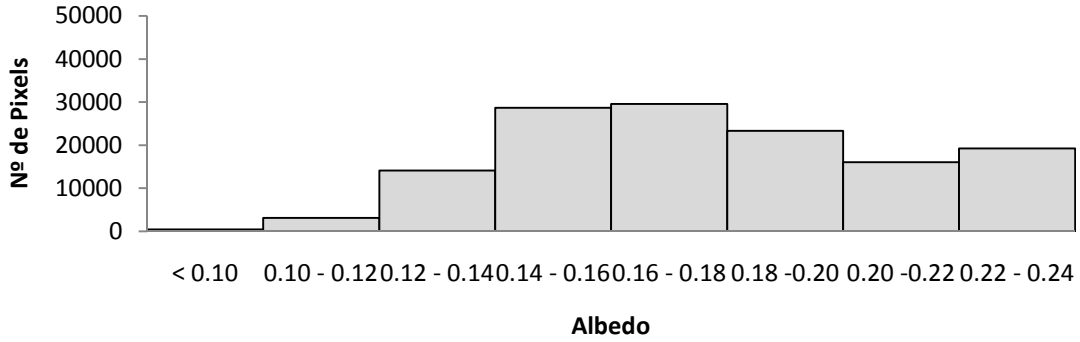
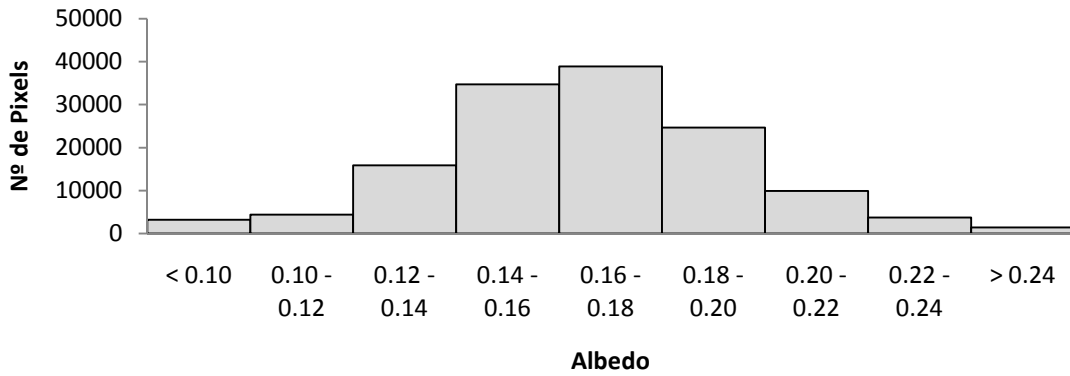


Figura 4.5 - Histogramas de frequência do Albedo Allen, Metric e Idaho de 14 de setembro de 2008

Albedo_Allen_Novembro



Albedo_Metric_Novembro



Albedo_Idaho_Novembro

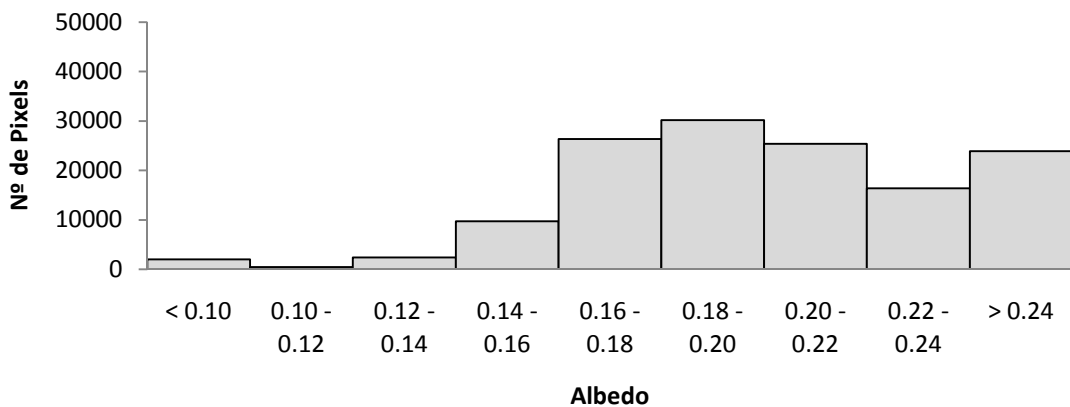


Figura 4.6 - Histogramas de frequência do Albedo Allen, Metric e Idaho de 01 de novembro de 2008

Nas Tabelas 4.1 a 4.3 estão reunidas algumas estatísticas do albedo da cena estudada como um todo. É preciso se avaliar com cautela os valores extremos, vez que são muito susceptíveis a presença de pixels espúrios da cena. Em princípio não há registro de valores de albedo acima de 0,40, salvo em minas de caulim, por exemplo. No entanto, as médias, medianas e modas obtidas permitem se concluir que houve um aumento visível do albedo ao longo dos meses de estudo, o que está em consonância com a evolução das condições climáticas e dinâmica da vegetação local. Em todos os métodos empregados houve aumento no desvio padrão do albedo no mês de setembro, provavelmente associado à grande presença de nuvens na cena de estudo.

Tabela 4.1 – Síntese das estatísticas do albedo Allen para os dias estudados em 2008

DSA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08	0,12	0,21	0,16	0,15	0,16	0,014
14/09	0,12	0,20	0,15	0,15	0,14	0,014
01/11	0,14	0,24	0,18	0,18	0,17	0,019

Tabela 4.2 – Síntese das estatísticas do albedo Idaho para os dias estudados em 2008

DSA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08	0,12	0,22	0,16	0,16	0,16	0,015
14/09	0,12	0,20	0,16	0,16	0,15	0,015
01/11	0,14	0,25	0,18	0,18	0,19	0,020

Tabela 4.3 – Síntese das estatísticas do albedo Metric para os dias estudados em 2008

DSA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08	0,11	0,20	0,15	0,14	0,14	0,010
14/09	0,12	0,18	0,14	0,14	0,14	0,011
01/11	0,13	0,20	0,16	0,16	0,16	0,014

4.2 – Mapas Temáticos do IVDN

Nas cenas estudadas, os valores de IVDN negativos denotam o espelho da água do açude de São Gonçalo e também a presença de corpos d'água na superfície e nuvens, representada na cor azul na Figura 4.7. As cores nos tons de cinza representam as áreas de solo exposto e aglomerados urbanos, onde o IVDN apresentou baixos valores positivos, variando de 0,25 a 0,40. O PISG, representado nas cores verde claro e verde escuro, apresentou valores positivos variando de 0,4 a 0,8 para os três dias estudados. De um modo geral, essas duas cores delimitam com clareza as áreas com cultivos irrigados no PISG e adjacências.

A vegetação verde tem naturalmente maior valor de IVDN, em função da alta absorção da radiação eletromagnética no intervalo de comprimento de onda do vermelho pela clorofila, nas folhas verdes, combinada com alta reflectância na faixa do infravermelho próximo, em virtude da presença da clorofila e turgidez das folhas saudáveis. Lillesand et al. (2007) e Nicácio (2008) encontraram valores de IVDN entre 0,48 e 0,82 para regiões com marcante presença de fruticultura às margens do Rio São Francisco, em Petrolina. Folhes (2007) observou em perímetros irrigados de fruticultura valores de IVDN que oscilaram entre 0,7 e 0,9. Na tabela abaixo é mostrada uma síntese de algumas estatísticas verificadas nas três datas estudadas. A média, mediana e moda apresentaram uma clara diminuição do IVDN ao longo dos meses de estudo, o que está em consonância com os mapas de albedo.

Tabela 4.4 – Síntese das estatísticas do IVDN para os três dias estudados em 2008 e 1987

DSA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08/08	0,35	0,76	0,62	0,62	0,58	0,083
14/09/08	0,28	0,74	0,60	0,61	0,59	0,084
01/11/08	0,31	0,74	0,60	0,60	0,66	0,079
04/08/87	0,78	0,80	0,31	0,27	0,21	0,135

Na Figura 4.9 estão representados os mapas temáticos do IVDN de agosto de 1987 e agosto de 2008. Observa-se claramente que o IVDN de 2008 é superior ao de 1987, particularmente nas áreas irrigadas. Este resultado corrobora com a Figura 4.10, representando a diferença entre o IVDN de 2008 e 1987. Os histogramas de frequência relativos ao IVDN demonstram que em 2008 a classe de valores superiores a 0,45 predomina no ano de 2008, o que evidencia que nas áreas irrigadas houve aumento da cobertura vegetal. Por sua vez, a classe IVDN < 0,20 de 2008 possui maior frequência que

a mesma do ano de 1987, possivelmente associada às características da estação chuvosa local, que normalmente termina em junho.

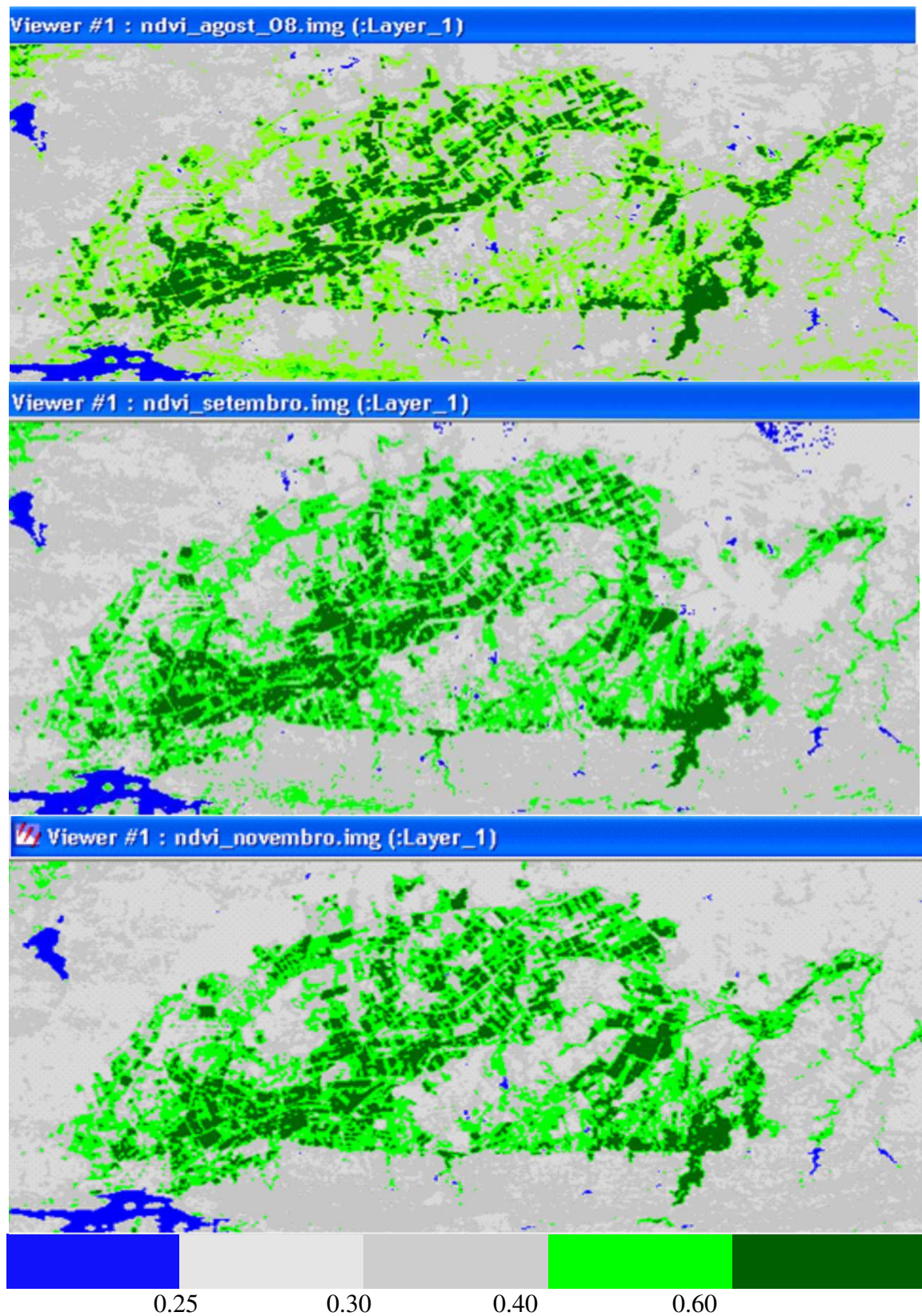
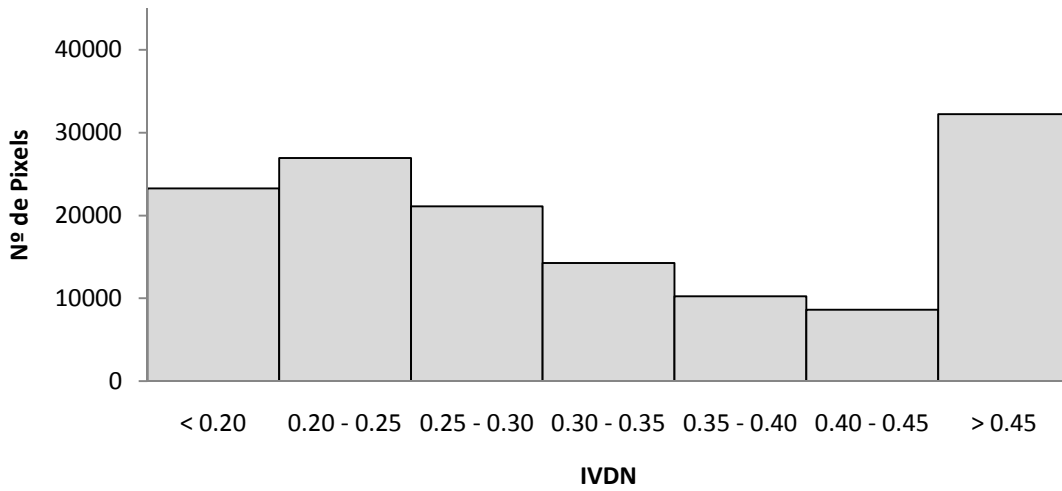
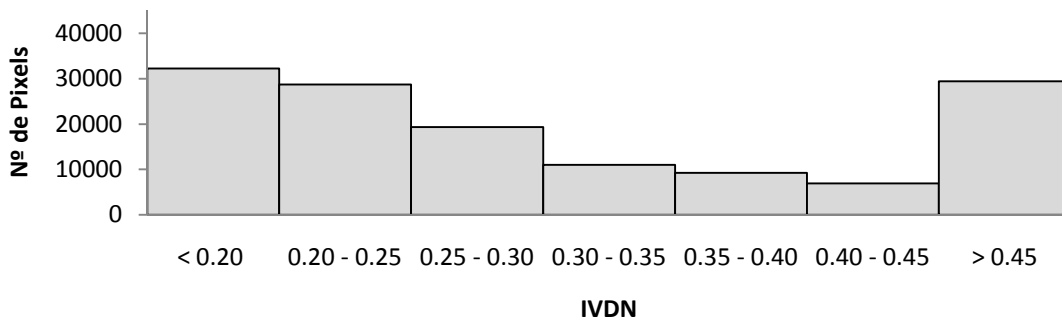


Figura 4.7 - Mapas temáticos do IVDN para os dias estudados em 2008

IVDN_Agosto



IVDN_Setembro



IVDN_Novembro

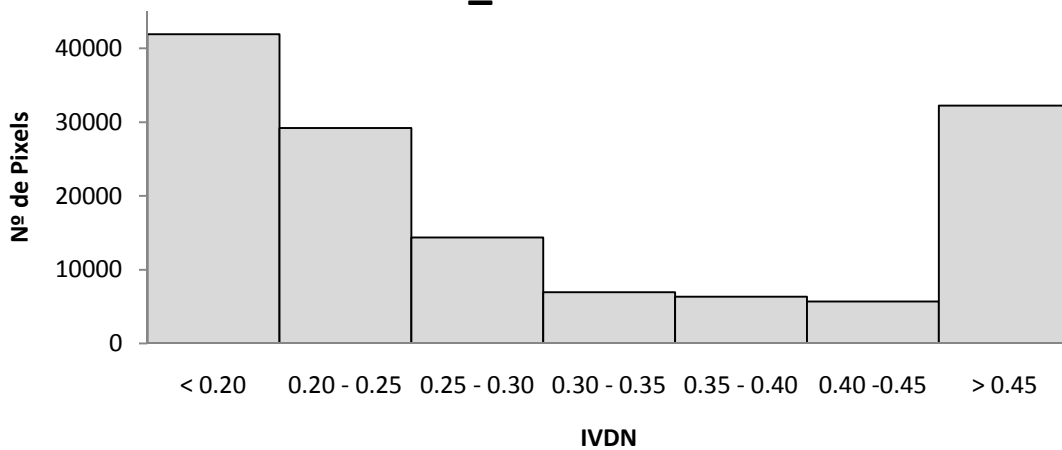


Figura 4.8 - Histogramas de frequência do IVDN para os dias estudados em 2008

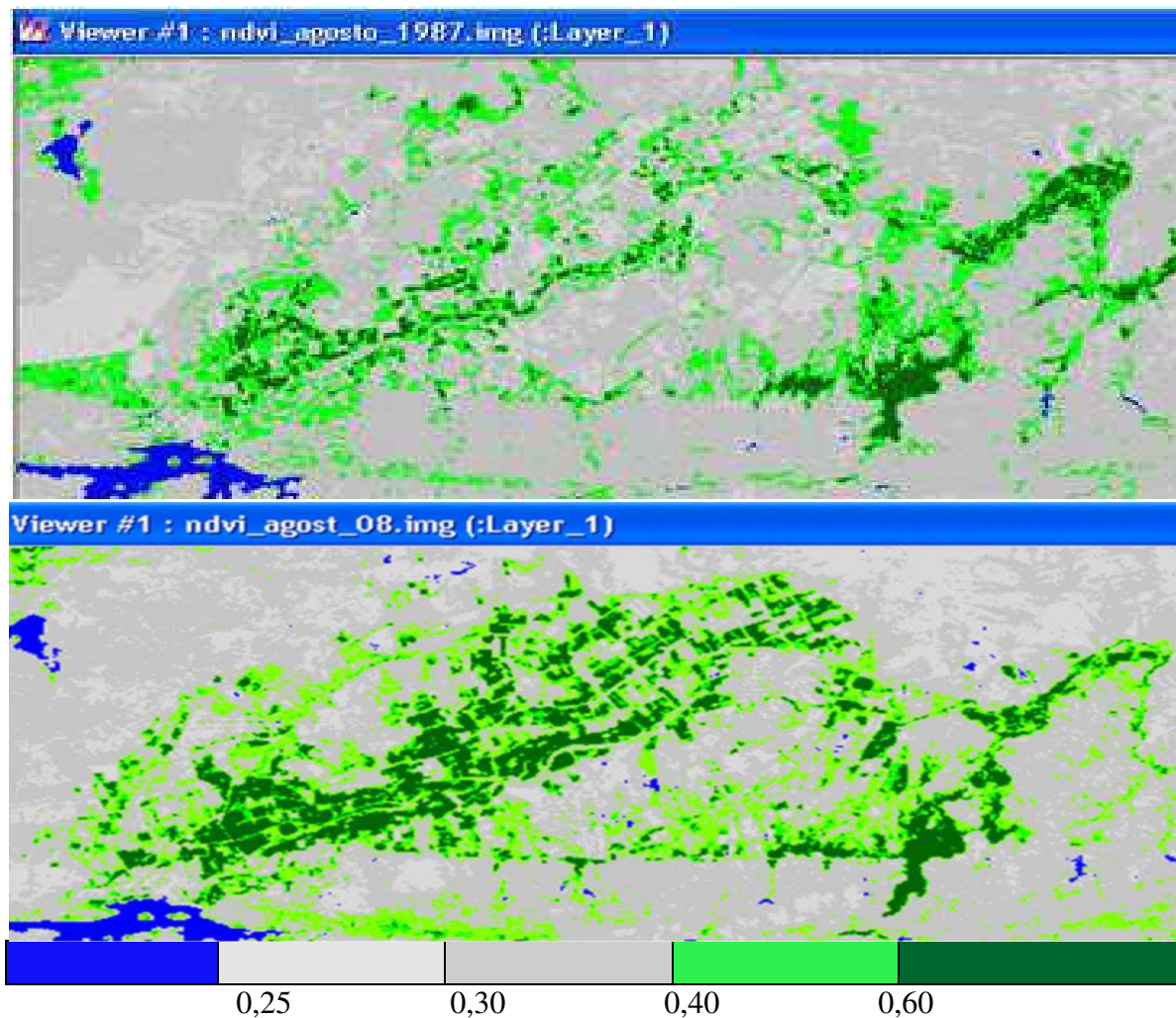


Figura 4.9- Mapas temáticos do IVDN para os dias 04 de agosto de 1987 e 29 de agosto de 2008

