

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

ADRIANA COROMOTO BECERRA RONDÓN

ANÁLISE COMPARATIVA DE MÉTODOS DE RECUPERAÇÃO DE
EMISSIVIDADE COM DADOS DO INFRAVERMELHO TERMAL DO SENSOR
ASTER

PORTO ALEGRE
RIO GRANDE DO SUL - BRASIL

2017

ADRIANA COROMOTO BECERRA RONDÓN

**ANÁLISE COMPARATIVA DE MÉTODOS DE RECUPERAÇÃO DE
EMISSIVIDADE COM DADOS DO INFRAVERMELHO TERMAL DO SENSOR
ASTER**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto para obtenção do Título de Mestre em Sensoriamento Remoto. Área de Concentração: Sensoriamento Remoto aplicado.

Orientadora: Silvia Beatriz Alves Rolim.

Co-Orientador: Atilio Efrain Bica Grondona.

PORTO ALEGRE

RIO GRANDE DO SUL - BRASIL

2017

CIP - Catalogação na Publicação

Becerra Rondón, Adriana Coromoto

ANÁLISE COMPARATIVA DE MÉTODOS DE RECUPERAÇÃO DE
EMISSIVIDADE COM DADOS DO INFRAVERMELHO TERMAL DO
SENSOR ASTER / Adriana Coromoto Becerra Rondón. --
2017.

61 f.

Orientadora: Silvia Beatriz Alves Rolim.

Coorientador: Atilio Efrain Bica Grondona.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Centro Estadual de Pesquisas em
Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Programa de Pós-
Graduação em Sensoriamento Remoto, Porto Alegre, BR-
RS, 2017.

1. MEN. 2. MBR. 3. TES. 4. Alpha Residual. 5.
Quartzo. I. Rolim, Silvia Beatriz Alves, orient. II.
Grondona, Atilio Efrain Bica, coorient. III. Título.

DEDICATORIA

*Aos meus avós
Coromoto e Martín*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela oportunidade de viver e me dar uma família maravilhosa.

À minha mãe Lennys, por me ensinar que todo esforço tem sua recompensa.

Ao meu esposo Fernando, pelo amor, apoio e conselhos, mas ainda por ser a pedra que equilibra minha vida.

Aos meus irmãos Rolando e Simón, pese à distância, sempre estão no meu coração.

À minha orientadora Sílvia Beatriz Alves Rolim, por acreditar em mim, pelo incentivo, apoio, confiança, carinho e amizade; mas, sobretudo pela oportunidade estarei sempre grata.

Ao Lucas Diaz, Bibiana da Costa, Gabriel Pittigliani, Aldemir Pasinato, Darwin Torres, David Montoya e Adriana Burin pela força, carinho e ajuda em todos os momentos.

Aos professores Cristiano Lima Hackmann e Atílio Efrain Bica Grondona, por suas importantes colaborações e sugestões no desenvolvimento deste trabalho.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul por propiciar a minha formação profissional.

RESUMO

A emissividade da superfície terrestre (EST) é uma propriedade importante na caracterização de alvos através do Sensoriamento Remoto (SR). A estimativa da EST envolve a aplicação de uma função indeterminada de várias variáveis em dados de radiância contaminados por uma atmosfera de complexa modelagem. Dunas, em geral, são compostas por quartzo, cujo comportamento emissivo é bem caracterizado com sensores que operam entre 8–12 μ m. Neste trabalho foram avaliados 4 métodos de recuperação de temperatura-emissividade a partir de dados de radiância corrigida dos efeitos atmosféricos. Os quatro métodos foram aplicados em dados do subsistema do infravermelho termal (TIR) do sensor ASTER e são: Método da Emissividade Normalizada (MEN), Método da Banda de Referência (MBR), Separação de Emissividade e Temperatura (TES) e Resíduos Alpha (α -Residual). Foram geradas imagens de emissividade, cujas amostras puras (controle) de quartzo foram comparadas com uma curva homóloga da biblioteca espectral do Laboratório de Sensoriamento Remoto do Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Neste trabalho, os métodos foram comparados pelas diferenças na emissividade média, temperatura média de uma imagem ASTER e geometria da curva através de seus valores alphas. Obteve-se como resultado que o método TES apresentou uma emissividade média absoluta maior em relação ao MEN e MBR. A temperatura média para métodos MEN e MBR foi de 35,18°C, TES de 30,10°C e o α -Residual não gerou um valor de temperatura, pois não considera esta variável na estimativa do espectro alpha. A geometria da curva do método TES foi a mais próxima da curva espectral de referência. Os métodos comparados neste trabalho não obtiveram um desempenho quantitativo dentro dos limites certos, é dizer no intervalo de emissividade de um quartzo a 29°C. Os métodos neste trabalho tiveram uma tendência a superestimar os valores de temperatura e conseqüentemente os valores de emissividade, devido a uma correção atmosférica inexata em condições de alta umidade, suposições iniciais (emissividade) com grande erro, heterogeneidade do alvo. Em contrapartida se obteve bom desempenho na individualização dos campos de dunas preservando a forma da curva espectral (geometria) do quartzo.

Palavras-chave: MEN, MBR, TES, α -Residual, Quartzo.

ABSTRACT

The land surface emissivity (LSE) is an important property in the characterization of targets through Remote Sensing (RS). The estimation of LSE involves the application of an indeterminate function of several variables in radiance data contaminated by an atmosphere of complex modeling. In general, sand dunes are composed of quartz, whose spectral behavior is well characterized with sensors operating between 8-12 μ m. In this work, four methods of temperature-emissivity recovery were evaluated from atmospheric effects corrected radiance data. The four methods were applied to data from the thermal infrared (TIR) subsystem of the ASTER sensor, and they are: Normalization Emissivity Method (NEM), Reference Channel Method (RCM), Temperature Emissivity Separation (TES) and Alpha Residuals Method (α -Residual). Emissivity images were generated, whose pure quartz samples (control) were compared to a homologous curve of the spectral library of the Remote Sensing Laboratory of the State Center for Remote Sensing and Meteorology Research at the Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS). In this study, the methods were compared by differences in mean emissivity, mean temperature of ASTER image and curve geometry through their alpha values. As a result, the TES method presented a higher mean absolute emissivity, in relation to NEM and RCM. The mean temperature for NEM and RCM methods was 35.18 °C, TES was 30.10 °C and α -Residuals did not generate a temperature value, since it does not consider this variable in the estimation of the alpha spectrum. The geometry of the TES method curve was the closest to the reference spectral curve. The methods compared in this work did not obtain a quantitative performance within the certain thresholds, in the emissivity range of a quartz at 29 °C. The methods tend to overestimate the temperature values and consequently the emissivity values due to an inaccurate atmospheric correction under conditions of high humidity, initial assumptions (emissivity) with great error, heterogeneity of the target. In contrast, a good performance was obtained in the individualization of the dune fields, preserving the shape of the spectral curve (geometry) of the quartz.

