

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO  
EM  
SENSORIAMENTO REMOTO CEPSRM - UFRGS

MONITORAMENTO DE TEMPERATURAS NOTURNAS  
DA SUPERFÍCIE TERRESTRE NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL  
COM USO DO SENSOR ORBITAL AVHRR/NOAA

MAIO, 2003

## **Agradecimentos**

O autor deseja expressar sua gratidão para a orientadora Denise Cybis Fontana pelo bom exemplo de como ser um pesquisador;

A administração das bibliotecas da Física, Matemática, CEPSRM e em especial a Geociências, nesta universidade, por terem facilitado o acesso aos inúmeros periódicos de alta relevância para este trabalho;

As instituições Fepagro e 8º DISME/INMET por permitirem a consulta em seus bancos de dados de grande importância;

Ao colega Ricardo Wanke de Melo pelo companheirismo durante o curso de mestrado;

Aos ilustres pesquisadores Glauber A. Gonçalves, Jerry T. Sullivan, Enric Valor, Hérve Kerdiles, Juan Ceballos e Richard Frey por terem contribuído com importantes sugestões ou comentários para este trabalho.

As agências CAPES e CNPq pela concessão de bolsa de estudo durante o período da realização do curso.

*Este estudo pretende contribuir para o avanço tecnológico de fins pacíficos e é dedicado ao Dr. Alcides Gusso e Arcolina T. Mozer, meus pais.*

## **Acknowledgments**

The author wish to express his gratitude to the advisor Denise Cybis Fontana for provide a good example in how to be as a researcher;

To the Physics, Math, CEPSRM and especially Geosciences libraries administration, at this university, for provide a fast track to the innumerable papers which had high relevance to this work;

To the both Fepagro and 8º DISME/INMET institutions for allowed the consultation in their data base of great importance;

To the classmate Ricardo Wanke de Melo for his fellowship during the mastering science course;

To the illustrious researchers Glauber A. Gonçalves, Jerry T. Sullivan, Enric Valor, Hérve Kerdiles, Juan Ceballos and Richard Frey for their contributions with very useful suggestions or comments to this work.

To agencies CAPES and CNPq for a scholarship granting all along the course.

*This study intends to contribute for the technological advance into peaceful purposes and it is dedicated to Dr. Alcides Gusso and Arcolina T. Mozer, my parents.*

**MONITORAMENTO DE TEMPERATURAS NOTURNAS  
DA SUPERFÍCIE TERRESTRE NO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL  
COM USO DO SENSOR ORBITAL AVHRR/NOAA**

**Autor:** Aníbal Gusso

**Orientadora:** Denise Cybis Fontana

**SINOPSE**

A temperatura da superfície terrestre (TST), além da ação determinante sobre o crescimento e o desenvolvimento das plantas, influencia também muitos processos físicos, químicos e biológicos, tendo significativa relevância científica em um vasto campo das atividades de pesquisa e gerenciamento dos recursos naturais. O objetivo geral deste estudo foi verificar a adequação do uso de sensores orbitais AVHRR/3 NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) classe POES (*Polar Operational Environmental Satellites*) para mapeamento de temperaturas da superfície terrestre no Rio Grande do Sul, visando sua implementação em programas operacionais de monitoramento agrometeorológico. No estudo realizado no período de junho a setembro de 2002, foram utilizadas 11 imagens noturnas e 20 imagens diurnas, captadas na estação de recepção de imagens NOAA pertencente ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM). Após processamento, as imagens foram utilizadas para a determinação da temperatura de brilho da banda 4 e 5 da TST através dos métodos de Becker e Li (1990), Kerr et al. (1992) e Sobrino et al. (1993). A TST obtida a partir das imagens foi comparada aos dados de temperatura do ar obtidos em 13 estações meteorológicas de superfície. Os resultados mostraram que os sensores orbitais AVHRR/3 são adequados para o mapeamento noturno de temperaturas da superfície terrestre no Rio Grande do Sul. O método de Sobrino et al. (1993) é o mais adequado entre os métodos testados para a estimativa das temperaturas noturnas no Estado, embora ainda seja necessário um aprofundamento teórico em relação aos efeitos atmosféricos sobre regiões localizadas em baixas latitudes. Também a temperatura estimada por sensores remotos pode ser utilizada para estimar a temperatura do ar nos locais avaliados, sendo que ainda deve ser testada a extrapolação para outros locais.

# NOCTURNAL LAND SURFACE TEMPERATURE MONITORING IN THE RIO GRANDE DO SUL STATE USING AVHRR/NOAA SATELLITE<sup>1</sup>

**Author:** Aníbal Gusso

**Advisor:** Denise Cybis Fontana

## ABSTRACT

The land surface temperature (LST), besides acting on plant growth and development, has an influence over many physical, chemical and biological processes, having a scientific relevance in a vast field in the research and management of natural resources. The general objective of this work was to verify the validity of the use of orbital sensors of the AVHRR/3 NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) POES (Polar Operational Environmental Satellites) class to mapping surface temperatures in Rio Grande do Sul State, Brazil, with the aim of implementing operational programs of agrometeorological monitoring. In the present study, undertaken in the period of June to September of 2002, 11 night time images and 20 day time images had been used, caught in the station of reception of pertaining images NOAA to the Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM). After processing, the images had been used for the determination of the brightness temperature of band 4 and 5 the LST through the methods of Becker and Li (1990), Kerr et al. (1992) and Sobrino et al. (1993). The retrived LST from the images was compared to the air temperature data provided from 13 meteorological ground based stations. Results have shown that AVHRR/3 orbital sensors are suited to mapping land surface temperature in Rio Grande do Sul. The Sobrino et al. (1993) method, when used to estimate night temperatures in the State, is the most adequate among those tested, although still it is necessary a theoretical deepening with regards to the atmospheric effects over regions located in low latitudes. Also, the temperature estimated by remote sensors can be used to estimate the air temperature at the studied areas, the extension to other places being subject to further testing.

---

<sup>1</sup> M.Sc. Dissertation Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia - Remote Sensing Applied to Natural Resources and the Environment. Porto Alegre, 2003.

## SUMÁRIO

	<b>Página</b>
1. Introdução	1
2. Revisão Bibliográfica	4
2.1. Fundamentação teórica	4
2.2.1. Histórico	4
2.1.2. Implicações da Lei de Planck	6
2.1.3. Superfície terrestre e emissividade	8
2.2. Estimativa da TST por satélites	10
2.2.1. Detecção da radiação por sensores orbitais	10
2.2.2. Sensor AVHRR e calibração em órbita	11
2.2.3. Efeitos atmosféricos	13
2.2.4. Métodos de estimativa da TST	14
2.2.4.1. Método <i>split-window</i> por Becker & Li (1990)	20
2.2.4.2. Método <i>split-window</i> por Sobrino et al. (1993)	20
2.2.4.3. Método <i>split-window</i> por Kerr et al. (1992)	21
3. Material e Métodos	22
3.1. Região de estudo	22
3.2. Dados básicos	22
3.2.1. Imagens de satélite	22
3.2.2. Temperatura do ar	24
3.3. Processamento das imagens NOAA	25
3.3.1. Importação das bandas	25
3.3.2. Calibração radiométrica	25
3.3.3. Georreferenciamento	26
3.3.4. Detecção de nevoeiros	26
3.3.5. Cálculo do NDVI	27
3.3.6. Determinação da TST	27
3.4. Análise de resultados	29
4. Resultados e Discussão	30
4.1. Relação entre TST e $T_{ar}$	30
4.1.1. Análise entre métodos	30
4.1.2. Diferenças entre locais	33

4.1.3. Diferenças entre datas	38
4.1.4. Estimativa da $T_{ar}$	40
4.2. Análise de erros na estimativa da TST	42
4.2.1. Umidade do solo	42
4.2.2. Vapor de água na atmosfera	43
4.3. Relação entre métodos de estimativa da TST	45
5. Conclusões	59
Referências Bibliográficas	60
Apêndices	65

## Lista de Figuras

---

		<b>Página</b>
Figura 2.1	Curvas de distribuição de energia para diferentes temperaturas de corpo negro	7
Figura 2.2	Função resposta normalizada nas bandas 4 e 5, NOAA-15, Sensor AVHRR	11
Figura 3.1	Localização geográfica das estações meteorológicas no Estado, apresentadas na Tabela 3.3.	24
Figura 4.1	Relação entre temperatura do ar e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos <i>split-window</i> para o Estado do Rio Grande do Sul	30
Figura 4.2	Diferenças médias (°C) entre a temperatura do ar e a temperatura estimada pelos métodos <i>split-window</i> para os locais selecionados no Rio Grande do Sul	34
Figura 4.3	Relação entre temperatura do ar e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos <i>split-window</i> para Bagé, Bom Jesus, Encruzilhada, Caxias, Farroupilha e Iraí	36
Figura 4.4	Relação entre temperatura do ar e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos <i>split-window</i> para Lagoa Vermelha, Porto Alegre, Quaraí e Santa Rosa	37
Figura 4.5	Diferenças médias (°C) entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície terrestre (TST) estimada pelos métodos <i>split-window</i> para as datas estudadas	39
Figura 4.6	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>24/05</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	48
Figura 4.7	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>25/06</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	49
Figura 4.8	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>14/07</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	50
Figura 4.9	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>15/07a</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	51
Figura 4.10	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>15/07b</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	52
Figura 4.11	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>11/08</b> . As diferenças de temperatura estão entre -1,5°C (azul) a 1,5°C (vermelho).	53

Figura 4.12	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>27/08</b> . As diferenças de temperatura estão entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ (azul) a $1,5^{\circ}\text{C}$ (vermelho).	54
Figura 4.13	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>03/09</b> . As diferenças de temperatura estão entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ (azul) a $1,5^{\circ}\text{C}$ (vermelho).	55
Figura 4.14	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>04/09a</b> . As diferenças de temperatura estão entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ (azul) a $1,5^{\circ}\text{C}$ (vermelho).	56
Figura 4.15	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>04/09b</b> . As diferenças de temperatura estão entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ (azul) a $1,5^{\circ}\text{C}$ (vermelho).	59
Figura 4.16	Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia <b>25/09</b> . As diferenças de temperatura estão entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ (azul) a $1,5^{\circ}\text{C}$ (vermelho).	58

## Lista de Tabelas

---

		<b>Página</b>
Tabela 2.1	Características gerais do sensor AVHRR	12
Tabela 2.2	Características espectrais comparadas dos sensores AVHRR	12
Tabela 3.1	Imagens AVHRR/3 noturnas selecionadas para estudo	23
Tabela 3.2	Imagens AVHRR diurnas selecionadas para estudo	23
Tabela 3.3	Coordenadas geográficas das estações meteorológicas, municípios e instituições	25
Tabela 4.1	Valores médios, máximos e mínimos da diferença (°C) entre a temperatura do ar e a temperatura estimada pelos métodos <i>split-window</i> para o Rio Grande do Sul	32
Tabela 4.2	Valores médios da diferença (°C) entre a temperatura do ar e a temperatura estimada pelos métodos <i>split-window</i> para os locais selecionados no Rio Grande do Sul	34
Tabela 4.3	Temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), temperatura da superfície terrestre (TST) e diferença entre $T_{ar}$ e TST (°C) média de todos os locais estudados	39
Tabela 4.4	Coefficiente de determinação ( $R^2$ ) e equação de regressão linear entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície terrestre (TST) estimadas pelos métodos <i>split-window</i> para os locais selecionados	40

## 1. Introdução

---

A agricultura é o principal ramo da atividade econômica no Brasil e proporciona uma contribuição importante ao produto interno bruto. Apesar do clima no Brasil ser geralmente favorável na maior parte das áreas de cultivo, ocorre grandes variações na produção agrícola de um ano para outro (Liu e Kogan, 2002). O Estado do Rio Grande do Sul é um dos maiores produtores e exportadores de grãos do Brasil, produzindo cerca de 17% da produção agrícola nacional. Na safra 2000/2001 foram produzidas no país, cerca de 114 milhões de toneladas de grãos, especialmente soja, arroz, milho e trigo. A atividade agropecuária assume, portanto, enorme repercussão social e econômica.

O principal fator de risco à atividade agropecuária no Estado é dado pelas condições meteorológicas, sendo a deficiência hídrica e as baixas temperaturas, os fenômenos que mais freqüentemente causam quebras de safras. Neste contexto, é fundamental o desenvolvimento de métodos precisos de monitoramento de alguns parâmetros físicos da superfície terrestre e elementos meteorológicos.

A temperatura da superfície terrestre (TST), além da ação determinante sobre o crescimento e o desenvolvimento das plantas, influencia também muitos processos físicos, químicos e biológicos, tendo significativa relevância científica em um vasto campo das atividades de pesquisa e gerenciamento dos recursos naturais.

A queda extrema da temperatura, do ponto de vista agrônomo definido como geada, causa diferentes níveis de danos às plantas dependendo da intensidade e duração. Huschke (1970) define geada como sendo a condição em que a temperatura da superfície ou de objetos próximos cai abaixo de 0°C. Este fenômeno atinge todas as regiões do Estado do Rio Grande do Sul, ocorrendo comumente em três das quatro estações do ano, embora já existam alguns relatos da ocorrência também no verão.

No que se refere à circulação regional da atmosfera, a formação da geada radiativa se dá após a penetração de massas de ar polares, quando um sistema anti-ciclônico está estacionário sobre a região, sendo caracterizado por massas de ar com muito baixa temperatura e umidade. A condição de baixa umidade pressupõe que a radiação de ondas longas, emitida pela superfície da Terra possa escapar livremente sem ser refletida e/ou reemitida pela atmosfera. A condição de ventos fracos também favorece o resfriamento intenso da superfície, pois impõe que, partindo do solo, as camadas sucessivas de ar permaneçam estáveis.

Assim, as características sinóticas de um sistema anti-ciclônico favorecem a queda da temperatura do solo por emissão de radiação eletromagnética de ondas longas, proporcionando, em consequência, a queda da temperatura do ar. É, portanto, exatamente na iminência de ocorrência da TST mínima que se reúnem as melhores condições meteorológicas para observação da superfície terrestre usando sensores remotos orbitais para a aquisição de dados da superfície.

A temperatura real da superfície terrestre pode ser obtida, então, a partir da detecção da radiação de ondas longas, emitida na faixa do infravermelho por sensores orbitais, como é o caso do AVHRR/3 (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), que vai a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) classe POES (*Polar Operational Environmental Satellites*).

Atualmente, a meta da NASA é alcançar uma acurácia próxima de 1K na estimativa da TST. Este objetivo vem sendo demonstrado com a implementação de inúmeros programas de monitoramento por sensores orbitais. Entretanto, os métodos publicados mais conhecidos, foram desenvolvidos a partir de dados gerados sobre regiões da Europa e Estados Unidos, com condições de tempo e clima diferentes das encontradas no Estado do Rio Grande do Sul.

O uso de técnicas radiométricas de baixo custo com a utilização do sensor AVHRR/3 na estimativa da temperatura, caso seja ajustada às diferentes regiões do Estado, pode suprir uma importante lacuna no setor de monitoramento agrícola, obtendo-se maior detalhamento da distribuição espacial e temporal deste importante elemento. Cada um dos satélites da série NOAA, esta em uma altitude aproximada de 850Km e completam uma órbita a cada 102 minutos, o que permite, pelo menos, duas passagens por dia sobre qualquer local da Terra. Isto é especialmente importante visto que atualmente no Rio Grande do Sul, estão em operação cerca de 40 estações meteorológicas de superfície, gerenciadas pelas duas instituições oficiais, Instituto Nacional de Meteorologia (INMET/8<sup>o</sup>DISME) e Fundação de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO).

Tendo caráter pioneiro na estimativa da TST através dos satélites da série NOAA no Rio Grande do Sul, este estudo pretende, também, contribuir para o aperfeiçoamento das tecnologias de análise e rastreamento orbital. Isso pode possibilitar que, nos próximos anos, sejam estabelecidas relações mais adequadas com o rendimento de culturas agrícolas, a partir da incorporação nos modelos agrometeorológicos de variáveis como a evapotranspiração e a temperatura do ar, obtidos por sensores orbitais.

Também é importante ressaltar que, sendo a relação entre TST e temperatura do ar acima desta superfície consistente é possível a geração de mapas deste elemento a partir de imagens orbitais. Esta possibilidade, que ainda deve ser testada, representa um importante avanço para o monitoramento da temperatura da superfície do ar, visto que a extrapolação dos dados para além das estações meteorológicas ainda não é satisfatória.

Em vista do exposto, é a coincidência de condições meteorológicas propícias, tanto à ocorrência das temperaturas mínimas como de imageamento através do sensor orbital AVHRR/3, e esta aliada ao forte embasamento teórico subjacente aos métodos de estimativa da TST por satélites já existentes é que foi construída a hipótese deste trabalho.

O objetivo geral deste estudo é verificar a adequação do uso de sensores orbitais AVHRR/3 NOAA classe POES para mapeamento de temperaturas da superfície terrestre (TST) no Rio Grande do Sul, visando sua implementação em programas operacionais de monitoramento agrometeorológico.

Os objetivos específicos são:

1. Identificar o método mais adequado para a estimativa da temperatura noturna da superfície terrestre no Estado;
2. Verificar os limites geográficos de validade dos métodos;
3. Gerar funções de relação entre a temperatura estimada por sensores remotos (TST) e a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) medida na superfície.

## 2. Revisão Bibliográfica

---

### 2.1. Fundamentação teórica

#### 2.1.1. Histórico

No fim do século XIX, o problema que desafiava as mentes mais brilhantes da física era a maneira como se distribui a energia irradiada por um corpo aquecido. Normalmente, uma medida de temperatura está relacionada a idéia de um instrumento colocado em contato com um corpo que se quer medir a temperatura. Com este procedimento, a medida física que se espera obter, está associada à energia interna do corpo. Mesmo um modelo clássico como a Teoria Cinética dos Gases de 1860 (fundamentado nas leis dos movimentos de Isaac Newton de 1687), já previa que a temperatura de um corpo estava diretamente relacionada à energia cinética média das partículas individuais que constituem o corpo, como átomos e/ou moléculas. Adicionalmente, as equações de James Clerk Maxwell de 1873, previam que a emissão de radiação térmica era devido aos movimentos acelerados das partículas microscópicas portadoras de carga elétrica no interior do corpo, como uma resposta a perturbação no campo eletromagnético combinado dessas partículas carregadas. Este modelo ainda previa que esta perturbação se propagaria em uma velocidade fixa (Hawking, 1988).

Baseado em argumentos como esse, as teorias clássicas eram capazes de explicar muito bem qual a origem da radiação emitida por corpos aquecidos. Entretanto, não foram capazes de explicar corretamente os dados experimentais, muito precisos, de distribuição de energia publicados por Lummer e Pringshein em 1899.

Para estudar os fenômenos de irradiação térmica, os físicos da época supuseram a criação hipotética de um corpo que emitisse um espectro térmico (função distribuição de energia) de caráter universal. Este corpo foi chamado de corpo negro.

Esta entidade como foi concebida, pode descrever ao mesmo tempo um absorvedor e um emissor perfeitos de radiação. Além disso, deveria ajudar a elucidar analiticamente os resultados empíricos até então obtidos como aqueles que levaram a formulação da lei de Stefan-Boltzmann em 1884. Esta lei afirma que pequenas variações na temperatura fazem aumentar rapidamente a energia total irradiada por um corpo na proporção da quarta potência.

A característica que atribuiu ao corpo negro um interesse teórico particular para os físicos, é que na mesma temperatura todos os corpos negros emitem o mesmo espectro de radiação, isto é, todos apresentam a mesma distribuição de energia.

No ano 1900, o físico Lord Rayleigh e o matemático Sir James Jeans, ambos ingleses, fizeram a primeira tentativa de descrever os fenômenos de irradiação de corpos aquecidos fundamentados nos argumentos puramente clássicos que se acreditavam na época. Usando o Princípio da Equipartição da Energia, eles sugeriram em seus cálculos que um corpo negro (ou uma estrela) deveria irradiar energia apenas como função da temperatura do corpo. Essa tentativa se ajustou bem para longos comprimentos de onda, mas ficou conhecida como a Catástrofe do ultravioleta pela discrepância prevista por esse modelo para os valores de emissão em pequenos comprimentos de onda.

Ainda em 1900, o físico alemão Max Planck, provocou uma ruptura não só com o pensamento determinístico implantado por Laplace no século XIX, mas também com os modelos rigidamente clássicos da época. Procurando explicar resultados experimentais, verificou que os modelos matemáticos clássicos exigiam que os osciladores, tais como os aplicados no modelo teórico de Rayleigh e Jeans, irradiassem em todos os comprimentos de onda, logo estariam emitindo quantidades infinitas de energia. Tentando evitar este resultado obviamente ridículo, Planck modificou tais equações introduzindo o conceito de quantização, embora não fosse claro para os físicos da época.

Para chegar ao ajuste matemático que procurava, Planck fundamentado nos estudos de Lord Rayleigh e Sir James Jeans, postulou que os osciladores poderiam alcançar somente determinados níveis de energia, além do qual não seriam capazes de irradiar. Entretanto, este conceito de distribuição de energia de forma quantizada em função do comprimento de onda, não pode ser obtido usando argumentos puramente clássicos. Exatamente por essa razão que os esforços de Maxwell em explicar as linhas espectrais de emissão com modelos vibracionais de moléculas, falharam. Nas palavras de Bohr (1958), os instrumentos adequados só seriam encontrados em formulações matemáticas altamente desenvolvidas. Nos anos seguintes, a proposta da quantização se manifestou também nos trabalhos de Werner Heisenberg, Albert Einstein, Paul Dirac e Erwin Schrödinger, entre outros. Mais tarde, a equação de Planck foi corrigida pelo tratamento estatístico do modelo quântico de Bose-Einstein de 1924. Iniciou aí, o desenvolvimento de uma tendência teórica de análise dos fenômenos que revolucionou

as ciências físicas e que viria ser a base de quase toda a tecnologia atual, a mecânica quântica.

### 2.1.2 Implicações da Lei de Planck

O processo de desenvolvimento científico brevemente descrito anteriormente, leva a pressupor que um corpo irradiador ideal (corpo negro), com temperatura acima do zero absoluto ( $0\text{K} \approx -273^\circ\text{C}$ ), emite energia como função da temperatura que o corpo se encontra na proporção da quarta potência (Fishbane et al., 1996), como já previa a lei empírica de Stefan-Boltzmann, conforme a equação:

$$M_T = \sigma T^4 \quad (1)$$

onde:  $M_T$  é a potência total irradiada por unidade de área da superfície de um corpo negro [ $\text{W m}^{-2}$ ];  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann [ $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ];  $T$  é a temperatura do objeto [K].

A lei da radiação de Planck mostrou como a energia irradiada prevista na Lei de Stefan-Boltzmann, está distribuída em termos de comprimentos de onda no espectro eletromagnético (Hecht, 1998), dado por:

$$M(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{kT\lambda}} - 1} \quad (2)$$

onde:  $M(\lambda, T)$  é a potência irradiada por unidade de área em um dado comprimento de onda especificado por  $\lambda$ , que parte da superfície do corpo negro [ $\text{Wm}^{-2}$ ];  $\lambda$  é o comprimento de onda [m];  $T$  é a temperatura do objeto [K];  $h$  é a constante de Planck [ $6,626 \times 10^{-34} \text{ J s}$ ];  $c$  é a velocidade da luz [ $2,997 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ];  $k$  é a constante de Boltzmann [ $1,380 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ ];

Atribuindo uma temperatura  $T$  em específico, a equação 2 fica dependente somente do comprimento de onda  $\lambda$ , na forma da equação 3:

$$M(\lambda, T) = M_T(\lambda) \quad (3)$$

onde:  $M_T(\lambda)$  descreve a curva da potência irradiada em uma temperatura específica;

Na Figura 2.1, observa-se que a curva de distribuição de energia dada pela equação de Planck é particular para uma dada temperatura.