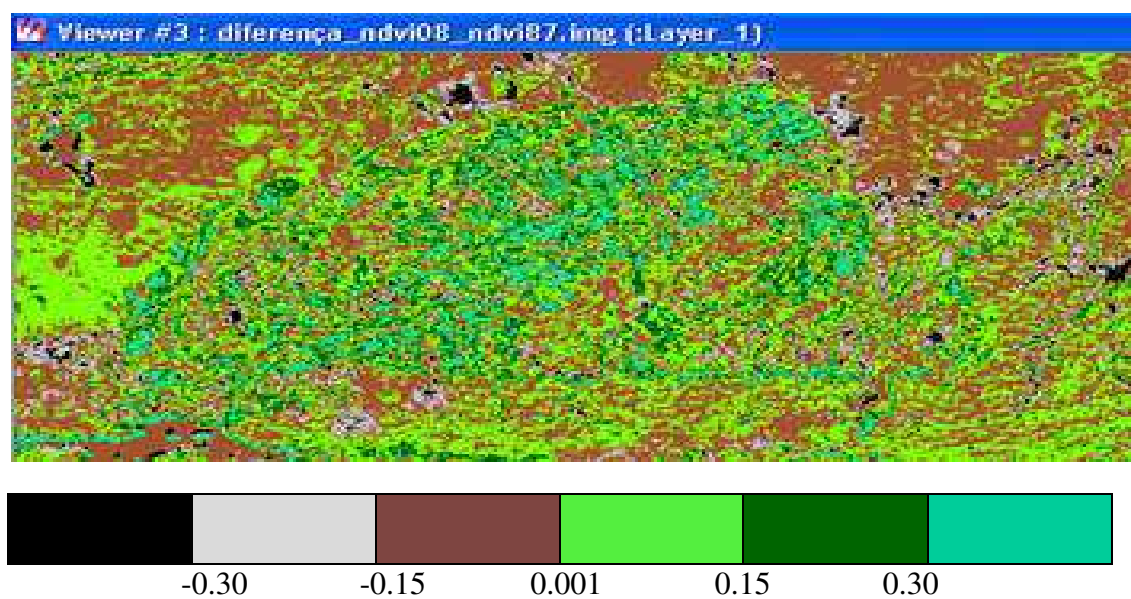
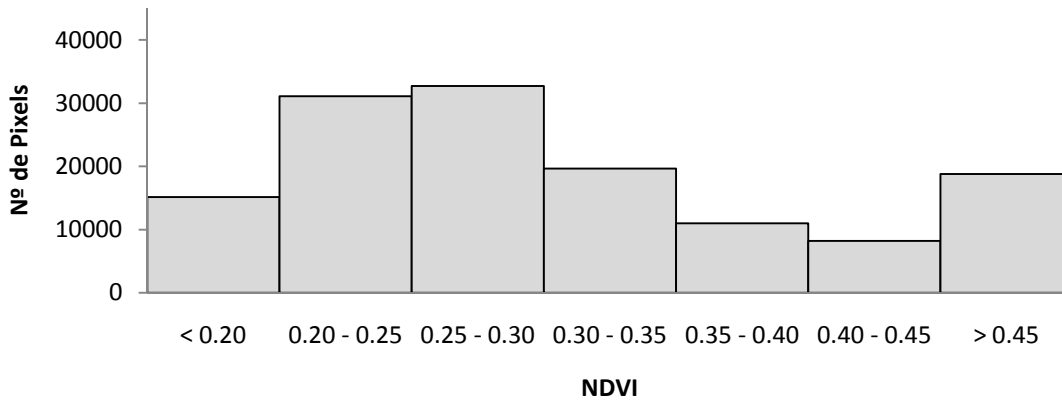


Figura 4.10 – Mapa temático da diferença do IVDN do dia 29 de agosto de 2008 e o dia 04 de agosto de 1987

IVDN_Agosto_1987



IVDN_Agosto_2008

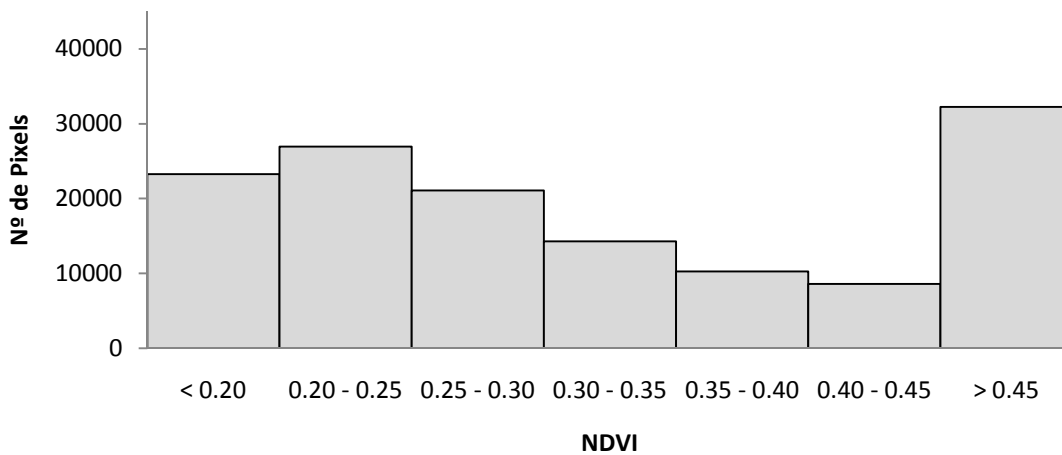


Figura 4.11 – Histogramas de frequência dos IVDN nos dias 04 de agosto de 1987 e 29 de agosto de 2008

Na Figura 4.9 fica nítido que em 1987 no PISG os valores de IVDN predominam no intervalo de 0,40 a 0,60 e em 2008 há uma maior presença de valores superiores a 0,60. Observa-se, portanto, aumento da biomassa entre os dois anos mencionados acima o que caracteriza crescimento das áreas irrigadas do perímetro.

Analisando os histogramas da Figura 4.11 observa-se que em agosto de 1987 a maior concentração dos valores de IVDN está na classe 0,25 a 0,30. Para agosto de 2008, no entanto, a maior concentração desse índice ocorre na classe de valores maiores que 0,45, uma clara indicação do aumento da biomassa na cena de estudo no período 1987 a 2008.

4.3 - Mapas temáticos da temperatura da superfície

Na Figura 4.12 está representada a variabilidade espacial da temperatura da superfície - Ts no Perímetro Irrigado de São Gonçalo. Observa-se que no dia 29 de agosto a temperatura no perímetro irrigado varia predominantemente entre 17°C e 20°C, representada nas cores azul, verde claro e verde escuro. Nas áreas de vegetação nativa, embora apresente valores na classe acima de 26°C, há uma presença marcante de temperaturas entre 23°C e 26°C, provavelmente resultante das reservas hídricas ainda existentes no solo marcadas pela proximidade com o final de estação chuvosa local. O mesmo não acontece nos dias 14 de setembro e 01 de novembro de 2008, quando a temperatura aumenta virtualmente na Caatinga e predominam valores de Ts nas classes de 26°C a 29°C (setembro) e acima de 29°C (novembro), representados nas cores cinza claro e cinza mais escura. A Ts das classes verde claro e verde escuro delimitam claramente as áreas com cultivos irrigados do PISG. A sazonalidade dos elementos climáticos mais uma vez se fazem sentir nas áreas de vegetação nativa, com grande contraste com as áreas irrigadas.

De acordo com os histogramas de frequência representados na Figura 4.13 para os três dias estudados nota-se, nitidamente, que no mês de agosto as temperaturas são mais amenas, concentradas nas classes de 20°C a 26°C (representando cerca de 90% dos pixels da cena); já em setembro, ocorre uma pequena elevação na Ts, que passa a concentrar-se nas classes de 23°C a 29°C (representando cerca de 84% dos pixels da área), enquanto no mês de novembro a Ts sofre um considerável aumento, com 61% dos pixels da área de estudo registrando valores acima de 29°C. Esses padrões evidenciam a sazonalidade da Ts, que mesmo nas áreas irrigadas sofre a influência da radiação solar e outros elementos do tempo e clima, a exemplo da temperatura do ar e umidade relativa.

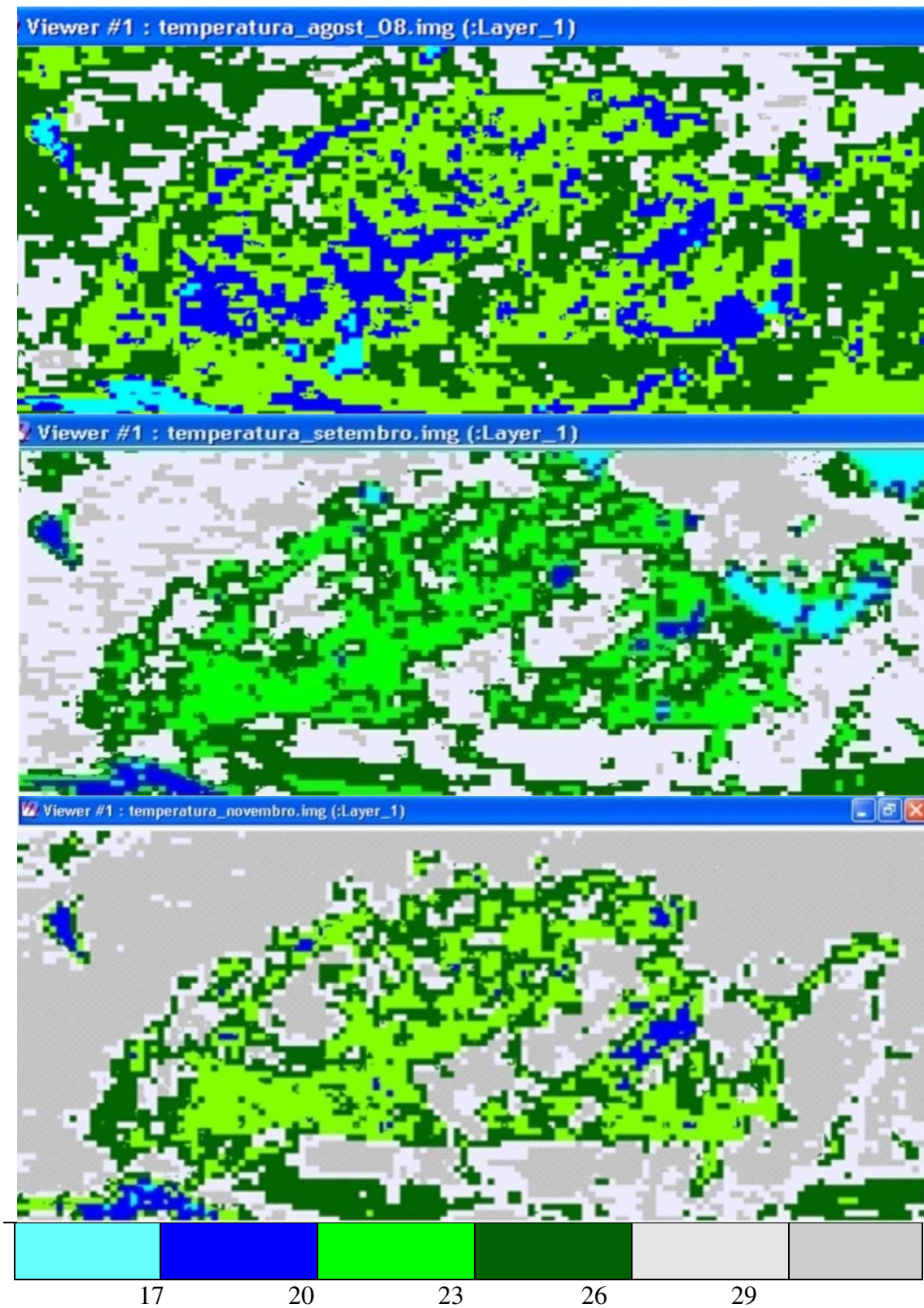
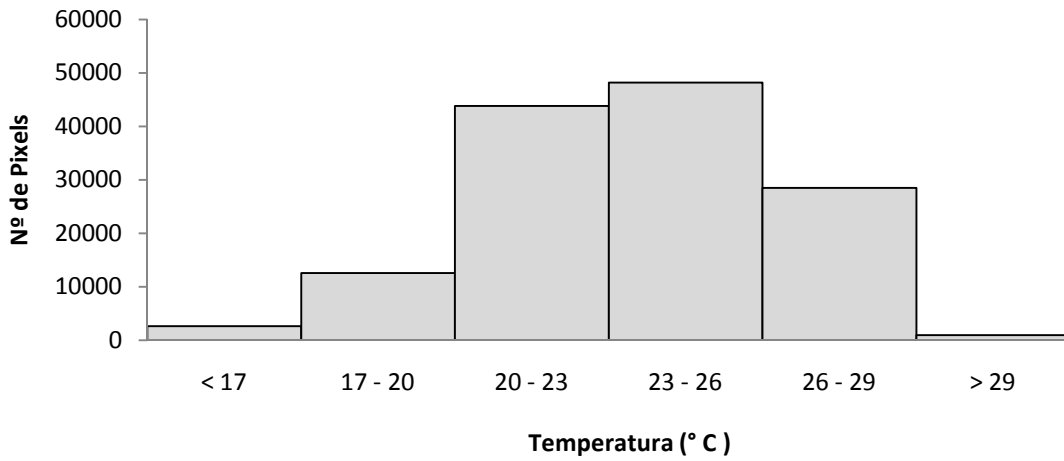
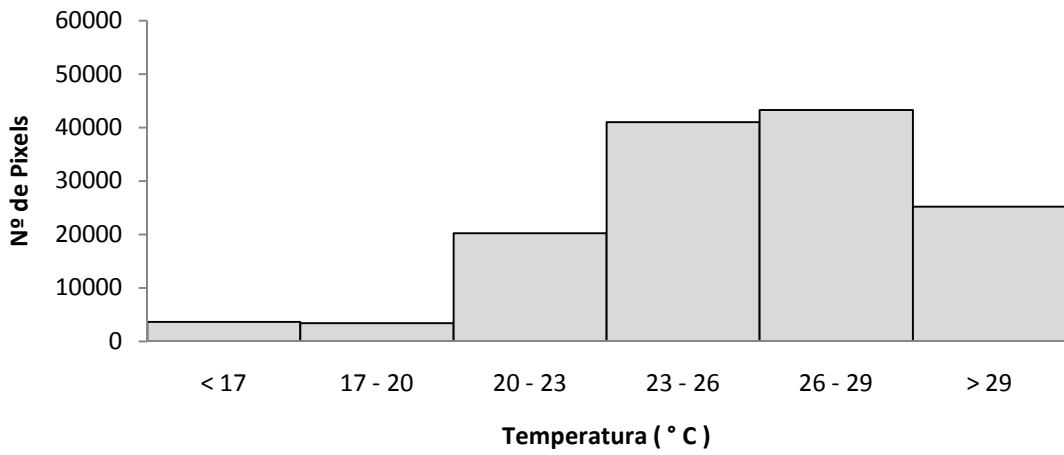


Figura 4.12 – Mapas temáticos da temperatura da superfície (°C) para os dias estudados

Temperatura - Agosto 2008



Temperatura_Setembro



Temperatura_Novembro

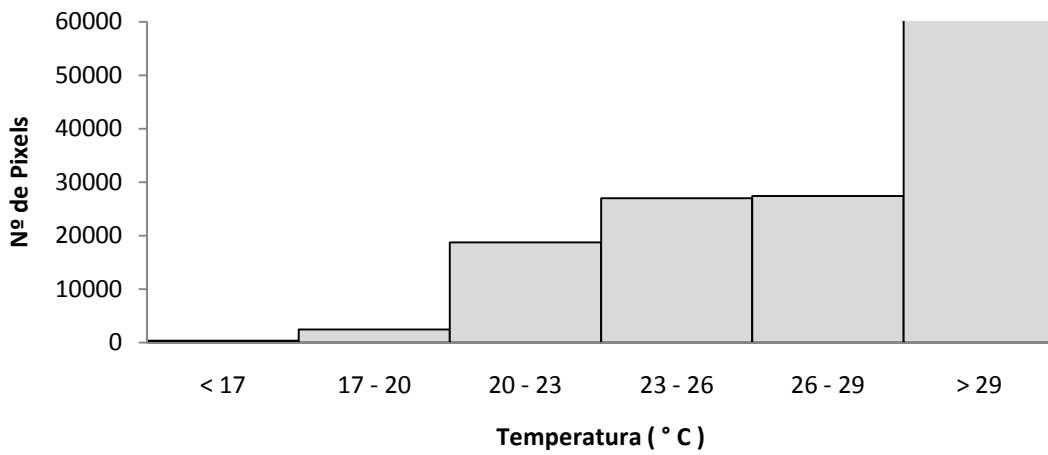


Figura 4.13 - Histogramas da temperatura da superfície (°C) para os dias estudados em 2008

4.4 – Mapas temáticos do saldo de radiação à superfície

Nas Figuras 4.14 a 4.16 estão representados os mapas temáticos do saldo de radiação - R_n da área de estudo. As áreas com tonalidade verde claro representam valores de R_n acima de 650 W m^{-2} , que compreende substancialmente áreas do PISG. Observa-se que esses valores concentram-se na vegetação de maior densidade, correspondendo às principais culturas da área que são coqueiro anão e bananeiras. No espelho d'água do açude os valores de R_n são superiores a 750 W m^{-2} , resultante dos baixos valores do albedo e da T_s da água. Na Figura 4.14 os valores do saldo de radiação nas áreas do PISG, quando utilizado o método do Allen, variam de 550 W m^{-2} a 600 W m^{-2} ; estes valores quando empregado a metodologia do Metric são da ordem de 650 W m^{-2} e com a metodologia Idaho variam de 550 W m^{-2} a 600 W m^{-2} .

Na imagem do dia 14 de setembro, representada na Figura 4.15, as áreas em azul claro e cinza representam valores de R_n inferiores a 500 W m^{-2} , e isto deve-se a presença de nuvens em alguns pixels da cena estudada. As áreas em verde escuro, que representam valores de 650 W m^{-2} , são de solo exposto ou áreas de cultivos com grande exposição do solo, ou preparadas para plantio. Quando utilizado o método de Allen os valores do saldo de radiação no PISG são da ordem de 650 W m^{-2} , enquanto com o Metric R_n varia de 650 W m^{-2} a 700 W m^{-2} ; para o método Idaho os valores de R_n coincidem com o Metric (650 W m^{-2}). Bezerra (2006) e Paiva (2005) encontraram valores próximos para o lago de Sobradinho na Bahia, ou seja, de 585 W m^{-2} para solo exposto e 662 W m^{-2} para corpos d'água e em torno de 600 W m^{-2} para superfícies vegetadas. Destaca-se na Figura 4.15, além de pixels referentes a corpos de água e altos valores de R_n (cor azul escuro), as áreas correspondentes às sombras de nuvens, que apresentam albedo muito baixo e, por conseguinte, alto saldo de radiação. Deve-se reiterar que esses valores contêm um grande erro resultante da inconsistência no cômputo do albedo, já discutido anteriormente.

A Figura 4.16, que representa a imagem do dia 01 de novembro, apresenta nas áreas do PISG grande número de pixels com valores do saldo de radiação na ordem de 650 W m^{-2} quando obtidos pela metodologia de Allen; R_n nas mesmas áreas varia de 650 W m^{-2} a 700 W m^{-2} quando determinados pelo método Metric. As maiores concentração de valores de R_n foram encontradas pela metodologia de Idaho, as quais oscilaram entre 550 W m^{-2} a 650 W m^{-2} . Bastiaanssen et al. (1998) aplicaram o método do SEBAL em estudos realizados na bacia do rio Heihe na China e obtiveram valores do R_n da ordem 650 W m^{-2} em oásis e 400 W m^{-2} em região desértica. Bastiaanssen (2000), em estudo na bacia de

Gediz na Turquia, obteve valores de R_n que variaram entre 300 W m^{-2} e 600 W m^{-2} . Silva et al. (2006) obtiveram valores de R_n em áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho com padrões semelhantes aos obtidos neste estudo, embora nas áreas do rio São Francisco e lago de Sobradinho, tenham obtido valores de albedo superiores dos obtidos neste estudo nos reservatórios de água, o que impactaram diferentemente R_n .