Key-words: NEM, RCM, TES, α -Residuals, Quartz.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1. Objetivos.....	15
1.1.1. Geral	15
1.1.2. Específicos.....	15
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	16
2.1. Radiação eletromagnética.....	16
2.2. Leis e princípios básicos.....	17
2.3. Efeitos atmosféricos no infravermelho termal.....	21
2.4. Comportamento espectral de alvos no termal.....	23
2.4.1. Emissividade de rochas	23
2.4.2. Emissividade da água	23
2.4.3. Emissividade de solos.....	24
2.4.4. Emissividade da vegetação	24
2.5. Métodos de separação de Temperatura e Emissividade	25
2.6. Sensor ASTER.....	26
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1. Área de estudo	28
3.2. Características da base de dados.....	30
3.2.1. Dados do sensor ASTER	31
3.2.2. Dados de laboratório.....	34
3.3. Correção atmosférica.....	35
3.4. Métodos multicanais de separação de emissividade.....	35
3.4 Processamentos de dados.....	40
3.5. Análises estatísticas	40
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
5. CONSLUSÕES	50
6. REFERÊNCIAS	51

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Flutuações dos campos elétrico e magnético de uma onda eletromagnética se propagando na direção x. (Fonte: http://astronomy.swin.edu.au).	16
Figura 2 – Representação do espectro eletromagnético. (Fonte: INPE, 2001).	17
Figura 3 – Radiação do corpo negro para fontes de diferentes temperaturas definidas pela lei de Planck. (Fonte: http://astro.if.ufrgs.br).	19
Figura 4 – Representação gráfica de transmitância atmosférica e moléculas absorvedoras responsáveis pela absorção da radiação eletromagnética. (Fonte: ANDRADE, 2011).	22
Figura 5 – Campo de Dunas de Cidreira, Litoral Norte do Rio Grande do Sul.	29
Figura 6 – Tipos de dunas (dunas vegetadas e livres) presentes no Campo Dunas de Cidreira no Litoral Norte do Rio Grande do Sul.	29
Figura 7 – Fluxograma ilustrativo das etapas necessárias para o processo da estimativa da temperatura e emissividade nas imagens.	30
Figura 8 – Assinatura espectral do Quartzo: curva espectral da sua emissividade (esquerda), curva espectral reamostrados para resolução espectral do ASTER (direita).	34
Figura 9 – Esquema do Método TES para obter a temperatura e emissividade (Fonte. Adaptado de GILLESPIE <i>et al.</i> , 1999).	37
Figura 10 – Perfil espectral da emissividade média na área de estudo: (a) Espectro de referência de quartzo (linha vermelha) da Biblioteca Espectral LABSRGEO; (b) Espectros obtidos pelos métodos.	42
Figura 11 – Áreas úmidas presentes no Campo de Dunas de Cidreira. (a) Método MEN, (b) Método MBR, (c) Método TES. Pixels de tons azuis representam umidade e pixels de tons claros areia seca.	44
Figura 12 – Perfil espectral da emissividade média de um pixel na área de estudo a 29 °C. ...	44
Figura 13 – Temperaturas no Campo de Dunas de Cidreira. (a) Método Normalizado (MEN), (b) Método Banda de Referência (MBR), (c) Método de Separação (TES).	45
Figura 14 – Perfil espectral dos valores alpha na área das dunas: Espectro de referência de quartzo escala maior (esquerda); Espectros pelos métodos com escala menor (direita).	48
Figura 15 – Composição colorida RGB 13/12/10 com as bandas geradas por cada método: (a) Normalizada (MEN), (b) Banda de Referência (MBR), (c) Separação (TES), (d) Resíduos Alpha (α -Residual). Nesta composição, os campos de dunas móveis são destacados por pixels em tons de vermelho.	49

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Total de produtos que fornece o sensor ASTER.....	27
Tabela 2. Característica do produto de emissividade.	31
Tabela 3. Coeficientes de conversão calculados (Abrams, 2000).	32
Tabela 4. Característica do produto de emissividade.	32
Tabela 5. Característica do produto de temperatura.	33
Tabela 9. Valores de temperatura recuperada pelos métodos para a área das dunas.....	45
Tabela 10. Diferenças entre as emissividades dos métodos e as medidas de laboratório	47
Tabela 11. Diferenças entre os métodos e as medidas de laboratório pelos valores alpha.....	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APP	Área de preservação permanente
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AST05	Produto de emissividade do sensor ASTER
AST08	Produto de temperatura do sensor ASTER
AST09T	Produto de radiância do sensor ASTER
BOX	Método da Caixa
BD	Banco de Dados
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CEPSRM	Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia
DAIS	<i>Digital Airborne Imaging Spectrometer</i>
DMM	Diferença máxima e mínima
ENVI	<i>Environment for Visualizing Images</i>
EST	Emissividade da Superfície Terrestre
ETR	Equação da Transferência Radiativa
FT-TIR	The Fourier Transform Interferometer
HDF	Hierarchical Data Format
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LABSRGEO	Laboratório de Sensoriamento Remoto Geológico
LOWTRAN	Low Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model
MB	Megabyte
MISR	Multi-Angle Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	Moderate Spectral Resolution Atmospheric Transmittance
MDE	Modelo Digital de Elevação
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
MOPITT	Measurements of Pollution in the Troposphere
NAALSED	<i>North American ASTER Land Surface Emissivity Database</i>
NASA	National Aeronautics and Space Administration
MEN	Método de emissividade normalizada
MBR	Método da banda de referência.
ND	Números Digitais
RE	Razão espectral
SWIR	Shortwave infrared
TES	Temperature/Emissivity Separation
TIM	<i>Thermal Infrared Multispectral Scanner</i>
TIR	Infravermelho Termal
TISI	Índice Espectral Independente da Temperatura
TST	Temperatura da Superfície da Terra
TOA	Topo da Atmosfera
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
VNIR	Visible and Near Infrared
6S	Atmospheric correction model
α-Residual	Métodos dos resíduos alphas