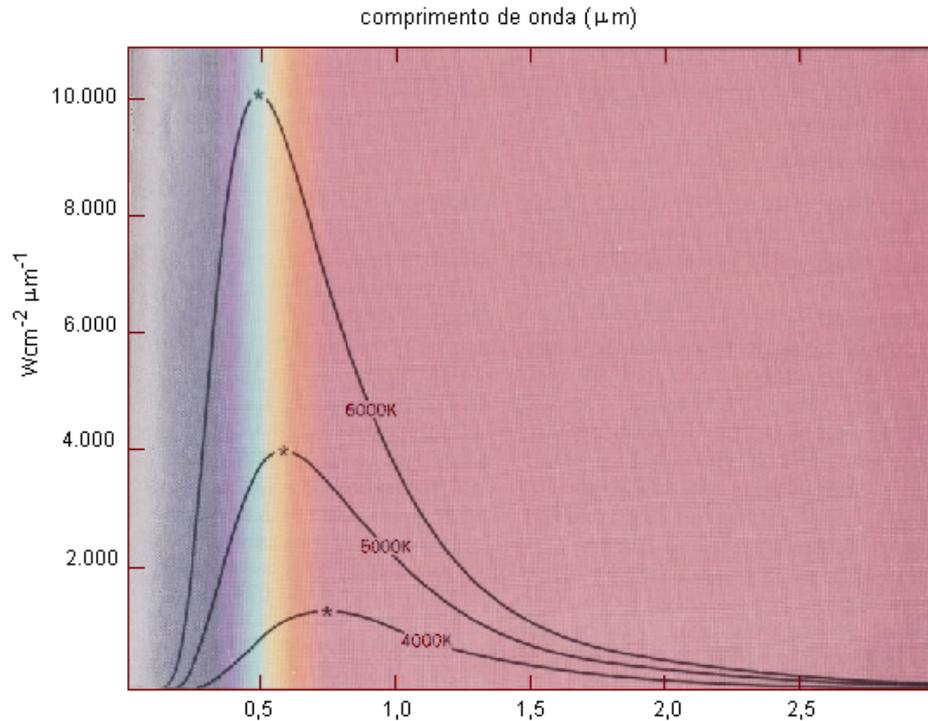


Figura 2.1. Curvas de distribuição de energia ( $M_T$ ) para as temperaturas de 4000, 5000 e 6000K do corpo negro (adaptado de Zeilik, 1997).

Adicionalmente, pode ser demonstrado que a área abaixo da curva definida pela equação 3 expressa o resultado dado pela equação 1, conforme a equação 5, isto é, a potência total irradiada, como já era de se esperar.

Sendo:

$$M_T = \int_0^{\infty} M_T(\lambda) d\lambda = \sigma T^4 \quad (4)$$

isto é:

$$M_T = \int_0^{\infty} \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{(hc/kT\lambda)} - 1} d\lambda = \sigma T^4 \quad (5)$$

onde:  $M_T$  é a potência total irradiada por unidade de área da superfície;

Decorre dessa base teórica que, no regime atual de rotação e irradiação solar, a Terra emite radiação em toda a faixa de comprimentos de onda, que vai de 3,0 a 80,0 $\mu\text{m}$  (Rosenberg, 1974). Por isso, um modelo de estimativa de temperatura por radiometria fundamenta-se no princípio de que toda a matéria emite Radiação Eletromagnética (REM) e possui um espectro contínuo de distribuição de energia.

De acordo com a Lei do deslocamento de Wien, que relaciona o comprimento de onda com o máximo de emissão, os corpos sobre a superfície terrestre em temperatura ambiente de cerca de 300K, têm o máximo de emissão na faixa de 9,7 $\mu\text{m}$  (Lillesand e Kiefer, 1987).

### **2.1.3. Superfície terrestre e emissividade**

De maneira geral, a forma detalhada do espectro de radiação térmica emitida por um corpo real aquecido depende de algum modo da composição deste corpo. Por isso, quando se pretende determinar a temperatura de um corpo medindo a radiação emitida por ele, algumas hipóteses precisam ser feitas sobre as propriedades do objeto em análise. Uma delas, é assumir que o objeto atua como um corpo negro. A energia emitida por um corpo negro depende apenas da temperatura do corpo emissor (Bramson, 1968).

No entanto, corpo negro é uma entidade teórica ideal que representa um emissor de radiação capaz de converter toda a sua energia térmica em radiação eletromagnética a uma taxa máxima permitida pelas leis da termodinâmica. Entretanto, os corpos reais falham nesse processo, isto é, eles não são capazes de apresentar a distribuição de energia prevista para um corpo negro.

Como no ambiente não é possível encontrar corpos negros ideais tais como os descritos pela teoria, propõe-se uma correção para corpos reais, onde a emissividade  $\epsilon(\lambda)$  é o parâmetro de correção, e o fator  $\lambda$  indica a dependência com o comprimento de onda. Este parâmetro é necessário, embora demonstre haver para muitos casos diferenças muito pequenas entre os entes reais da superfície terrestre e o ente ideal elaborado pela teoria da radiação.

Os corpos reais emitem quantidades menores de radiação que o corpo negro e quantidades diferentes em relação a outros corpos. A quantidade chamada emissividade

é um fator de correção que compara a habilidade dos materiais reais em emitirem energia como um corpo negro em cada comprimento de onda (equação 6). Apresenta valores compreendidos entre  $0 < \epsilon(\lambda) < 1$ , analogamente a quantidade denominada absorvância  $\alpha(\lambda)$ , que expressa a habilidade dos corpos em absorverem energia em um determinado comprimento de onda (Hecht, 1998). Os limites 1 e 0 são imposições teóricas, sendo zero para um objeto que apresenta reflexão total e 1 para um objeto como um irradiador ideal.

Tomando:

$$\epsilon(\lambda) = \frac{R_T(\lambda)}{M_T(\lambda)} \quad (6)$$

logo:

$$R_T(\lambda) = \epsilon(\lambda)M_T(\lambda) \quad (7)$$

onde:  $R_T(\lambda)$  é a potência irradiada por unidade de área da superfície de um corpo real em uma temperatura específica para cada comprimento de onda [ $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ ];  $\epsilon(\lambda)$  é a emissividade do corpo em função do comprimento de onda.

Por definição um corpo negro é aquele objeto capaz de absorver toda a radiação que incide sobre ele, na mesma proporção em que emite um espectro de radiação contínuo e em equilíbrio térmico nas condições (muito particulares) descritas pela lei de Kirchhoff de 1859 (Eisberg e Resnick, 1984). A relação  $\alpha(\lambda) \approx \epsilon(\lambda)$  pode ser estabelecida e é uma generalização que decorre imediatamente da lei de Kirchhoff da segunda lei da termodinâmica. Segundo esta relação, todos os corpos reais, também chamados de corpos cinza, só podem emitir radiação em regiões do espectro que a absorção de energia é diferente de zero e a dependência com o comprimento de onda expressa uma característica seletiva. Independentemente dos fatores responsáveis pela capacidade do corpo em absorver ou emitir, a energia emitida será sempre proporcional à energia absorvida. Em outras palavras, quanto melhor absorvedor de energia em uma dada temperatura melhor irradiador também será (Zeilik, 1997).

Freqüentemente os valores da emissividade são desconhecidos e em geral diferentes da unidade na faixa de 10,3 a 12,5 $\mu\text{m}$ . Apesar disso, os valores de emissividade da superfície geralmente variam de 0,9 a 1,0 e dependem da rugosidade, do tipo de cobertura presente, além de outros parâmetros físicos (Andersen, 1997). Uma aplicação disso é o efeito de espalhamentos sucessivos provocados pela interação da

radiação com a forma variada da vegetação, em que a emissividade de uma área vegetada pode ser comparada a de um corpo negro (Salisbury e D’Aria, 1992).

## 2.2. Estimativa da TST por satélites

### 2.2.1. Detecção da radiação por sensores orbitais

A quantidade denominada radiância espectral ( $L_\lambda$ ) expressa em  $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ , é recomendada pela IOS (*International Organization for Standardization*) e pela IUPAP (*International Union of Pure and Applied Physics*) para descrever a energia emitida pela superfície de um corpo aquecido em um dado comprimento de onda em equilíbrio térmico contida em um ângulo sólido e detectado por um sensor (Bramson, 1968).

A radiância proveniente do corpo negro que passa pelo sensor em um canal particular é, então, obtida pelo cálculo da média ponderada da função distribuição de energia de Planck sobre a função resposta do sensor no canal específico que varia em função de  $\lambda$ , conforme as equações:

$$L(T) = \frac{\int_{\lambda} M(T, \lambda) \Phi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda} \Phi(\lambda) d\lambda} \quad (8)$$

que pode também ser expressa em termos do somatório:

$$L(T) = \frac{\sum_{i=1}^n M_i(T, \lambda) \Phi(\lambda) \Delta\lambda}{\sum_{i=1}^n \Phi_i(\lambda) \Delta\lambda} \quad (9)$$

onde:  $\Phi(\lambda)$  é a curva de resposta do sensor como função do comprimento de onda e  $i$  é o índice do somatório.

A Figura 2.2 mostra, como exemplo, os gráficos da função de resposta normalizada nas bandas 4 e 5, respectivamente, do NOAA-L (16), sensor AVHRR/3 (NOAA-KLM User’s Guide, 2000).

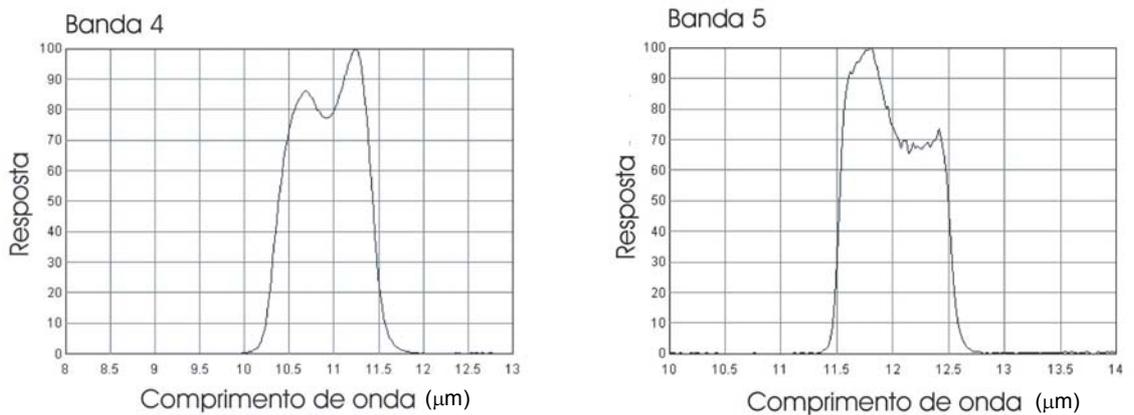


Figura 2.2. Função resposta normalizada nas bandas 4 e 5, NOAA-16, sensor AVHRR/3.

Para todos os satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), o NESDIS (*National Environmental Satellite, Data and Information Services*) usa a equação 8 para gerar tabelas que relacionam a temperatura do corpo negro a um valor de radiância do sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*).

Para cada canal termal, há uma tabela que especifica a radiância em cada décimo de um grau Kelvin para temperaturas entre 180K e 340K. Estas tabelas, contendo 1701 pares (temperatura, radiância) em cada canal, são os valores de referência. A TST pode então ser determinada em função da radiação emitida pela superfície e detectada pelos sensores a bordo de satélites através de cálculos para calibrações de pré-lançamento e em órbita. Entretanto, este valor de radiância deve ser submetido a correções em órbita decorrentes da degeneração do sensor e variações de temperatura de operação dos equipamentos em órbita.

### 2.2.2 Sensor AVHRR e calibração em órbita

O sensor AVHRR/3 a bordo do satélite NOAA é um radiômetro de rastreamento de 3ª geração que proporciona imagens em tempo real no formato HRPT (*High Resolution Picture Transmission*) em múltiplos níveis de informação em 6 canais do espectro eletromagnético, podendo fornecer os dados com periodicidade adequada para estudos agrometeorológicos. Cada banda é sensível a uma faixa do espectro

eletromagnético e estão localizadas desde a faixa do visível até o infravermelho termal (Kidwell, 1991), apresentando características espectrais distintas conforme o sensor (Tabela 2.1 e 2.2).

Tabela 2.1. Características gerais do sensor AVHRR/3 (NOAA-KLM User's guide, 2000).

Parâmetros	Características
Altitude nominal	833 Km
Campo Instantâneo de visão (IFOV)	1,3mrad (1,1Km no nadir no solo)
Ruído Equivalente (NEDT)	< 0,12K em 300K
Ângulo de rastreamento	-55,4° a +55,4°
Taxa de rastreamento linear	360 linhas por minuto
Calibração em órbita I.V.-Termal	Espaço profundo e resistores internos

Tabela 2.2. Características espectrais comparadas dos sensores AVHRR (NOAA-KLM User's guide, 2000).

Bandas ( $\mu\text{m}$ )	AVHRR/2 NOAA 14	AVHRR/3 NOAA 16
1	0,58 – 0,68	0,58 – 0,68
2	0,73 – 1,10	0,72 – 1,00
3A	–	1,58 – 1,64
3B	3,55 – 3,93	3,55 – 3,93
4	10,3 – 11,3	10,3 – 11,3
5	11,5 – 12,5	11,5 – 12,5

O NOAA/NESDIS têm disponibilizado as informações necessárias de pré-lançamento sobre a calibração dos sensores AVHRR para usuários operacionais. Segundo estes procedimentos, são corrigidas as estimativas dos valores de radiância como uma alternativa para a calibração dos valores equivalentes de temperatura de corpo negro. O erro no cálculo dos valores das temperaturas de brilho, está dentro da faixa de 0,1 a 0,2K para a banda 4 e menos que isso para a banda 5 (Sullivan 1999).

Antes do lançamento, ainda em laboratório, os canais termais do sensor AVHRR são testados de maneira a visualizar 17 valores conhecidos de temperatura de 180 a 335K, a partir de um corpo emissor que simula um corpo negro. Dessa maneira cada observação gera um valor de saída em termos de contador digital C, gerando 17 pares de pontos de temperatura/contador digital. Após este procedimento, podem ser calculados 17 valores diferentes de radiância que comparados aos valores de contadores digitais levam à função quadrática (Sullivan, Jerry, T., 2003 - em correspondência pessoal).

Para corrigir efeitos de degeneração do sistema sensor, um procedimento de calibração em órbita executa um ciclo de medidas em alvos com diferentes quantidades de energia que atingem o sensor. Estas quantidades, quando comparadas, permitem por intermédio de interpolação em cálculos estabelecidos no pré-lançamento, melhorar a acuracidade dos dados provenientes da superfície da Terra. Para tanto, o sensor visualiza outros dois alvos, além da superfície terrestre. Um destes alvos é o emissor de radiação térmica a bordo do satélite e o outro é o espaço profundo.

Com este procedimento, é ajustado um valor de contador digital agora calibrado e representativo da radiação termal emitida pela superfície terrestre. O sensor capta  $C_s$  e  $C_{bb}$ , que corresponde aos contadores digitais do espaço e do corpo negro a bordo respectivamente, os quais são transformados em valores correspondentes das radiâncias.

Por este modelo, a radiância proveniente do espaço ( $L_s$ ) é obtida em medições de pré-lançamento do satélite.

A radiância dos resitores internos ( $L_{bb}$ ) é obtida pela lei de Planck para uma temperatura de corpo negro conhecida. Em um gráfico que relaciona contador digital ( $C$ ) e a radiância ( $L$ ), formam-se dois pontos de coordenadas ( $C_s, L_s$ ) e ( $C_{bb}, L_{bb}$ ).

A partir do ajuste de uma função linear relacionando os dois pontos e considerando o valor de contador digital da Terra ( $C_e$ ), obtém-se o valor da radiância da Terra ( $L_e$ ). Feitas as calibrações, pode-se obter valores confiáveis de temperatura manipulando a equação 2. A temperatura da superfície obtida por meio da fundamentação teórica descrita é chamada de temperatura de brilho.

Estes procedimentos descritos são executados no pré-lançamento pela *ITT Aerospace Company* e no pós-lançamento pelo *NOAA/NESDIS Office of Research and Applications*.

### **2.2.3 Efeitos atmosféricos**

Do total da energia que atinge o topo da atmosfera com radiação de pequenos comprimentos de onda, somente parte é absorvida pela superfície terrestre. Essa energia absorvida vai resultar em aquecimento, que será posteriormente devolvido à atmosfera em termos de radiação de grandes comprimentos de onda da faixa do termal. Entretanto, o quanto dessa energia é absorvida e conseqüentemente o quanto será devolvido, depende das condições meteorológicas locais e do estado atmosférico.

No percurso existente entre a superfície terrestre e o sensor orbital, a radiação térmica interage com a atmosfera presente. Os diferentes níveis de densidade dos gases da estrutura atmosférica alteram o seu comportamento térmico, modificando a radiação que a atravessa, de inúmeras formas. Grandezas como a velocidade, comprimento de onda, intensidade e direção da radiação são alteradas nessa passagem. Esses efeitos são muito variáveis no espaço e no tempo e por isso modelos atuais de estimativa da TST, com fins científicos, devem apreciar os fenômenos de interação da radiação eletromagnética (REM) com a atmosfera, incorporando cálculos de correção atmosférica, o que frequentemente os torna bastante complexos. Na região do infravermelho termal, na faixa de 8,0 a 14,0 $\mu$ m do espectro eletromagnético, está situada uma janela atmosférica, definida como a região onde ocorrem as menores interações da atmosfera com a radiação emitida ou refletida pela superfície da Terra. Entretanto, mesmo nas janelas atmosféricas a atmosfera não apresenta um nível de transparência suficiente para ser desconsiderada.

Os processos de atenuação da REM nas regiões termais das janelas atmosféricas são devidos principalmente à presença de vapor de água (H<sub>2</sub>O), ozônio (O<sub>3</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) e dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Com exceção de uma forte absorção pelo oxigênio em 0,76 $\mu$ m as regiões de absorção no infravermelho são dominadas por H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> (A.S.P., 1975). Entretanto, comparado ao vapor de água as outras moléculas têm pequena importância nos processos de atenuação. O maior efeito de absorção ocorre nos níveis mais baixos da atmosfera (McClain et al., 1985).

Devido aos processos de interação da radiação termal com a atmosfera é imperativa a inclusão de modelos numéricos e variáveis que apreciem o processo de transferência da radiação através dela.

#### **2.2.4 Métodos de estimativa da TST**

O sensoriamento remoto da TST está fundamentado na compreensão dos processos de emissão de radiação eletromagnética (termal) pela superfície terrestre e seus mecanismos de interação com a matéria. Por isso, os algoritmos *split-window* de estimativa da TST pelas bandas termais, estão fundamentados na equação de transferência radiativa (Qin e Karnieli, 1999), que pressupõe:

1. a superfície terrestre é um refletor Lambertiano;

2. situação de céu claro e livre de nuvens;
3. prevalecem na atmosfera as condições de equilíbrio termodinâmico.

A precisão das medidas feitas do espaço é limitada pelas interferências atmosféricas de absorção e reemissão da radiação. Por isso, os modelos de correção atmosférica são baseados na equação de transferência radiativa. Para a região do infravermelho, assumindo que a energia irradiada que deixa a camada mais externa da atmosfera em uma situação de céu claro e livre de nuvens é representativa da superfície terrestre, a equação de transferência radiativa pode ser expressa genericamente segundo Ulivieri et al. (1994) como:

$$M_T(\lambda) = R(\lambda, T_S)\tau(\lambda) + R(\lambda, T_A)\tau(\lambda) \quad (10)$$

onde:  $M_T(\lambda)$  é a potência irradiada na camada mais externa da atmosfera;  $\lambda$  é o comprimento de onda;  $T_S$  é a temperatura da superfície terrestre;  $T_A$  é a temperatura média da atmosfera;  $\tau(\lambda)$  é transmitância atmosférica;

Sendo:

$$M_T(\lambda) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{(hc/kT\lambda)} - 1} d\lambda \quad (11)$$

onde:  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$  são os limites inferior e superior da banda de imageamento do sensor respectivamente.

O primeiro termo da equação 10, no lado direito da igualdade, descreve a radiação emitida pela superfície terrestre que é atenuada pela atmosfera. O segundo termo, descreve as contribuições atmosféricas com relação a porção da radiação que parte diretamente da atmosfera para o espaço e a porção emitida para baixo que é refletida pela superfície terrestre.

Considerando a atmosfera como um emissor perfeito, tal como um corpo negro, nenhuma porção da radiação é refletida por ela. Logo,  $\rho(\lambda)=0$  na equação geral da lei de Kirchhoff, fica na forma da equação 12. Adicionalmente, considerando que a porção da radiação emitida em direção a superfície terrestre é totalmente refletida como um refletor perfeito, nenhuma porção da radiação é absorvida pela atmosfera. Logo,  $\alpha(\lambda)=0$ , conforme a equação 13:

$$1 = \varepsilon(\lambda) + \tau(\lambda) \quad (12)$$

$$1 = \rho(\lambda) + \tau(\lambda) \quad (13)$$

inserindo estas condições na equação 10, obten-se a equação 14:

$$M_T(\lambda) = M(\lambda, T_S)\tau(\lambda)\varepsilon(\lambda) + M(\lambda, T_A)[1 - \tau(\lambda)] + M(\lambda, T_A)[1 - \varepsilon(\lambda)][1 - \tau(\lambda)]\tau(\lambda) \quad (14)$$

onde:  $M_T(\lambda)$  é a potência irradiada na camada mais externa da atmosfera;  $\lambda$  é o comprimento de onda;  $T_S$  é a temperatura da superfície terrestre;  $T_A$  é a temperatura média da atmosfera;  $\tau(\lambda)$  é transmitância atmosférica;  $\varepsilon(\lambda)$  é a emissividade da superfície terrestre e  $\rho(\lambda)$  é a reflectância da superfície terrestre.

Diferentes abordagens na teoria de transferência radiativa requerem simplificações diferentes na equação 10, resultando em modelos diferentes de estimativa da TST.

A TST pode ser estimada em função da energia da radiação de comprimentos de onda longos emitidos na faixa do infravermelho (I.V.) do espectro eletromagnético, isto é, o registro da temperatura de brilho é usado para a estimativa da temperatura cinética do solo.

A temperatura de brilho, emitida pela superfície terrestre e medida por sensores orbitais na faixa do infravermelho termal, apresenta diferenças significantes em relação às medidas de temperatura efetuadas por equipamentos meteorológicos em terra, como resultado da absorção e reemissão de radiação termal pela atmosfera e pela diferença na natureza da medida.

Os primeiros esforços no sentido de reduzir os efeitos atmosféricos (Anding e Kauth, 1970; Prabhakara et al., 1974) nas medidas feitas por meio do sensor AVHRR (McMillin, 1975) foram no sentido de utilizar uma combinação dos dois canais termal bandas 4 e 5, para a estimativa da temperatura da superfície do mar (TSM).

O método apresentado por McMillin em 1975, é conhecido como *split-window* e consiste na base teórica de que os efeitos atmosféricos conjugados, que resultam na atenuação da radiação emitida pela superfície, é maior em um canal centrado em 11,5 $\mu$ m do que em um canal centrado em 10,5 $\mu$ m. Esta diferença varia principalmente na proporção da presença de vapor de água na atmosfera. Os métodos multi-canal (*split-window*) são usados com sucesso na estimativa da TSM, onde a emissividade é assumida como igual a unidade, por estar muito próximo do valor real sobre o mar.