Nas Figuras 4.17 a 4.19 estão representados os histogramas de frequência do saldo de radiação referentes aos diferentes métodos e dias estudados. Em 29 de agosto, representado na Figura 4.17, percebe-se que a classe de maior frequência compreende valores de R_n entre 625 a 650 W m^{-2} para os métodos Allen e Idaho. Já segundo o método Metric a classe predominante foi a de 650 a 675 W m^{-2} , evidenciando que o mesmo proporciona valores de R_n geralmente superiores aos outros dois procedimentos. Em setembro, com o aumento da radiação solar incidente, verifica-se aumento de R_n e a classe predominante passou a ser a 650 a 675 W m^{-2} para os métodos Allen e Idaho, e a de 675 a 700 W m^{-2} para o método Metric. Em novembro observa-se um aumento expressivo no número de pixels associado às classes que reúnem os maiores valores de R_n .

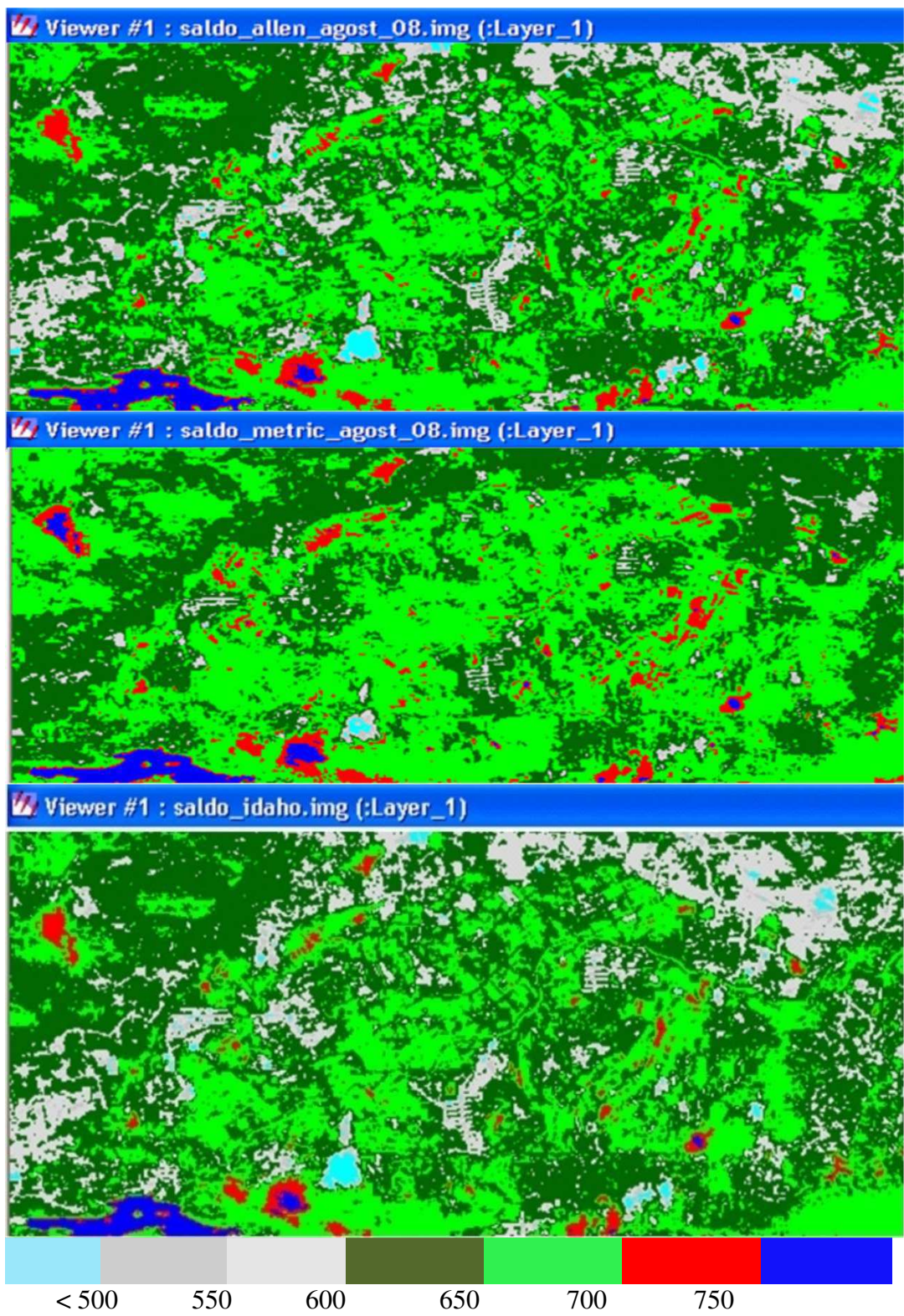


Figura 4.14 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 29 de agosto de 2008

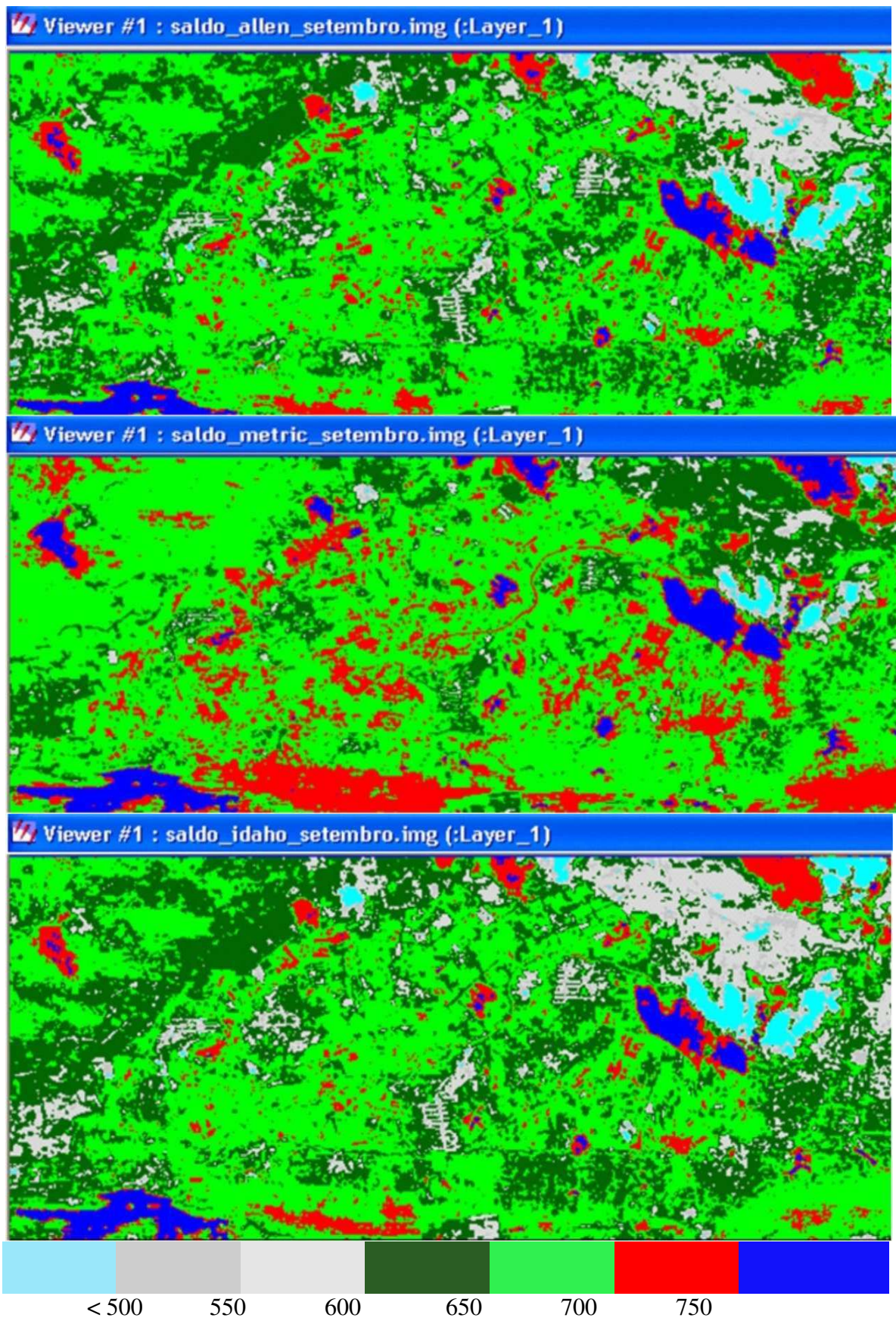


Figura 4.15 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 14 de setembro de 2008

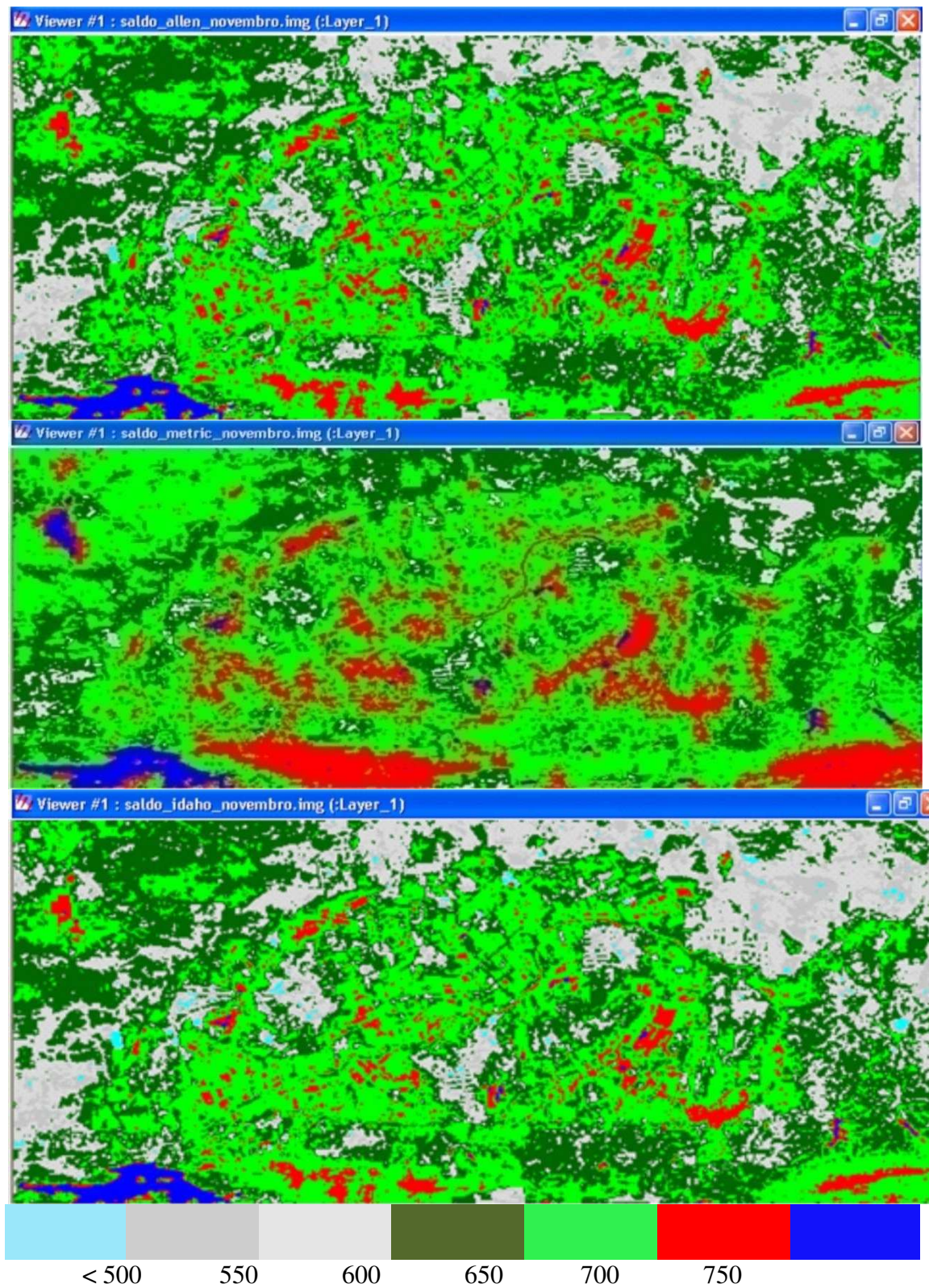
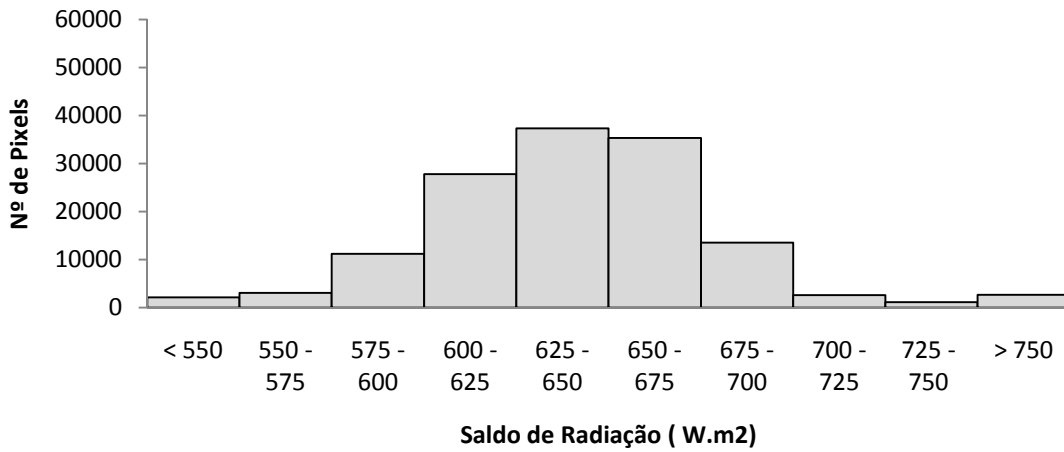
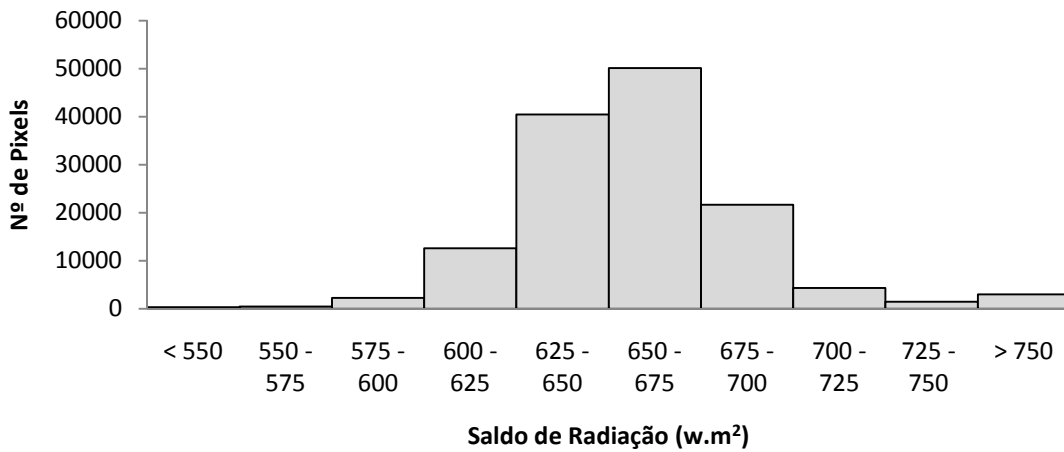


Figura 4.16 - Mapas temáticos do saldo de radiação para o dia 01 de novembro de 2008

Rn_Allen_Agosto



Rn_Metric_Agosto



Rn_Idaho_Agosto

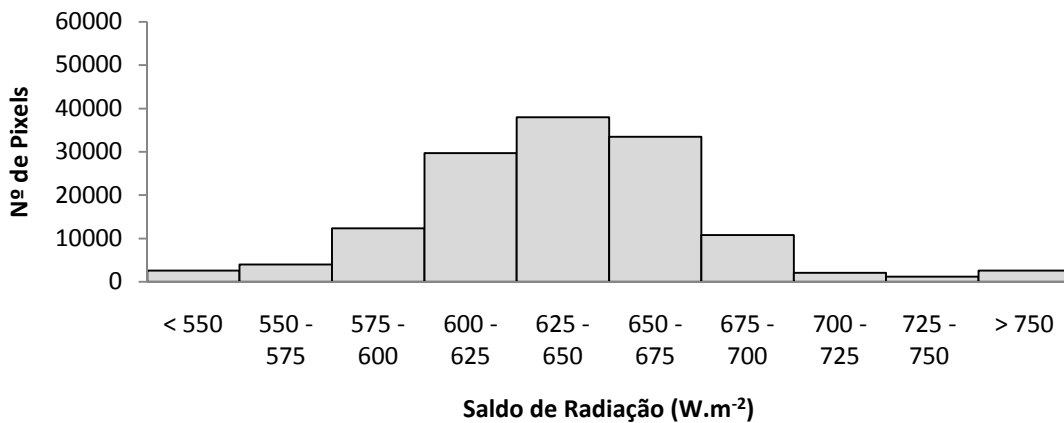
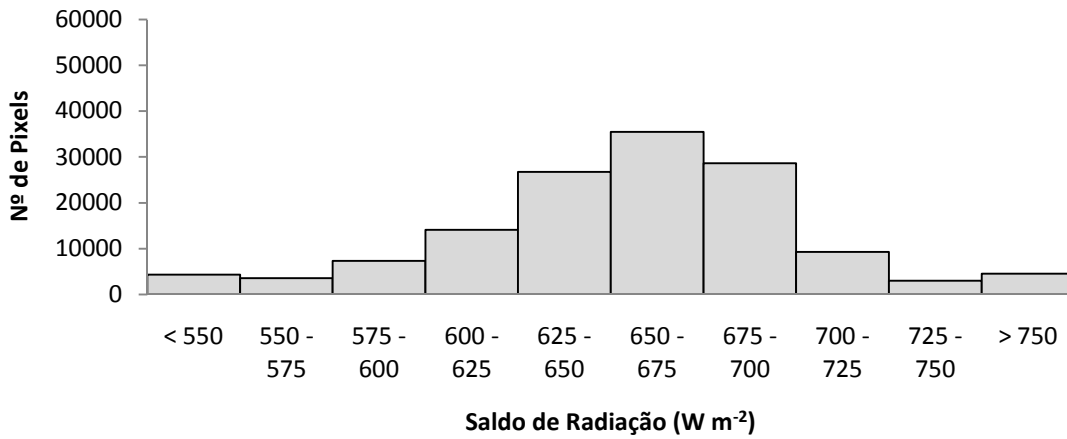
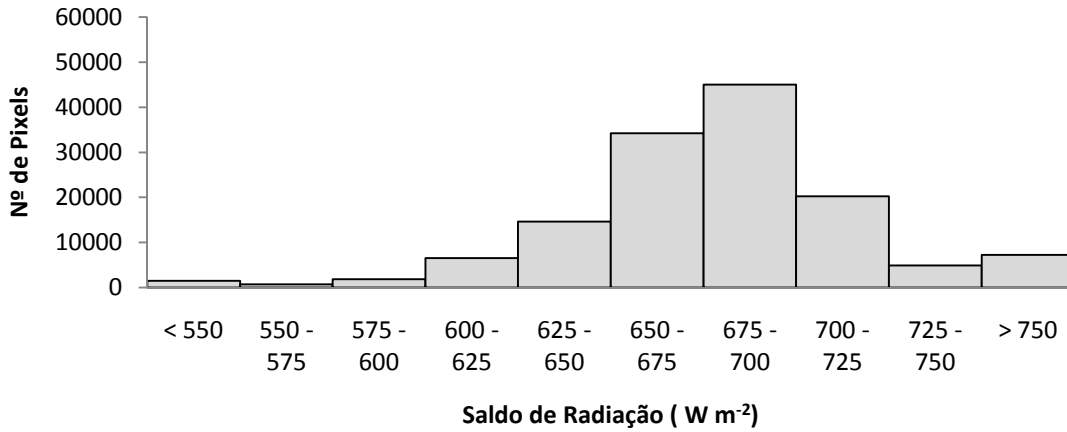


Figura 4.17 - Histogramas de frequência do Saldo de radiação no dia 29 de agosto de 2008