LISTA DE SÍMBOLOS

λ	Comprimento de onda
\mathcal{E}	Emissividade
μ	Média da TSL
σ	Constante de Steffan-Boltzmann e Desvio padrão
$\overline{\delta\mathcal{E}}$	Desvio padrão médio
a	Absortância
c	Velocidade da luz
h	Constante de Planck
E	Jules
F	Frequência
K	Kelvin
%	Porcentagem
°C	Celsius
β_b	Emissividades relativas de cada banda
c_1	Primeira constante da radiação
c_2	Segunda constante da radiação
\mathcal{E}'_b	Emissividade de cada banda do módulo MEN
$\mathcal{E}_{\text{máx}}$	Emissividade máxima assumida
\mathcal{E}_{min}	Emissividade mínima
L	Radiância
L_s	Radiância de superfície
μm	Micrômetros
M	Emitância radiante
M_r	Radiância real emitida pelo corpo real
M_b	Radiância real emitida pelo corpo negro à mesma temperatura
$M\lambda$	Emitância espectral
T_{kin}	Temperatura cinética
T_{rad}	Temperatura aparente
T_M	Temperatura máxima
Φ	Fluxo radiante
UTM	Universal Transverse Mercator
km²	Quilômetro quadrado
msnm	Metros sobre o nível do mar
\mathcal{E}_r	Emissividade referência.
b	Banda
R_b	Radiância em cada banda estimada pelo módulo MEN
R'_b	Estimativa da radiância total que parte da superfície
ρ	Reflectância
τ	Transmitância
L_{λ_i}	Radiâncias medidas no sensor para cada banda
L_{\uparrow}	Radiância <i>Upwelling</i>
L_{\downarrow}	Radiância <i>Downwelling</i>
T_{λ_j}	Temperatura do pixel j na banda λ_j
T	Temperatura
t_2	Razão de reprocessamento no algoritmo TES
$\Delta\mathcal{E}_\lambda$	Contraste espectral

1. INTRODUÇÃO

Atualmente o desafio do sensoriamento remoto em discriminar diferentes materiais geológicos consiste, em primeiro lugar, na precisão e acurácia da forma espectral, magnitude e localização das feições espectrais características do mineral, seja em condições naturais ou simuladas. Em segundo lugar, no desenvolvimento de métodos de separação destes efeitos espectrais daqueles induzidos por diferentes fontes de radiação alheias à medida.

No entanto, no mapeamento geológico existem restrições como ausência de feições expressivas de absorção entre as regiões do visível e infravermelho de ondas curtas, além da presença da cobertura vegetal. A necessidade de caracterização de algumas rochas e minerais instigou a investigação de técnicas de análise de feições espectrais de minerais na região do infravermelho termal, onde ocorrem processos vibracionais fundamentais relacionados à emissividade dos alvos (HUNT & SALISBURY, 1971). De particular interesse geológico, podem-se citar as frequências máxima de *Christiansen*, e mínima de *Reststrahlen* (estiramentos na ligação Si-O). Tais feições ocorrem em comprimentos de onda entre 8,5 a 12 μm e dependem de alterações na estrutura mineralógica, representadas desde as cadeias tridimensionais até as isoladas de tetraedros (HUNT E SALISBURY, 1971).

Neste cenário é que a emissividade da superfície terrestre (EST) destaca-se como uma propriedade importante na caracterização remota de alvos. Esta permite estudar o balanço energético da Terra, bem como identificar materiais geológicos que não apresentam feições diagnósticas expressivas entre as regiões do visível e do infravermelho de ondas curtas (HUNT & SALISBURY, 1971). No entanto, a estimativa da EST envolve a aplicação de uma função indeterminada em dados de radiância alterados por uma atmosfera de complexa modelagem. A radiância é uma função da sua temperatura e emissividade, portanto é medida em N comprimentos de ondas, e sempre terá N+1 incógnitas correspondentes a N emissividades e a uma temperatura superficial desconhecida. Além disso, a atmosfera pode ter um efeito indeterminado na radiância antes de chegar ao sensor, o que aumenta a complexidade na recuperação destas duas grandezas físicas (LI et al., 2013).

Considerando estes fatos citados, em vários estudos se propõem métodos de recuperação da emissividade a partir de dados do infravermelho termal (TIR), entre eles, VALOR E CASELLES (1996); GILLESPIE et al.(1998); BONAN et al. (2002); ZHOU et al.

(2003); JIN E LIANG (2006); BENMECHETA et al. (2013); HACKMANN (2016), resumindo-se em mais de 40 métodos desenvolvidos para diferentes circunstâncias e aplicações.

Existem várias propostas de classificação de métodos de recuperação de emissividade e temperatura. Entre elas, LI et al. (2013) propõem uma classificação em três grandes grupos: (1) métodos semi-empíricos (estimava a partir da relação entre bandas do visível, infravermelho de ondas curtas e do infravermelho termal); (2) métodos multicanais de separação de emissividade (diretamente da radiância emitida e mediante algoritmos recuperam a EST) e (3) métodos baseados na física (consideram pressupostos e/ou restrições baseadas na física da interação radiação - atmosfera - alvo, como medidas diurnas e noturnas ou redução de número de incertezas por análise de componentes principais). Dos grupos citados, o (1) e o (3) não requerem, *a priori*, correções atmosféricas precisas, uma vez que são considerados insensíveis à perturbação atmosférica ou porque os parâmetros atmosféricos são tratados como incógnitas e recuperados, simultaneamente, com a emissividade. Para os métodos do grupo 2 (que engloba a grande maioria dos algoritmos de recuperação de T e ϵ), LI et al. (2013) mencionam a importância de correções atmosféricas nos dados de entrada, de tal forma que auxiliem na obtenção de medidas precisas, já que o valor de radiância de um pixel pode conter diferentes temperaturas e emissividades de alvos. Todavia, independentemente do método, todos possuem restrições e são desenvolvidos para aplicações específicas, como tipo do sensor, objetivo do estudo, características e quantidade de alvos em análise, condições de clima, entre outros (GRONDONA, 2015; ROLIM et al., 2016).

Considerando estas restrições, e o fato de que alguns estudos geológicos utilizam métodos multicanais de separação de emissividade para o mapeamento remoto, serão apresentados alguns trabalhos que abordam análises comparativas de métodos multicanais de separação na tentativa de obter valores próximos destes parâmetros no mapeamento de rochas máficas como o quartzo.

HOOK et al. (1992) fizeram uma comparação de três métodos: Modelo de emitância, Método Resíduos Logaritmos, Método alpha residual (α -Residual) a fim de extrair informações emissivas de três minerais (Alunita, Calunita e Quartzo) presentes em Cuprite Hills, Nevada, EEUU, a partir de dados do sensor aerotransportado TIMS (*Thermal Infrared Multispectral Scanner*). Os dados de entrada foram calibrados e corrigidos atmosféricamente com um perfil padrão de LOWTRAN 6 (*Low Resolution Atmospheric Radiance and*

Transmittance Model) (KNEIZYS et al., 1983). Para avaliar o desempenho dos métodos, estes foram comparados com espectros emissivos reamostrados de minerais de alunita, caulinita e quartzo derivado da biblioteca espectral do JPL (*Jet Propulsion Laboratory*). Os autores concluíram que o método com melhor desempenho foi o α -Residual, pois gera boas estimativas para a emissividade relativa de alvos (vegetação e solo) sem o conhecimento da temperatura. No entanto, este método tem uma desvantagem, na medida em que se deve converter os valores de emissividade de curvas de bibliotecas espectrais em valores de Alpha Residual (α -Residual).