Considerando que a superfície é a mesma, a variação na radiação captada nas duas bandas adjacentes está associada aos efeitos atmosféricos conjugados (Ouaidrari et al. 2002). Desta maneira, é possível demonstrar que a temperatura resulta da

combinação linear simples da equação de transferência radiativa, na forma apresentada pela primeira vez por McMillin (1975).

Aplicando a função inversa de Planck (equação 2), integrada na faixa dos comprimentos de onda das bandas 4 e 5 conforme a equação 11 e substituindo na equação 14, obtém-se:

$$T_s = T_4 + a(T_4 - T_5) + b \quad (15)$$

onde:  $T_s$  é a temperatura estimada da superfície;  $T_4$  e  $T_5$  são as temperaturas de brilho nas bandas 4 e 5, respectivamente;  $a$  e  $b$  são os coeficientes da equação que devem ser determinados.

Os coeficientes  $a$  e  $b$  geralmente levam em conta o estado atmosférico relacionado a radiância e transmitância, a emissividade da superfície e os deslocamentos angulares do sensor (Sobrino et al., 1994). Entretanto, estas modelagens sejam teóricas ou empíricas, freqüentemente são consideradas insuficientes por alguns autores como François e Ottlé (1996) e Coll et al. (1994), que inserem uma função dependente da concentração de vapor de água presente em uma coluna vertical na atmosfera.

Variáveis como vapor de água, pressão atmosférica ou densidade de ozônio devem ser obtidas diariamente, o que pode comprometer a capacidade de processamento e a agilidade na disponibilização das informações de temperatura geradas. Geralmente estes são produtos oferecidos pela NASA/GSFC *Data assimilation Office* (DAO).

A maioria dos algoritmos que estão baseados na equação de transferência radiativa, consideram um máximo de  $4\text{gcm}^{-2}$  de vapor de água presente na atmosfera (Ouaidrari et al., 2002). Valores próximos de  $1\text{gcm}^{-2}$  estão associados a uma atmosfera significativamente seca, enquanto que valores próximos de  $6\text{gcm}^{-2}$  representam uma atmosfera significativamente úmida (Sobrino et al., 1994). A precisão destes algoritmos geralmente está ao redor de 3K, sendo que a precisão desejada na estimativa da TST com finalidades científicas é de 1K.

Os métodos de estimativa da temperatura vêm sofrendo adaptações por diversos autores quando o objetivo é gerar resultados satisfatórios na estimativa de temperatura sobre os continentes em diversas regiões do planeta. Vários modelos já foram elaborados como de Becker e Li (1990); Kerr et al. (1992); Sobrino et al. (1993); França

e Cracknell (1994); Ulivieri et al. (1994); Sobrino et al. (1994); Coll et al. (1994), Prata (1994) entre outros. Geralmente, o estabelecimento de relações entre estes algoritmos e a temperatura de brilho tomada como referência e comparada aos dados de terra, permite avaliar se há melhoria significativa na aplicação de métodos mais complexos para estimativa da TST e o quanto estes aumentam a acurácia.

Os métodos baseados na janela dividida local apresentam uma boa precisão da estimativa da TST, desde que as emissividades da superfície estudada em dois canais adjacentes sejam conhecidas com precisão suficiente. Além disso, eles minimizam os efeitos atmosféricos pela combinação da temperatura de brilho dos canais 4 e 5 do sensores orbitais AVHRR/NOAA. O termo local se refere aos coeficientes da equação, informando que a temperatura de brilho da superfície em cada *pixel* não depende do estado da atmosfera, mas apenas da emissividade da área observada.

Atualmente, a ausência de dados representativos sobre a verdade terrestre do tipo de cobertura do solo, torna extremamente difícil testar um algoritmo de estimativa da TST (Sobrino et al., 1994). Diferentemente dos oceanos, a emissividade da superfície terrestre varia significativamente com a vegetação, umidade do solo e rugosidade (Nerry et al., 1988, Salisbury e D'Aria, 1992).

A idéia de melhorar a aplicação dos métodos *split-window* como o de Becker e Li (1990) ou Sobrino et al. (1993), consistem em conhecer com precisão a emissividade na faixa do infravermelho termal da região ou pela incorporação de outras variáveis mais representativas da emissividade na superfície terrestre como *Índice de Vegetação por Diferença Normalizada* (NDVI). O ganho de precisão com estas modificações é conhecido e além disso, a quantidade de vegetação presente é um importante fator na estimativa da TST (Sandholt et al., 2002). Entretanto tais implementações necessitam do cruzamento de duas ou mais imagens (diurna e noturna) próximas temporalmente para correlação.

Alguns autores sugerem que a utilização do NDVI como fator de indicação de características da emissividade da superfície para estimativa da temperatura de superfícies vegetadas, só pode ser obtida com sucesso parcial, visto que a estrutura da vegetação tem natureza dinâmica.

Existem, ainda, 4 tipos de problemas recorrentes específicos para as áreas vegetadas:

1º A contaminação pela influência da temperatura do solo;

- 2° O ângulo de varredura do sensor;
- 3° Tipo de cobertura da vegetação;
- 4° A presença de umidade intrínseca à vegetação.

Apesar disso, já foi demonstrado que o NDVI, além de ser o estimador de emissividade mais usado nas produções bibliográficas em todo planeta, é mais representativo da emissividade da superfície do que outros modelos similares de cobertura do solo. Um estudo preliminar foi feito por Kerényi e Putsay (2000), onde foram comparados os métodos mais usados na estimativa da emissividade da superfície terrestre, o NDVI e o TISI (*Temperature Independent Spectral Index*). Os autores concluíram que o NDVI é um método mais fácil de ser implementado operacionalmente do que o TISI.

Segundo Valor e Caselles (1996), foi encontrada alta correlação entre a emissividade e o NDVI por Van de Griend e Owe (1993). Esta relação, entretanto, é válida apenas para a região de Botswana onde as medidas foram tomadas e não podem ser extrapoladas para outras áreas. Valor e Caselles (1996), ainda propuseram um método usando as relações entre a emissividade e o NDVI salientadas por Van de Griend e Owe (1993). A emissividade conforme proposto por Valor e Caselles (1996), dada pela equação 16, é a emissividade média das bandas 4 e 5 e foi aplicada aos dois métodos *split-window*.

Assim:

$$\varepsilon = 0,985P_v + 0,96(1 - P_v) + 0,06P_v(1 - P_v) \quad (16)$$

sendo:

$$P_v = \frac{\left(1 - \frac{i}{ig}\right)}{\left(1 - \frac{i}{ig}\right) - k\left(1 - \frac{i}{iv}\right)} \quad (17)$$

e  $k$  é dado por:

$$k = \frac{\rho_{2v} - \rho_{1v}}{\rho_{2g} - \rho_{1g}} \quad (18)$$

onde:  $i$  = NDVI;  $ig$  = NDVI solo nú;  $iv$  = NDVI da superfície vegetada;  $\rho_1$  e  $\rho_2$  = reflectância nas bandas 1 e 2 do AVHRR, sendo  $v$  para vegetação e  $g$  para solo descoberto.

#### 2.2.4.1. Método *split-window* por Becker e Li (1990)

Desde que foi apresentado o algoritmo proposto por Becker e Li (1990), provavelmente é o mais citado em estudos que envolvem a estimativa da TST. Com imagens do satélite NOAA-9, foram extraídas características da transmitância da atmosfera com várias linearizações e simulações numéricas realizadas pelo programa **Lowtran 6**. Nestas simulações, foi usada a equação de transferência radiativa sobre 6 modelos atmosféricos e dados de concentração de vapor de água obtidos por radiosondagem.

Foram considerados ângulos de imageamento menor do que 50° e um total de vapor de água presente na atmosfera menor do que 3gcm<sup>-2</sup>.

Os dados foram obtidos dos experimentos HAPEX (*Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment*) em Mobihly, França, que resultaram no algoritmo que expressa os coeficientes P e M em função da emissividade, mas independentes dos efeitos atmosféricos nas condições citadas.

Neste método, T<sub>s</sub> é dado por:

$$T_s = 1,274 + P \frac{(T_4 + T_5)}{2} + M \frac{(T_4 - T_5)}{2} \quad (19)$$

sendo:

$$P = 1 + 0,15616 \frac{(1 - \varepsilon)}{\varepsilon} - 0,482 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \quad (20)$$

$$M = 6,26 + 3,98 \frac{(1 - \varepsilon)}{\varepsilon} + 38,33 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^2} \quad (21)$$

onde: T<sub>s</sub> é a variável que representa a TST calculada; P e M são coeficientes da equação 19;  $\varepsilon$  é a emissividade média das bandas 4 e 5,  $(\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$ ;  $\Delta \varepsilon$  é a variação da emissividade nas bandas 4 e 5;

#### 2.2.4.2. Método *split-window* por Sobrino et al. (1993)

Sobrino et al. (1993) propuseram algoritmos diferentes dependentes da emissividade, para diferentes considerações das situações atmosféricas. No algoritmo

chamado *Weak Split-window* (WSW) devido à fraca influência dos efeitos atmosféricos no coeficiente b da equação 15, são considerados quatro modelos atmosféricos padrão: *Tropical* (T), *Midlatitude summer* (MLW), *1976 standard USA* (US) e *Midlatitude winter* (MLW) como mostra a equação 22:

$$T_s = T_4 + [0,53 + 0,62(T_4 - T_5)](T_4 - T_5) + 64(1 - \varepsilon) \quad (22)$$

onde:  $\varepsilon$  é a emissividade média das bandas 4 e 5,  $(\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$ .

#### 2.2.4.3. Método *split-window* Kerr et al. (1992)

Kerr et al. (1992) propuseram um algoritmo semi-empírico para a estimativa da TST em ambientes áridos com vegetação e semi-áridos com vegetação esparsa que classifica a superfície como solo exposto ou vegetado utilizando dados obtidos em duas áreas de teste dos experimentos HAPEX. Uma em Caumont, no sudoeste da França e a outra na região de Dagurey Gouron, Nigéria. As temperaturas são estimadas separadamente e depois as contribuições são combinadas (Dash et al., 2002). Este método, apesar de não exigir dados da emissividade da superfície como nos métodos anteriores, incorpora o efeito da emissividade em função do NDVI no cálculo do coeficiente C. A equação proposta é:

$$T_s = CT_v + (1 - C)T_g \quad (23)$$

onde:

$$C = \frac{NDVI - NDVI_g}{NDVI_v - NDVI_g} \quad (24)$$

sendo que  $T_v$  é dado por:

$$T_v = -2,4 + 3,6T_4 - 2,6T_5 \quad (25)$$

e  $T_g$  é dado por:

$$T_g = 3,1 + 3,1T_4 - 2,1T_5 \quad (26)$$

onde: os sub-índices v e g representam a superfície com vegetação e do solo descoberto respectivamente.

### **3. Material e Métodos**

---

#### **3.1. Região de estudo**

O estudo foi realizado em área abrangendo o Estado do Rio Grande do Sul com 281.731,64 Km<sup>2</sup>, localizado no extremo sul do Brasil, sendo delimitado pelas latitudes 27°04'49''S e 33°44'42''S e longitudes 49°42'22'' W e 57°38'34''W.

#### **3.2. Dados básicos**

##### **3.2.1. Imagens de satélite**

Foram utilizadas imagens do sensor AVHRR/3 a bordo dos satélites NOAA-K e NOAA-L (15 e 16, respectivamente), captadas na estação de recepção de imagens NOAA pertencente ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia-CEPSRM, cujas coordenadas são: 51°11'35''W e 30°06'39''S.

Inicialmente, foi feito um trabalho minucioso de pesquisa nos arquivos de imagens armazenadas pelo CEPSRM, que mantém um arquivo permanente de imagens NOAA em nível diário. Para tanto, foi necessária uma inspeção visual direta em cada imagem, no período de janeiro a outubro de 2002.

Foram selecionadas 11 imagens noturnas, considerando noites com baixas temperaturas e ausência de nebulosidade, as quais são condições meteorológicas características de um sistema anti-ciclônico sobre a região. Estas imagens listadas na Tabela 3.1 foram utilizadas para a determinação da TST.

Considerando datas próximas das imagens noturnas, foram selecionadas 20 imagens diurnas com baixa nebulosidade sobre o Estado, destinadas ao cálculo do NDVI, o qual foi utilizado como estimador da emissividade da superfície. Todas as imagens diurnas foram geradas pela plataforma NOAA-L (16), e estão citadas na Tabela 3.2. Para a seleção das imagens noturnas e diurnas nas condições necessárias, foram inspecionadas visualmente no arquivo permanente do CEPSRM pelo menos uma vez, cerca de 1200 (um mil e duzentas) imagens.

Tabela 3.1. Imagens AVHRR/3 noturnas selecionadas para estudo.

No	Dados da imagem original				Dados de georreferenciamento		
	Imagem	Ano	Dia	Hora loc.	Erro X	Erro Y	Total
1	02144a15	2002	24/05	07:28	0,0073	0,0062	0,0096
2	02176a16	2002	25/06	02:18	0,0075	0,0063	0,0098
3	02195b15	2002	14/07	20:04	0,0099	0,0081	0,0128
4	02196a16	2002	15/07	01:59	0,0075	0,0066	0,0100
5	02196a15	2002	15/07	07:18	0,0091	0,0070	0,0115
6	02223a16	2002	11/08	02:04	0,0070	0,0069	0,0098
7	02239a16	2002	27/08	01:28	0,0100	0,0119	0,0156
8	02246a16	2002	03/09	02:52	0,0065	0,0063	0,0091
9	02247a16	2002	04/09	02:41	0,0059	0,0065	0,0088
10	02247a15	2002	04/09	07:31	0,0076	0,0066	0,0101
11	02268a16	2002	25/09	02:10	0,0067	0,0063	0,0092

Tabela 3.2. Imagens AVHRR diurnas selecionadas para estudo.

No	Dados da imagem original				Dados de georreferenciamento		
	Imagem	Ano	Dia	Hora loc.	Erro X	Erro Y	Total
1	02155b16	2002	04/06	15:02	0,0089	0,0078	0,0118
2	02165b16	2002	14/06	14:52	0,0075	0,0083	0,0112
3	02173b16	2002	22/06	15:05	0,0099	0,0084	0,0130
4	02175b16	2002	24/06	14:43	0,0101	0,0064	0,0120
5	02176b16	2002	25/06	14:32	0,0090	0,0069	0,0144
6	02194b16	2002	13/07	14:35	0,0097	0,0073	0,0121
7	02195b16	2002	14/07	14:24	0,0098	0,0081	0,0127
8	02196b16	2002	15/07	14:13	0,0086	0,0053	0,0101
9	02204b16	2002	23/07	14:26	0,0095	0,0058	0,0112
10	02209b16	2002	28/07	15:12	0,0073	0,0072	0,0102
11	02221b16	2002	09/08	14:40	0,0081	0,0061	0,0102
12	02230b16	2002	18/08	14:42	0,0094	0,0042	0,0101
13	02237b16	2002	25/08	15:05	0,0077	0,0059	0,0097
14	02238b16	2002	26/08	14:54	0,0073	0,0071	0,0102
15	02239b16	2002	27/08	14:43	0,0081	0,0061	0,0101
16	02245b16	2002	02/09	15:18	0,0065	0,0058	0,0087
17	02247b16	2002	04/09	14:55	0,0072	0,0059	0,0093
18	02257b16	2002	14/09	14:46	0,0064	0,0055	0,0084
19	02267b16	2002	24/09	14:36	0,0065	0,0079	0,0102
20	02268b16	2002	25/09	14:25	0,0065	0,0055	0,0085

### 3.2.2. Temperatura do ar

Foram coletados dados de temperatura do ar, utilizando os gráficos de termógrafos localizados em abrigo meteorológico padrão, posicionados a 1,5m da superfície do solo, em 12 estações meteorológicas distribuídas no Estado (Figura 3.1), cedidos pelo 8º DISME/ INMET (8º Distrito de Meteorologia/Instituto Nacional de Meteorologia) e FEPAGRO/ SCT (Fundação Estadual de Pesquisas Agropecuária/ Secretaria da Ciência e Tecnologia), nos dias e horários correspondentes às imagens noturnas do satélite NOAA selecionadas.

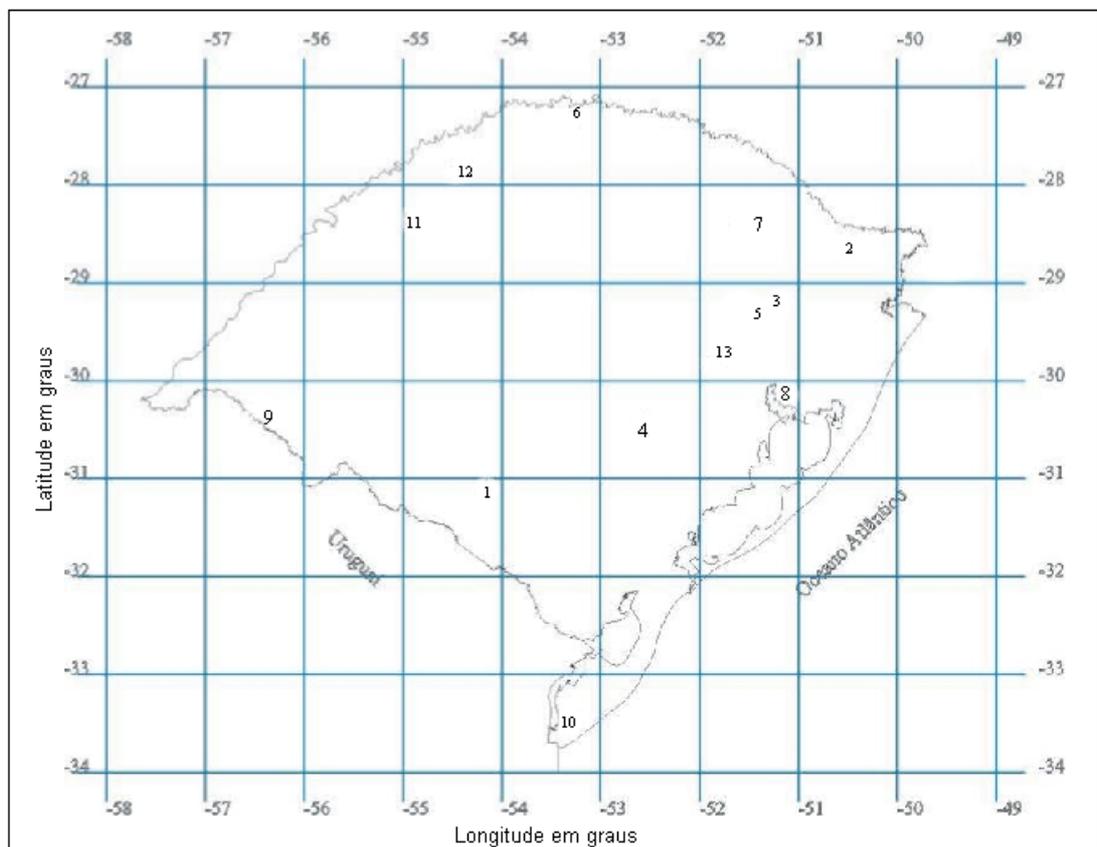


Figura 3.1. Localização geográfica das estações meteorológicas no Estado, apresentadas na Tabela 3.3.

Tabela 3.3. Coordenadas geográficas das estações meteorológicas, municípios e instituições.

<i>Estação</i>	<i>Município</i>	<i>Instituição</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>
1	Bajé	8° DISME	212	-31° 00' 13"	-54° 06' 21"
2	Bom Jesus	8° DISME	1046	-28° 40' 10"	50° 26' 25"
3	Caxias do Sul	8° DISME	817	-29° 10' 25"	-51° 12' 21"
4	Encruzilhada do Sul	8° DISME	432	-30° 32' 35"	-52° 31' 20"
5	Farroupilha	FEPAGRO	783	-29° 14' 30"	-51° 26' 20"
6	Iraí	8° DISME	776	-27° 11' 00"	-53° 14' 00"
7	Lagoa Vermelha	8° DISME	801	-28° 25' 35"	-51° 35' 51"
8	Porto Alegre	8° DISME	3	-30° 05' 00"	-51° 10' 00"
9	Quaraí	FEPAGRO	112	-30° 23' 17"	-56° 26' 53"
10	Santa Vitória do Palmar	8° DISME	23	-33° 31' 14"	-53° 21' 47"
11	São Luiz Gonzaga	8° DISME	231	-28° 23' 27"	-54° 58' 18"
12	Santa Rosa	FEPAGRO	277	-27° 51' 50"	-54° 25' 59"
13	Taquarí	FEPAGRO	54	-29° 48' 15"	-51° 49' 30"

### 3.3. Processamento de imagens NOAA

Os metadados HRPT (*High Resolution Picture Transmission*) gerados pelo sensor AVHRR/3, exigem pré-processamento. Todo o processamento foi realizado utilizando o programa ERDAS Imagine, versão 8.5 e constou dos passos abaixo descritos.

#### 3.3.1. Importação das bandas

Durante a importação das imagens noturnas para o programa ERDAS 8.5, foram selecionadas as bandas 3, 4 e 5 na calibração de temperatura de brilho. Os algoritmos de estimativa da TST (*split-window*) utilizam as temperaturas de brilho nas bandas 4 e 5. A temperatura de brilho na banda 3 foi utilizada em um método de detecção de nuvens Cirrus e nevoeiros que será posteriormente descrito.

#### 3.3.2. Calibração radiométrica

Para a transformação dos registros radiométricos de 10 bits, 1024 contadores digitais, em informação de temperatura de brilho foi utilizado um módulo especializado

no programa ERDAS 8.5, baseado na equação de Planck, que possibilita a transformação dos contadores digitais para radiância. A partir da equação de Planck são obtidos os dados de temperatura de brilho (Kidwell, 1991), na banda 3 ( $T_3$ ), banda 4 ( $T_4$ ) e banda 5 ( $T_5$ ).

### **3.3.3. Georreferenciamento**

O georreferenciamento foi feito em duas etapas. Inicialmente foi utilizado o modelo orbital matemático de georreferenciamento e correção geométrica disponível pela plataforma NOAA.

A segunda etapa envolveu o levantamento de 55 pontos de controle (PCs), distribuídos homogeneamente sobre o Estado, coletados em 15 cartas em escala 1:250.000, confeccionadas pelo Exército Brasileiro, visando obter um erro médio de 1,0 *pixel*. Nesta etapa, a existência de inúmeros corpos d'água nas dimensões de cobertura do *pixel* sobre o Estado e a escolha de alguns destes como PCs, facilitaram a localização na imagem e uma conseqüente acuracidade no georreferenciamento. A coluna Total, nas tabelas 3.1 e 3.2, indicam o erro acumulado em centésimos de grau.

A reamostragem dos pixels foi feita utilizando o método do vizinho mais próximo para uma área correspondente a 1km. As imagens foram, então, recortadas para um retângulo envolvente entre as latitudes com coordenadas 27° 00' S e 34° 00' S e entre as longitudes com coordenadas 58° 00' W e 49° 00' W.

### **3.3.4. Detecção de nevoeiros**

Embora exista uma imposição teórica de que em baixas temperaturas predomina céu claro e livre de nuvens, a ocorrência de nevoeiros na região é bem freqüente. Uma breve inspeção visual utilizando uma composição colorida das temperaturas de brilho nas bandas 3, 4 e 5 auxiliou na localização de nevoeiros.