Rn_Allen_Setembro



Rn_Metric_Setembro



Rn_Idaho_Setembro

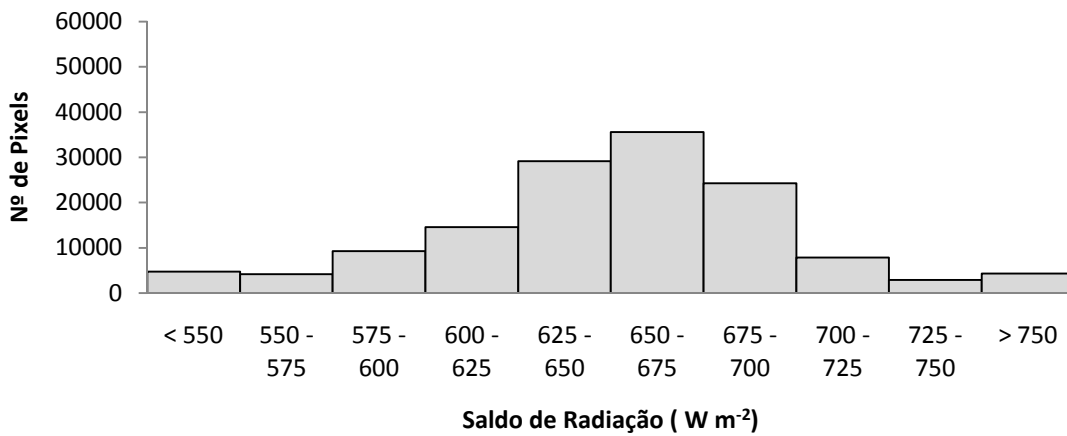
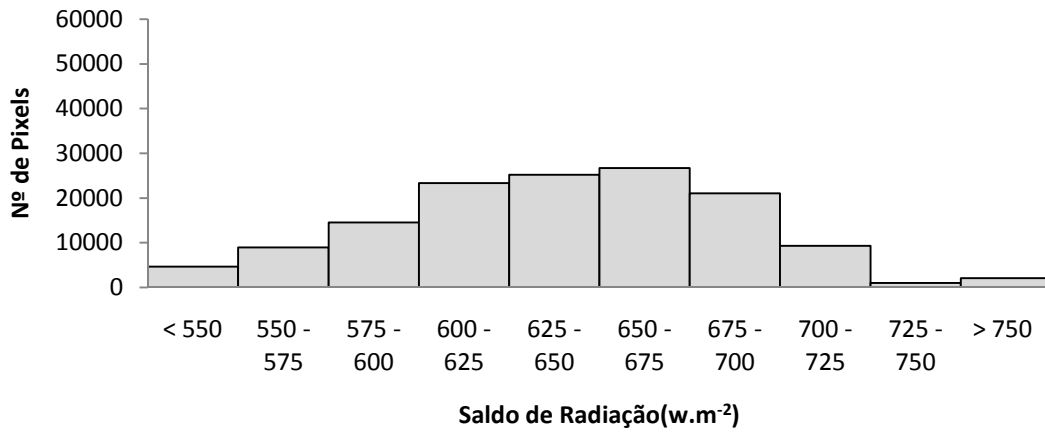
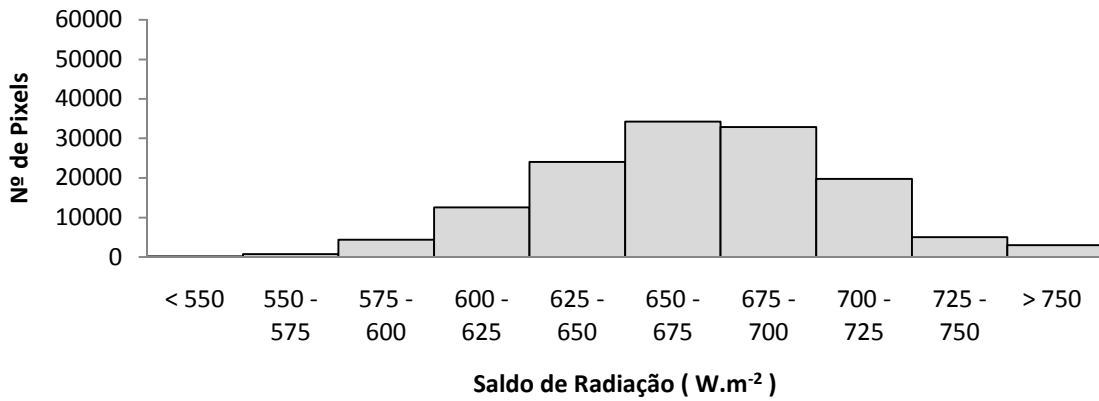


Figura 4.18 - Histogramas de frequência do saldo de radiação no dia 14 de setembro de 2008

Rn_Allen_Novembro



Rn_Metric_Novembro



Rn_Idaho_Novembro

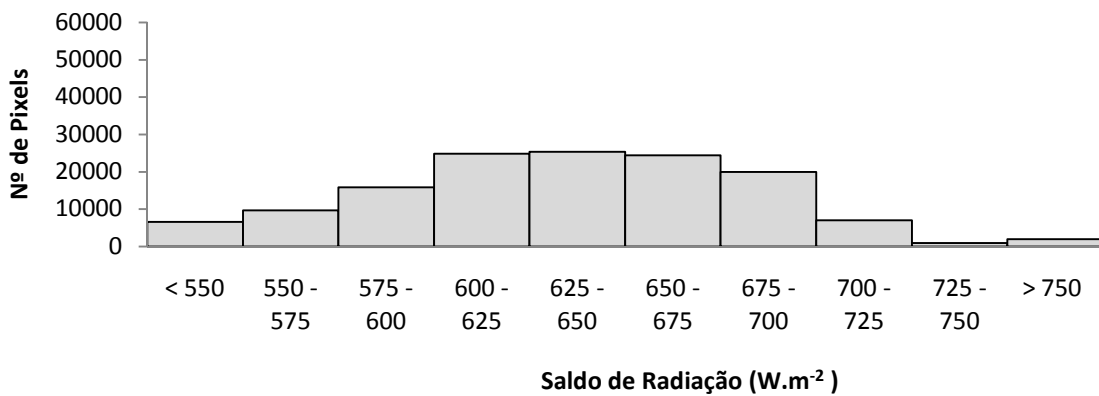


Figura 4.19 - Histogramas de frequência do saldo de radiação no dia 01 de novembro de 2008

Nas Tabelas 4.5 a 4.7, estão apresentadas algumas estatísticas do R_n das áreas selecionadas nos três dias do ano de 2008.

Tabela 4.5 – Síntese das estatísticas do saldo de radiação Allen para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	618,5	698,1	662,3	663,6	666,7	13,21
257	646,8	721,5	689,9	686,8	680,7	14,06
305	637,6	729,9	688,5	688,5	700,7	18,56

Tabela 4.6 - Síntese das estatísticas do Saldo de Radiação Idaho para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	613,9	695,4	658,9	660,1	661,9	13,51
257	642,5	718,8	683,4	683,3	674,7	14,37
305	632,3	726,7	684,3	684,6	696,8	18,9

Tabela 4.7 – Síntese das estatísticas do Saldo de Radiação Metric para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	628,7	697,6	667,8	667,7	670,9	9,7
257	660,5	725,1	696,5	696,3	691,5	10,9
305	661,1	737,4	700,4	700,4	700,1	14,03

4.5 – Mapas temáticos do fluxo de calor no solo

Observando-se a espacialização do fluxo de calor no solo (G), mostrada nas Figuras 4.20 a 4.22, pode-se perceber valores maiores que 130 W m^{-2} no espelho d'água do açude de São Gonçalo para os três dias e três métodos empregados. No PISG ocorrem valores abaixo de 50 W m^{-2} , mas predominam valores entre 50 e 90 W m^{-2} . Na imagem de setembro nota-se claramente a presença de nuvens na região nordeste do mapa, favorecendo a diminuição do fluxo que variou entre 25 W m^{-2} a 50 W m^{-2} . No entanto, há um aumento nítido do número de pixels com valores acima de 90 W m^{-2} , muito provavelmente associado à diminuição da umidade do solo e aumento da radiação solar incidente. No mês de novembro fica ainda mais evidente a sazonalidade de elementos climáticos da região de estudo, com predomínio na classe de valores entre 90 e 110 W m^{-2} . Bezerra (2006) encontrou valores entre 105 W m^{-2} e 115 W m^{-2} para áreas com vegetação de densidade intermediária, de 75 W m^{-2} a 90 W m^{-2} para vegetação nativa na Chapada do Araripe e de 115 W m^{-2} a 190 W m^{-2} para áreas de solo exposto ou com vegetação nativa rala.

O fluxo de calor no solo é o que apresenta maiores incertezas quando estimado como auxílio de imagens orbitais. Na validação do SEBAL, Bastiaanssen et al. (1998b) reportaram que o fluxo de calor no solo foi o que apresentou os piores resultados entre os componentes do balanço de energia, quando comparado com medidas de superfície. Segundo Bastiaanssen et al. (1998b), este fato não é considerado um problema sério, pois as medidas de G só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais sejam minimizadas as influências das variações dos tipos de solo e da cobertura vegetativa, incompatível com o tamanho do pixel do sensor TM, mesmo sendo de $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$. Nesta pesquisa o G foi estimado pela equação empírica de Bastiaanssen (2000), para valores próximos ao meio-dia. Esta equação é função da temperatura de superfície, do albedo da superfície, do IVDN e do saldo de radiação. Para lagos profundos e de águas claras, ou seja, com pouco ou quase nenhuma sedimentação, Allen et al. (2002) afirmam que cerca de 50% do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água.

Nas Figuras 4.23 a 4.25 estão representados os correspondentes histogramas de frequência de G. Em agosto há predomínio de valores entre 70 e 80 W m^{-2} para os três métodos e no mês de setembro a classe predominante passa a ser a de valores entre 80 e 90 W m^{-2} . O efeito da sazonalidade dos elementos climáticos da região de estudo é

evidenciado nos histogramas de novembro, quando há predomínio de valores de G acima de 90 W m⁻².

De acordo com as Tabelas 4.8 a 4.10 houve aumento nos valores da média, mediana e moda de G entre os meses de agosto e novembro, o que corrobora com os resultados dos mapas temáticos e histogramas de frequência, independentemente do método empregado (Allen, Idaho ou Metric).

Tabela 4.8 – Síntese das estatísticas básicas do fluxo de calor no solo Allen para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	40,24	67,01	54,09	54,14	50,91	5,8
257	50,40	77,25	63,51	63,93	64,24	5,7
305	51,18	79,01	65,64	65,86	68,79	5,64

Tabela 4.9 – Síntese das estatísticas básicas do fluxo de calor no solo Idaho para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	40,28	67,05	54,14	54,19	53,15	5,8
257	50,44	77,25	63,55	63,95	58,29	5,7
305	51,23	78,96	65,67	65,85	60,76	5,6

Tabela 4.10 – Síntese das estatísticas básicas do Fluxo de Calor no Solo Metric para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	40,32	66,74	54,02	54,05	51,58	5,7
257	50,45	77,02	63,39	63,84	67,06	5,7
305	51,21	79,08	65,58	65,79	60,89	5,6

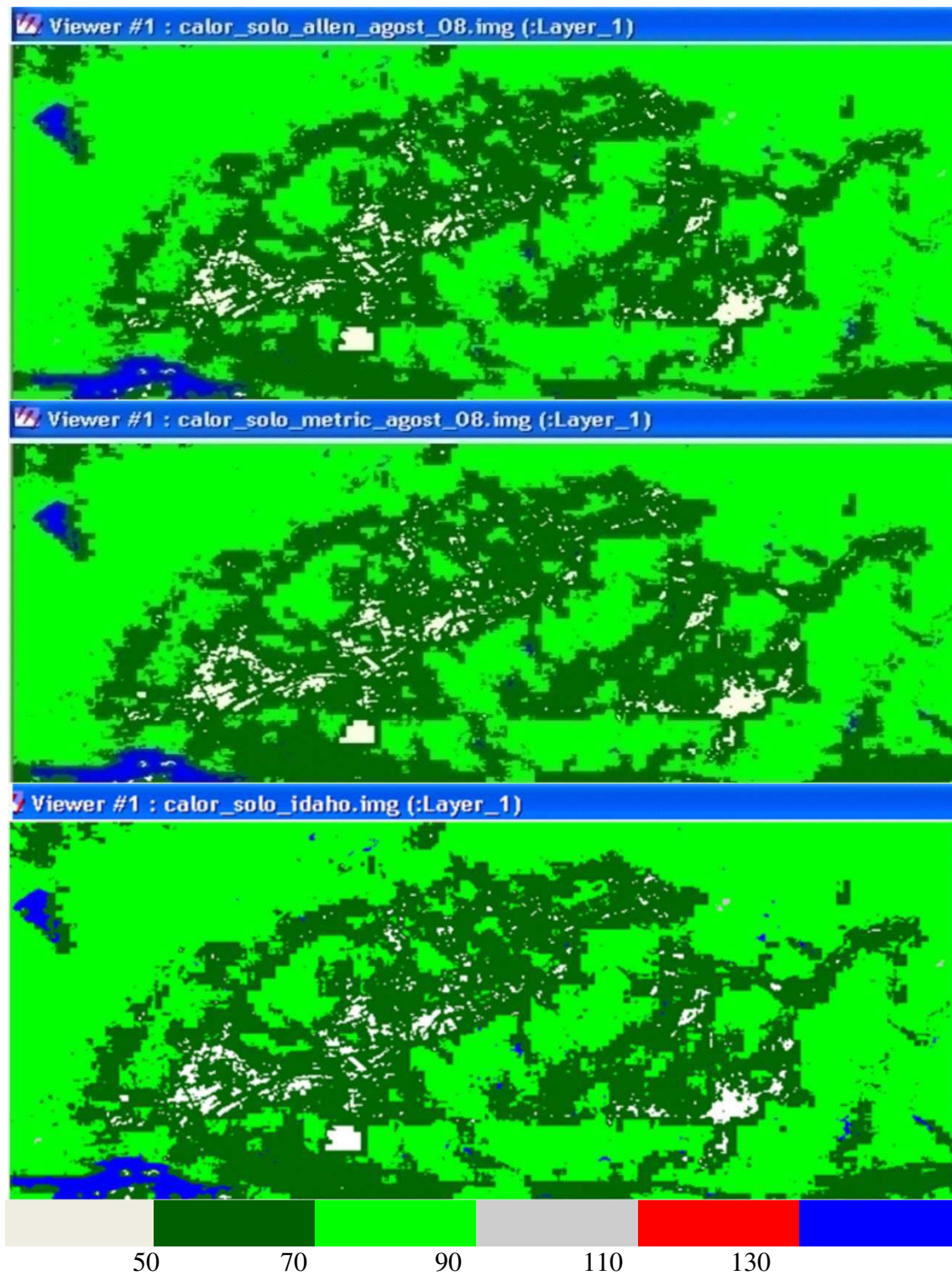


Figura 4.20 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) no dia 29 de agosto de 2008

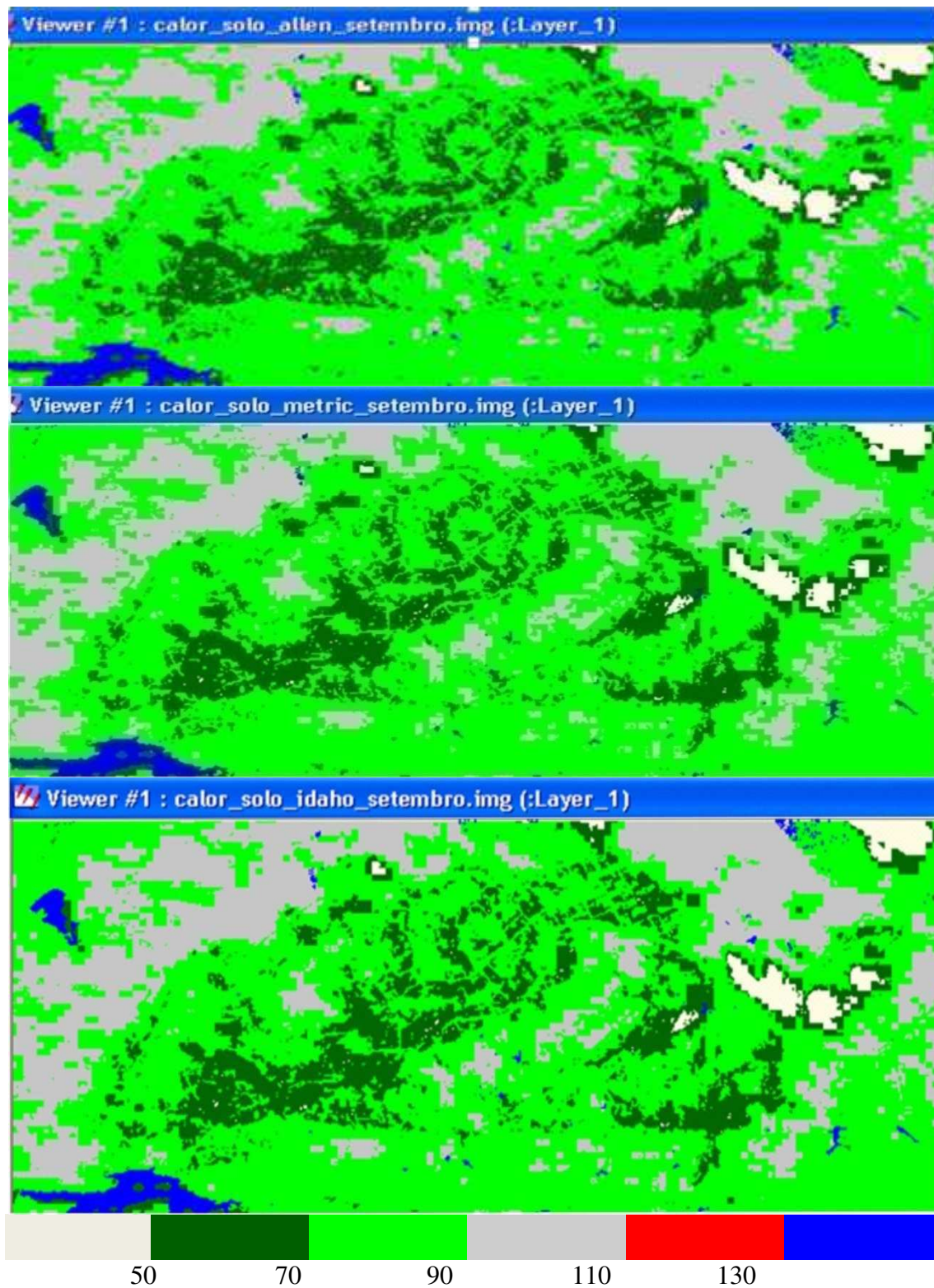


Figura 4.21 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) no dia 14 de setembro de 2008