KEALY E HOOK (1993) avaliaram o desempenho dos métodos MBR, MEN e α -Residual a partir de dados do TIMS e ASTER. Os alvos medidos foram corpos cinza com uma emissividade de 0,985 (vegetação-água, rochas e solos) e não foi aplicada a correção atmosférica. Os resultados indicaram que para cenas dominadas por rochas e solos o método MEN e α -Residual geram espectros próximos aos espectros obtidos por SALISBURY et al. (1988). No entanto, se a cena contém uma mistura de rochas, solos e vegetação com água em proporções desconhecidas, o espectro mais preciso será recuperado com o α -Residual.

Para recuperar estas grandezas na faixa do infravermelho termal (TIR), LI et al. (1999) compararam seis métodos: Método da Banda de Referência (MBR), Método do Índice Espectral Independente da Temperatura (TISI), Método de Emissividade Normalizada (MEN), Razão Espectral (RE), Alpha Residual (α -Residual), Método da Emissividade Renormalizada (MER) e identificaram que o erro sistemático tem pouco efeito sobre a recuperação dos parâmetros, e que o ruído instrumental de 0,1 K a 0,3 K pode levar a um erro na emissividade relativa entre 0,002-0,005. Levando tais fatos em consideração, os autores concluíram que estes métodos são sensíveis às incertezas atmosféricas e recomendam os métodos TISI e MEN pelo melhor desempenho.

COLL et al. (2001) compararam os métodos TISI, MBR, MEN, α -Residual e RE. Incluíram como alvos de estudos rochas, solos, água, vegetação para recuperar temperaturas e emissividades das imagens termais do DAIS (*Digital Airborne Imaging Spectrometer*). O conjunto de dados foi corrigido atmosféricamente com um perfil local gerado por MODTRAN (*Moderate Resolution Atmospheric Transmission*). Os resultados obtidos indicaram que a temperatura e a emissividade da superfície podem ser recuperadas com precisão mediante dados DAIS; que as diferenças entre os métodos são fortemente

dependentes do tipo de alvo e da banda considerada como referência. Os métodos TISI e MEN resultaram os mais adequados para os alvos.

No Sul do Novo México MIRA et al. (2008) fizeram uma comparação entre emissividades medidas em campo, produto AST05 ASTER e espectros da Biblioteca Espectral do JPL (*Jet Propulsion Laboratory*). Para os dados de campo foi aplicado o método da caixa (BOX) e algoritmo TES. Os alvos de estudos foram em dunas de areias brancas e um campo de arbustos no deserto. As medições mostraram que existe uma concordância nas estimativas de emissividade de campo e laboratório para os comprimentos de onda em 10,6 μm e 11,3 μm . No entanto, o método Box recuperou valores de emissividade mais elevados do que o TES na faixa de 8 – 9 μm , onde os solos apresentaram a mínima emissividade devido às bandas *reststrahlen* de quartzo; estas diferenças variaram de 2% a 7%, o que corresponde a um erro na temperatura de 0,7 a 2,6 K. Além disso, as emissividades de campo diferem dos espectros da JPL de 3% a 16% nos comprimentos de ondas mais curtas, isto é, 9,1 μm , 8,6 μm e 8,4 μm , o que corresponde a um erro na temperatura de 1,1 a 5,9 K. O estudo mostrou também a influência da umidade do solo sobre os valores de emissividades, com um aumento emissivo até 17% entre 8 a 9 μm e um aumento de 8% nos comprimentos 10,6 – 11,3 μm .

Em 2009, HULLEY et al. centraram seu estudo na validação do produto de emissividade de ASTER com o banco de dados do *North American ASTER Land Surface Emissivity Database* (NAALSED), utilizando como pontos dunas (alvos pseudo-invariante) das regiões oeste/sudoeste EEUU. Os resultados das cenas entre 2000 e 2008 mostraram que a diferença entre a emissividade média absoluta de NAALSED e as cinco bandas de ASTER TIR era de 0,016 (1,6%). Esta diferença de emissividade é equivalente a aproximadamente um erro de 1 K na temperatura da superfície da terra para um material a 300 K em TIR.

ANDRADE et al. (2012) a partir de imagens do sensor HSS (*Hyperspectral Scanner System*) recuperaram a temperatura de superfície e comportamento espectral da emissividade de alguns materiais (cerâmica, concreto, asfalto e vegetação) pelos métodos MEN e TES. Neste trabalho com dados da estação meteorológica do Aeroporto de São José dos Campos foi implementada correção atmosférica com MODTRAN. Nos resultados obtidos verificou-se que a temperatura de superfície estimada pelo método TES foi sistematicamente inferior ao valor obtido pelo método MEN em torno de 1,0 °C. Observou-se também que a emissividade espectral estimada por MEN e TES é similar nos diferentes materiais para todas as bandas

TIR. Comparando os histogramas de bandas TIR para a emissividade dos dados, verificou-se que os métodos não alteram significativamente a distribuição absoluta de emissividade nas imagens e as bandas estão correlacionadas.

MARKOSKI (2015) comparou o produto AST05 com os valores emissivos derivados dos métodos MBR e α -Residual a partir das radiâncias L1B de cenas ASTER na região metropolitana de Porto Alegre, Brasil. Na tentativa de analisar os resultados de MBR e α -Residual, foi aplicada uma correção atmosférica com dados de radiossondagem local inseridos como parâmetros no MODTRAN. Os métodos MBR e α -Residual apresentaram resultados coerentes e muito semelhantes e mais simples quando comparados ao utilizado na geração do produto AST05.

Em resumo, mesmo que a EST seja conhecida como um parâmetro crítico na caracterização de vários tipos de superfícies, os métodos desenvolvidos até agora ainda possuem a mesma restrição, são desenvolvidos para aplicações específicas, como em função do sensor em questão, objetivo do estudo, características e quantidade de alvos em análise, condições de clima, entre outros (GRONDONA, 2015).

Com base no exposto acima, nesta dissertação foi avaliado o desempenho de quatro métodos de separação multicanal de temperatura e emissividade (LI et al., 2013) em campos de dunas (considerados como excelentes alvos para validar emissividade a partir de dados TIR (HULLEY E BALDRIDGE, 2013), a partir de dados do infravermelho termal do sensor ASTER.

1.1. Objetivos

1.1.1. Geral

➤ Realizar uma análise qualitativa e quantitativa entre quatro métodos de recuperação de temperatura-emissividade aplicados em dados do infravermelho termal do sensor ASTER.