Foi aplicado o método de detecção de nuvens proposto por Chen et al. (2002). Dadas as diferenças relevantes de tempo e clima encontradas entre o estado do Texas (local onde o método foi testado) e o estado do Rio Grande do Sul, foi realizado um pequeno ajuste no modelo para sua aplicação no presente estudo. Este método utiliza a diferença de temperatura de brilho das bandas 3 e 4 do sensor AVHRR conforme a equação:

$$T_3 - T_4 > 11K \quad (27)$$

Aqueles autores definiram um valor limiar de 11K como a diferença significativa de temperatura para a detecção de nevoeiros. Este critério é apropriado para detecção de nuvens finas, Cirrus e nevoeiros sobre o Texas (Chen et al., 2002). Testes preliminares com este método sobre Rio Grande do Sul indicaram que o valor mais adequado é de 13K, o qual foi adotado no presente estudo.

### 3.3.5. Cálculo do NDVI

Todas as imagens NOAA diurnas, relacionadas na Tabela 3.2, foram transformadas em imagens de índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), através da equação:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (28)$$

onde:  $\rho_1$  e  $\rho_2$  são as reflectâncias na banda 1 e banda 2, respectivamente, do sensor AVHRR.

As imagens diárias de NDVI foram utilizadas, então, para a confecção de imagens de máximo NDVI representativo de cada mês do período de estudo segundo o procedimento de Holben (1986). Nestas imagens cada pixel representa o máximo NDVI mensal de cinco dias em datas próximas as datas das passagens noturnas. As imagens NDVI foram utilizadas nos algoritmos escolhidos como estimadores da emissividade da superfície.

### 3.3.6. Determinação da TST

Os métodos *split-window* testados para a estimativa da temperatura da superfície terrestre (TST), os quais utilizam uma combinação linear das temperaturas de brilho das bandas 4 e 5, foram:

**a) Temperatura de brilho (B4):**

A temperatura de brilho foi determinada apenas para a banda 4 e sem a introdução de correções atmosféricas ou de emissividade. Para tanto foi utilizada a equação inversa de Planck (equação 2).

**b) Becker e Li (1990):**

A TST foi estimada através da equação 19, sendo a emissividade obtida conforme proposto por Valor e Caselles (1996) pela equação 16.

Para o cálculo da equação 14, foram atribuídos os seguintes valores:  $i_g = 0,05$ ;  $i_v = 0,6$ ;  $\rho_{1v} = 0,12$ ;  $\rho_{1g} = 0,18$ ;  $\rho_{2v} = 0,48$ ;  $\rho_{2g} = 0,2$ .

**c) Sobrino et al. (1993):**

Neste método foi aplicada a equação 22, sendo que a emissividade foi calculada também pela equação 16, com os mesmos índices utilizados ao método de Becker e Li, (1990).

**d) Kerr et al. (1992):**

Neste método a TST foi obtida pela equação 23. No cálculo do coeficiente C (equação 24), ao índice  $NDVI_v$  foi atribuído o valor de 0,72 e ao índice  $NDVI_g$  foi atribuído o valor 0,11 constantes em todas as imagens. Segundo Kerr et al. (1992), estes valores foram obtidos originalmente por radiômetros em Niamey, Nigéria em 1991.

Os métodos de Becker e Li (1990) e Sobrino et al. (1993) têm como valores de saída do algoritmo, temperaturas em Kelvin. Nas rotinas destes algoritmos foram ajustados para expressarem a temperatura em Celsius. Assim, as temperaturas das estações meteorológicas e dos algoritmos são apresentadas na escala Celsius.

Para os pontos de coordenadas centrados nas estações onde foram coletados os dados de temperatura do ar (Tabela 3.3), foram extraídos os valores de TST de uma janela de amostragem composta por 9 *pixels*. Foram analisados assim, um conjunto de 143 pares de dados, compostos por 13 locais (estações meteorológicas) 11 datas (imagens) em 4 métodos.

### **3.4. Análise dos resultados**

A partir dos dados extraídos sobre as estações meteorológicas, para cada método de determinação da TST, foram confeccionados gráficos de dispersão entre a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e a TST. Esta análise foi feita utilizando todos métodos, locais e datas, assim como separadamente para cada local e data. Em ambos os casos foram ajustadas equações de regressão linear através do método dos mínimos quadrados.

Foram determinados também os valores médios, máximos e mínimos das diferenças entre a temperatura do ar e a TST para cada método, local e data. Os resultados foram apresentados na forma numérica e gráfica.

A partir destas análises, e considerando o critério de menores diferenças entre  $T_{ar}$  e TST, foi definido o método com melhor desempenho.

Foram, então, determinadas as diferenças entre a TST calculada pelo método de melhor desempenho com relação aos demais métodos testados, sendo as mesmas apresentadas na forma de imagens diferença.

## 4. Resultados e Discussão

### 4.1. Relação entre a TST e $T_{ar}$

No Apêndice 2, encontram-se os dados de temperatura extraídos das imagens (TST) e das estações meteorológicas ( $T_{ar}$ ) utilizados na análise com os resultados para todos os dias, locais e métodos.

#### 4.1.1 Análise entre métodos

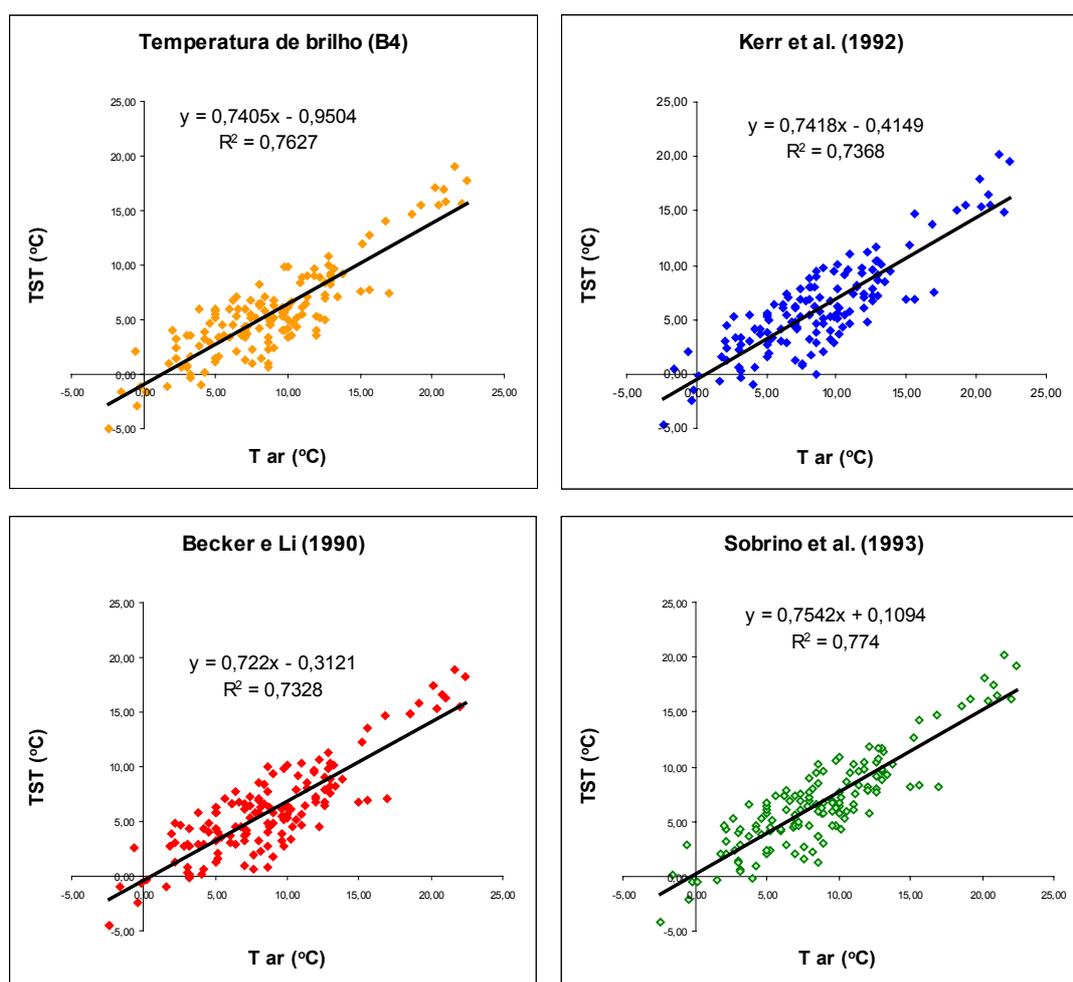


Figura 4.1. Relação entre temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos *split-window* para o Estado do Rio Grande do Sul.

A Figura 4.1 mostra a comparação da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), obtida na estação meteorológica, com aos resultados obtidos pelos métodos de estimativa da TST, assim como para a temperatura de brilho na banda 4. Nesta análise foram considerados todas as datas e locais conjuntamente.

Verifica-se que a TST estimada pelos métodos *split-window* testados apresentou alta associação com a temperatura do ar, com coeficientes de determinação variando entre 0,733 para o método de Becker e Li (1990) e 0,774 para o método de Sobrino et al. (1993).

Os coeficientes obtidos neste trabalho estão próximos aos referenciados na literatura. Kerdiles et al. (1996), monitorando uma área de 500.000Km<sup>2</sup> no Pampa Argentino e fazendo algumas generalizações, encontraram uma correlação de 0,81 e 0,9. Chen et al. (1983) observaram uma correlação que variou de 0,83 a 0,88 entre temperaturas estimadas pelo GOES e a temperatura do ar. Antonioletti (1989) encontrou correlação 0,62 a 0,75 comparando as temperaturas próximas ao solo e as estimadas pelo sensor AVHRR.

Já os coeficientes de regressão próximos de 0,7 (Figura 4.1) para todos os métodos indicam a tendência da TST assumir valores menores do que a  $T_{ar}$ . Este comportamento é esperado, visto que o presente estudo analisou períodos noturnos, quando a superfície do solo se resfria por emissão de ondas longas e a temperatura do ar se mantém superior.

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais realizou alguns testes para implementação da “Operação Inverno” com dados meteorológicos provenientes de estações meteorológicas de Santa Catarina, Curitiba, Paraná e Rio Grande do Sul (Almeida et al., 1982), usando imagens do satélite GOES. O objetivo foi detectar, acompanhar e disseminar informações sobre a ocorrência de geada no Sul do Brasil. Uma análise preliminar de dados registrados na madrugada do dia 30 de julho de 1982 mostrou que a diferença obtida entre a TST e a  $T_{ar}$  (valores arredondados) foi em média 1K. Quando a TST foi comparada aos valores da temperatura do ar medida na relva, a diferença aumentou para 3K.

Em termos gerais, os resultados apresentados na Tabela 4.1 mostram que a diferença média entre a  $T_{ar}$  e a TST ( $T_{ar} - TST$ ) foi, na média de todos os métodos, de 2,66°C. O método que apresentou a máxima diferença (9,86°C) foi o de Becker e Li (1990) e a mínima diferença (2,03°C), ocorreu no método de Sobrino et al. (1993)

embora o valor mínimo destes dois métodos estejam muito próximos de Sobrino et al. (1993). Estes resultados são encorajadores visto que Oliveira (1997) encontrou uma diferença média de cerca de 3,0°C entre a temperatura do ar medida na relva e aquela medida em abrigo meteorológico em diferentes regiões do Estado do Rio Grande do Sul. Esta diferença decorre do tempo necessário para o transporte de energia considerando uma diferença de 1,5m entre a superfície e o abrigo meteorológico. Caselles et al. (1997) compararam métodos de estimativa da TST e encontraram uma diferença média entre a  $T_{ar}$  e a TST de 4,0°C e desvio padrão de 1,1°C para Kerr et al. (1992).

Para o método de Becker e Li (1990) a diferença encontrada foi de 1,9°C com desvio padrão de 1,2°C.

Tabela 4.1. Valores médios, máximos, mínimos e desvio padrão da diferença (°C) entre a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e a temperatura estimada pelos métodos *split-window* (TST) para estado do Rio Grande do Sul.

Parâmetro	Método			
	Kerr et al. (1992)	Becker e Li (1990)	Sobrino et al. (1993)	B4
Média	2,66	2,73	2,03	3,21
Mínimo	-2,68	-3,23	-3,39	-2,70
Máximo	9,52	9,86	8,89	9,58
Desvio Padrão	2,54	2,56	2,35	2,41

A ausência de correção da emissividade pode justificar as maiores diferenças médias entre  $T_{ar}$  e temperatura de brilho obtida a partir da banda 4 (B4). Vale ressaltar que a temperatura de brilho (B4) não é um método de estimativa da TST, mas apenas uma referência. Alguns autores consideram uma das maiores fontes de erros na estimativa de temperatura por modelos de TST, o caráter diverso a de um corpo negro nos materiais na superfície da Terra, dada a grande heterogeneidade dos campos de emissividade e das diferentes temperaturas dos sistemas nas proximidades da superfície (Becker e Li, 1990). Isto ocorre, devido à grande área monitorada pelo sensor orbital AVHRR, que observa diferentes tipos de cobertura, obviamente com diferentes valores de emissividade e gradientes espaciais de temperaturas muito intensos que variam com o tempo, contribuindo efetivamente para erros acumulados na estimativa da TST (Upensky e Scherbina, 1998). Vários autores têm sugerido que a emissividade pode ser a maior fonte de erros na estimativa da TST.

A necessidade da combinação de duas ou mais imagens nos métodos multiespectrais, assim como as dificuldades decorrentes de grandes variações espaciais das características de cada tipo de solo e da atmosfera, tornam a estimativa da emissividade, algo bastante complexo. Entretanto, a emissividade não parece ser um problema nas regiões áridas e semi-áridas do planeta (Ouaidrari et al., 2002). Segundo Kerr et al. (1992), métodos *split-window* que não corrigem o fator emissividade da superfície terrestre fornecerão bons resultados sobre a água, um pouco menos sobre áreas vegetadas, e um resultado pobre sobre áreas de solo exposto. Embora os métodos atuais ainda sejam muito sensíveis a contaminação pela radiação emitida do solo, muitos autores como Kerr et al. (1992), Van de Griend e Owe (1993), Andersen, (1997), Kerényi e Putsay (2000) e Sobrino et al. (2001), têm confirmado a eficiência do cálculo da emissividade usando o NDVI. Apesar disso, em um estudo realizado na Índia por Gupta et al. (1997), foi analisada a resposta da TST em relação ao crescimento do trigo em fases diferentes do desenvolvimento da cultura. Os autores encontraram uma forte relação inversa entre o NDVI e a temperatura da superfície. Além disso, a possibilidade de que o parâmetro emissividade não seja estável no tempo, pode limitar a acuracidade dos métodos de estimativa da TST.

#### **4.1.2 Diferenças por locais**

Verifica-se que ocorreram grandes variações nas diferenças médias de estimativas de TST entre os diferentes locais (Tabela 4.2). Estes mesmos resultados são apresentados graficamente na Figura 4.2, tendo sido as diferenças ordenadas de forma crescente entre as localidades.

Em Santa Rosa, Lagoa Vermelha, São Luiz Gonzaga e Santa Vitória do Palmar foram observadas as maiores diferenças médias, todas acima de 4°C no método de Becker e Li (1990) e Kerr et al. (1992). Já as menores diferenças ocorreram em Iraí e Farroupilha sendo menores do que 1°C e negativas, segundo Sobrino et al. (1993). As Figuras 4.3 e 4.4 mostram os gráficos de dispersão entre TST e  $T_{ar}$  para as localidades separadamente. As figuras informam sobre dois tipos de divergências nos dados. A primeira é a dispersão por imprecisão na estimativa da TST por cada método em relação a  $T_{ar}$ . Este tipo de imprecisão ocorre quando os métodos estimam valores de TST diferentes entre si, o que caracteriza as diferenças entre os métodos. Um gráfico com esta leve tendência, é observado para a localidade de Farroupilha.

Tabela 4.2. Valores médios da diferença ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre a temperatura do ar e a temperatura estimada pelos métodos *split-window* para os locais seleccionados no Rio Grande do Sul.

Local	Kerr et al. (1992)	Becker e Li (1990)	Sobrino et al. (1993)
Bagé	2,41	3,09	2,35
Bom Jesus	2,28	2,48	1,92
Caxias	0,85	2,05	1,05
Encruzilhada	3,90	3,75	3,10
Farroupilha	0,73	-0,06	-0,44
Iraí	0,68	0,22	-0,37
Lagoa Vermelha	5,37	5,03	4,37
Porto Alegre	0,81	1,34	0,90
Quaraí	2,04	2,43	1,49
Santa Rosa	5,97	5,86	4,78
Santa Vitória	4,29	4,42	3,89
São Luiz Gonzaga	4,31	4,28	3,32
Taquarí	0,97	0,61	0,10
Média	2,66	2,73	2,03

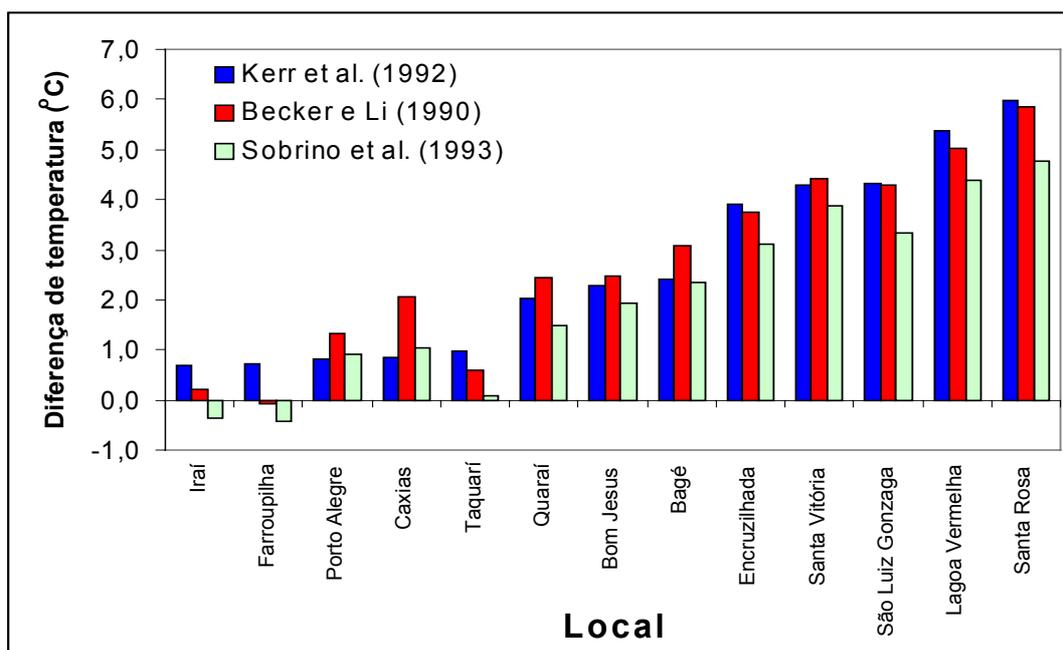


Figura 4.2. Diferenças médias ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre a temperatura do ar e a temperatura estimada pelos métodos *split-window* para os locais seleccionados no Rio Grande do Sul.

A Figura 4.2 mostra que em algumas localidades como: Iraí, Farroupilha, Porto Alegre, Caxias, Taquarí, Quaraí e Bom Jesus apresentaram diferenças médias pequenas e menores que 3°C. As localidades de Bagé, Encruzilhada do Sul, Santa Vitória do Palmar, São Luiz Gonzaga, Lagoa Vermelha e Santa Rosa apresentaram diferenças maiores que 3°C.

Este resultado pode estar relacionado principalmente com dois fatores. 1) O estado atmosférico das camadas imediatamente acima da superfície do solo que afeta as medidas no abrigo meteorológico; 2) Variações de curtos intervalos de tempo na emissividade provocados por chuvas esparsas (fazendo aumentar a emissividade) ou por períodos curtos de secas (fazendo diminuir a emissividade), diferentemente do valor estimado pela composição mensal por intermédio do NDVI.

Diferenças negativas obtidas em Iraí e Farroupilha sugerem um resfriamento do ar nas camadas acima da superfície até a posição do abrigo meteorológico.

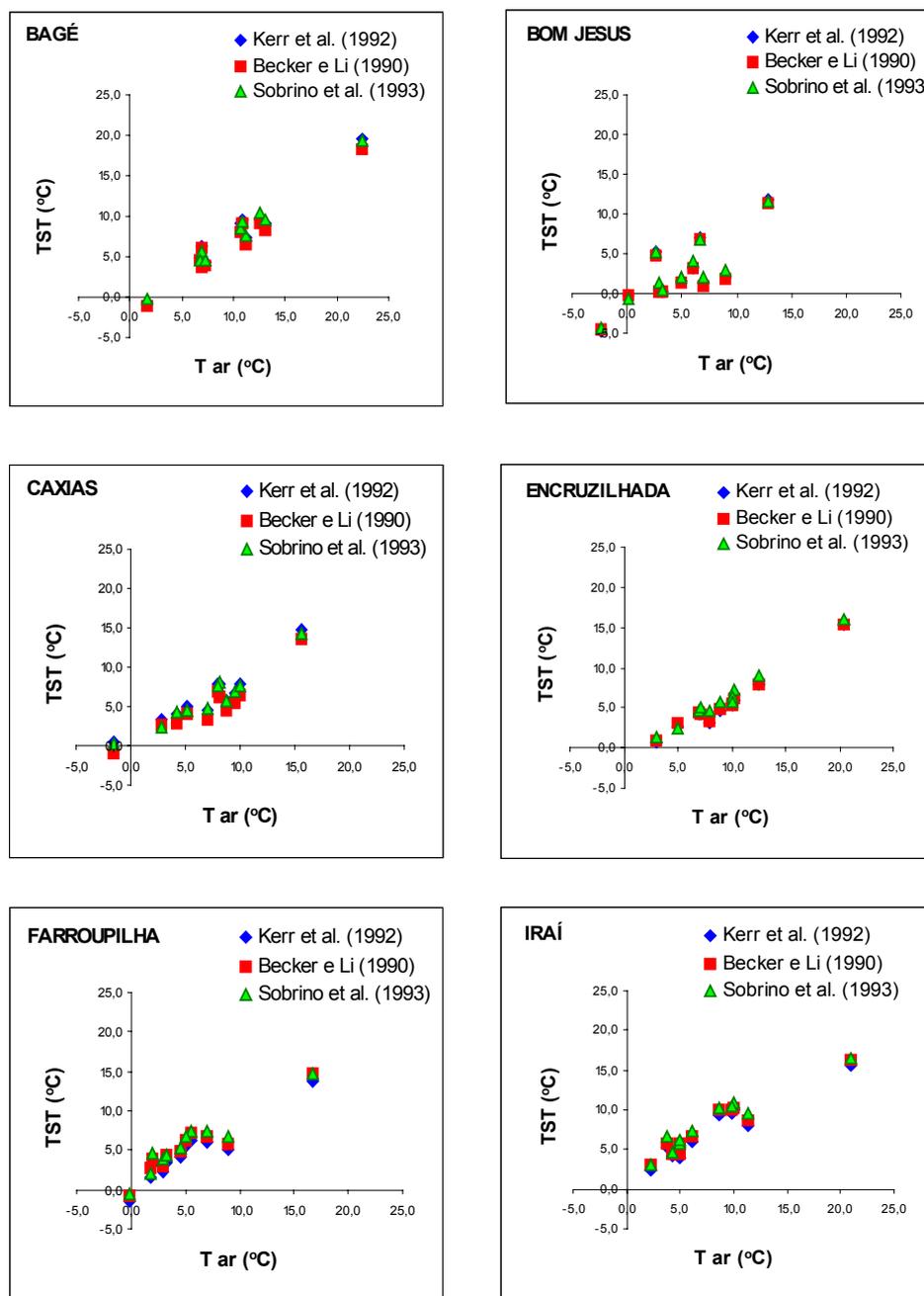


Figura 4.3. Relação entre temperatura do ar e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos *split-window* para Bagé, Bom Jesus, Encruzilhada, Caxias, Farroupilha e Iraí.