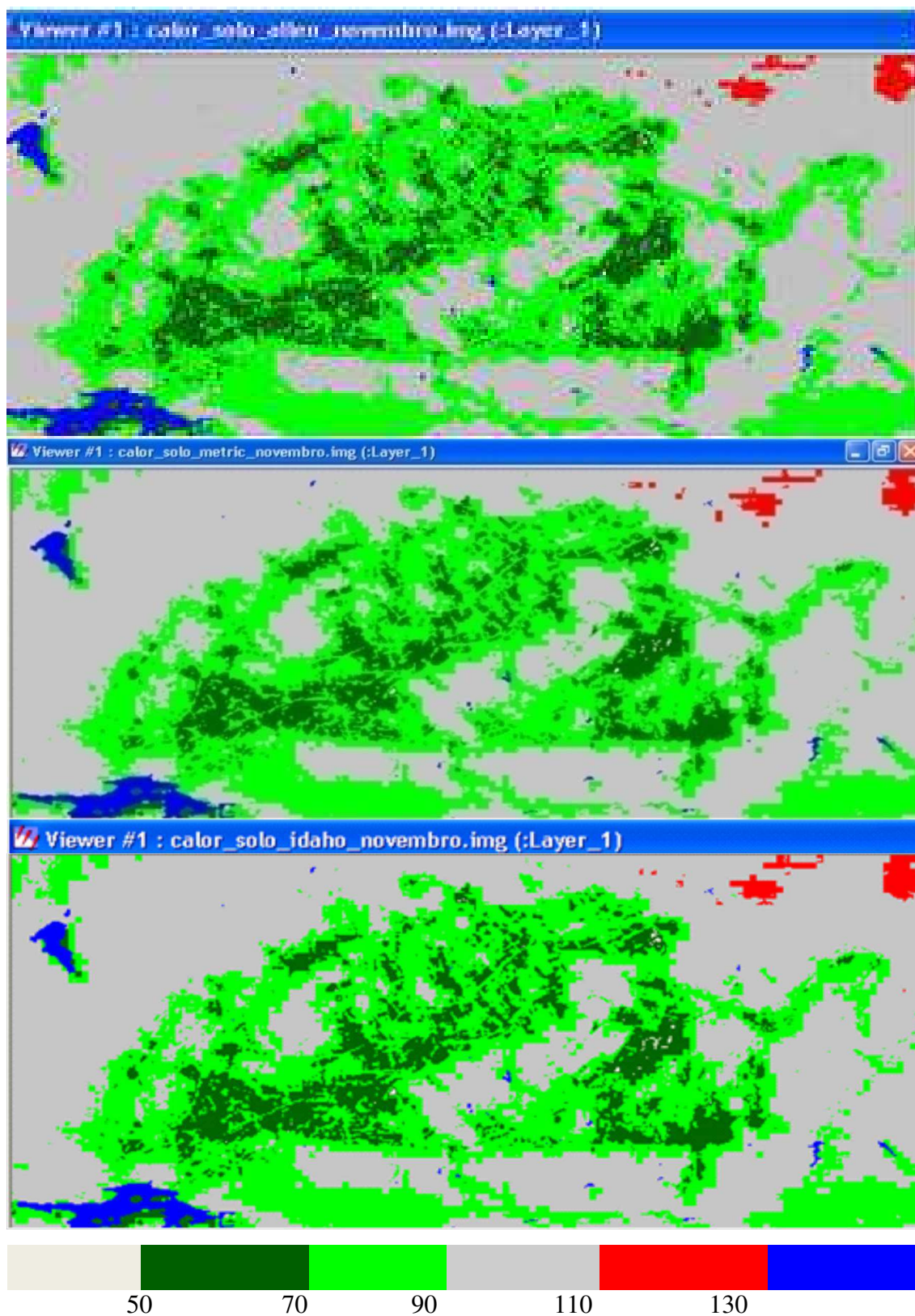


Figura 4.22 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo (W m^{-2}) no dia 01 de novembro de 2008

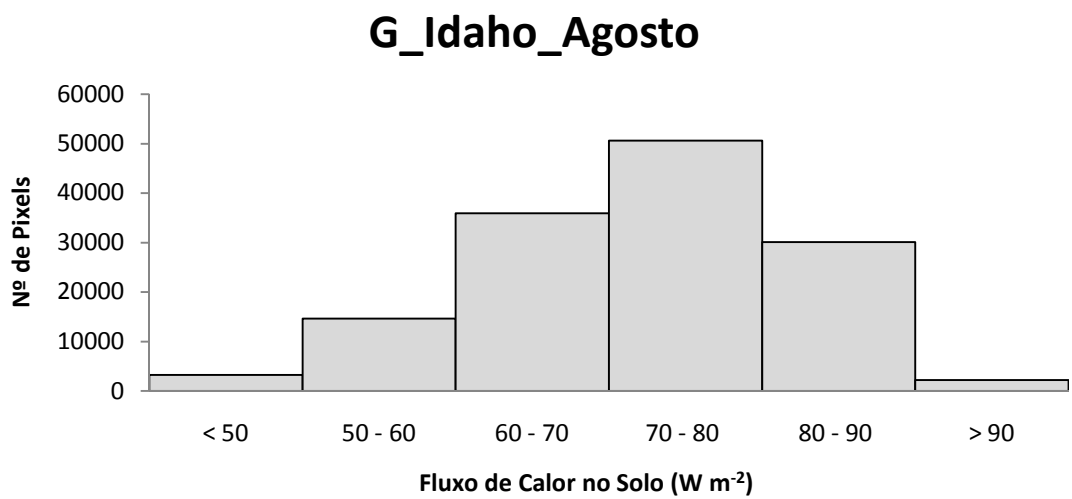
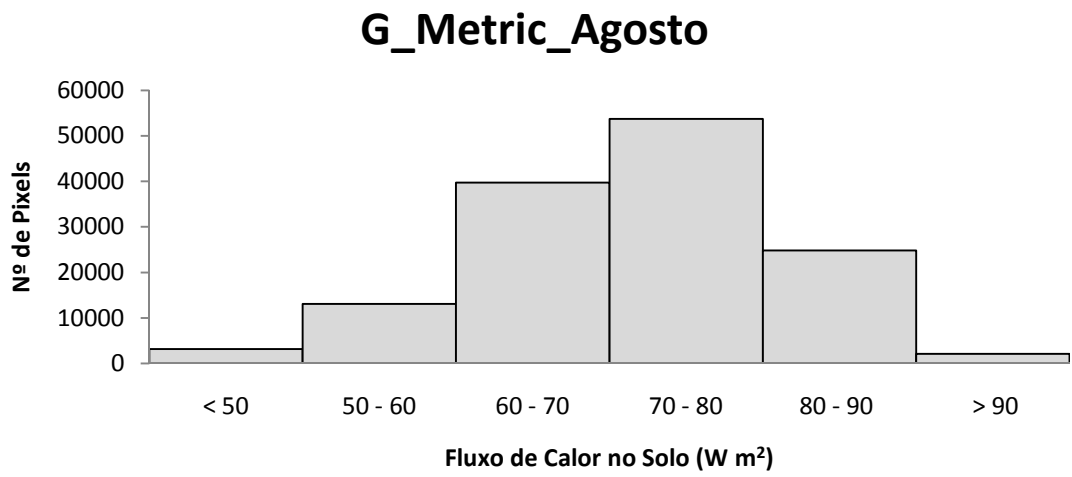
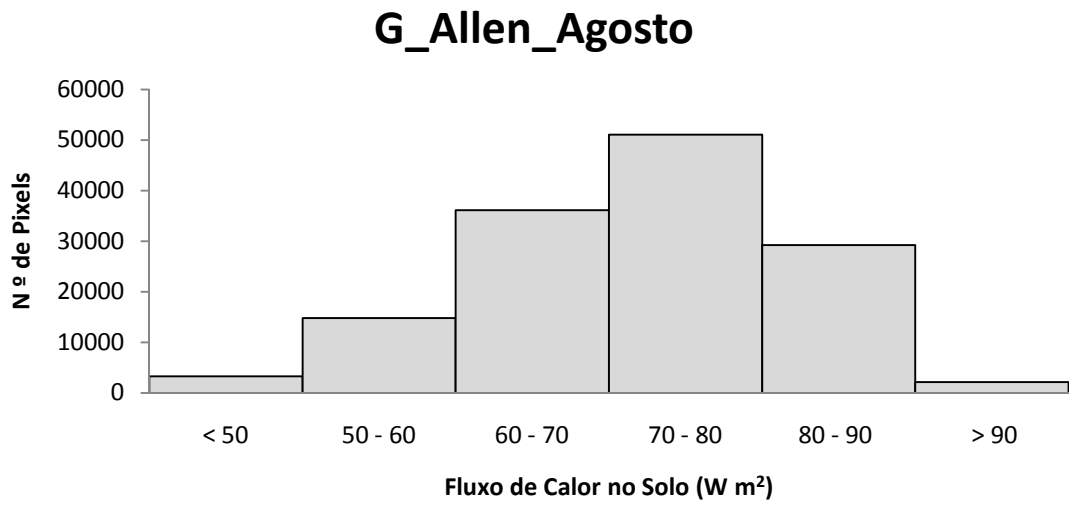


Figura 4.23 - Histogramas de frequência do fluxo de calor no solo (W m⁻²) para o dia 29 de agosto de 2008

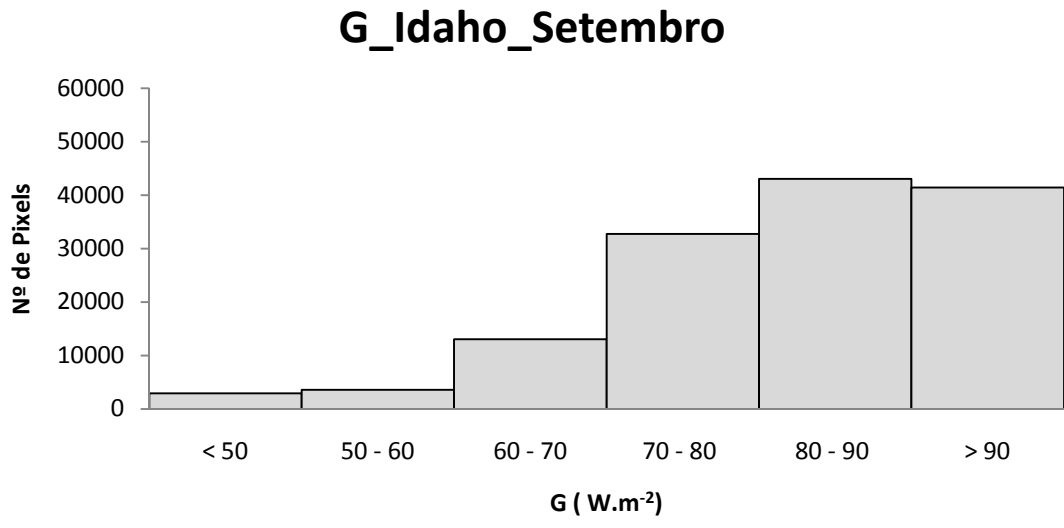
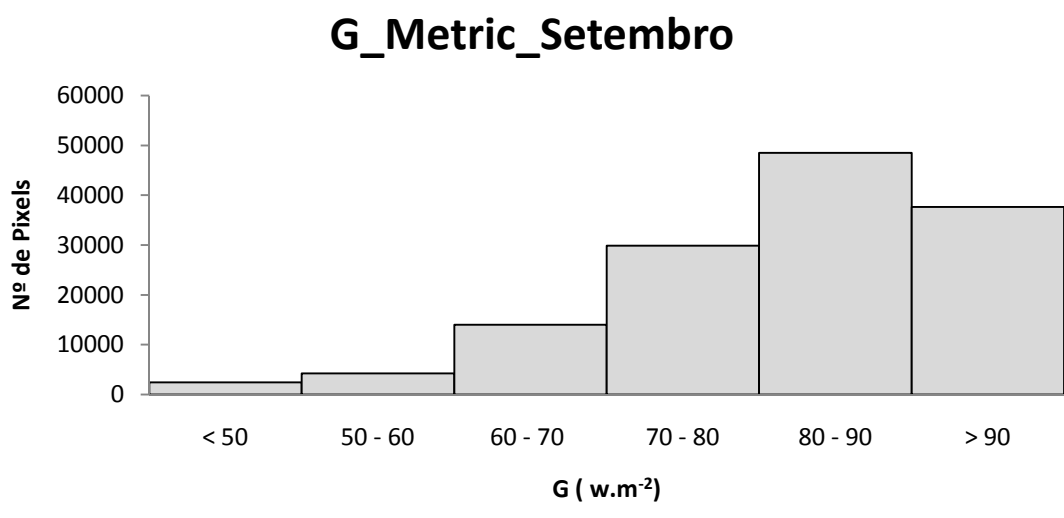
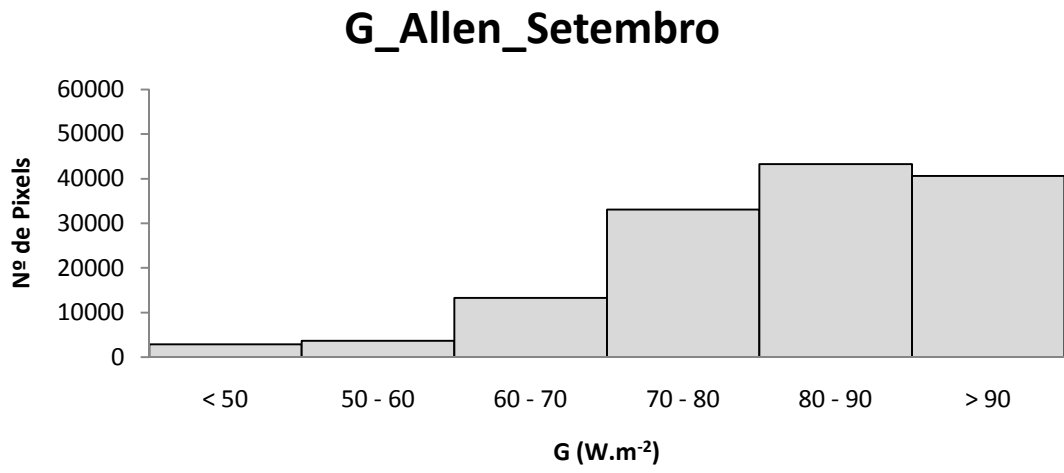
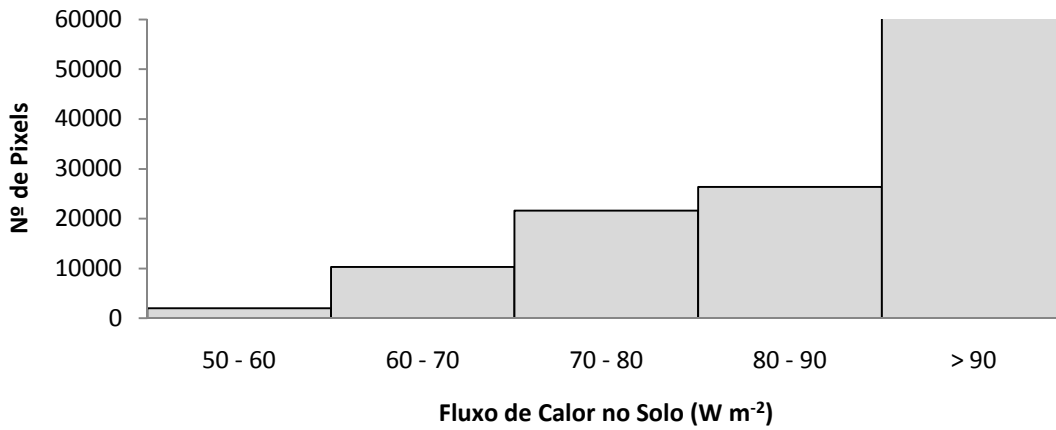
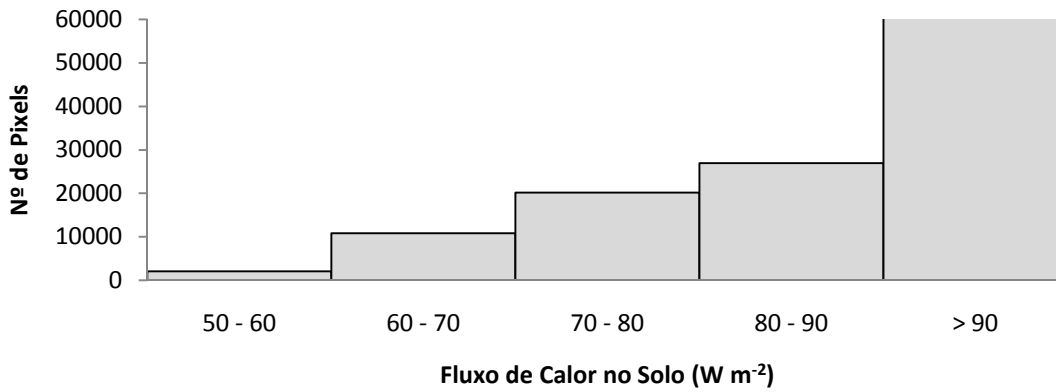


Figura 4.24 - Histogramas de frequência do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) para o dia 14 de setembro de 2008

G_Allen_Novembro



G_Metric_Novembro



G_Idaho_Novembro

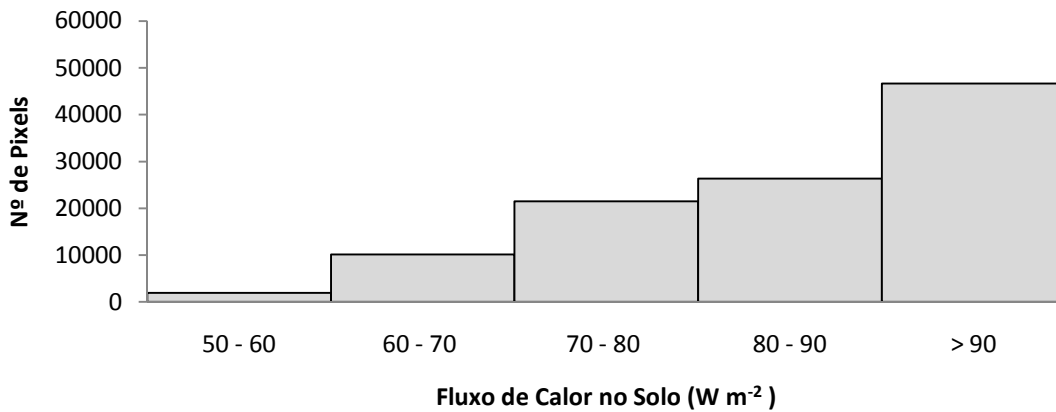


Figura 4.25 - Histogramas do fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) para o dia 01 de novembro de 2008

4.6 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível

O fluxo de H se constitui na principal componente do balanço de energia do SEBAL, pois o procedimento para a sua obtenção é o mais longo e sujeito a falhas do algoritmo. Para estimar esse fluxo, utilizou-se inicialmente o registro da velocidade do vento em m s^{-1} observado na estação meteorológica. Considerando-se 0,30 m para a altura da vegetação do entorno da estação, calculou-se o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum (Z_{om}). Na sequência, determinou-se a velocidade de fricção do vento (u^*) e a velocidade do vento a 100 m, em m s^{-1} . A diferença de temperatura entre os dois pixels-âncora foi o último requerimento para a obtenção do mapa de calor sensível.

O cômputo de H é feito, pelo SEBAL, partindo da escolha dos pixels âncoras “quente” e “frio”, os quais devem ser escolhidos em áreas que representem situações limites: H máximo no pixel quente e considerado nulo no pixel frio. Para representar essas situações, o pixel quente foi escolhido em uma área com quase nenhuma cobertura vegetativa praticamente solo exposto e o pixel frio foi escolhido no leito do açude de São Gonçalo; por essa razão, espera-se que as maiores evapotranspirações sejam registradas naquele açude. Na escolha dos referidos pixels, parâmetros da superfície como IVDN, temperatura da superfície, albedo, IAF, IVAS e os resultados de R_n e G , devem ser considerados. As diferenças de temperatura (ΔT) foram computadas pixel a pixel, depois de 9 iterações no dia 241, 9 iterações no dia 257 e 8 iterações no dia 305 conforme as tabelas 4.11 a 4.13. Nas Tabelas 4.15 a 4.17 estão apresentados os valores dos parâmetros para os pixels escolhidos nesta pesquisa.

Na Figura 4.26 estão representados os mapas temáticos do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para os três dias selecionados. Observa-se claramente que os valores das classes representadas com as cores verde claro e verde escuro, determinam os contornos do PISG. Há grande presença de pixels com valores acima de 300 W m^{-2} (em vermelho). No mês de novembro registra-se um aumento acentuado de pixels com H superior a 400 W m^{-2} , representados em bege. Os histogramas de frequência (figura 4.27), correspondentes mostram que em agosto e setembro há predomínio de valores de H na classe 100 a 200 W m^{-2} , e no mês de novembro, devido às alterações de umidade do solo, aumento da radiação solar e escassez de chuvas, eleva os valores de H, com classe modal a de 200 a 300 W m^{-2} .