1.1.2. Específicos

➤ Recuperar emissividade pelo Método da Banda de Referência e validar com dados de campo/laboratório.

➤ Recuperar emissividade pelo Método da Emissividade Normalizada e validar com dados de campo/laboratório.

➤ Recuperar emissividade pelo Método de Separação da Emissividade e validar com dados de campo/laboratório.

➤ Recuperar emissividade pelo Método dos Resíduos Alpha e validar com dados de campo/laboratório.

➤ Comparar entre métodos, e definir o mais adequado com base nos dados de controle.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A radiância medida da superfície terrestre no infravermelho termal (8 – 12 μm) contém, simultaneamente, a informação da temperatura e emissividade. Infelizmente, a radiação medida é fortemente influenciada pela atmosfera terrestre (sistema complexo que se caracteriza por apresentar grande variabilidade espacial e possuir características físicas próprias como pressão, temperatura e partículas suspensas) e, portanto no processo de aquisição de dados remotos. Neste tópico, apresentam-se os princípios físicos, que envolvem as principais grandezas radiométricas que regem a região do infravermelho termal.

2.1. Radiação eletromagnética

Todo corpo com temperatura acima de zero absoluto (0 K) radia energia e pode ser considerado como uma fonte de energia eletromagnética, sendo o Sol e a Terra as duas principais fontes naturais de energia eletromagnética utilizadas no sensoriamento remoto da superfície terrestre (CHUVIECO, 1996; JENSEN, 2009). Segundo a Teoria ondulatória, esta energia se transmite de um lugar ao outro seguindo um modelo harmônico e contínuo composto por duas ortogonais entre si: elétrica e magnética, que permitem a propagação da energia eletromagnética no vácuo (Figura 1).

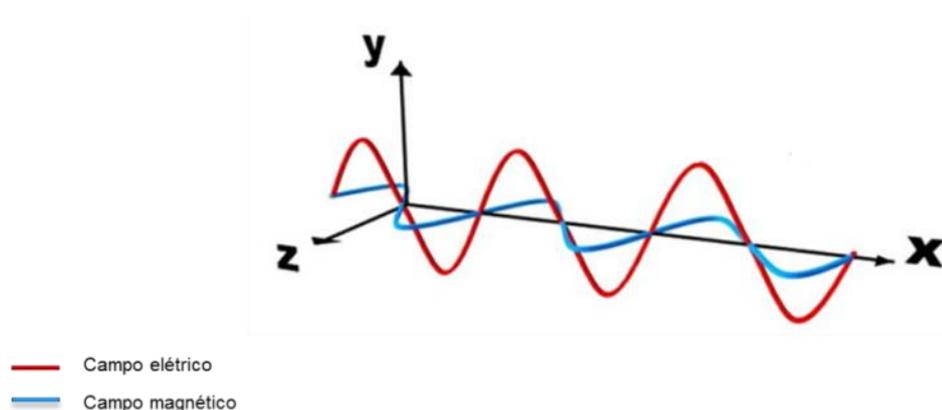


Figura 1 – Flutuações dos campos elétrico e magnético de uma onda eletromagnética se propagando na direção x. (Fonte: <http://astronomy.swin.edu.au>).

As características deste fluxo energético podem descrever-se por dois elementos: comprimento de onda (λ) e frequência (f). A primeira faz referência a distância entre dois

picos sucessivos de uma onda, entanto que a frequência designa o número de ciclos passando por um ponto fixo numa unidade de tempo. Estes elementos estão inversamente relacionados:

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (1)$$

Onde c indica a velocidade da luz ($3 \cdot 10^8$ m/s), λ expressa o comprimento de onda e f a frequência, sendo que um maior comprimento de onda implica em uma menor frequência, e vice-versa (CHUVIECO, 1996).

A energia eletromagnética pode ser ordenada de maneira contínua em função de seu comprimento de onda ou de sua frequência, sendo esta disposição denominada de espectro eletromagnético. Este apresenta subdivisões de acordo com o tipo de processo físico que dá origem a energia eletromagnética, da interação que ocorre entre a radiação e o objeto sobre o qual esta incide, e da transparência da atmosfera em relação à radiação eletromagnética (Figura 2) (CHUVIECO, 1996).

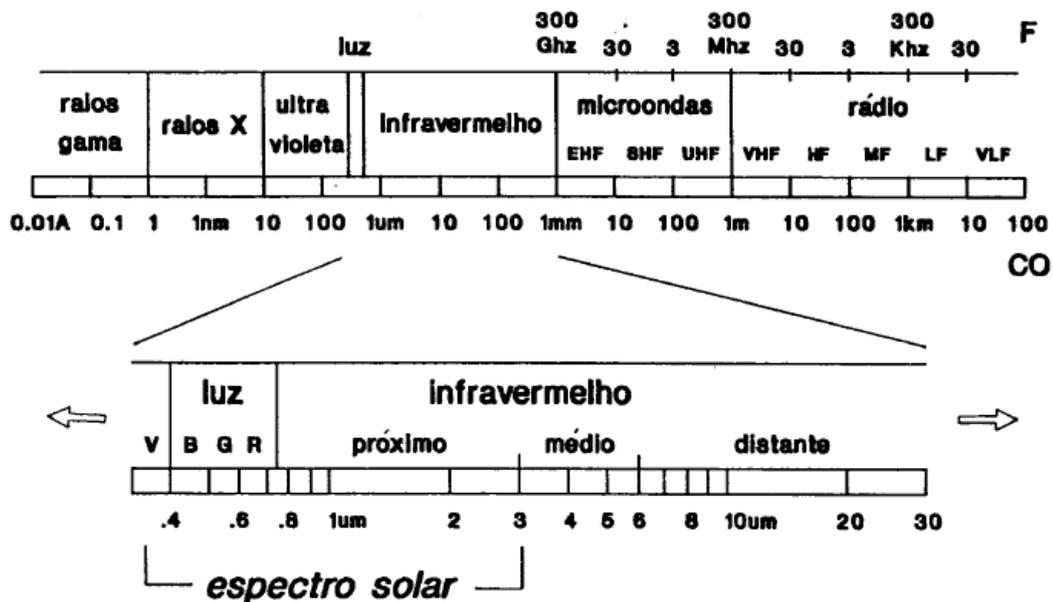


Figura 2 – Representação do espectro eletromagnético. (Fonte: INPE, 2001).