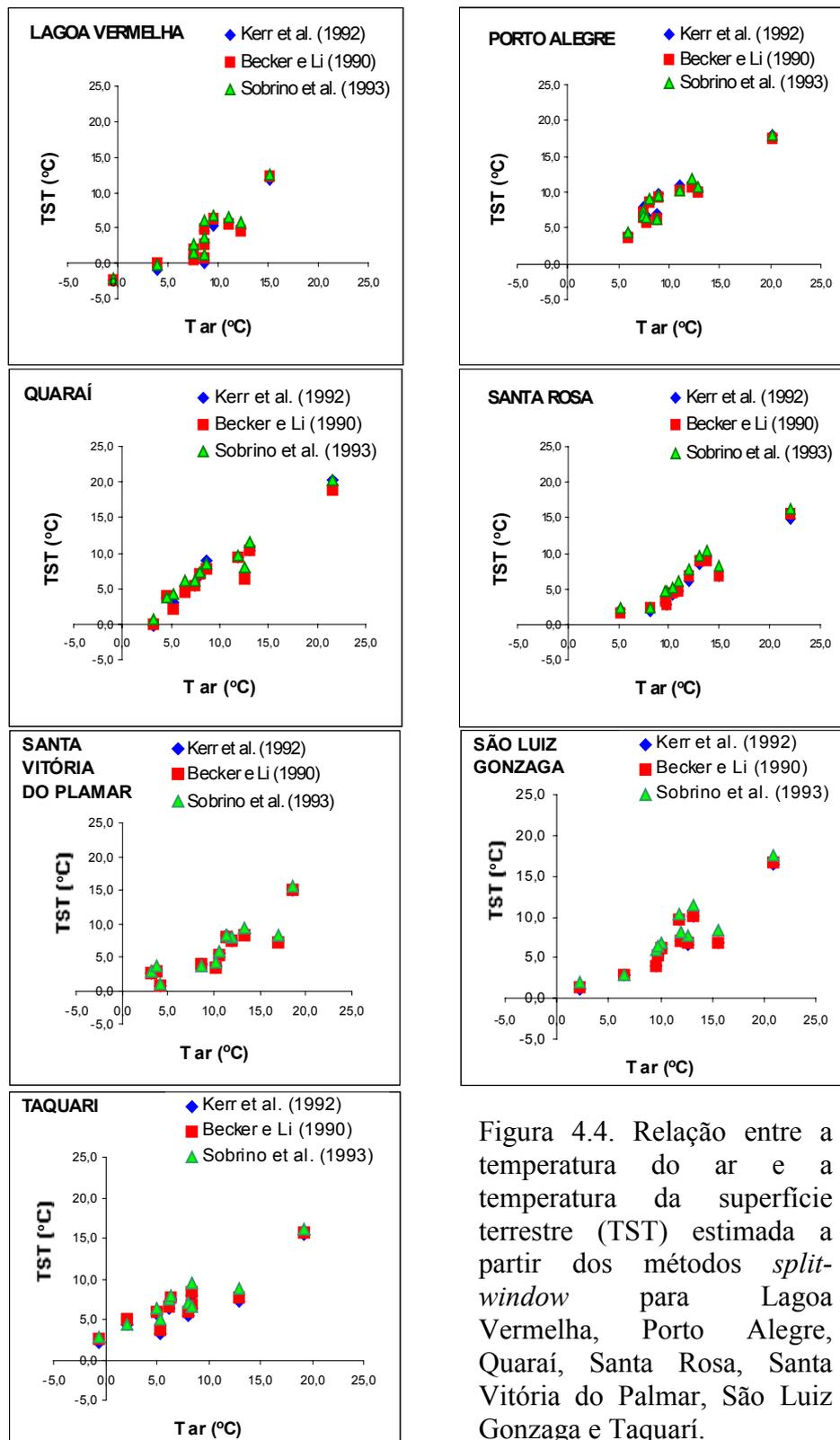


Figura 4.4. Relação entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície terrestre (TST) estimada a partir dos métodos *split-window* para Lagoa Vermelha, Porto Alegre, Quaraí, Santa Rosa, Santa Vitória do Palmar, São Luiz Gonzaga e Taquari.

O segundo tipo de divergência é a dispersão de pontos por datas, mas não entre os algoritmos. Este resultado se caracteriza pela aglutinação dos conjuntos de pontos em função das datas de observação, mostrando na maioria das localidades haver pouca convergência entre a  $T_{ar}$  e a TST ao longo do período observado, mas uma forte concordância entre os modelos. Este resultado predomina em quase todas as localidades, mas principalmente em Bom Jesus. Claramente todos os métodos concordam no valor estimado da TST, mas divergem em relação a  $T_{ar}$ . Nesse sentido, o coeficiente de determinação dado pela reta de tendência, não indica necessariamente maior precisão.

As melhores correlações observadas na série de gráficos estão sobre as localidades de Encruzilhada do Sul e Porto Alegre. O resultado obtido sobre estas duas localidades, como será discutido mais adiante, pode estar associado ao fator emissividade da superfície.

#### **4.1.3 Diferenças entre datas**

Na Tabela 4.3 e Figura 4.5 são apresentados os resultados da análise efetuada buscando comparar o desempenho dos métodos entre as datas estudadas. Houve também grandes variações na temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ) ao longo do período estudado. A menor temperatura do ar ocorreu no dia 25/06 (1,88°C) e a maior ocorreu no dia 27/08 (18,97°C). Excluindo o dia 14/07, os dias 25/06 e 27/08 foram também os dias em que se verificaram a menor e maior diferença entre TST e  $T_{ar}$ , respectivamente.

Na data de 14/07 as diferenças entre TST e  $T_{ar}$  variaram entre 5,78°C para o método de Becker e Li (1990) a 4,57°C para o método de Sobrino et al. (1993) sendo a temperatura do ar neste dia de 12,34°C. Este comportamento, distinto das demais datas, sugere certa inconsistência, dado o horário de passagem do satélite. Enquanto todas as demais imagens foram adquiridas após às 1:30h, em 14/07 a imagem foi adquirida às 20:04h (Tabela 3.1). Neste horário, seriam esperadas diferenças menores entre TST e  $T_{ar}$ , já que o resfriamento noturno encontrava-se em fase inicial. Possivelmente, o resfriamento do ar neste horário ocorreu em consequência da penetração de massa de ar polar.

Tabela 4.3. Temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), temperatura da superfície terrestre (TST) e diferença entre  $T_{ar}$  e TST ( $^{\circ}C$ ) com média de todos os locais observados.

DATA	$T_{ar}$	TST			Diferença ( $T_{ar}$ - TST)			Média
		Kerr et al. (1992)	Becker e Li (1990)	Sobrino et al. (1993)	Kerr et al. (1992)	Becker e Li (1990)	Sobrino et al. (1993)	
24/05	10,88	8,30	8,10	9,26	2,58	2,77	1,61	2,32
25/06	1,88	0,45	0,41	0,93	1,42	1,46	0,95	1,28
14/07	12,34	6,77	6,55	7,77	5,57	5,78	4,57	5,31
15/07a	8,46	5,29	5,13	6,08	3,18	3,33	2,38	2,96
15/07b	6,78	3,36	3,13	4,52	3,42	3,65	2,27	3,11
11/08	8,91	7,19	7,04	7,74	1,71	1,87	1,17	1,58
27/08	18,97	15,59	15,43	16,06	3,37	3,54	2,91	3,28
03/09	4,65	3,04	3,29	2,97	1,60	1,36	1,68	1,55
04/09a	6,75	4,32	4,42	4,67	2,43	2,33	2,08	2,28
04/09b	6,34	4,03	4,00	4,88	2,31	2,34	1,46	2,04
25/09	9,63	7,99	8,07	8,43	1,64	1,56	1,20	1,47

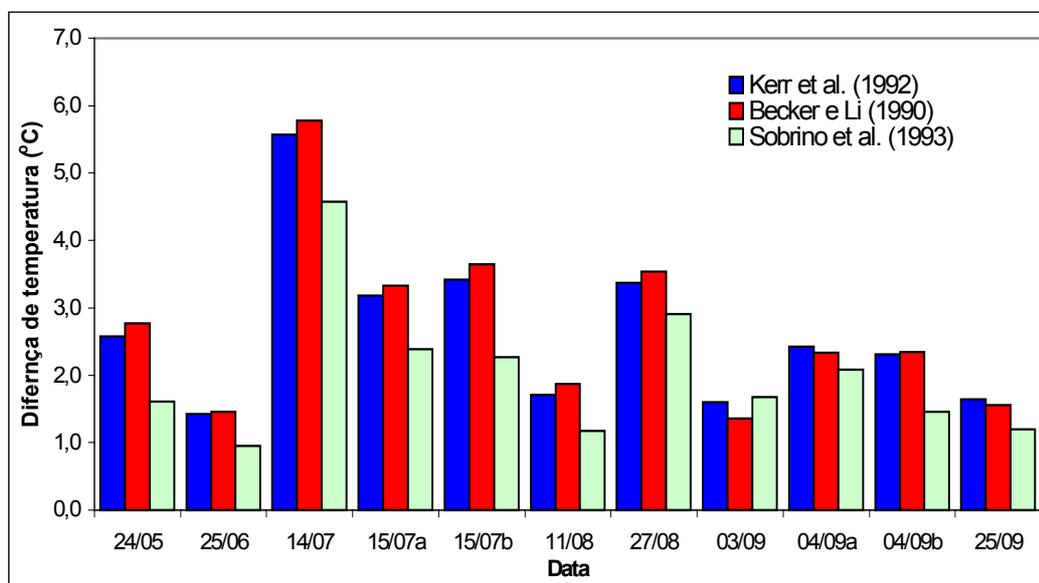


Figura 4.5. Diferenças médias ( $^{\circ}C$ ) entre a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e a temperatura da superfície terrestre (TST) estimada pelos métodos *split-window* para as datas estudadas.

Resultados como diferenças médias menores e maior coeficiente de determinação em comparação aos outros métodos testados, sugerem o método de Sobrino et al. (1993) como fonte dos resultados mais consistentes. Assim, a análise que segue assume este método como referência.

#### 4.1.4 Estimativa da $T_{ar}$

Os coeficientes de determinação das equações de regressão linear obtidos entre a TST estimada pelo método de Sobrino et al. (1993) e a  $T_{ar}$  (Tabela 4.4) foram significativas a 5% de probabilidade localmente. As únicas localidades com  $R^2$  menores do que 0,9 foram Lagoa Vermelha e Bom Jesus. Estes resultados sugerem que é possível gerar mapas tanto de TST como de  $T_{ar}$  confiáveis usando imagens NOAA. Isto é de grande relevância em programas de monitoramento agrícola, visto que o detalhamento espacial destes elementos é impossível com as técnicas de medição normalmente utilizadas e baseadas em estações meteorológicas.

Tabela 4.4. Coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e equação de regressão linear entre a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) e a temperatura da superfície terrestre (TST) estimadas pelo método *split-window* de Sobrino et al. (1993) para os locais selecionados.

Local	Equação	$R^2$
Bagé	$y = 1,061x + 1,882$	0,979
Bom Jesus	$y = 0,844x + 2,370$	0,673
Caxias	$y = 1,168x + 0,032$	0,905
Encruzilhada	$y = 1,156x + 2,127$	0,980
Farropilha	$y = 1,149x - 1,288$	0,896
Iraí	$y = 1,357x - 3,329$	0,915
Lagoa Vermelha	$y = 0,911x + 4,735$	0,800
Porto Alegre	$y = 1,023x + 0,690$	0,904
Quaraí	$y = 0,992x + 1,549$	0,938
Santa Rosa	$y = 1,027x + 4,587$	0,913
Santa Vitória do Palmar	$y = 1,120x + 3,121$	0,758
São Luiz Gonzaga	$y = 1,044x + 2,968$	0,832
Taquarí	$y = 1,411x - 3,065$	0,865

No caso da temperatura do ar, a escolha da equação que relaciona a TST e  $T_{ar}$  a ser aplicada aos *pixels* que compõem a imagem e que não se localizam sobre as estações meteorológicas analisadas, deve ser objeto de estudo em trabalhos futuros. Uma possibilidade é utilizar a metodologia proposta por François et al. (1999), os quais sugerem que a extrapolação das equações de regressão linear seja feita a partir da análise histórica de correlação entre a  $T_{ar}$  no *pixel* e em seus vizinhos.

Conforme sugere Kerdiles et al. (1996), deve ser enfatizado que diferenças obtidas nas comparações feitas entre a TST e  $T_{ar}$  podem conter inúmeras inconsistências. Neste estudo, aponta-se como possível a consequência principalmente de sete fatores.

Primeiro: as grandezas comparadas estão em níveis distintos, ou seja, a comparação foi feita entre a temperatura na superfície do solo (TST) e a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ) localizada 1,5m acima do solo. A existência de um gradiente térmico entre estes dois níveis é esperada e é variável espacialmente e temporalmente.

Segundo: as grandezas comparadas têm natureza distinta. A TST foi caracterizada pela detecção de ondas longas emitidas preferencialmente a partir do solo. A  $T_{ar}$  foi obtida pela temperatura cinética da massa de ar dentro do abrigo meteorológico.

Terceiro: a diferença de resolução espacial das medidas, ou seja, a  $T_{ar}$  foi medida pontualmente na posição do abrigo meteorológico, enquanto a TST, estimada por intermédio do sensor AVHRR/3, foi obtida pela radiância integrada de uma área de  $1\text{Km}^2$ . Neste estudo, a TST sugere a comparação da  $T_{ar}$  com a média de 9 *pixels*, portanto, representativa de uma área de aproximadamente  $9\text{km}^2$ .

Quarto: a grande distância média entre as estações meteorológicas selecionadas com cerca de  $250.000\text{Km}^2$ , determina que o estado da atmosfera possa variar significativamente de um lugar para outro.

Quinto: a diferença de tecnologia usada para a aquisição dos dados, ou seja,  $T_{ar}$  foi medida usando termohigrógrafos, que são aparelhos mecânicos cuja manutenção nem sempre é feita de forma adequada, e TST foi medida usando imagens de satélite, as quais também podem apresentar problemas de calibração.

Sexto: os dados de NDVI foram obtidos apenas pelo satélite NOAA-16, enquanto que dados de TST foram gerados pelos satélites NOAA-15 e 16. Idealizadamente, os instrumentos AVHRR a bordo dos satélites NOAA, apresentam resultados idênticos (Stein-Ross et al., 1999). Entretanto, podem existir sensíveis flutuações entre os instrumentos na capacidade de gerar dados.

Sétimo: as incertezas dos métodos decorrentes da estimativa na emissividade da superfície, assim como das variações no ângulo de imageamento, afetam a estimativa da temperatura de brilho. Segundo Enric Valor (2003) – em correspondência pessoal – a vegetação verde tem valor constante próximo a 0,985. Já o solo e rochas apresentam variações na emissividade um pouco menores, entre 0,70 e 0,97. Portanto, um *pixel*

mistura (vegetação, solo), tem uma emissividade efetiva que é a combinação dos fatores, limitada pela quantidade de vegetação verde na cobertura do solo. Adicionalmente, a umidade do solo também altera a emissividade (geralmente a emissividade aumenta com a umidade do solo). Ainda segundo o autor, os principais fatores que atuam na emissividade são: (i) a porcentagem de vegetação na cobertura do solo; (ii) composição e textura da superfície; (iii) presença de umidade no solo.

## **4.2. Análise de erros na estimativa da TST**

### **4.2.1 Umidade do solo**

Em relação a influência da umidade presente no solo sobre a emissividade, sugere-se uma análise mais aprofundada em função da localização geográfica do Estado dominado pelos climas subtropical e temperado, respectivamente caracterizados pelos tipos *Cfa* e *Cfb* de Köppen (1948). Devido a grande área monitorada neste estudo, variações na emissividade podem estar associadas à ocorrência de chuvas no período diurno, algumas horas antes da passagem do satélite, ou até mesmo, devido a perda de umidade do solo por evaporação.

Conforme discutido anteriormente, é esperado que exista um gradiente térmico entre os dois níveis de medida, sendo, em geral, a  $T_{ar}$  maior do que a TST, o que já foi observado por Gusso e Fontana (2003) na mesma região. Diferenças médias grandes e positivas ( $T_{ar} > TST$ ) pode indicar que a radiância captada pelo sensor seja menor do que a prevista pela emissividade estimada por intermédio do NDVI. Isto resulta imediatamente em um valor menor da TST, fazendo aumentar a diferença. Analogamente, diferenças médias pequenas e positivas podem estar indicando que a radiância captada pelo sensor seja maior que a prevista pela emissividade estimada por intermédio do NDVI, o que resulta imediatamente em um valor maior da TST, fazendo a diferença tender a zero.

Conforme mostra a Tabela 4.3, observa-se as diferenças médias pequenas e positivas nos dias 25/06 com  $\Delta T = 1,28^{\circ}C$  e em 25/09 com  $\Delta T = 1,47^{\circ}C$ , em todos os métodos e para todo o Estado, podem estar associadas a solos mais úmidos. Nesta condição, no período diurno há uma maior absorção de energia (radiação solar), permitindo uma maior irradiação (radiância maior) durante a noite, no momento da

passagem do satélite. A Tabela 4.3 apresenta ainda a diferença média grande e positiva no dia 14/07 com  $\Delta T = 5,31^{\circ}\text{C}$  e no dia 27/08 com  $\Delta T = 3,28^{\circ}\text{C}$ . O fato de que a imagem do dia 14/07 foi feita às 20:04h, não parece ser consistente com este resultado. Desconsiderando possíveis efeitos termodinâmicos na atmosfera, neste horário, já está ocorrendo o resfriamento da superfície que até poucos minutos antes estava com temperatura maior do que a do ar a 1,5m de altura, o que deveria resultar em um valor menor da  $\Delta T$ .

Este valor elevado na diferença de temperatura pode estar associado ao fato da emissividade naquele momento ser menor do que a prevista pelo modelo, situação em que os campos de cobertura estão mais secos.

O sensor AVHRR fornece os dados de temperatura geralmente baseado em duas bandas termais (4 e 5), localizadas na região de uma janela atmosférica, na faixa de 10 a  $12\mu\text{m}$  onde os efeitos de absorção e atenuação são mínimos. Apesar disso, estes efeitos não podem ser desconsiderados (Kerr et al., 1992). O principal fator de atenuação na região do infravermelho termal é o vapor de água. Várias tentativas têm sido feitas para corrigir as flutuações e corrigir o erro introduzido pela variação da quantidade de vapor de água presente na atmosfera.

#### **4.2.2 Vapor de água na atmosfera**

O total de vapor de água presente na atmosfera também varia significativamente no espaço e no tempo, por isso, muitos métodos *split-window* fundamentados na equação de transferência radiativa têm sido desenvolvidos para regiões diferentes do planeta. Para tanto, algumas simplificações restringem a aplicação de tais métodos principalmente sobre regiões semi-áridas e tropicais, onde ocorre grande variação na quantidade de vapor de água, introduzindo erros significativos nas estimativas e tornando ineficiente o uso científico do método em algumas regiões.

Geralmente um método *split-window* fornece resultados satisfatórios por que, teoricamente, o coeficiente “a” na equação 15, é independente do perfil de temperatura e do total de vapor de água presente na atmosfera (Andersen, 1997). Entretanto, isto só ocorre se o efeito de atenuação for pequeno o suficiente de maneira que as simplificações e linearizações aplicadas, não faça extrapolar os resultados. Em

estimativas da temperatura da superfície do mar (TSM), a adoção de coeficientes fixos (e atmosfera constante) no formalismo dos métodos *split-window* é a principal fonte de erros por causa das flutuações locais da atmosfera (Stein-Ross et al., 1999).

Alguns trabalhos como: Sobrino et al. (1991); Kerr et al. (1992); Sobrino et al. (1994); Kerdiles et al. (1996); Andersen, (1997); Caselles et al. (1997); Qin e Karnieli, (1999); Ouaidrari et al. (2002); Chrysoulakis e Cartalis, (2002) têm demonstrado que um método *split-window* de abrangência global não pode ser desenvolvido, dado por pelo menos uma das duas razões a seguir: (i) a variabilidade nos campos de emissividade (já discutida anteriormente); (ii) a influência das condições atmosféricas sobre os coeficientes da equação 15. Adicionalmente, segundo Andersen, (1997), é importante procurar um modelo regional otimizado para ser combinado com as melhores informações da superfície terrestre.

Em muitos algoritmos, incluindo os aplicados neste estudo, os valores estimados de vapor de água, geralmente estão abaixo de  $4\text{gcm}^{-2}$ . Métodos de estimativa da TST têm sido desenvolvidos com modelos atmosféricos baseados em áreas localizadas em latitudes médias e, por isso, a aplicação desses modelos em áreas tropicais é muito limitada (Caselles et al., 1997). Ainda segundo estes autores, um cuidado especial deve ser dado à elaboração de modelos de atenuação da atmosfera que se destinam à estimativa da TST nestas áreas.

Salienta-se que as bandas 3 e 4 já convertidas para temperatura de brilho foram aplicadas a um método de detecção de nuvens Cirrus e nevoeiros. Este método identificou com sucesso nevoeiros localizados na região norte do Estado principalmente sobre os cursos de água no nordeste do estado. Entretanto, não foi evidenciado presença de nevoeiros ou Cirrus sobre as posições geográficas das estações meteorológicas.

Em uma região tipicamente seca como o Nordeste brasileiro França e Cracknell, (1994) relataram variações entre 2,8 e  $4,92\text{gcm}^{-2}$  de vapor de água presente na atmosfera. Uma análise de dados de 1980 a 1995, feita por Ouaidrari et al. (2002), revelou que em muitas regiões do planeta ocorrem frequentemente valores acima de  $7\text{gcm}^{-2}$  e que a média varia entre 0,3 e  $5,5\text{gcm}^{-2}$ . Com base nessas informações, um leitor atento depreende que dados regionais do total de vapor de água presente na atmosfera sobre o Brasil devem ser seriamente considerados em estudos futuros.

### 4.3. Relação entre os métodos de estimativa de TST

A análise apresentada a seguir busca verificar os limites geográficos de validade dos métodos. Para tanto foram analisadas as imagens diferença entre os métodos, sendo considerado o de Sobrino et al. (1993) como a referência. Na escala de cores utilizada, os valores são mais negativos a medida que vão do verde ao azul escuro. Analogamente, os valores positivos estão situados do amarelo ao vermelho. Desta maneira, as diferenças próximas de zero, são apresentadas em tonalidades entre o amarelo e azul claro.

Nas Figuras 4.6 a 4.16 são apresentadas as imagens da diferença entre as estimativas de TST pelo método de Sobrino et al. (1993) em relação ao método de Becker e Li (1990) e Kerr et al. (1992) para todas as datas analisadas. Em todos os casos, verificou-se, que a distribuição espacial das diferenças de TST foram muito semelhantes entre os métodos. Observa-se de maneira geral que as diferenças entre as TST estimadas pelos dois métodos foram pequenas, variando mais significativamente dentro do intervalo de  $-1,5^{\circ}\text{C}$  a  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Na maioria das datas, predominaram os tons que tendem para o vermelho nas imagens, ou seja, em geral o método de Sobrino et al. (1993) estimou TST maiores do que o método de Becker e Li (1990) e Kerr et al. (1992). Os dias 15/07b, 14/07 e 24/05 foram os dias que apresentaram as diferenças mais positivas com a maior parte da imagem em tons de vermelho.