Tabela 4.11 - Iterações realizadas no mês de agosto e valores apresentados pela resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e ΔT ($^{\circ}C$)

Dado	Iterações								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_a	72,49	4,47	25,30	11,01	16,71	13,62	15,09	14,29	14,56
b	2,47	0,15	0,86	0,38	0,57	0,46	0,52	0,49	0,50
a	-41,69	-2,57	-14,55	-6,33	-9,61	-7,83	-8,68	-8,22	-8,37
ΔT	34,24	2,11	11,95	5,20	7,89	6,43	7,13	6,75	6,88

Tabela 4.12 - Iterações realizadas no mês de setembro e valores apresentados pela resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e ΔT ($^{\circ}C$)

Dado	Iterações								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
r_a	69,97	4,95	26,76	11,85	17,97	14,68	16,19	15,50	15,78
b	1,79	0,13	0,69	0,30	0,46	0,38	0,41	0,40	0,40
a	-30,20	-2,14	-11,55	-5,11	-7,76	-6,34	-6,99	-6,69	-6,81
ΔT	27,78	1,97	10,62	4,70	7,13	5,83	6,43	6,15	6,26

Tabela 4.13 - Iterações realizadas no mês de novembro e valores apresentados pela resistência aerodinâmica – r_a ($s\ m^{-1}$), coeficientes a e b e ΔT ($^{\circ}C$)

Dado	Iterações							
	1	2	3	4	5	6	7	8
r_a	51,50	6,88	21,20	13,71	16,44	15,28	15,77	15,57
b	1,07	0,14	0,44	0,29	0,34	0,32	0,33	0,32
a	-18,06	-2,41	-7,43	-4,81	-5,77	-5,36	-5,53	-5,46
ΔT	22,29	2,98	9,18	5,93	7,12	6,61	6,83	6,74

Observa-se na Figura 4.26 que no perímetro irrigado foram registrados os menores valores de H, próximos a 100 W m^{-2} , que estão representados pela cor verde limão, enquanto que os maiores valores estão na classe de 300 W m^{-2} a 500 W m^{-2} , que estão associados principalmente aos altos valores de T_s , como também aos valores do R_n e do albedo. Na cena de agosto há uma maior predominância dos valores de H próximos a 100 W m^{-2} , enquanto que em setembro estes valores variam um pouco de 100 W m^{-2} a 200 W m^{-2} e na cena de novembro fica visível a maior predominância dos valores no intervalo de 300 W m^{-2} a 400 W m^{-2} , possivelmente ocasionada por um período de ausência de chuva. E as médias desses valores em agosto estão no intervalo de classe de 100 W m^{-2} a 200 W m^{-2} em setembro; já em novembro essa média está no intervalo de 200 a 300 W m^{-2} , como fica claro nos histogramas da Figura 4.27.

Tabela 4.14 – Síntese das estatísticas do Fluxo de Calor Sensível(W m^{-2}) nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08	12,1	121,1	59,2	53,4	53,8	20,6
14/09	70,8	120,1	89,9	86,2	97,1	12,9
01/11	46,5	120,9	73,5	72,7	64,8	13,9

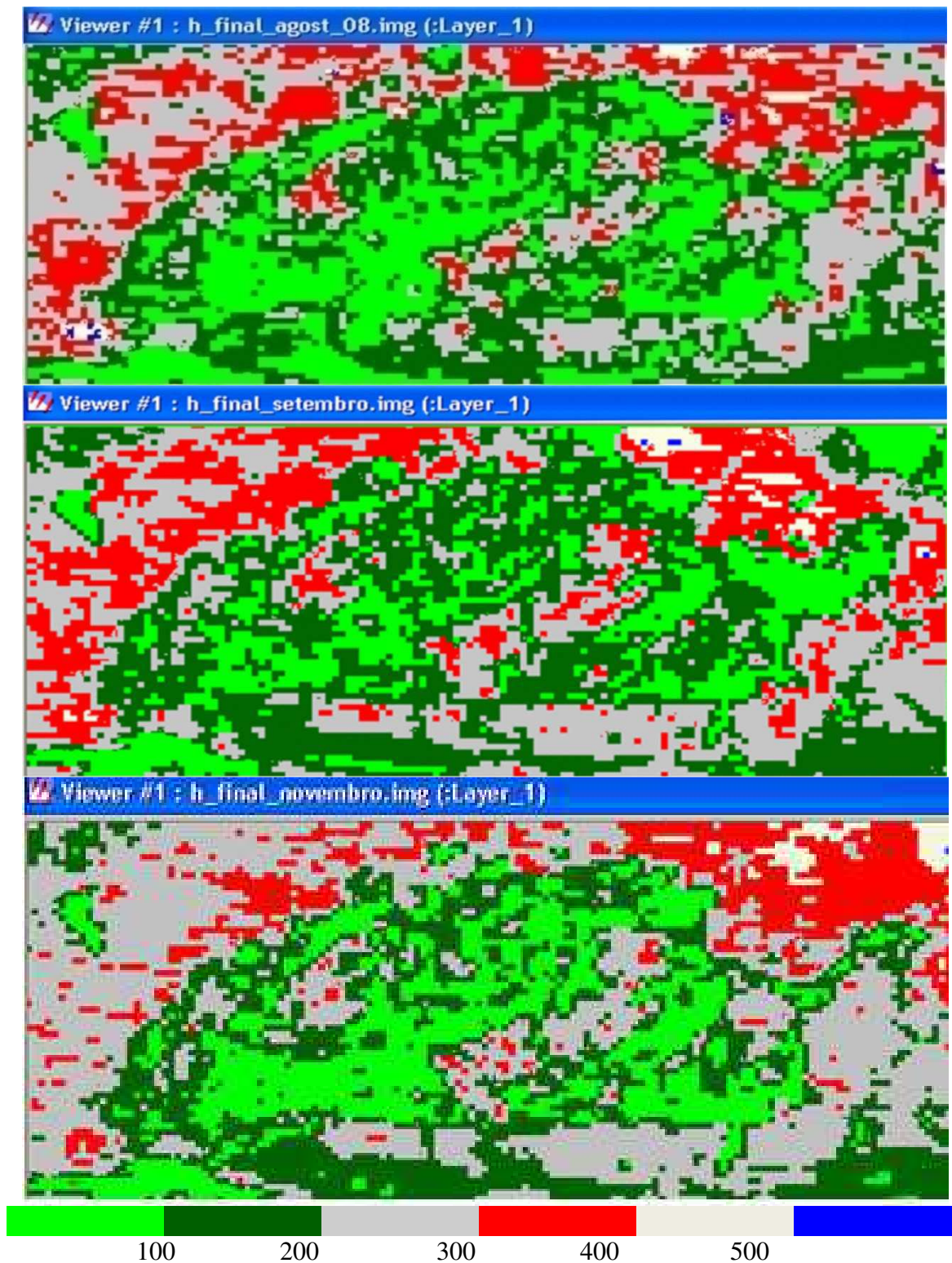


Figura 4.26 – Mapas temáticos do fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para os dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008

Tabela 4.15 – Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 241

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
X	589310,175394	576171,230894
Y	9249346,627828	9242755,800276
T (K)	297,8	288,77
Rn (W m ⁻²)	639,15	790,96
G (W m ⁻²)	77,44	237,28
Albedo	0,150	0,024
IVDN	0,166	-0,130
IVAS	0,114	-0,051
IAF	0,026	0

Tabela 4.16 – Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 257

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
X	589310,175394	576171,230894
Y	9249346,627828	9242755,800276
T (K)	294,71	292,87
Rn (W m ⁻²)	676,07	825,77
G (W m ⁻²)	73,79	247,73
Albedo	0,171	0,023
IVDN	0,132	-0,115
IVAS	0,114	-0,055
IAF	0,026	0

Tabela 4.17 – Dados de superfície dos “pixels âncoras” do dia 305

Parâmetros	Pixel Quente	Pixel Frio
X	589310,175394	576171,230894
Y	9249346,627828	9242755,800276
T (K)	310,8	296,86
Rn (W m ⁻²)	644,78	810,82
G (W m ⁻²)	114,36	243,25
Albedo	0,123	0,031
IVDN	0,098	-0,255
IVAS	0,078	-0,132
IAF	0,040	0

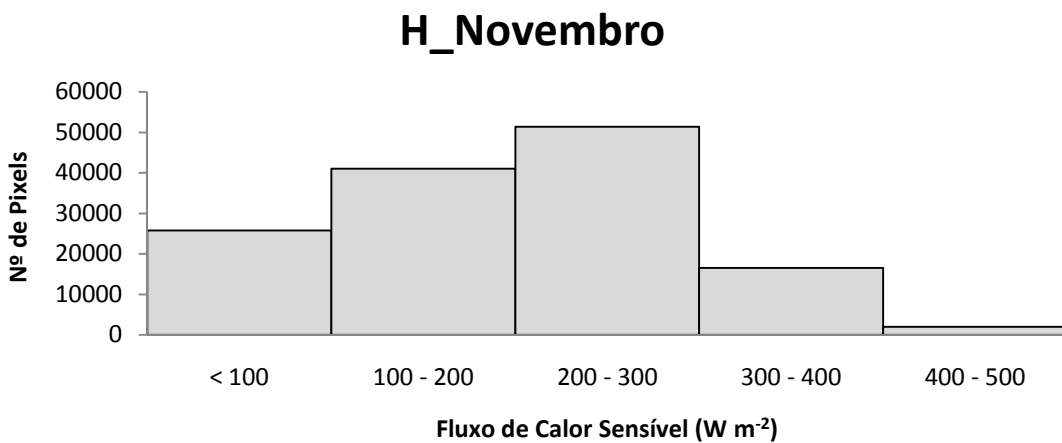
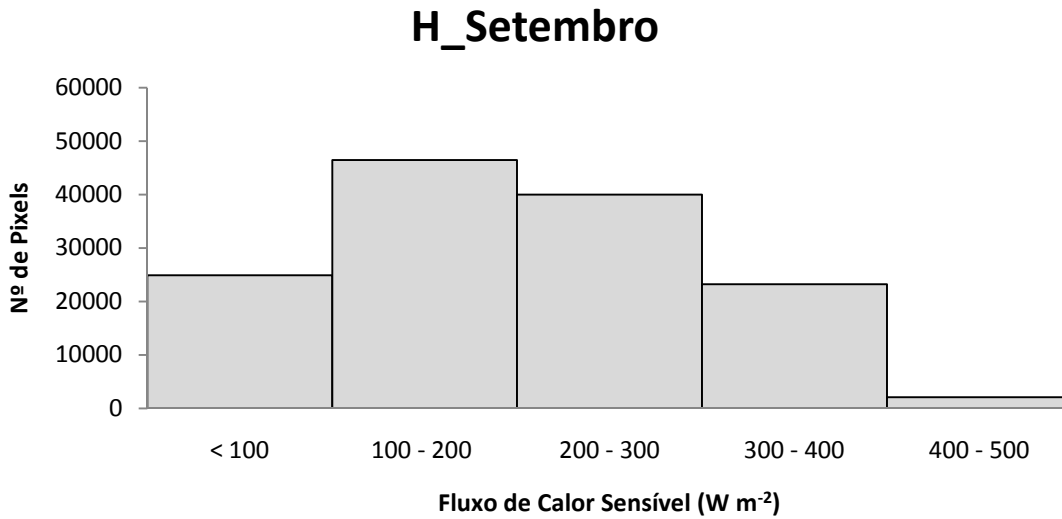
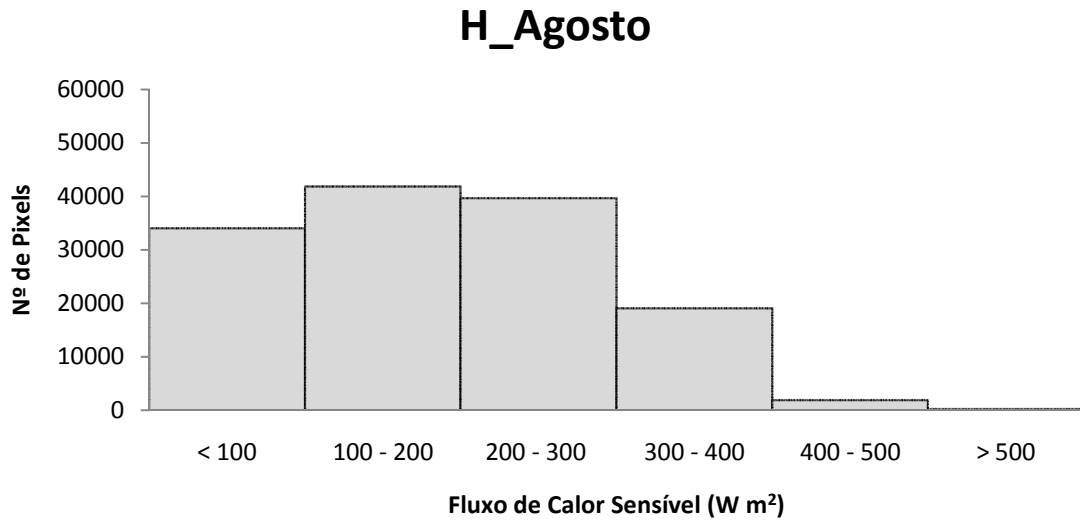


Figura 4.27 - Histogramas de frequência do fluxo de calor sensível (W m⁻²) para os dias estudados

4.7 – Mapas temáticos do fluxo de calor latente

Na Figura 4.28 estão representados os mapas temáticos do fluxo de calor latente – LE para as três imagens selecionadas para o estudo. As áreas na cor vermelha indicam os menores valores de LE, no caso aquelas com pixels menores que 100 W m^{-2} . Esses valores provavelmente estão associados às áreas com presença de nuvens. As áreas em verde limão representam valores de LE acima de 500 W m^{-2} , enquanto as áreas nas duas tonalidades de verde escuro correspondem as com LE variando entre 300 e 500 W m^{-2} ; as áreas nas tonalidades de cinza são áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetal, as quais os valores LE variam de 100 W m^{-2} a 300 W m^{-2} . Destaque-se que os valores acima de 500 W m^{-2} , representados pela cor verde claro, correspondem justamente a vegetação (culturas irrigadas) mais densa com valores de IVDN em torno de 0,80. Tasumi et al. (2003) aplicaram o modelo SEBAL na região oeste dos EUA e compararam os resultados obtidos com outros métodos de estimativa da evapotranspiração, tal como lisímetro, e concluíram que LE obtido com este modelo concorda com outros métodos comumente utilizados.

As áreas com pixels com LE nas cores verde claro e verde escuro tomam as conformações do PISG. Na imagem de novembro há uma grande presença de pixels com LE inferiores a 200 W m^{-2} , e a classe predominante é a de LE entre 200 e 300 W m^{-2} ; nos meses de agosto e setembro a classe com maior presença de pixels é aquela com LE entre 400 e 500 W m^{-2} , conforme se depreende da análise dos histogramas de frequência da Figura 4.29. Bastiaanssen (2000) obteve para os pixels âncoras quente e frio, respectivamente, $LE = 0,5 \text{ W m}^{-2}$ e $LE = 535,4 \text{ W m}^{-2}$ (para o dia 177) e $LE = 0$ e $337,3$ (para o dia 241). Ma et al. (2004) obtiveram, com técnicas de sensoriamento remoto em áreas áridas ao noroeste da China valores de LE entre 0 e 450 W m^{-2} , sendo que no pixel situado no deserto $LE = 130 \text{ W m}^{-2}$ e para o pixel situado em oásis $LE = 400$.

Tabela 4.18 – Síntese das estatísticas básicas do Fluxo de Calor Latente para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
241	452,7	633,5	549,0	550,8	555,7	33,6
257	450,3	590,0	533,5	530,5	510,3	26,9
305	456,8	617,8	549,4	552,4	569,9	30,4

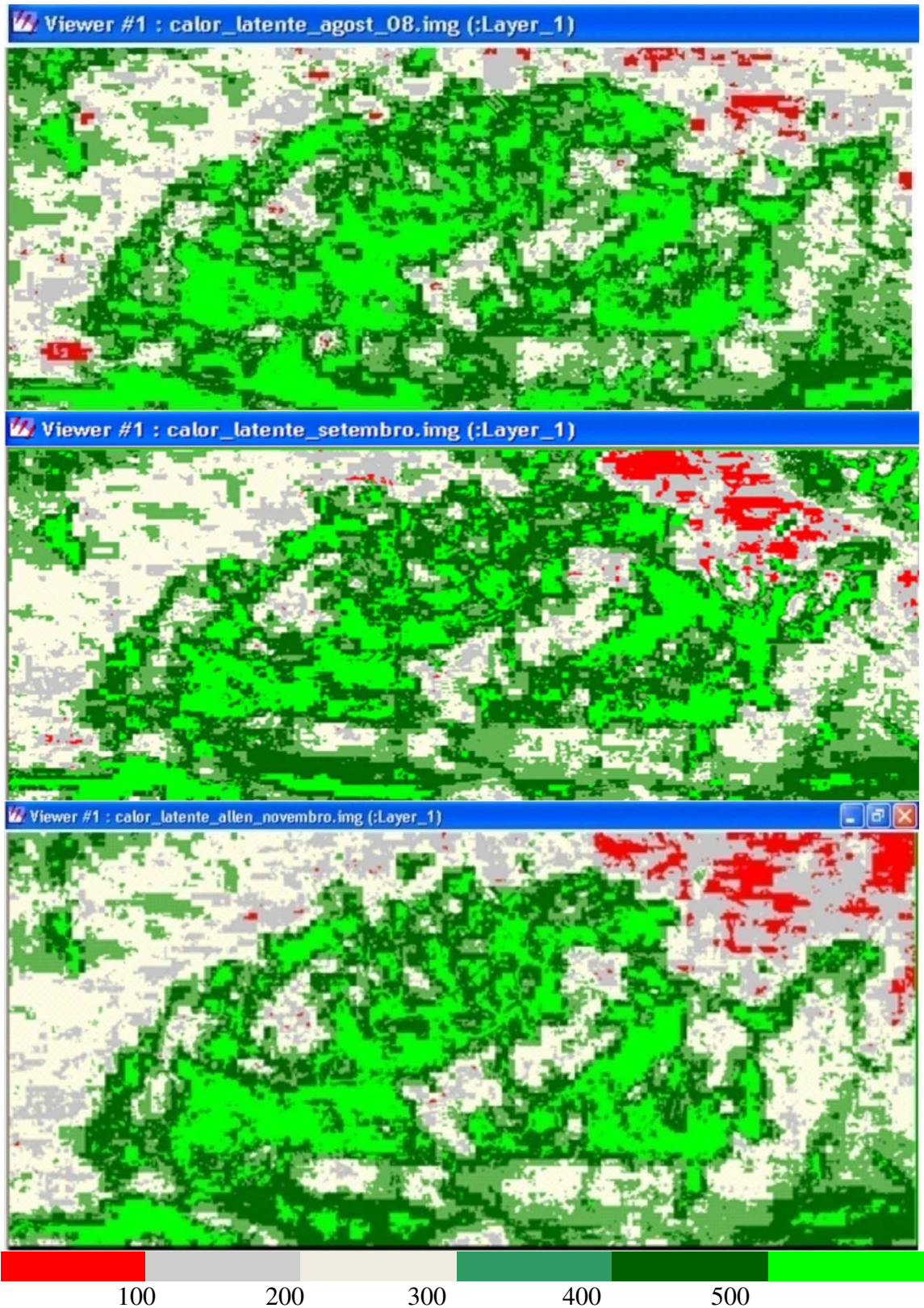
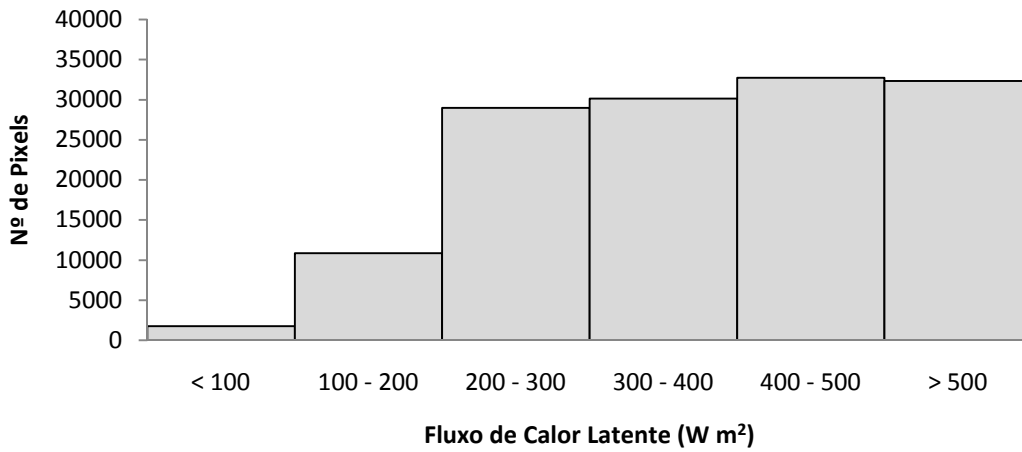
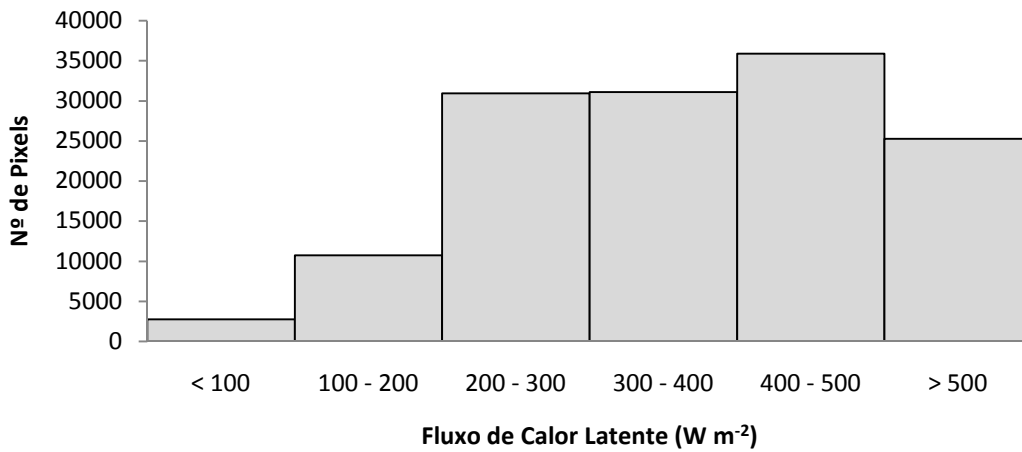