2.2. Leis e princípios básicos

Muitas características da radiação eletromagnética descrevem-se facilmente com a Teoria Ondulatória, mas não podemos esquecer a natureza corpuscular da radiação descrita

pela Teoria Quântica a qual estabelece que a radiação é composta de muitos elementos discretos denominados Fótons. A energia, E (Joules) de cada um destes elementos é dada por:

$$E = h_f \quad (2)$$

onde h é a constante de Planck ($6.626 \cdot 10^{-34}$ Js). Se relacionarmos as duas teorias da radiação eletromagnética, derivado a c da equação um (1) e substituindo na equação dois (2) obtemos:

$$E = \frac{hc}{\lambda} \quad (3)$$

Isto indica que a energia de um quantum é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda, ou seja, em comprimentos de onda mais longos menor é a quantidade de energia e vice-versa. Isto tem implicações importantes para sensoriamento remoto, de tal forma que a radiação de ondas longas como infravermelho termal, onde emitem os diferentes alvos naturais da superfície da terra, é muito mais difícil de detectar do que a radiação de ondas curtas (CHUVIECO, 1996; JENSEN, 2009; MENESES E ALMEIDA, 2012).

A energia que irradia de um corpo por unidade de superfície é função da temperatura deste corpo. Esta propriedade é expressa pela Lei de **Steffan- Boltzmann**, que estabelece:

$$M = \sigma T^4 \quad (4)$$

Onde M é a emitância radiante ($W m^{-2}$), σ a constante de Steffan-Boltzmann ($5.6697 \cdot 10^8 W m^{-2} K^{-4}$) e T a temperatura absoluta do corpo que emite (K). A conclusão importante que se deve extrair desta equação é que a energia total emitida por um corpo varia com a quarta potência de sua temperatura (T^4), e portanto se incrementa quando a temperatura seja maior ou iguala 1 (CHUVIECO, 1996; JENSEN, 2009; MENESES E ALMEIDA, 2012).

A emitância espectral de um corpo negro, M_λ ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), vem dada pela **Lei de Planck**: onde c_1 é $3.74 \cdot 10^{-16} W m^{-2}$ e c_2 , $1.44 \cdot 10^{-2} m K$ são constantes da radiação.

$$M_\lambda = \frac{C_1}{\lambda^5} \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right] \quad (5)$$

Conhecidas as variáveis do lado direito da equação cinco (5), chega-se às curvas de distribuição de energia emitida por uma fonte a uma dada temperatura de superfície (Figura 3). Para cada temperatura há um pico máximo de emissão dentro do intervalo de comprimento de onda que a fonte emite (MENESES E ALMEIDA, 2012).

Entre as várias curvas de emitância espectral da Figura 3, a que mostra a distribuição da energia a 6.000 K é a que mais se aproxima da curva de emitância espectral do Sol. Observe nesta figura que o pico máximo de emitância situa-se no comprimento de onda de $0,49 \mu\text{m}$, ou seja, na região espectral da luz visível. Já para a curva de emitância radiante da fonte a 300 K, que é comparável à temperatura média da superfície da Terra, o seu pico máximo de energia emitida está situado no comprimento de onda de $9,6 \mu\text{m}$. O Sol e a Terra, que são fontes reais naturais, mostram curvas de emitância radiante próximas aos padrões das fontes de corpo negro de Planck. Assim, a terra é uma fonte de radiação eletromagnética muito menos intensa que o núcleo do Sol (MENESES E ALMEIDA, 2012).

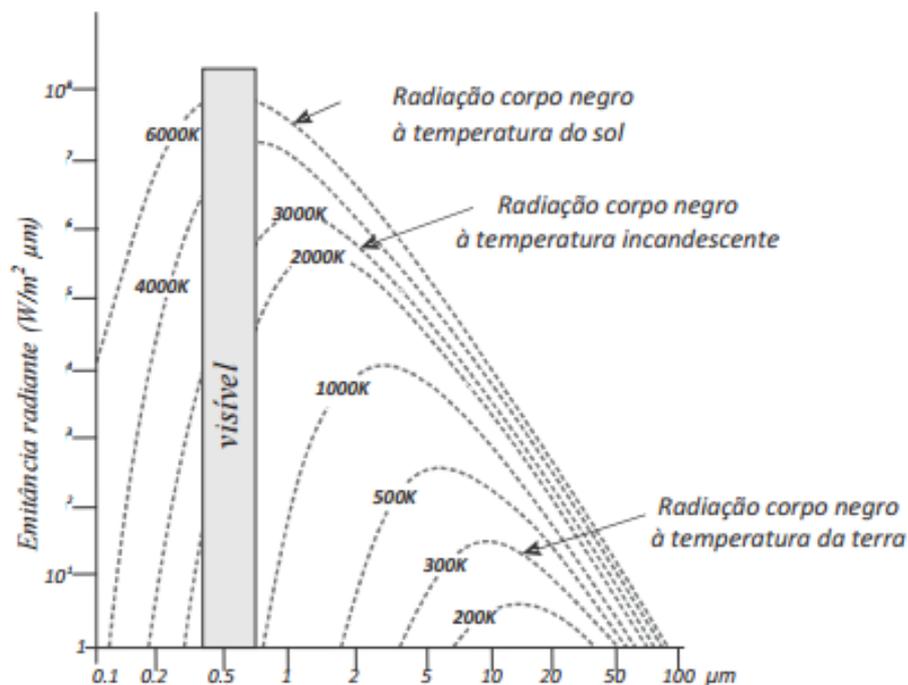


Figura 3 – Radiação do corpo negro para fontes de diferentes temperaturas definidas pela lei de Planck. (Fonte: <http://astro.if.ufrgs.br>).

Na Figura 3, se observa que para um corpo negro à medida que aumenta a radiação, a temperatura máxima desloca-se para comprimentos de onda menores. O comprimento de onda em que se produz este máximo é denominado como comprimento de onda de máxima emissão e relaciona-se com a temperatura através da **Lei de Wien**:

$$\lambda = \frac{2898}{T} \quad (6)$$

Esta lei é de grande importância para selecionar a banda espectral ou comprimento de onda mais conveniente para detectar um determinado fenômeno sempre que seja conhecida

sua temperatura. No caso dos incêndios florestais, onde a temperatura de combustão pode alcançar os 725 K, o comprimento de onda mais adequado para sua detecção poderia ser aproximadamente 4 μm situado no canal do infravermelho próximo (CHUVIECO, 1996; JENSEN, 2009; MENESES E ALMEIDA, 2012).

A superfície terrestre está composta por corpos que irradiam seletivamente e que emitem apenas uma parte da energia que seria emitida por um corpo negro que estivesse à mesma temperatura. A **Emissividade** (ϵ) representa a relação entre a radiância real emitida pelo corpo real (M_r) e pelo corpo negro à mesma temperatura (M_b):

$$\epsilon = \frac{M_r}{M_b} \quad (7)$$

A emissividade de um objeto é função de uma série de fatores, tais como, composição química, rugosidade da superfície e umidade. Mediante a **Lei de Kirchoff** se deduz que a emissividade de um objeto na região do infravermelho termal geralmente é igual a sua absorptância espectral, por isso podemos dizer que bons absorvedores são bons emissores. Assumindo que o objeto tem transmitância zero à radiação termal, então a intensidade radiante é:

$$I = \rho\lambda + e\lambda \quad (8)$$

Na equação oito (8) se demonstra que a energia que deixa o objeto tem uma relação entre a reflectância ($\rho\lambda$) e a emissividade ($e\lambda$) do mesmo.