Em contraste, observa-se nos dias 03/09 e 04/09a predominou nas imagens a coloração azul, indicando que os métodos de Becker e Li (1990) e Kerr et al. (1992) estimaram TST maiores do que Sobrino et al. (1993).

Kerdiles et al. (1996), comparou os métodos de Becker e Li (1990) e Sobrino et al. (1993), entre outros. Os resultados mostraram que os dados de temperaturas gerados por Becker e Li (1990) em média foram mais elevados (cerca de 2K) que os gerados por Sobrino et al. (1993). Estes resultados contrariam os obtidos no presente estudo na maioria das datas, mas não em todas. Pode ser visto na Tabela 4.3, que existe uma tendência clara da temperatura média gerada por Sobrino et al. (1993) ser maior do que por Becker e Li (1990). Embora naquele estudo a emissividade da superfície não tenha sido estimada pelo método de Valor e Caselles (1996) como neste estudo, sem que seja considerada uma análise qualitativa mais aprofundada, esta divergência é inexplicada. Em Gusso e Fontana (2003), que compararam Kerr et al. (1992) e Becker e Li (1990)

com emissividade estimada por Griend e Owe (1993), se confirmam as diferenças obtidas por Kerdiles et al. (1996).

Sobre os corpos de água foram observadas variações significativas na temperatura. Os corpos de água têm um perfil espectral decorrente de características físicas muito diversas das encontradas sobre superfícies vegetadas. Os três métodos testados utilizam-se do NDVI como representativo das características emissivas do corpo irradiador. Naturalmente que corpos de água apresentam baixos valores de NDVI, pela diferença de reflectância entre as faixas do visível e do infravermelho próximo correspondentes as bandas 1 e 2, do sensor AVHRR/NOAA. Naturalmente que as reflectâncias detectadas, tanto na banda 1 quanto na banda 2, são muito baixas para corpos de água. Isso faz com que a emissividade estimada, baseada na proporção direta do NDVI, chegue a valores muito baixos e que não são normalmente encontrados sobre superfícies vegetadas. Ora, se a característica emissiva real de um corpo, representada pelo fator de correção  $\epsilon$ , tender para valores muito baixos para um mesmo valor de irradiância, a temperatura aumenta.

A relação entre irradiância e temperatura, na forma da equação 1, nos mostra que a grandeza irradiância está na relação direta com a temperatura de um corpo. A temperatura que é obtida pela equação de Planck está na relação inversa com a emissividade, como mostra a equação 2. Esta característica física prejudica também a obtenção de dados confiáveis de TST baseados na emissividade estimada pelo NDVI, em regiões onde a densidade de biomassa é baixa, especialmente na região do Litoral Sul do Estado.

Verifica-se ainda nestas figuras, que é evidente a existência de uma relação entre as estimativas de TST e a orografia. Em geral, as diferenças foram negativas em regiões baixas e próximo de corpos de água, como no litoral e perto de rios ou açudes.

As diferenças positivas, correspondentes aos tons que se aproximam do vermelho, ocorreram principalmente na região noroeste do estado nos meses de agosto e setembro. Preliminarmente, estes efeitos na comparação sobre algumas regiões decorrem da natureza das considerações teóricas de cada método, isto é, a dependência com emissividade e as correções dos efeitos atmosféricos. Pequenas variações na emissividade ou no teor de vapor de água presente na atmosfera podem resultar em variações significativas na temperatura, dependendo da estabilidade do algoritmo. Entretanto, como já apontado anteriormente (item 4.2.2), as diferentes abordagens na

equação de transferência radiativa desenvolvida em cada método geralmente resultam em imprecisão maior do que a emissividade. Kerr et al. (1992) já indicou que a indução de erros pelas contribuições atmosféricas serão especialmente maiores em superfícies quentes sob uma atmosfera úmida. Durante a noite, estas condições são aquelas encontradas especialmente próximo aos cursos de água onde se manifestaram as maiores diferenças de estimativa da TST entre os métodos.

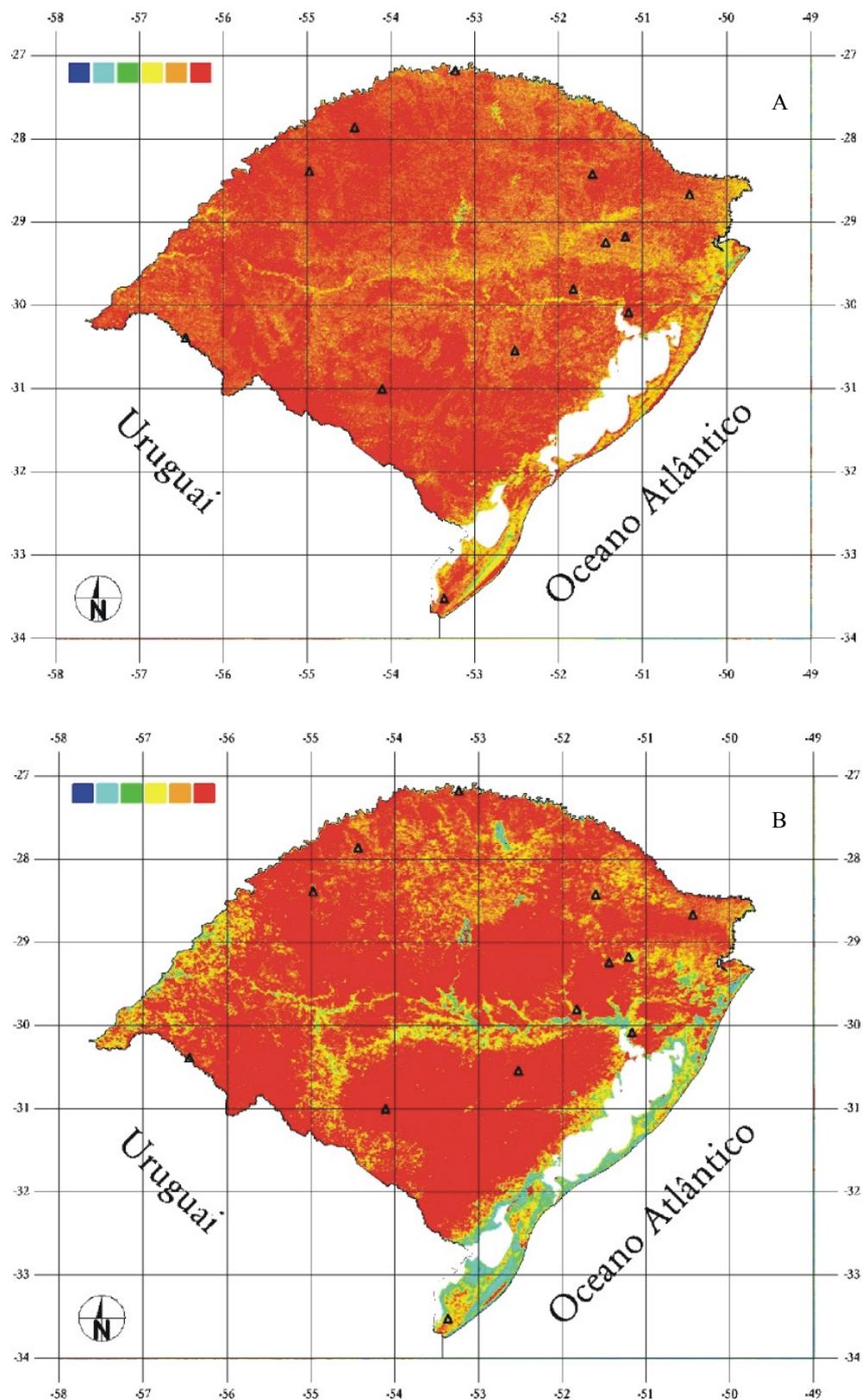


Figura 4.6. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 24/05. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

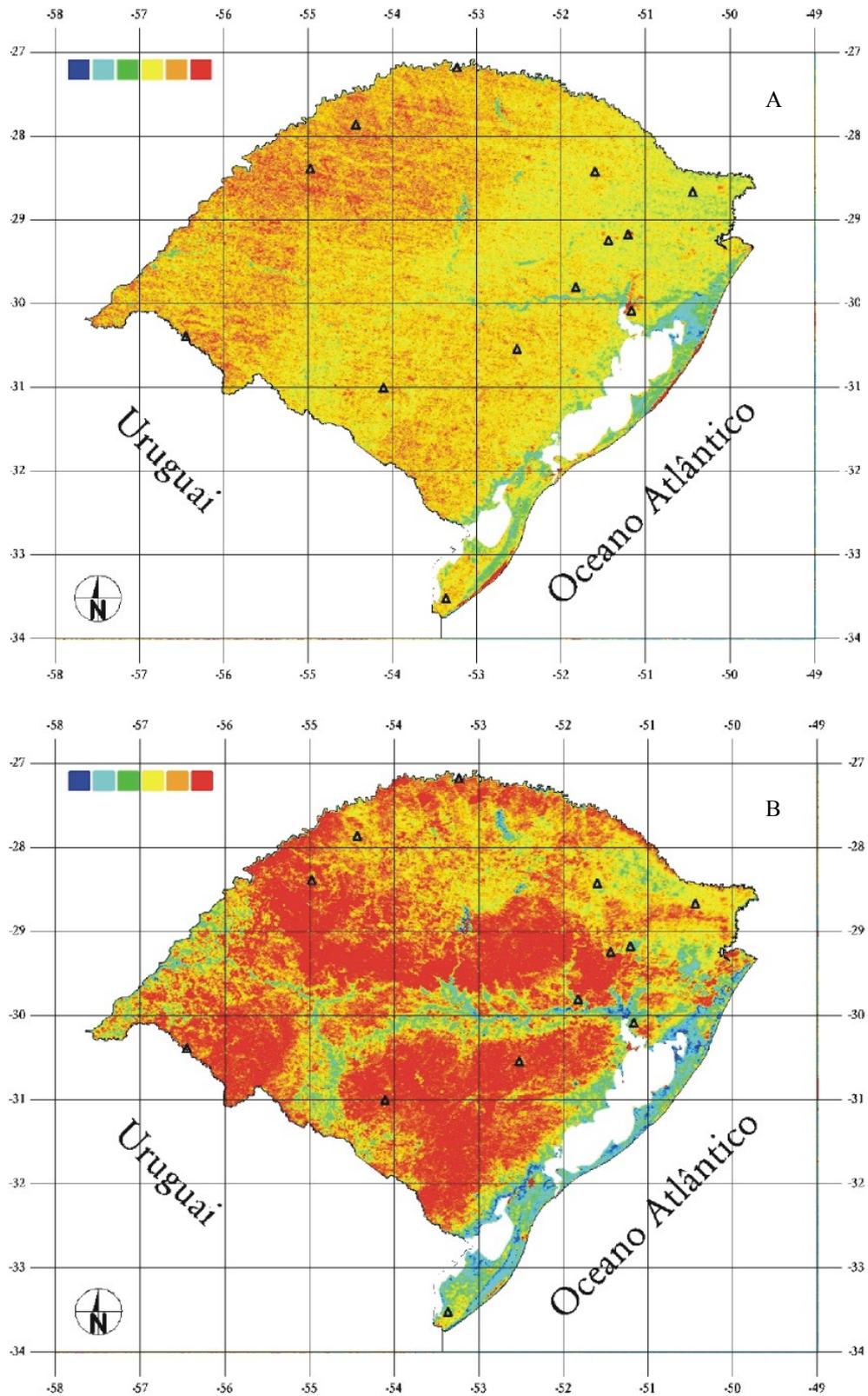


Figura 4.7. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 25/06. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

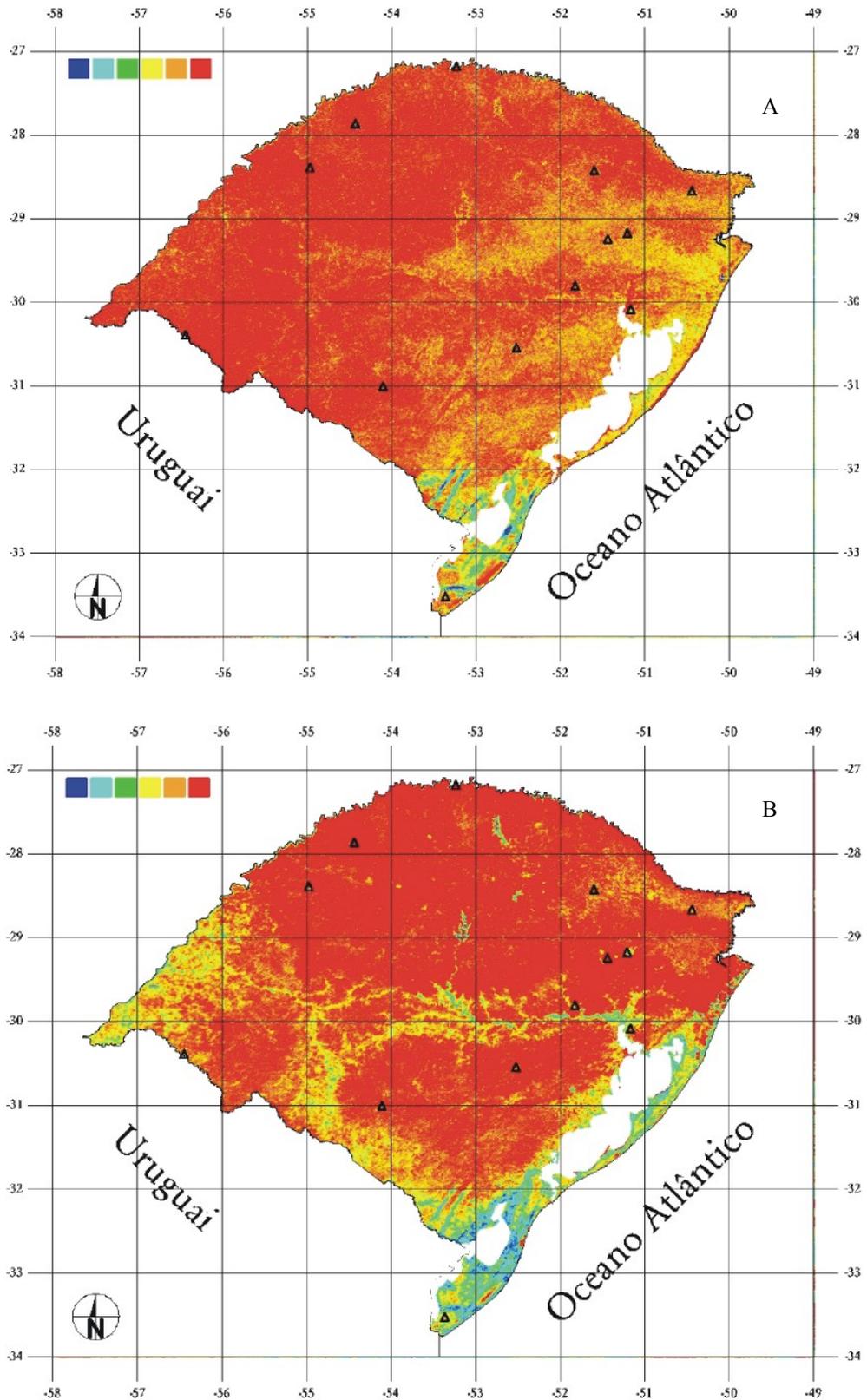


Figura 4.8. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 14/07. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

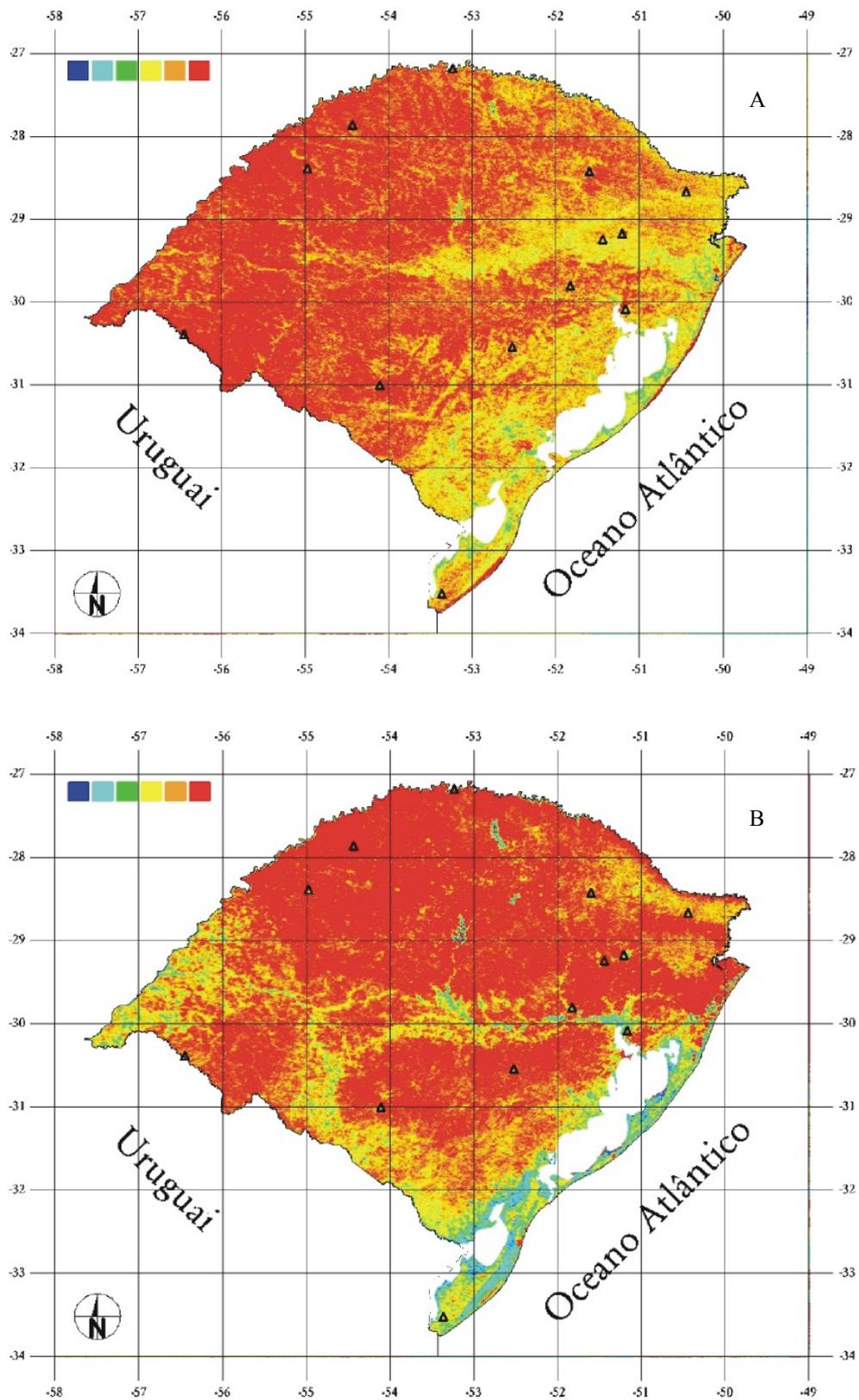


Figura 4.9 Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 15/07a. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

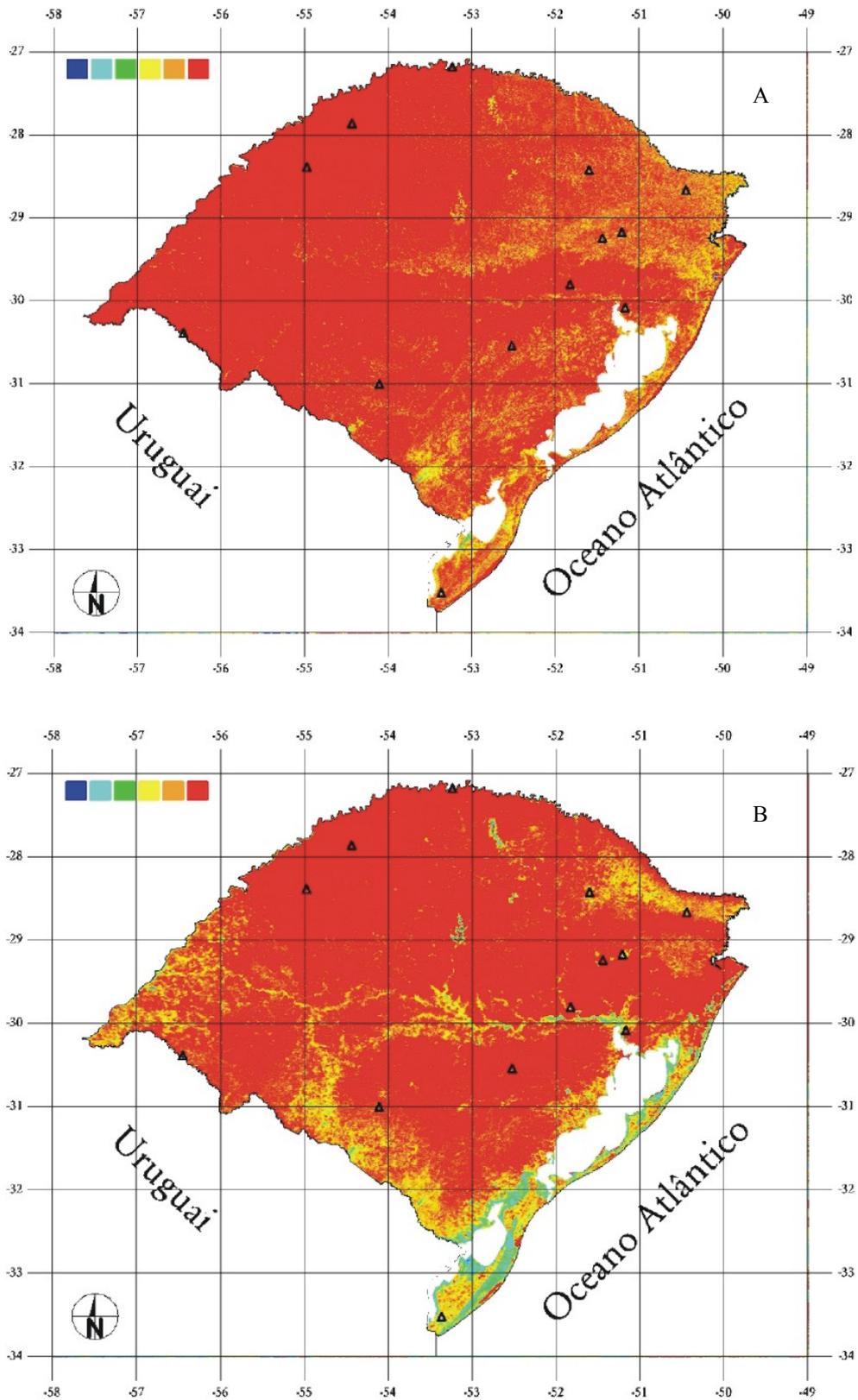


Figura 4.10. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 15/07b. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