Figura 4.28 - Mapas temáticos do fluxo de calor latente (W m^{-2}) para os dias estudados

LE - Agosto 2008



LE_Setembro



LE_Novembro

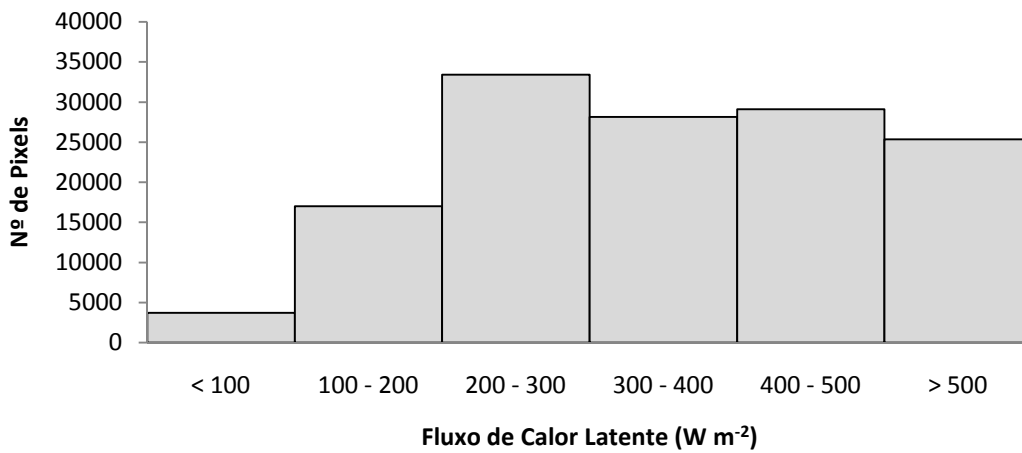


Figura 4.29 - Histogramas de frequência do fluxo de calor latente (W m⁻²) para os dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008

4.8 – Mapas temáticos da fração evaporativa

Os mapas temáticos da Fração Evaporativa - FE estão representados na Figura 4.30 para as três imagens selecionadas para o estudo. Na imagem correspondente ao mês de agosto as classes com as cores azul escuro, verde claro e verde escuro possuem contorno semelhante ao do PISG. Já nos meses de setembro e novembro há uma diminuição na classe com $FE > 0,90$, interior ao PISG. Essa redução da Fração Evaporativa pode estar relacionada com a presença de nuvens nas imagens de setembro e novembro, provocando a heterogeneidade espacial e temporal na energia disponível e conseqüentemente flutuações no aquecimento da superfície do solo, logo favorecendo as variações da fração evaporativa em setembro. Os valores menores da FE ($FE < 0,25$) estão representados na cor azul claro, e predominam em áreas do nordeste da região de estudo. No mês de novembro as áreas que correspondem ao perímetro irrigado têm uma pequena variação nos valores da Fração Evaporativa que vai de 0,50 a 0,75 e em alguns pontos encontram-se valores superiores a 0,90. Nota-se que os maiores valores da FE concentram-se nas áreas irrigadas do perímetro e no açude de São Gonçalo. Os valores médios da FE obtidos foram de 0,90, 0,86 e 0,88 para os dias 241, 257 e 305 (Tabela 4.19). Nos histogramas de frequência da FE, Figura 4.29, nota-se que em todos os dias há predomínio na classe de FE com valores entre 0,75 a 0,90. Percebe-se, no entanto que uma redução acentuada na classe de $FE > 0,90$, provavelmente associada às mudanças nos elementos climáticos locais.

Tabela 4.19 – Síntese da estatística da fração evaporativa para os dias estudados em 2008

DA	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão
29/08/08	0,78	0,98	0,90	0,91	0,91	0,036
14/09/08	0,79	0,88	0,86	0,86	0,88	0,023
01/11/08	0,79	0,92	0,88	0,88	0,88	0,024

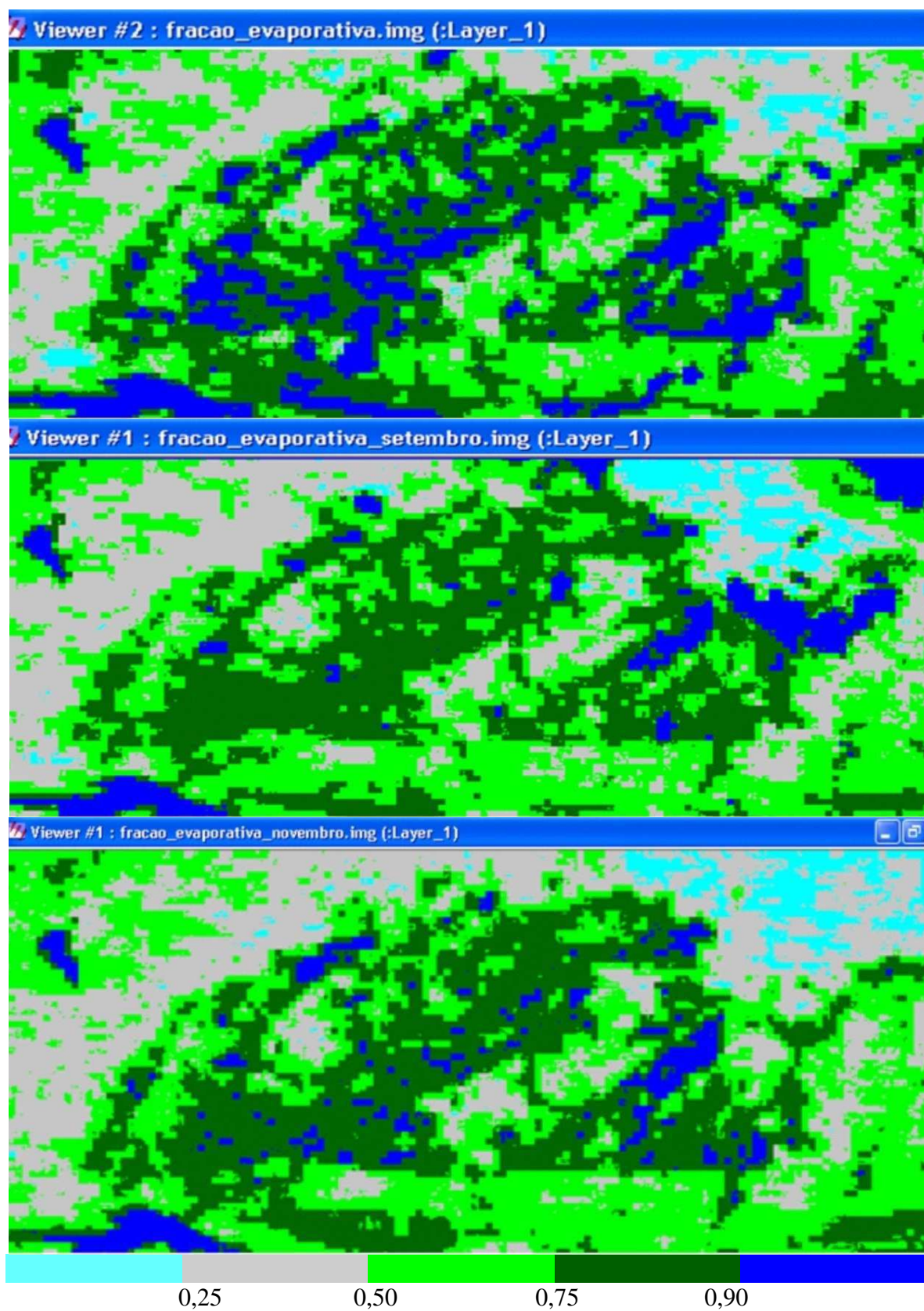
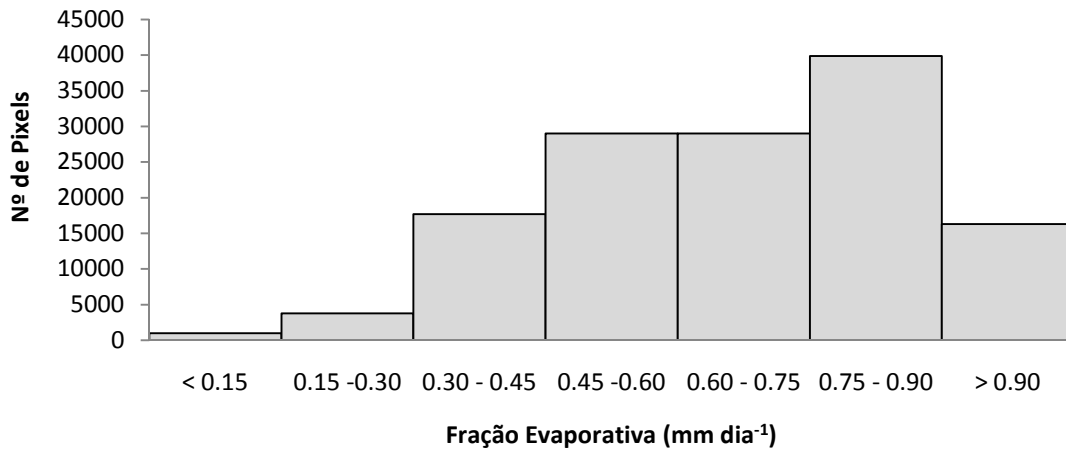
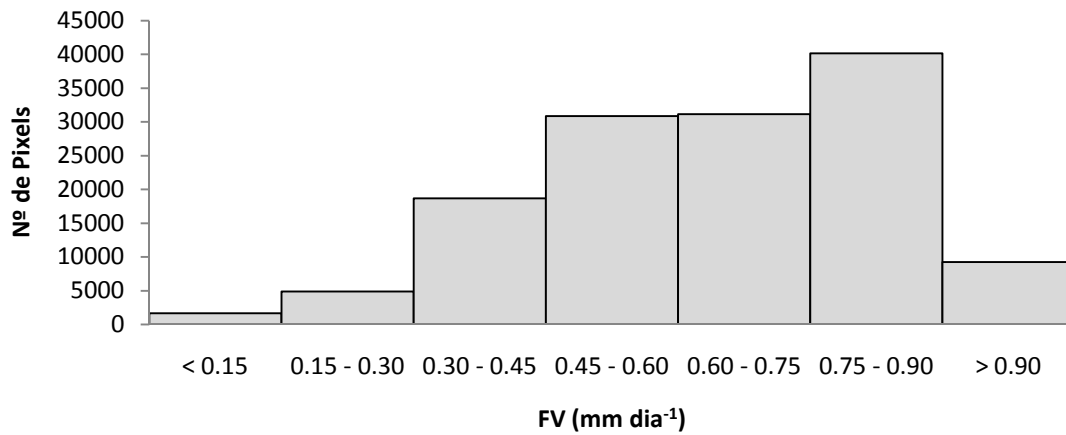


Figura 4.30 - Mapas temáticos da fração evaporativa nos dias 29 de agosto, 14 setembro e 01 de novembro de 2008

Fração Evaporativa_Agosto



Fração Evaporativa_Setembro



Fração Evaporativa_Novembro

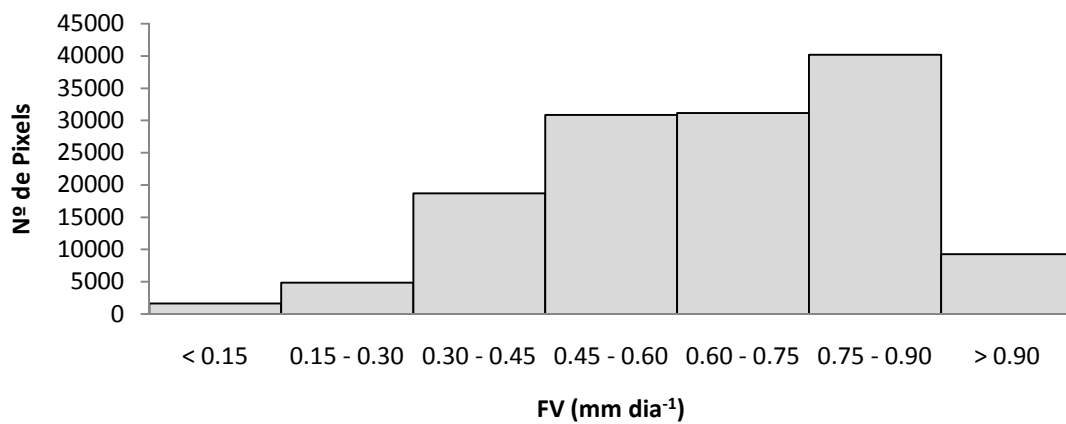


Figura 4.31 - Histogramas de frequência da fração evaporativa para os dias estudados

4.9 – Mapas temáticos da evapotranspiração diária

A taxa de evapotranspiração está relacionada com temperatura e umidade do ar, movimento do vento e intensidade e duração da luz solar, e em menor escala do número e tamanho das folhas. A energia atmosférica comanda ambos os componentes da evapotranspiração. Assim, a relação evapotranspiração/evaporação da água é altamente estável e próxima de 1.

Nas Figuras 4.33 a 4.35 estão representados os mapas temáticos da evapotranspiração real diária ET_{24h} (mm) para os dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 utilizando os métodos Sebal e Metric. Observa-se que as classes de valores da ET_{24h} situados entre 4,0 e 6,0 $mm\ dia^{-1}$ possuem contorno semelhantes ao do PISG, acrescidos da classe representada pela cor bege, que juntamente com a classe $ET_{24h} < 2,0$ mm são típicas de solo exposto ou pouca cobertura vegetativa. Em todas as imagens há uma grande presença de pixels com valores inferiores a 4,0 mm na cor marrom que sofre um aumento perceptível no mês de novembro.

O Perímetro Irrigado de São Gonçalo, destacado em verde claro na imagem de agosto, apresenta predominância nos valores da ET de aproximadamente 4,0 $mm\ dia^{-1}$ quando utilizado o Sebal e valores predominantes de 5,0 $mm\ dia^{-1}$ quando utilizado o método Metric; na cena de setembro os valores são próximos de 4,0 $mm\ dia^{-1}$ quando utilizado o método Sebal e valores predominantes de 6,0 $mm\ dia^{-1}$, quando utilizado o método Metric. Já na cena do mês de novembro os valores da ET variam entre 5,0 e 6,0 $mm\ dia^{-1}$ quando utilizado o método Sebal e valores predominantes de 6,0 $mm\ dia^{-1}$ quando utilizado o método Metric. Em todas as cenas os valores que variam de 1,0 $mm\ dia^{-1}$ a 3,0 $mm\ dia^{-1}$ são locais de solo com grande exposição ou áreas de início de plantio.

Observando as Tabelas 4.20 e 4.21, em que estão representados os valores estatísticos da evapotranspiração em um recorte de área irrigada com o Metric e Sebal, respectivamente, verifica-se que as médias da ET para os dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro são respectivamente iguais a 5,7 $mm\ dia^{-1}$, 5,9 $mm\ dia^{-1}$ e 6,6 $mm\ dia^{-1}$ para o Metric e com o Sebal esses valores passam a ser iguais a 5,2 $mm\ dia^{-1}$, 5,3 $mm\ dia^{-1}$ e 5,8 $mm\ dia^{-1}$, portanto virtualmente menores. Para o recorte da área não irrigada observa-se segundo as Tabelas 4.22 e 4.23, que essas médias são de 1,9 $mm\ dia^{-1}$, 2,0 $mm\ dia^{-1}$ e 2,0 $mm\ dia^{-1}$, quando utilizado o método SEBAL e iguais a 1,6 $mm\ dia^{-1}$, 2,5 $mm\ dia^{-1}$ e 1,8 $mm\ dia^{-1}$, respectivamente quando utilizado o METRIC.

A ETo diária dos DSA 241, 257 e 305 foi respectivamente igual a 5,31 mm, 5,35 mm e 6,05 mm, enquanto que a ET real diária segundo o SEBAL no recorte da área irrigada com coco anão foi de 5,2 mm, 5,3 mm e 5,8 mm e para o METRIC 5,7 mm, 5,9 mm e 6,6 mm, respectivamente. Portanto, a ET real diária segundo o METRIC foi mais próxima dos valores da ETo, representando respectivamente 98, 99 e 96% desta nos DSA 241, 257 e 305, respectivamente. Considerando-se, no entanto, que o recorte da área irrigada era constituída predominantemente de coqueiros irrigados constata-se que a ET real diária METRIC correspondeu a 1,07, 1,10 e 1,09 vezes à ETo diária, o que representaria um Kc de aproximadamente 1,1 em todas as três datas analisadas. Em estudo de identificação das necessidades hídricas do coqueiro anão irrigado nos Tabuleiros Costeiros de Sergipe, Souza et al. (2007) obtiveram Kc compatíveis com os obtidos neste estudo, mas para Miranda et al. (2007) o Kc Sebal estaria mais próximo daqueles obtidos em seu estudo, qual seja Kc = 1,0, obtido aos três anos. O que fica evidenciado que a técnica empregada nesta pesquisa possibilita estimativas consistentes do Kc do coqueiro e de outras culturas, a exemplo de duas variedades de algodoeiro irrigado no oeste baiano em estudo realizado por Bezerra (2009), cujo Kc alcançou valor máximo de 1,1 com o SEBAL.

Tabela 4.20 – Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas irrigadas com o METRIC

DAS	Mínimo (mm dia ⁻¹)	Máximo (mm dia ⁻¹)	Média (mm dia ⁻¹)	Mediana (mm dia ⁻¹)	Moda (mm dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm dia ⁻¹)
29/08/08	4,5	6,6	5,7	5,7	5,7	0,4
14/09/08	5,2	6,5	5,9	5,9	5,7	0,2
01/11/08	5,5	7,4	6,6	6,7	6,6	0,3

Tabela 4.21 – Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas irrigadas com o SEBAL

DAS	Mínimo (mm dia ⁻¹)	Máximo (mm dia ⁻¹)	Média (mm dia ⁻¹)	Mediana (mm dia ⁻¹)	Moda (mm dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm dia ⁻¹)
29/08/08	4,1	6,0	5,2	5,2	5,2	0,3
14/09/08	4,5	5,8	5,3	5,2	5,2	0,2
01/11/08	4,8	6,5	5,8	5,8	5,7	0,3

Tabela 4.22 – Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas não irrigadas no método METRIC

DAS	Mínimo (mm dia ⁻¹)	Máximo (mm dia ⁻¹)	Média (mm dia ⁻¹)	Mediana (mm dia ⁻¹)	Moda (mm dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm dia ⁻¹)
29/08/08	0,7	3,5	1,9	1,7	1,4	0,6
14/09/08	0,8	3,3	2,0	2,1	2,1	0,5
01/11/08	0,5	3,5	2,0	1,9	2,2	0,5

Tabela 4.23 – Síntese das estatísticas da evapotranspiração diária nos dias 29 de agosto, 14 de setembro e 01 de novembro de 2008 nas áreas não irrigadas no método Sebal.

DAS	Mínimo (mm dia ⁻¹)	Máximo (mm dia ⁻¹)	Média (mm dia ⁻¹)	Mediana (mm dia ⁻¹)	Moda (mm dia ⁻¹)	Desvio Padrão (mm dia ⁻¹)
29/08/08	0,1	3,4	1,6	1,5	1,1	0,6
14/09/08	1,5	3,5	2,5	2,5	2,6	0,4
01/11/08	0,7	3,4	1,8	1,5	1,2	0,6

Tabela 4.24 – Comparação dos valores da ET obtidos quando utilizado os métodos Metric e Sebal, com o valor do Kc do coco.