Devido à propriedade emissiva dos corpos naturais, os sensores do infravermelho termal registram a intensidade da radiação equivalente à temperatura radiante aparente do terreno, e não a temperatura cinética verdadeira. A **Temperatura cinética** (T_{kin}) é medida com um termômetro, e mede o grau de agitação das moléculas, como efeito desse fenômeno, os objetos emitem radiação eletromagnética. Esta energia que sai é chamada de fluxo radiante (ϕ) e é registrada pelo sensor. Portanto, quando o sensor mede essa energia emitida, é chamada de **Temperatura aparente** (T_{rad}) ou radiométrica. Para determinar a relação entre a temperatura cinética com a temperatura radiométrica, é necessário utilizar a lei de Stefan-Boltzmann, vista na equação quatro (4), que é válida para objetos que são emissores perfeitos (corpos negros); combinando equação 4 e 5 de Stefan-Boltzmann e da emissividade

respectivamente se obtém que a relação entre a medida da temperatura radiante T_{rad} de um objeto com a sua temperatura cinética T_{kin} é:

$$T_{rad} = \varepsilon_4^1 T_{kin} \quad (9)$$

Como a emissividade ε varia entre 0 –1 pode-se deduzir da equação nove (9) que a temperatura radiométrica medida no sensor sempre será inferior à temperatura cinética real do objeto; materiais com emissividades próximas a 1 exibem temperaturas radiométricas mais próximas a de suas temperaturas cinéticas. Para materiais com emissividade muito baixa a temperatura radiométrica será muito mais baixa que a sua temperatura cinética, dando a impressão de ser uma superfície mais fria o que pode ser um problema na identificação de alguns alvos de estudo (MENESES E ALMEIDA, 2012).

2.3. Efeitos atmosféricos no infravermelho termal

As imagens de satélite são captadas a grandes distâncias da superfície terrestre, e desse modo há um percurso substancial que a radiação eletromagnética precisa atravessar antes de chegar ao sensor. Neste caminho, a radiância registrada pelos sensores sofre interferência por parte da atmosfera, e a interação entre a radiação incidente e a radiação refletida pelo alvo com os constituintes da atmosfera é chamada de “Efeitos Atmosféricos” (KAUFMAN, 1989).

Os efeitos atmosféricos estão representados pelos fenômenos de espalhamento e absorção, os quais são os principais causadores de alterações nas imagens como perda da informação e alteração do brilho superficial. Em razão disso o sinal medido no sensor é modificado, conforme o comprimento de onda, e a composição da atmosfera. Segundo LIOU (1980), o espalhamento é o processo no qual a partícula capta a energia de uma onda eletromagnética incidente e reemite em direções diferentes da original; já a absorção consiste na transformação da energia eletromagnética em outra forma de energia, e a combinação destes dois efeitos é denominada atenuação atmosférica (SLATER, 1980). No entanto, a absorção atmosférica apresenta uma particularidade importante no sensoriamento remoto, especialmente relacionado aos sensores passivos que utilizam a radiação eletromagnética proveniente do Sol, já que a atmosfera se comporta como um filtro seletivo de tal forma que algumas regiões do espectro eletromagnético apresentam baixa absorção.

Estas regiões são chamadas de “janelas atmosféricas” e se caracterizam por possuírem uma boa transmitância (Figura 4) (CHUVIECO, 1990).

Em todo o espectro eletromagnético acontece interação da energia proveniente do Sol com as moléculas presentes na atmosfera. Segundo TONOOKA (2010), o vapor d'água (H₂O), oxigênio (O₂), ozônio (O₃) e o dióxido de carbono (CO₂) são os principais constituintes atmosféricos a influenciar na degradação das informações, e o vapor d'água é a molécula absorvedora que praticamente influencia toda a região do infravermelho (Figura 4).

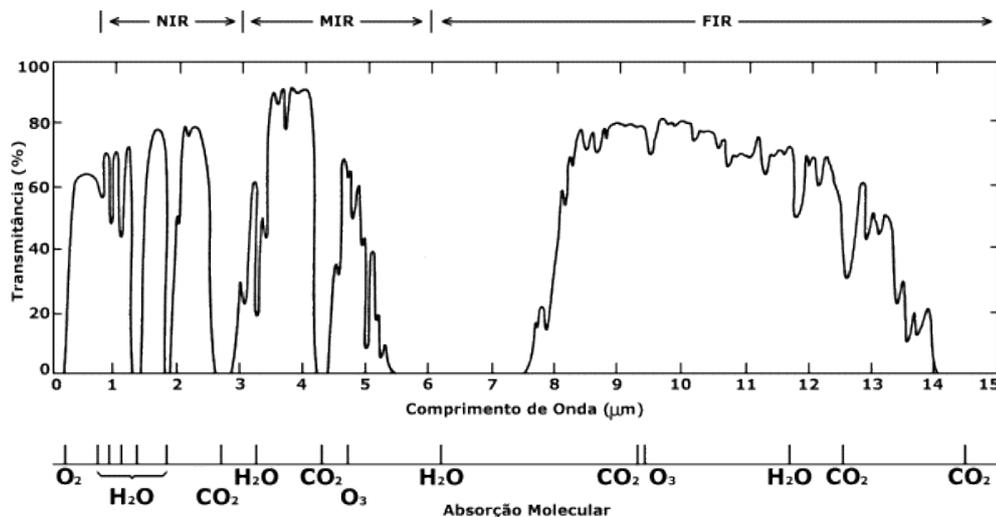


Figura 4 – Representação gráfica de transmitância atmosférica e moléculas absorvedoras responsáveis pela absorção da radiação eletromagnética. (Fonte: ANDRADE, 2011).

Considerando estes fatores que influenciam na quantidade total da radiação que chega ao sensor, a remoção destas distorções (contribuições) inseridas no sinal é de fundamental importância na hora de recuperar dados utilizando as grandezas radiométricas medidas da superfície terrestre. O processo de conversão da radiância medida no topo da atmosfera (TOA) para radiância de superfície se conhece como **correção atmosférica** (SENDRA et al., 2015).