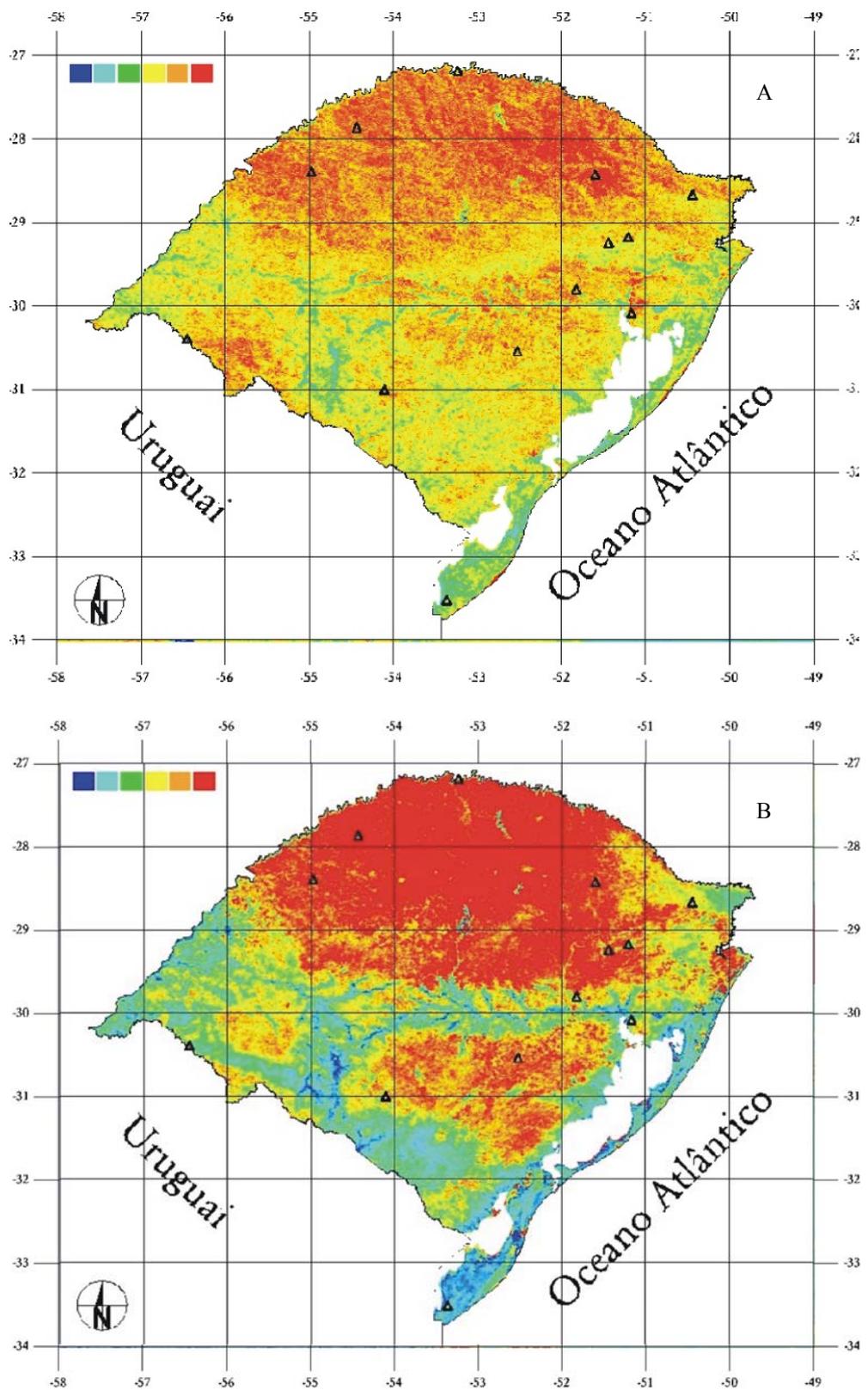


Figura 4.11. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 11/08. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

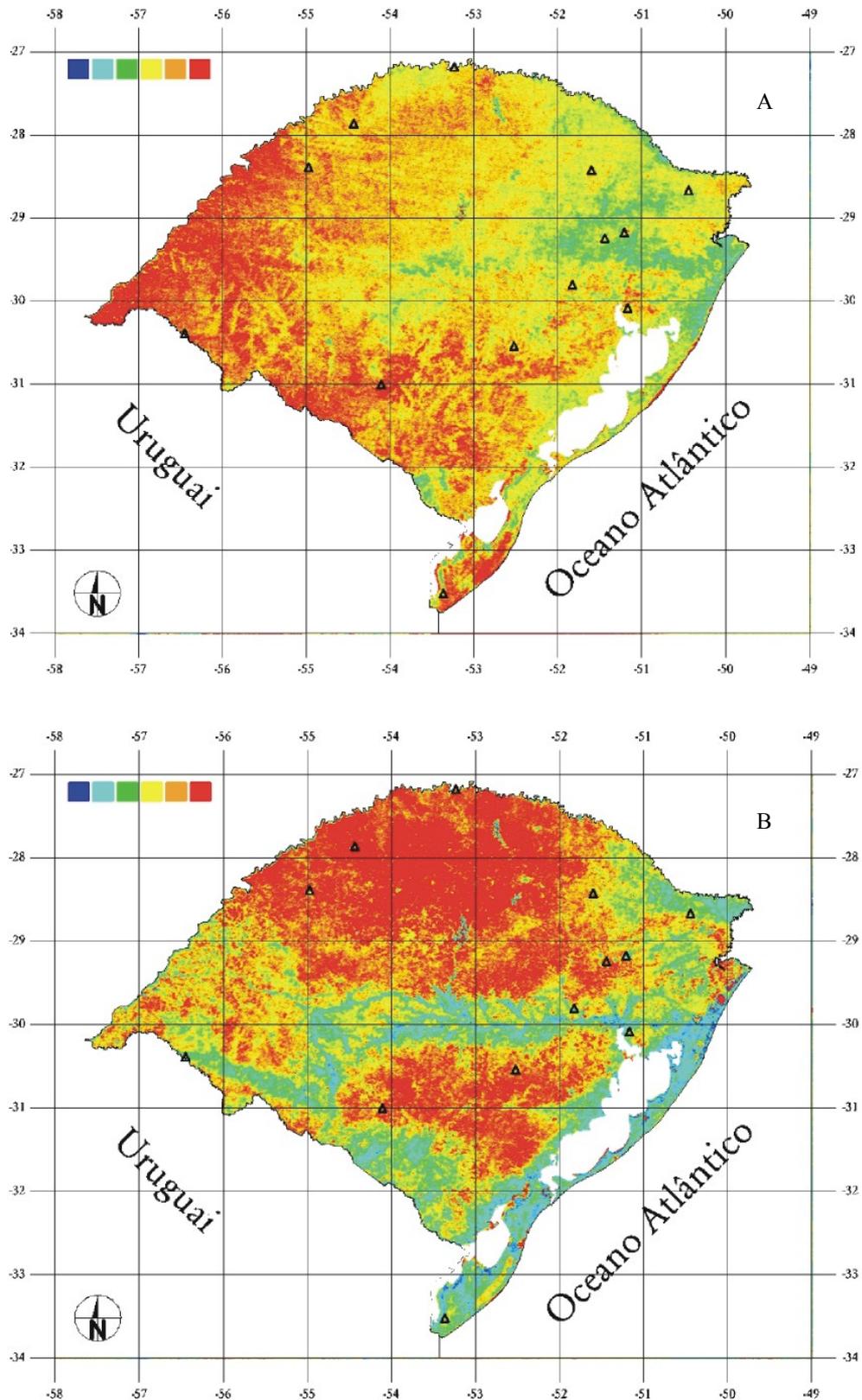


Figura 4.12. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia 27/08. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

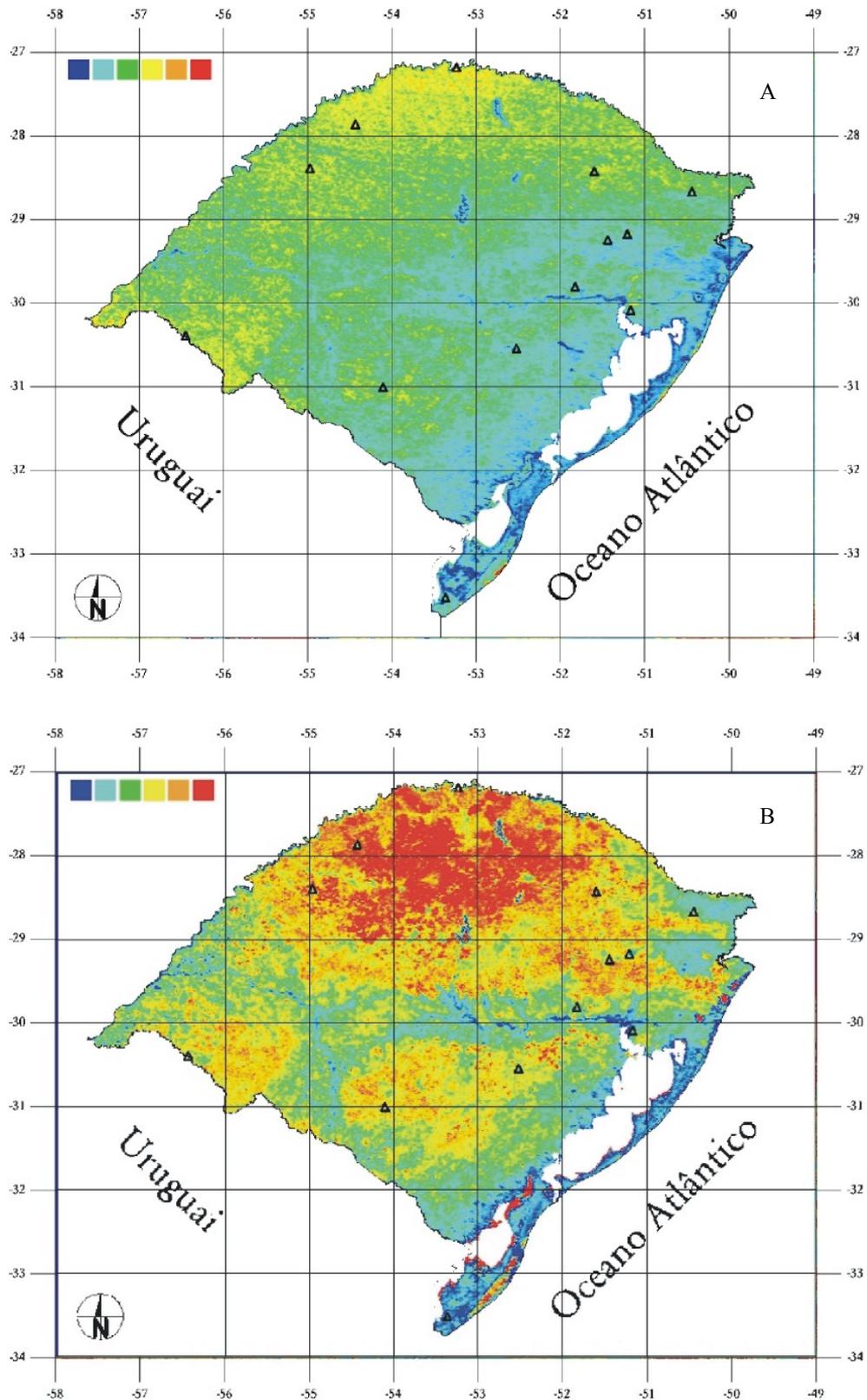


Figura 4.13. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia **03/09**. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

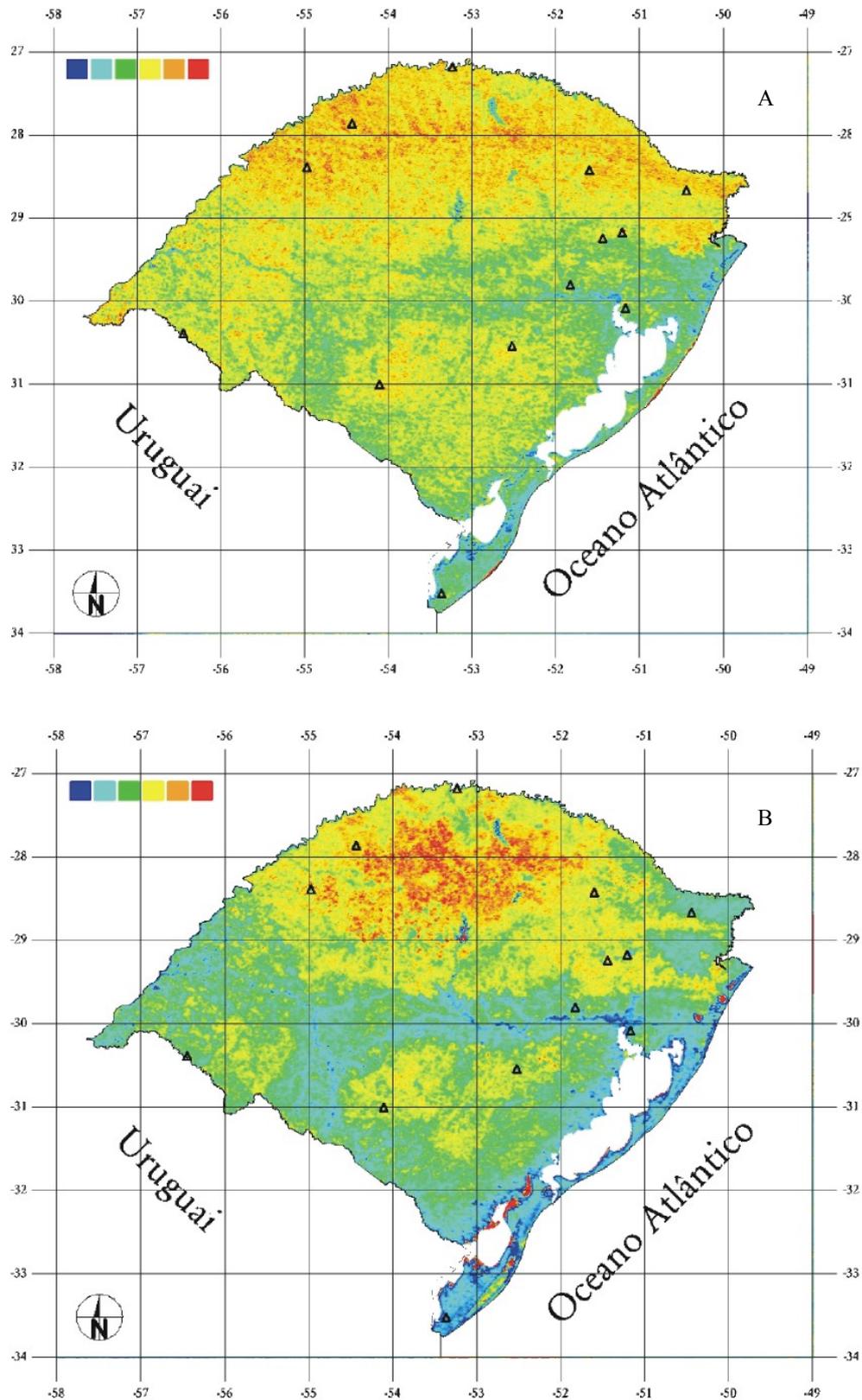


Figura 4.14. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia **04/09a**. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

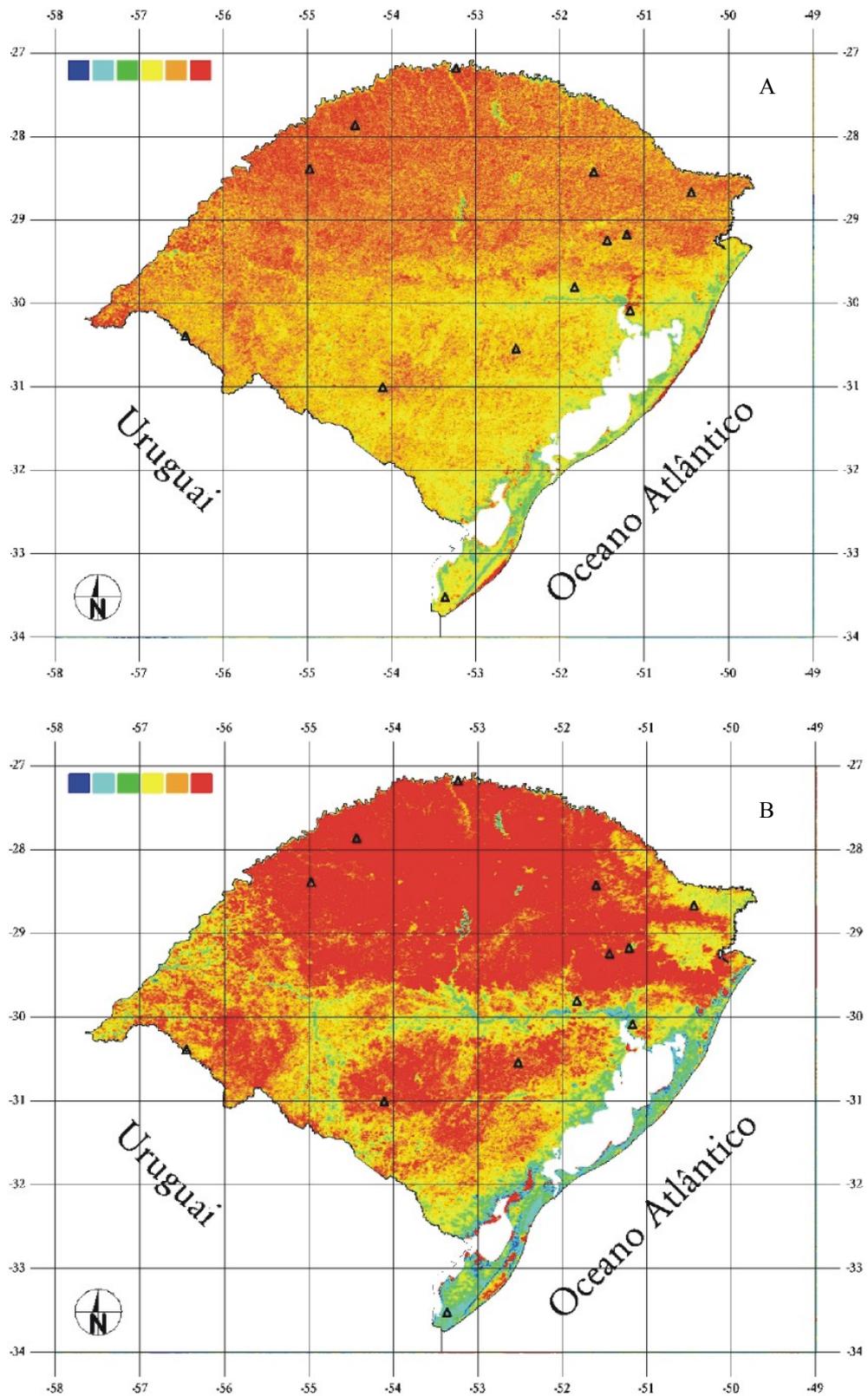


Figura 4.15 Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia **04/09b**. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

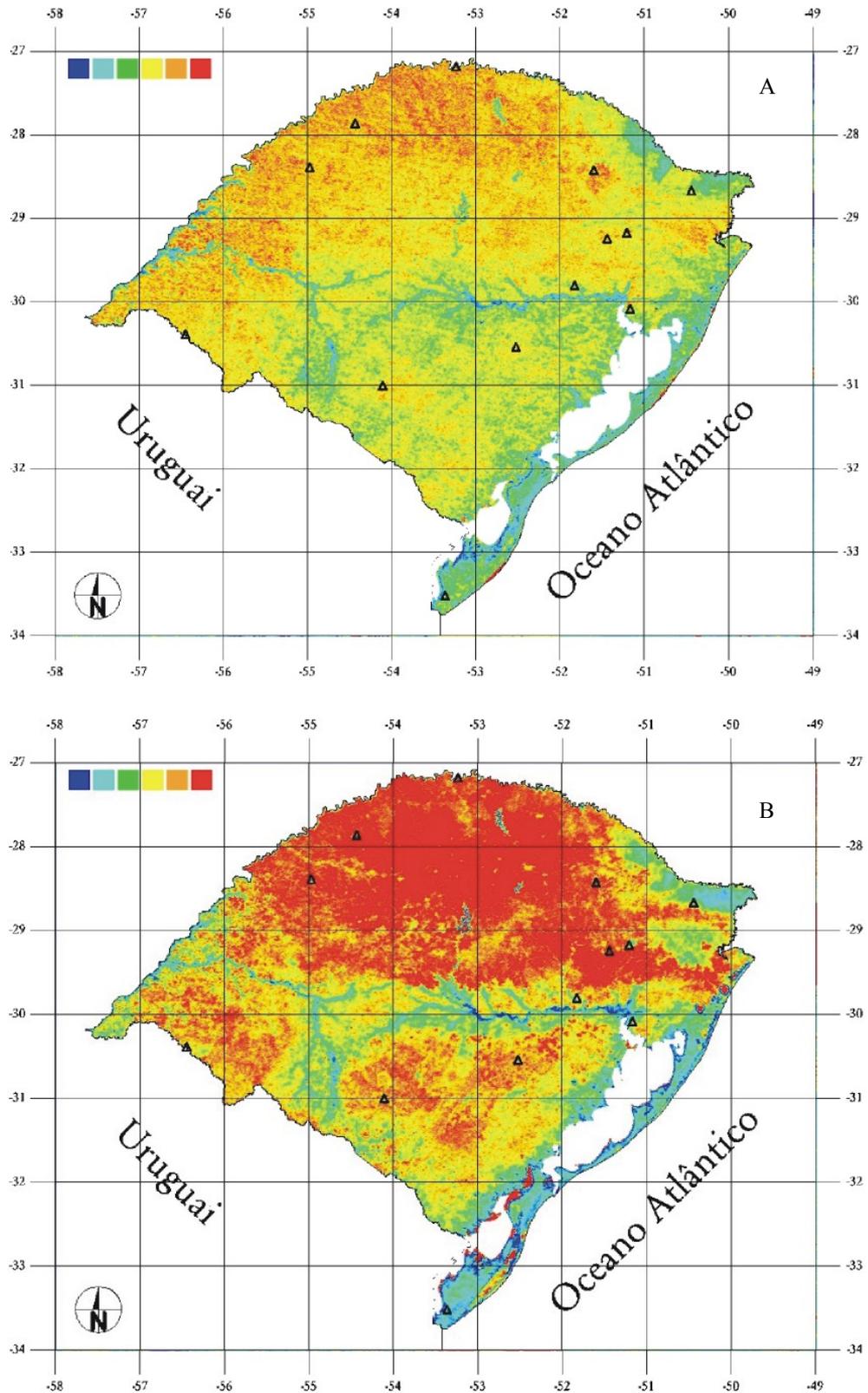


Figura 4.16. Imagens da diferença entre TST estimada por Sobrino et al. (1993) e: (A) Becker e Li (1990) e (B) Kerr et al. (1992), para o dia **25/09**. As diferenças de temperatura estão entre  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (azul) a  $1,5^{\circ}\text{C}$  (vermelho).

## Conclusões

---

Os sensores orbitais AVHRR/3 NOAA classe POES são adequados para o mapeamento de temperaturas da superfície terrestre (TST) no Rio Grande do Sul, considerando a extensão da área monitorada.

Os métodos de Becker e Li (1990), Kerr et al. (1992) e Sobrino et al. (1993) apresentam bons resultados na estimativa da TST noturna nos locais avaliados do Estado. O método de Sobrino et al. (1993) é, entretanto, o de melhor desempenho para a estimativa da TST, mostrando uma precisão média de cerca de  $\pm 1,5K$ .

A TST pode ser utilizada como estimador da temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), sendo necessário ainda ser testada a extrapolação relações obtidas para outros locais através da agregação de dados oriundos de outras estações meteorológicas distribuídas no Estado. A diferença média entre a TST e a temperatura do ar medida ao nível do abrigo meteorológico é de 3K.