DAS	ET _{0_24h} (mm)	ET _{0_24h} X Kc coco	ET_Metric (mm)	ET_Seбал (mm)
29/08/08	5,31	5,83	5,70	5,20
14/09/08	5,35	5,88	5,90	5,30
01/11/08	6,05	6,65	6,60	5,80

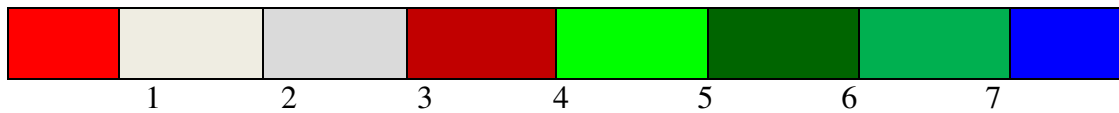
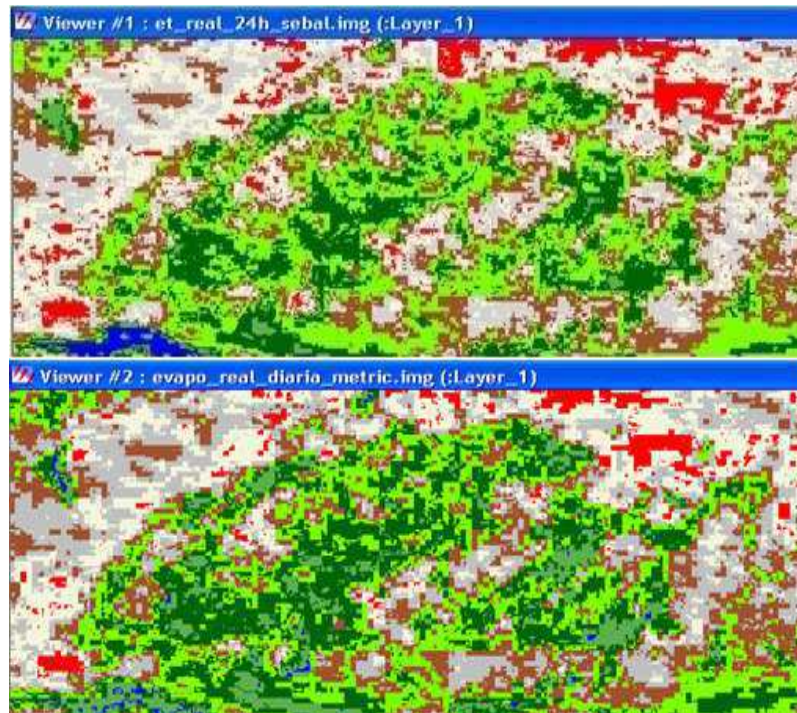


Figura 4.32 - Mapas temáticos da evapotranspiração (mm dia^{-1}) para o dia 29 de agosto de 2008 nos métodos Sebal e Metric

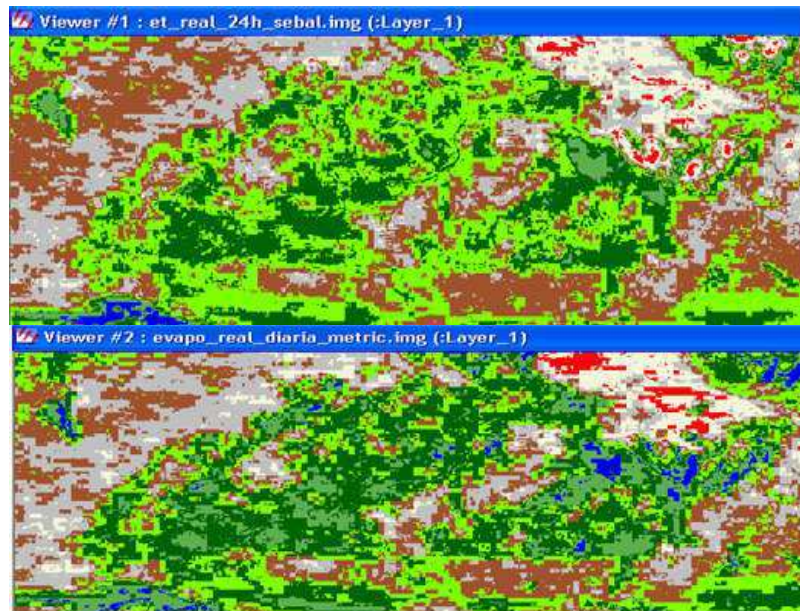


Figura 4.33 - Mapas temáticos da evapotranspiração (mm dia^{-1}) para o dia 14 de setembro de 2008 nos métodos Sebal e Metric

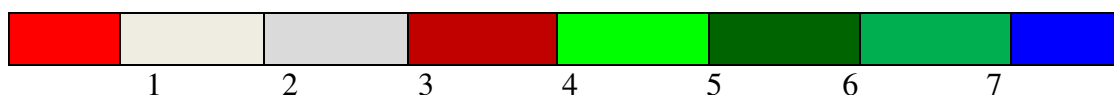
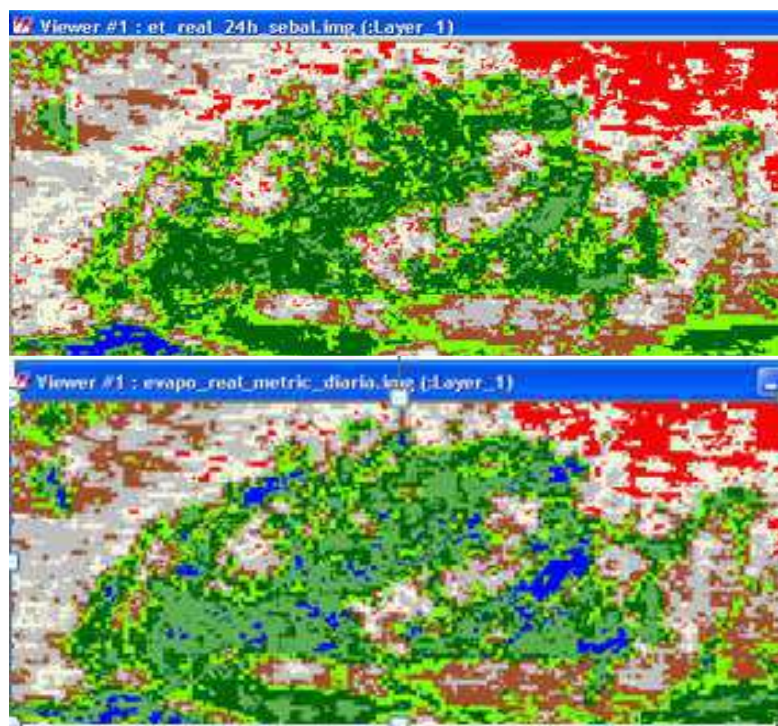


Figura 4.34 - Mapas temáticos da Evapotranspiração (mm dia^{-1}) para o dia 01 de novembro de 2008 nos métodos Sebal e Metric

4.10 – Quantificação do Volume de água do Perímetro Irrigado

De posse dos resultados acima, foi calculado o volume de água evapotranspirado correspondente ao AOI do PISG, em destaque na Figura 3. Para tanto, admitiu-se que em virtude de prevalecerem no PISG culturas perenes então a ETo acumulada em cada mês foi multiplicada pela imagem da Fração Evaporativa de Referência, como adotado por Allen et al. (2007b) e Teixeira et al. (2009). Logo, o volume de água evapotranspirada em cada um dos três meses de estudo está representado na Tabela 4.25. Como pode ser visto, os volumes dos meses agosto, setembro e novembro foram respectivamente da ordem de 8,3, 8,4 e 8,6 milhões de m^3 , com média igual a 8,4 milhões de m^3 . De acordo com os dados fornecidos pela AESA a capacidade máxima do açude de São Gonçalo é 44.600.000 m^3 , ou seja, depreende-se que o volume de água evapotranspirado no semestre mais seco do ano (julho a dezembro) é da ordem de 50 milhões de m^3 ; portanto incompatível com a capacidade desse açude. Logo, o mesmo não suportaria a irrigação deste PISG, caso não recebesse uma recarga de água considerável dos Rios Piranha e Rio do Peixe. É importante destacar que a eficiência de uso de água no PISG não deve diferir de outros grandes

projetos irrigados do Brasil e que, portanto, conclui-se que o volume de água empregado nas irrigações das diversas culturas do PISG deve ultrapassar a ETr em pelo menos 40%, o que implica num volume apenas no semestre mais seco da ordem de 70 milhões de m³.

Tabela 4.25 – Quantificação do volume da água evapotranspirada nos meses estudados

Mês	Volume de Água Evapotranspirada
Agosto	8.261.264,40 m ³
Setembro	8.396.193,40 m ³
Novembro	8.564.798,80 m ³
Média do volume evapotranspirado	8.407.418,86 m ³



Figura 4.35 – Representação gráfica do volume armazenado nos últimos 10 anos do açude de São Gonçalo-PB. Fonte: AESA

5. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos com a pesquisa, conclui-se que:

- a. Entre os anos de 1987 e 2008 houve aumento da cobertura vegetal, conforme evidenciado pelo albedo e IVDN, não obstante problemas de salinidade que têm sido registrados em algumas áreas do PISG;
- b. Que há clara estabilidade nos valores do IVDN ao longo do período estudado, evidenciando que as áreas irrigadas é que proporcionam tal estabilidade;
- c. Os histogramas de frequência do IVDN evidenciam que há diminuição desse índice no mês de novembro, resultante da interferência do regime pluvial local;
- d. Os mapas de temperatura evidenciam aumento da T_s nas áreas de vegetação nativa no mês de novembro, em virtude também do regime pluvial local e contribuição da radiação solar;
- e. O METRIC proporcionou valores da ET real diária sistematicamente superiores aos obtidos com o SEBAL;
- f. O K_c do coqueiro anão obtido com o SEBAL/METRIC é muito próximo daquele obtido para essa cultura com emprego do balanço de água no solo.

SUGESTÕES PARA ESTUDOS FUTUROS

- a. Levantamento do uso de solo do PISG, com a identificação das culturas existentes em cada lote do perímetro;
- b. Identificação dos sistemas de irrigação empregados e dos volumes de água utilizados em cada lote, para fins de avaliar a eficiência de uso da água no perímetro;
- c. Calibração e validação do SEBAL/METRIC com experimentos no PISG.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - **FAO Irrigation and drainage paper 56**. Rome-Italy, 1998.

ALLEN, R. G., TREZZA, R., TASUMI, M. Surface energy balance algorithms for land. **Advance training and users manual**, version 1.0, p.98, 2002.

ALLEN, R., TASUMI, M., MORSE, A., TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.251-268, 2005a.

ALLEN, R., TASUMI, M., MORSE, A., TREZZA, R., BASTIAANSSEN, W. G., MORSE, T., KRAMBER, W., WRIGHT, J. METRIC – High Resolution Satellite Qualification of Evapotranspiration. University of Idaho, Kimberly, Idaho, 2005b.

ALLEN, R., TASUMI, M., TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.380-394, 2007.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.

ATAÍDE, K. R. P., SILVA, B. B. da., CAVALCANTI, E. P. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (Terra e Aqua) para dias de céu claro. **Revista Sodebras**, v.1, p.1-7, 2006.

AZEVEDO, P. V., SILVA, B. B. da, SILVA, V. P. R. da. Water requirements of irrigated mango or orchards in northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.58, p.241-254, 2003.

AZEVEDO, P. V., SILVA, B. B., SILVA, V. P. R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Basil. **Agricultural Water Management**, v.58, p.241-354, 2006.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Wageningen: Wageningen Agricultural University, 1995. 273p. PhD Dissertation

BASTIAANSSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R.A., HOLSLAG, A. A. M. A. Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Formulation. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.198-212, 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M., PELGRUM, H., WANG, J., MA, Y., MORENO, J. F. ROENRINK, G. J. VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) – Validation. **Journal of Hydrology**, v.212–213, p.213-229, 1998b.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, p.87-100, 2000.

BEZERRA, B. G. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, p.127, 2006.

BEZERRA, B. G., SILVA, B. B., FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, p.305-317, 2008.

BEZERRA, J. R. C. **Crescimento, desenvolvimento e sustentabilidade do algodoeiro BRS 200 – Marrom irrigado.** 88p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2008.

BISTH, G., VENTURINI, V., ISLAM, S., JIANG, LE. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, v.97, p.52-567, 2005.

BOS, M. G., BURTON, D. J., MOLDEN, D. J. Irrigation and drainage performance assessment. Practical guidelines. CABI Publishing, Comlenidge, USA, p.158, 2005.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the Atmosphere, D-Reidel, Norwell, Mass. p.299, 1982.

CARNEIRO, J. V. **Fluxos turbulentos de CO₂ em uma área de arroz irrigado no RS.**87p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia),Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria,2007.

CHANDER, G., MARKHAN, B. Revised Landsat 5 – TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, v.41, p.2674-2677, 2003.

CHANDRAPALA, L. & WIMALASUIYA, M. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v.58, p.89–107, 2003.

CHAVES, L. H. G., CHAVES, I. B., VASCONCELOS, A. C. F., LEÃO, A. B. Avaliação da salinidade dos neossolos dos perímetros irrigados de São Gonçalo e Engenheiro Arcoverde, PB. **Agropecuária Técnica**, v.26, n.1, p.15-21, 2005.

COELHO, M. A., FERREYRA, F. F. Characterization of salt-affected soil in the semi-arid region of Northeastern Brazil. **Turrialba**, v.36, n.2, p.171-178, 1986.

CORDEIRO, G. G., BARRETO, A. N., GARRI, A. C. R. C. Levantamento das condições de salinidade e sodicidade do projeto de irrigação de São Gonçalo (2ª parte). Petrolina: EMBRAPA/CPATSA, p.57, 1988.

CORRÊA, M. M., KER, J. C et al. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das várzeas de Sousa (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.27, n.2, paginas, 2003.

COSTA FILHO, J. F. **Avaliação dos componentes do balance de energia e evapotranspiração em uma região semi-árida usando imagens orbitais Landsat 5 - TM e Terra MODIS.** 159p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.

DI PACE, F. T., SILVA, B. B. da, SILVA, V. P. R. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Irrigação Agrícola e Ambiental**, v.12, p.385-392, 2008.

DNOCS, Departamento Nacional de obras contra as secas, 1991.

FEITOSA, J. R. P. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 - TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície.** 164p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.

FEITOSA, J. R. P., FERREIRA, J. C. F., BARBOSA, B. S. Avaliação de índices de vegetação em área irrigada do sub-médio São Francisco, Petrolina-PE, a partir de imagens do satélite Landsat 5 – TM. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza-CE. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2003.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos.** 189p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

GARCIA, G. J. Sensoriamento Remoto – Princípios e Interpretação de Imagens. 2 ed. Nobel. São Paulo, p.358, 1982.

HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n.3, p.295-309, 1988.

JIA, L., SU, Z., HURK, B., MENENTI, M., MONEE, A., DE BRUIN, H. A. R., YRISARRY, J. J. B., IBÁÑEZ, M. & CUESTA, A. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATRS measurements. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.28, p.75-88, 2003.

KIDDER, S. Q., HAAR, T. H. V. *Satellite Meteorology an Introduction*. San Diego: Academy Press, Inc, 1995.

KUSTAS, W. P & NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over and surfaces. IAHS, **Hydrology Science Journal**, v.41, p.495-516, 1996.

LANG, A. R. G., MCNAUGHTON, K. G., FAZU, C., BRADLEY, E. F., OHTAKI, E. Inequality of eddy transfer coefficients for vertical transport of sensible and latent heats during advective inversions. **Boundary Layer of Meteorology**, n.25, p.25–4, 1983.

LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. *Remote Sensing and Image Interpretation*. 4th Edition. John, Wiley & Sons, Inc. New York, p.73, 1993.

LIRA, V. M. **Obtenção de parâmetros biofísicos e evapotranspiração da cana-de-açúcar mediante imagens orbitais na região do Submédio São Francisco**. 161p.Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande,2008.

MA, Y., MONENTI, M., TSUKAMOTO, O., ISHIKAWA, H., WANG, J.; GAO, Q. Remote sensing parameterization of regional land surface heat fluxes over arid area in northwest China. **Journal of Arid Environments**, v.57, p.117-133, 2004.

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. L. Landsat MSS and TM Post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. EOSAT Landsat technical notes 1:3-8, earth observation satellite company, Lanham, Md, 1986.

MIRANDA, F. R. de., GOMES, A. R. M., OLIVEIRA, C. H. C. de, MONTENEGRO, A. A. T., BEZERRA, F. M. L. Evapotranspiração e coeficiente de cultivo do coqueiro anão verde na região litorânea do Ceará. **Revista Ciência Agronômica**, v.38, n.2, 2007.

MORSE, A., ALLEN, R .G., TASUMI, M., KRAMBER, W. J., TREZZA, R.; WRIGHT, J. Application of the SEBAL methodology for estimating evapotranspiration and consumptive use of water through remote sensing. Final Report. Idaho Department of Water Resources – University of Idaho, 2001. 142p.

NICÁCIO R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco.** Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 2008. 320p. Tese doutorado

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR.** Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 2005. 235p. Tese Doutorado

PEREIRA, A. R., ANGELOCCI, L. R., SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas.** Guaíba, RS, **Livraria e Editora Ltda**, p.478, 2002.

ROERINK, G. J., SU, Z., MENENTI, M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.25, n.2, p.147- 157, 2000.

ROUSE, J. W., HAAS, R. H., SCHELL, J. A., DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERIS. In: Earth resources technology satellite-1 symposium, Washington, D. C., NASA. Goddard Space Flight Center, v.1, p.309-317, 1973.

SANTOS, C. A., SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.16, p.9-20, 2008.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2005a.

SILVA, B. B., LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. de. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, 243-252, 2005b.

SILVA, B. B., BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, V. P. R., AZEVEDO, P. V., SILVA B. B. da. Seasonal patterns of the energy balance components in a mango (*Mangifera indica* L.) orchard grown in Northeast Brazil. **Agricultural Journal**, v.1, n.1, p.18-23, 2006.

SILVA, B. B. da., FERREIRA, J. A., RAO, T. V. R., SILVA, V. P. R. da. Crop water stress index and water-use efficiency for melon (*cucumis melo* l.) on different irrigation regimes. **Agricultural Journal**, v.2, p.31-37, 2007.

SILVA, B. B., MENDONÇA, R. R., SILVA, S. T. A., BEZERRA, B. G. Obtenção do albedo e IVDN em áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, RN, p.475-482, 2009.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B., CEBALLOS, J. C. Estimativa de radiação solar a superfície com um modelo estocástico: alguns resultados. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia 2006, Florianópolis. **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2006. V. CD.

SOUZA, C. B. de, SILVA, B. B. da, AZEVEDO, P. V. de, SILVA, V. P. R. da. Crescimento e rendimento do abacaxizeiro nas condições climáticas dos tabuleiros costeiros do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.11, p.134-171, 2007.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B. da, CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.26, n.1, 2008.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Logan: The University of Idaho, 2003. 357p. PhD Dissertation

TEICHRIEB, C. A., ZIMERMANN, H. R., MORAES, O. L. L., AZEVEDO, O. Análise do balanço de energia em duas torres micrometeorológicas do Pampa 07. *Ciência e Natura*, Volume Especial - **V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, p. 149-152, 2007.

TEIXEIRA, A. H. DE C. ; W.G.M. BASTIAANSSEN ; MOURA, M. S. B. ; SOARES, J. M. ; AHMAD, M UD D ; BOS, M. G. . Energy and Water Balance Measurements for

Water Productivity Analysis in Irrigated Mango Trees, Northeast Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology JCR*, v. 148, p. 1524-1537, 2008

TEIXEIRA, A. H. de C., BASTIAANSEN, W. G. M., AHMAD, M. D., BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part B: Application to the regional scale. ***Agricultural and Forest Meteorology***, v.149, p.477-490, 2009.

THORNTHWAITE, C. W., MATHER, J.R., The water balance. Centerton, N J: Drexel Institute of technology – laboratory of climatology. 104 p. ***Publications in climatology***, vol.8, n.1, 1944.

TODD, R. W., EVETT, S. R., HOWELL, T. A. The Bowen ration-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfafa evaluated in a semi-arid and advective environment. ***Agricultural and Forest Meteorology***, v.103, p.335-348, 2000.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with Standardized ground control**. Logan: Utah State University, 2002. 247f. PhD Dissertation