Para a implementação dos métodos de estimativa de TST em programas operacionais de monitoramento agrometeorológico ainda são necessários alguns desenvolvimentos teóricos especialmente com relação aos modelos que incluem a variável, vapor de água, presente na atmosfera e a identificação dos fatores relacionados à variação temporal da emissividade da superfície terrestre. Por isso, o autor recomenda a continuidade de testes com métodos dependentes da emissividade, mas adaptados às condições atmosféricas características das baixas latitudes que são as que apresentam variações significativas de temperatura e umidade. Outros testes de validação mais profundos de modelos desenvolvidos para outras regiões do planeta, devem auxiliar na fundamentação teórica consistente de um método próprio para a região.

## Referências Bibliográficas

---

ALMEIDA, F. C.; FORTUNE, M. and CAVALCANTI, I. F. A. Operação Inverno: O Uso dos Satélites na Detecção e Acompanhamento de Geadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982. Pelotas. **Resumos...** Pelotas: SBMet, 1982. p.1-20.

AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY. *Manual of Remote Sensing*, 1<sup>st</sup>-ed, V-1, Falls Church, Va: K & E, 1975. 867p.

ANDERSEN, H. S. Land Surface Estimation Based on NOAA-AVHRR Data During the HAPEX-Sahel Experiment. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v.189, p.788-814, 1997.

ANDING, D. and KAUTH, R. Estimation of Sea Surface Temperature from Space. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.1, p. 217- 220, 1970.

ANTONIOLETTI, R. Apport de la Télédétection à la Délimitation des Zones Gelives In: SÉMINAIRE SUR LE GEL EN AGRICULTURE, 1989, Paris. Commission d'Agrometeorologie de l'INRA. INRA, 1989.

BECKER, F. and Z.-L. LI. Temperature Independent Spectral Indices in Thermal IR Bands. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.132, p.17-33, 1990.

BECKER, F. and Z.-L. LI. Towards a Local Split-Window Method Over Land Surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.11, n.3, p.369-393, 1990.

BOHR, N. *Atomic Physics and Human Knowledge*, New York: Wiley, 1958. 72p.

BRAMSON, MIKAÉL A. *Infrared Radiation: A Handbook for Applications*. New York: Plenum Press, 1968. 623p.

BURGOS, J. J. *Las Heladas em la Argentina*. Buenos Aires: I.N.T.A. (Coleccion Cientifica del I.N.T.A), 1963. 389p.

CASELLES, V.; COLL, C. and VALOR, E. Land Surface Emissivity and Temperature Determination in the Whole HAPEX-Sahel Area From AVHRR Data. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.18, n.5, p.1009-1027, 1997.

CHEN, E.; ALLEN, L. H.; BARTHOLIC, J. F. and GERBER, J. F. Comparison of Winter-nocturnal Geostationary Satellite Infrared-surface Temperature with Shelter-height Temperature in Florida. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.13, p.313-327, 1983.

CHEN, P. Y.; SRINIVASAN, R.; FEDOSEJEVS, G. and NARASIMHAN, B. An Automated Cloud Detection Method for Daily NOAA AVHRR Data for Texas, USA. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.23, n.15, p.2939-2950, 2002.

CHRYSOULAKIS, N. and CARTALIS, C. Improving the Estimation of Land Surface Temperature for the Region of Greece: Adjustment of Split Window Algorithm to Account for the Distribution of Precipitable Water. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.23, n.5, p.871-880, 2002.

COLL, C.; CASELLES, V.; SOBRINO, J. A. and VALOR, E. On the Atmospheric Dependence of the Split-Window Equation for Land Surface Temperature. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.15, p.105-122, 1994.

DASH, P.; GÖTTSCHE, F-M.; OLESEN, F-S. and FISHER, H. Land Surface Temperature and Emissivity from Passive Sensor Data: Theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing, Review Article*. London, v.23, n.13, p.2563-2594, 2002.

EISBERG, R and RESNICK, R. *Física Quântica de Átomos, Moléculas, Sólidos, Núcleos e Partículas*, 2nd ed. New York: Wiley, 1984. 613p.

FISHBANE, PAUL M.; GASIOROWICZ, STEPHEN and THORTON, STEPHEN, T. *Physics for Scientists and Engineers*. 2nd ed. ext. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1996. 1280p.

FRANÇA, G. B. and CRACKNELL, A. P. Retrieval of Land and Sea Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Data in the North-Eastern Brazil. In: *International Journal of Remote Sensing*, London, v.15, n.8, p.1695-1712, 1994.

FRANÇOIS, C.; BOSSENO, R.; VACHER, J. J. and SEGUIN, B. Frost Risk Mapping Derived From Satellite and Surface Data Over the Bolivian Altiplano. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.95, p. 113-137, 1999.

FRANÇOIS, C. and OTTLÉ, C.; Atmospheric Corrections in the Thermal Infrared: Global and Water-vapour Dependent Split-Window Algorithms: Application on ATSR Data. *IEEE Trans. Remote Sens.*, v.34, n.2, p.457-470, 1996.

GUPTA, R. K.; PRASAD, S.; SESA SAI, M. V. R. and VISWANADHAM, T. S. The Estimation of Surface Temperature Over an Agricultural Area in the State of Haryana and Panjab, India, and its Relationship with the NDVI, Using NOAA-AVHRR Data. In: *International Journal of Remote Sensing*, London, v.18, n.18, p.3729-3741, 1997.

GUSSO, A. and FONTANA, D. C. Ensaio Comparativo Sobre Métodos de Estimativa da Temperatura da Superfície Terrestre no Estado do Rio Grande do Sul com Uso dos Satélites NOAA. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 11, 2003, Belo Horizonte. *Anais...* 2003 p.1185-1192..

HAWKING, S., W. *Uma Breve História do Tempo: do Big-Bang aos Buracos Negros*. 20ª edição, Rio de Janeiro, RJ, Rocco, 1988. 262p.

HECHT, E. *Optics*. 3th Ed, New York:, Addison Wesley, 1998. 644p.

HOLBEN, B. N. Characteristics of Maximum-value Composite Images from Temporal AVHRR Data. *International Journal of Remote Sensing*, London, 7, p.1417-1434, 1986.

HUSCHKE, R. E. *Glossary of Meteorology*. Boston: American Meteorological Society, 1970. 638p.

KERDILES, H. M.; GRONDONA, R. R. and SEGUIN, B. Frost Mapping Using NOAA/AVHRR Data in the Pampean Region, Argentina. *Agricultural & Forest Meteorology*, Amsterdam, v.79, p.157-182, 1996.

KERÉNYI, J.; PUTSAY, M. Investigation of Land Surface Temperature Algorithms Using NOAA/AVHRR Images. *Advances in Space Research*, Amsterdam, v.26, p.1077-1080, 2000.

KERR, Y. H.; LAGOURADE, J. P. and IMBERNOM, J. Accurate Land Surface Temperature Retrieval From AVHRR Data With Use of an Improved Split window Algorithm. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.40, p.1-20, 1992.

KIDWELL, K. B. *NOAA Polar Orbiter Data User's Guide* – December, 1991. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, DC.

KÖEPPEN, W. *Climatologia: con un Estudio de los Climas de la Tierra*. Fondo de Cultura Económica, México, 1948. 466p.

LILLESAND, T. M. and KIEFER, R. W. *Remote Sensing and Image Interpretation*, 2nd ed, New York: Wiley & Sons,. 1987. 721p.

LIU, W. T. and KOGAN, F. N. Monitoring Brazilian Soybean Production. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.23, n.6, p.1161-1179, 2002.

MCCLAIN, P. E.; PICHEL, W. G. and WALTON, C. C. Comparative Performance of AVHRR-Based Multichannel Sea Surface Temperature. *Journal of Geophysics Research*, v.90, n.C6, p.11587-11601, 1985.

MCMILLIN, L. M. Estimation of Sea Surface Temperatures from Two Infrared Window Measurements with of Different Absorption. *Journal Geophysics Research*, v.80, p.5113-5117, 1975.

NERRY, F.; LABED, J. and STOLL, M. P. Emissivity Signatures in the Thermal IR Band for Remote Sensing Calibration Procedure and Method of Measurements. *Applied Optics*, v.27, n.4, p.758-764, 1988.

NOAA KLM USER'S GUIDE, 2000, <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm>

OLIVEIRA, H. T. *Climatologia das Temperaturas Mínimas e Probabilidade de Ocorrência de Geada no Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: UFRGS, 1997. 81p. Dissertação (Mestrado em Fitotecnia) – Programa de Pós-Graduação em Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1997.

- OUAIDRARI, H.; GOWART, S. N.; CZAJKOWSKI, K. P.; SOBRINO, J. A.; VERMOTE, E.; Land Surface Temperature Estimation from AVHRR Thermal Infrared Measurements: An Assessment for the AVHRR Land Pathfinder II Data Set. *Remote Sensing of Environment*, New York, V.81, p.114-128, 2002.
- PRABHAKARA, C.; DALU, G. and KUNDE, V. G. Estimation of Sea Surface Temperature from Remote Sensing in the 11 $\mu$ m to 13  $\mu$ m Window Region. *Journal of Geoscience Research*, v.79, n.12, p.1744-1749, 1974.
- PRATA, A. J. Land Surface Determination from Satellites. *Advances in Space Research*, Amsterdam, v.14, n.3, p.315-326, 1994.
- QIN, Z. and KARNIELI, A. Progress in Remote Sensing of Land Surface Temperature and Ground Emissivity Using NOAA-AVHRR Data. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.20, p.2367-2393, 1999.
- ROSENBERG, N. J. *Microclimate: The Biological Environment*. New York: Wiley 1974. 315p.
- SALISBURY, W. and D'ARIA D. M. Emissivity of Terrestrial Material in the 8-14 $\mu$ m Atmospheric Window. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.42, n.2, p.83-106, 1992.
- SANDHOLT, L.; RASMUSSEN, K.; ANDERSEN, J. A Simple Interpretation of the Surface Temperature/Vegetation Index Space for assessment of Surface Moisture Status. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.79, p.213-224, 2002.
- SOBRINO, J. A.; CASELLES, V.; COLL, C. Theoretical Split-window Algorithms for Determining the Actual Surface Temperature. *Il Nuovo Cimento*, Verona, v.16C, n.3, p.219-236, 1993.
- SOBRINO, J. A.; LI, Z. L.; STOLL, M. P.; BECKER, F. Improvements In the Split-window Technique for Land Surface Temperature Determination. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, v.32, n.2, p.243-253, 1994.
- SOBRINO, J. A.; RAISSOUNI, N.; LI, Z. L.; A Comparative Study of Land Surface Emissivity Retrieval from NOAA Data. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.75, p.256-266, 2001.
- STEIN-ROSS, M. L.; STEIN-ROSS, D. A; JELENAK, A. Comparison of Atmospheric Correction algorithms for Deriving Sea Surface Temperature from AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.20, n.18, p.3515-3531, 1999.
- SULLIVAN, J. T. New Radiance-Based Method for AVHRR Thermal Channel Nonlinearity Corrections. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.20, p.3493-3501, 1999.
- ULIVIERI, C.; CASTRONUOVO, M. M; FRANCONI, R.; CARDILO, A. A Split-window Algorithm for Estimating Land Surface Temperature from Satellites. *Advances in space Research*, Amsterdam, v.14 n.3, p.59-65, 1994.

UPENSKY, A. B.; SCHERBINA. G. I. Derivation of Land Surface Temperature and Emissivities From Satellite IR Window Measurements. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.21, n.3, p.433-437, 1998.

VALOR, E.; CASELLES, V. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African and South American Areas. *Remote Sensing of Environment*, New York, v.57, p.167-184, 1996.

VAN DE GRIEND, A. A. and OWE, M. On the Relationship Between Thermal Emissivity and NDVI for Natural Surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, London, v.6, p.1119-1131, 1993.

ZEILIK, M. *Astronomy*. New York: Wiley, 8th ed. 1997. 525p.

Apêndice I. Temperatura do ar (Tar) e temperatura da superfície terrestre (TST) estimada pelos métodos split-window para todas as datas e locais selecionados.

DATA	LOCAL	T AR	TST			
			kerr	Becker & Li	Sobrino et al	B4
24/5	Bagé	12,60	9,60	9,06	10,45	8,44
24/5	Bom Jesus	6,00	3,08	3,09	4,14	6,00
24/5	Caxias	8,20	7,92	6,28	7,99	6,47
24/5	Encruzilhada	12,60	7,81	7,87	9,11	4,99
24/5	Lagoa Vermelha	11,00	5,80	5,60	6,63	6,09
24/5	Iraí	10,00	10,06	10,17	10,89	9,88
24/5	Santa Vitória	13,40	8,45	8,19	9,21	7,15
24/5	São Luiz Gonzaga	13,20	10,13	10,16	11,43	9,69
24/5	Porto Alegre	12,20	11,20	10,68	11,77	8,84
24/5	Santa Rosa	13,80	9,40	8,89	10,28	9,12
24/5	Quaraí	13,00	10,36	10,40	11,63	8,96
24/5	Taquarí	8,40	7,97	8,31	9,49	7,07
24/5	Farroupilha	7,00	6,05	6,66	7,43	6,02
25/6	Bagé	1,60	-0,66	-1,04	-0,32	-1,12
25/6	Bom Jesus	-2,40	-4,67	-4,47	-4,27	-4,98
25/6	Caxias	-1,60	0,51	-0,98	0,15	-1,64
25/6	Encruzilhada	3,00	0,67	0,87	1,41	0,76
25/6	Lagoa Vermelha	-0,40	-2,41	-2,42	-2,19	-2,93
25/6	Iraí	4,20	4,13	4,35	4,66	3,88
25/6	Santa Vitória	4,20	0,67	0,57	0,91	0,17
25/6	São Luiz Gonzaga	2,20	1,20	1,35	2,12	1,50
25/6	Porto Alegre	6,00	4,15	3,77	4,26	3,37
25/6	Santa Rosa	5,20	1,98	1,59	2,41	1,69
25/6	Quaraí	3,20	-0,29	-0,13	0,60	-0,02
25/6	Taquarí	-0,60	2,08	2,63	2,79	2,10
25/6	Farroupilha	-0,20	-1,44	-0,72	-0,49	-1,14
14/7	Bagé	13,00	9,09	8,18	9,53	8,55
14/7	Bom Jesus	9,00	2,12	1,81	3,01	2,36
14/7	Caxias	9,60	6,78	5,49	6,91	5,61
14/7	Encruzilhada	10,20	6,02	6,20	7,17	6,58
14/7	Lagoa Vermelha	12,20	4,83	4,60	5,76	5,12
14/7	Iraí	11,40	8,04	8,55	9,59	9,04
14/7	Santa Vitória	17,00	7,48	7,14	8,11	7,42
14/7	São Luiz Gonzaga	15,60	6,92	6,88	8,37	7,78
14/7	Porto Alegre	12,80	10,33	9,90	10,75	9,96
14/7	Santa Rosa	15,00	6,79	6,72	8,20	7,61
14/7	Quaraí	12,60	7,26	6,39	8,05	7,23
14/7	Taquarí	13,00	7,21	7,58	8,74	8,20
14/7	Farroupilha	9,00	5,09	5,77	6,77	6,23
15/7	Bagé	11,20	7,31	6,47	7,50	6,51
15/7	Bom Jesus	5,00	1,56	1,34	2,11	1,41
15/7	Caxias	8,80	5,78	4,54	5,78	4,47
15/7	Encruzilhada	9,00	4,71	4,91	5,79	5,19
15/7	Lagoa Vermelha	8,60	2,90	2,73	3,62	2,97
15/7	Iraí	6,20	5,99	6,54	7,40	6,82
15/7	Santa Vitória	10,60	5,44	5,16	5,89	5,17

ApêndiceI. Continuação

DATA	LOCAL	T AR	TST			
			kerr	Becker & Li	Sobrino et al	B4
15/7	São Luiz Gonzaga	12,60	6,66	6,73	7,61	6,99
15/7	Porto Alegre	8,00	8,82	8,48	9,00	8,16
15/7	Santa Rosa	11,00	4,70	4,65	6,05	5,45
15/7	Quaraí	6,40	5,38	4,55	6,07	5,24
15/7	Taquarí	8,00	5,40	5,78	6,90	6,35
15/7	Farroupilha	4,60	4,06	4,84	5,33	4,73
15/7	Bagé	7,00	4,71	3,75	5,31	4,34
15/7	Bom Jesus	3,00	0,54	0,27	1,27	0,61
15/7	Caxias	7,00	4,56	3,27	4,71	3,41
15/7	Encruzilhada	8,00	3,17	3,27	4,70	4,13
15/7	Lagoa Vermelha	7,60	0,80	0,63	1,54	0,89
15/7	Iraí	5,00	3,85	4,31	5,70	5,16
15/7	Santa Vitória	10,20	3,68	3,37	4,24	3,54
15/7	São Luiz Gonzaga	9,60	4,05	3,93	5,92	5,31
15/7	Porto Alegre	7,40	6,95	6,50	7,50	6,72
15/7	Santa Rosa	9,80	2,84	2,71	4,59	3,98
15/7	Quaraí	5,20	3,05	2,13	4,15	3,31
15/7	Taquarí	5,40	3,28	3,61	5,09	4,56
15/7	Farroupilha	3,00	2,27	2,95	4,02	3,49
11/8	Bagé	10,60	9,16	7,94	8,56	4,34
11/8	Bom Jesus	2,60	5,19	4,74	5,30	0,61
11/8	Caxias	10,00	7,88	6,53	7,67	3,41
11/8	Encruzilhada	10,00	5,60	5,58	6,35	4,13
11/8	Lagoa Vermelha	8,60	4,57	4,86	5,97	0,89
11/8	Iraí	8,60	9,37	10,01	10,20	5,16
11/8	Santa Vitória	12,00	7,36	7,33	7,88	3,54
11/8	São Luiz Gonzaga	12,00	6,97	7,09	8,13	5,31
11/8	Porto Alegre	9,00	9,69	9,29	9,61	6,72
11/8	Santa Rosa	12,00	6,11	6,70	7,77	3,98
11/8	Quaraí	8,60	8,90	7,75	8,43	3,31
11/8	Taquarí	6,20	6,39	6,60	7,39	4,56
11/8	Farroupilha	5,60	6,33	7,12	7,33	3,49
27/8	Bagé	22,40	19,62	18,28	19,27	17,70
27/8	Bom Jesus	12,80	11,76	11,36	11,64	10,75
27/8	Caxias	15,60	14,76	13,52	14,26	12,72
27/8	Encruzilhada	20,40	15,33	15,28	16,08	15,42
27/8	Lagoa Vermelha	15,20	11,82	12,24	12,58	11,92
27/8	Iraí	21,00	15,61	16,22	16,44	15,74
27/8	Santa Vitória	18,60	15,00	14,91	15,50	14,75
27/8	São Luiz Gonzaga	20,80	16,56	16,68	17,54	16,92
27/8	Porto Alegre	20,20	17,95	17,47	18,06	17,15
27/8	Santa Rosa	22,00	14,82	15,44	16,23	15,63
27/8	Quaraí	21,60	20,17	18,79	20,26	18,97
27/8	Taquarí	19,20	15,52	15,77	16,21	15,55
27/8	Farroupilha	16,80	13,81	14,61	14,67	13,95
3/9	Bagé	7,00	6,21	6,05	5,56	4,31
3/9	Bom Jesus	0,20	-0,25	-0,29	-0,58	-1,57

ApêndiceI. Continuação

DATA	LOCAL	T AR	TST			
			kerr	Becker & Li	Sobrino et al	B4
3/9	Caxias	2,80	3,33	2,67	2,36	0,87
3/9	Encruzilhada	5,00	2,70	3,15	2,37	1,19
3/9	Lagoa Vermelha	4,00	-0,97	0,11	-0,13	-0,94
3/9	Iraí	2,20	2,46	3,00	3,16	2,46
3/9	Santa Vitória	8,60	3,88	4,01	3,69	2,33
3/9	São Luiz Gonzaga	6,40	2,83	2,96	2,94	2,11
3/9	Porto Alegre	7,40	7,82	7,27	6,81	5,16
3/9	Santa Rosa	8,20	1,80	2,23	2,27	1,52
3/9	Quaraí	4,60	3,72	3,99	3,82	2,97
3/9	Taquarí	2,20	4,39	4,90	4,30	3,29
3/9	Farroupilha	1,80	1,63	2,72	2,03	1,00
4/9	Bagé	6,80	4,79	4,49	4,50	3,48
4/9	Bom Jesus	3,20	0,32	0,13	0,44	-0,34
4/9	Caxias	5,20	4,91	4,00	4,52	3,32
4/9	Encruzilhada	7,00	4,24	4,43	4,67	3,96
4/9	Lagoa Vermelha	8,60	-0,08	0,88	1,28	0,65
4/9	Iraí	5,00	5,34	5,86	6,12	5,44
4/9	Santa Vitória	3,20	2,66	2,66	2,84	1,66
4/9	São Luiz Gonzaga	10,00	6,22	6,22	6,75	6,07
4/9	Porto Alegre	8,80	7,00	6,33	6,23	4,77
4/9	Santa Rosa	10,40	4,23	4,51	5,27	4,68
4/9	Quaraí	8,00	6,84	7,03	7,20	6,47
4/9	Taquarí	8,40	6,30	6,68	6,60	5,82
4/9	Farroupilha	3,20	3,37	4,31	4,29	3,57
4/9	Bagé	7,20	4,35	3,86	4,62	3,78
4/9	Bom Jesus	7,00	1,29	0,93	1,99	1,32
4/9	Caxias	4,20	4,07	2,96	4,29	3,20
4/9	Encruzilhada	7,20	4,14	4,22	4,99	4,37
4/9	Lagoa Vermelha	7,60	0,99	1,87	2,74	2,18
4/9	Iraí	3,80	5,40	5,83	6,59	5,99
4/9	Santa Vitória	3,80	3,04	2,90	3,63	2,59
4/9	São Luiz Gonzaga	9,80	5,31	5,19	6,31	5,69
4/9	Porto Alegre	7,80	6,72	5,86	6,42	5,17
4/9	Santa Rosa	9,60	3,12	3,30	4,65	4,09
4/9	Quaraí	7,40	5,28	5,34	6,13	5,51
4/9	Taquarí	5,00	5,57	5,82	6,41	5,79
4/9	Farroupilha	2,00	3,10	3,90	4,61	4,05
25/9	Bagé	10,80	9,52	9,15	9,38	8,44
25/9	Bom Jesus	6,60	6,96	6,82	6,86	6,00
25/9	Caxias	8,00	7,95	7,00	7,64	6,47
25/9	Encruzilhada	10,00	5,19	5,35	5,69	4,99
25/9	Lagoa Vermelha	9,60	5,25	6,17	6,70	6,09
25/9	Iraí	9,80	9,46	9,90	10,49	9,88
25/9	Santa Vitória	11,40	8,12	8,10	8,33	7,15
25/9	São Luiz Gonzaga	11,80	9,72	9,68	10,36	9,69
25/9	Porto Alegre	11,00	11,03	10,35	10,29	8,84
25/9	Santa Rosa	13,00	8,58	8,83	9,70	9,12

ApêndiceI. Continuação

DATA	LOCAL	T AR	TST			
			kerr	Becker & Li	Sobrino et al	B4
25/9	Quaraí	11,80	9,29	9,46	9,70	8,96
25/9	Taquarí	6,40	7,39	7,74	7,80	7,07
25/9	Farroupilha	5,00	5,45	6,32	6,65	6,02