Os procedimentos habituais de correção atmosférica podem ser agrupados em métodos baseados na própria imagem (assume que áreas cobertas com materiais de forte absorvidade como água deveriam apresentar uma radiância próxima à zero), métodos de ajuste empírico (comparação de dados de reflectância medidos no terreno com os medidos no momento da sua aquisição) e métodos da transferência radiativa (6S, LOWTRAN, MODTRAN). Neste último estes se baseiam em uma simulação das condições da atmosfera, dependendo das

características físico-químicas da mesma, da data e hora da aquisição da imagem; quando não se tem os parâmetros físicos- químicos, se utilizam modelos padrões (HEDLEY, 2013).

2.4. Comportamento espectral de alvos no termal

A radiância emitida pela superfície no infravermelho termal é uma função tanto da sua temperatura cinética como da emissividade. SALISBURY E D'ARIA (1992) apresentaram uma extensa documentação sobre a emissividade dos materiais terrestres no comprimento de onda entre 8 – 12 μm ; onde a emissividade espectral é predita a partir da reflectância dos materiais usando a lei de Kirchhoff, tipicamente declarada em sua forma mais simples como $E=1-R$ (emissividade é igual a um menos a reflectância).

-Emissividade de rochas: As rochas são formadas por vários minerais e as assinaturas espectrais delas são resultado da constituição dos mesmos. Os minerais que compõem as rochas ácidas (sienita e granito) têm seus mínimos de emissividade nos comprimentos de onda mais curtos do que aqueles comparados às rochas máficas (dunito e basalto). A medida que as rochas se tornam mais máficas, os mínimos de emissividade (máximo de reflectância) se deslocam para os comprimentos de onda mais longos. As feições de absorção mais intensas de todos os silicatos ocorrem em torno de 10 μm , porção do espectro conhecida como a região de estiramento da ligação Si-O (também conhecida como banda *reststrahlen*). A curva espectral do mineral quartzo (alvo de estudo) apresenta feições de picos mínimos e máximos no intervalo de comprimento de onda referente às bandas 13 e 12 do ASTER (SALISBURY E D'ARIA, 1992).

-Emissividade da água: A água tem um coeficiente de absorção alto na região de 8 – 14 μm e comumente é assumido como um corpo negro em medições de sensoriamento remoto na região do infravermelho termal. Além disso, a água possui a maior inércia térmica devido a sua alta condutividade. A radiação incidente neste alvo é fortemente absorvida e transmitida ao longo da superfície por movimento convectivo, pelo que resulta mais difícil que mude a temperatura. Isto permite detectar com bastante facilidade as plumas de água provenientes de fontes alheias ao entorno (materiais suspensos e descargas de centrais nucleares). No entanto, mapear a temperatura da superfície marinha é de grande interesse para o estudo global do

clima (aquecimento de algumas zonas) e para a detecção de banco de pesca (SALISBURY E D'ARIA, 1992; CHUVIECO, 1996).

- **Emissividade de solos:** A resposta espectral dos solos no TIR depende de vários fatores (composição química, umidade, rugosidade, mistura com outros alvos, etc.), que devem ser considerados no ato da interpretação (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2006). O teor de umidade do solo tende a aumentar a emissividade e reduzir as bandas reststrahlen do quartzo; a composição química é o principal fator quando se trata de solos puros, sendo que o quartzo é o principal mineral que apresenta feições nas bandas do TIR (SALISBURY E D'ARIA, 1992). Os espectros de emissividade de alguns tipos de solo apresentam maior contraste entre 8 – 10 μm ; a partir de 10 μm os solos apresentam uma maior homogeneidade e menores diferenças espectrais entre si. Outra característica do comportamento de um solo é que a presença de matéria orgânica reduz as bandas reststrahlen do quartzo, considerando que é um forte absorvedor na janela entre 8 – 12 μm . Além disso, SALISBURY E D'ARIA (1992) verificaram que solos com mais de 2% de matéria orgânica distorcem significativamente as estimativas do tamanho de partículas e que as feições também podem ser mascaradas pela argila e pela presença de vegetação.

- **Emissividade da vegetação:** As propriedades térmicas da vegetação são bastante típicas, já que esta absorve uma grande quantidade da energia solar que recebe para realizar a função clorofílica. Esta energia é reemitida durante a noite para manter o balanço energético. Portanto, as temperaturas médias das massas vegetais são mais baixas em relação ao ar circundante durante o dia e mais alta durante a noite (CHUVIECO, 1996). A emissividade da vegetação é alta, devido a seu importante conteúdo de umidade e que supõe um elemento básico para a vida das mesmas. Desde o ponto de vista térmico um dos processos mais destacados no sinal oferecido pela vegetação é que esta regula seu ciclo hídrico. A evapotranspiração supõe uma liberação de calor para realizar a circulação da água armazenada nas folhas para o estado gasoso. Este processo pressupõe uma redução da temperatura, pelo que as plantas tendem estar mais frias que seu entorno durante o dia; pelo contrario, durante a noite é reemitida a energia captada de dia; esta variação térmica permite detectar estresse hídrico na vegetação a partir da informação registrada no TIR (CHUVIECO, 1996). A maior parte dos estudos que monitoram a vegetação baseia-se no espectro do visível (PONZONI, 2001). No entanto, nas ultimas décadas se está considerando as imagens do infravermelho termal para monitorar as modificações na cobertura vegetal, produzidas pelo

desmatamento, desertificação e índices de estresse hídrico de algumas espécies (BREUNIG, 2008), assim como também na identificação de espécies e substâncias em folhas, alertando o potencial de extinção de muitas plantas (LUZ, 2005).

2.5. Métodos de separação de Temperatura e Emissividade

A partir do infravermelho termal (*Thermal Infrared*—TIR) pode-se extrair a emissividade e a temperatura, as quais constituem informações importantes no que se refere à composição das rochas e minerais que formam a superfície terrestre (HOOK et al., 1992; SALISBURY E D'ARIA, 1992).

No que se refere aos estudos geológicos de forma geral se utilizam métodos multicanais de separação de emissividade para mapeamento remoto, os quais são empregados na recuperação da emissividade para alvos homogêneos e de alto contraste. Dentre eles encontram-se:

a) *Método de duas temperaturas* (utilizado para superfícies em que se pode assumir a hipótese de que a emissividade não varia no tempo nem com a temperatura, e não requer conhecimento *a priori* do alvo. Utilizado na exploração mineral, podendo ser aplicado também em estudos de vegetação. Resulta em emissividade absoluta, que se refere ao valor absoluto desta grandeza) (WATSON, 1992).

b) *Método da banda de referência* (assume que a emissividade de uma banda possui um valor constante para todos os pixels, gera emissividades absolutas) (KAHLE et al., 1980).

c) *Método da emissividade normalizada* (assume um valor de emissividade máxima para determinar a temperatura de cada pixel para cada banda. Em cada pixel o valor máximo é definido como a temperatura de superfície (T_s) é, então, utilizada para recalcular a emissividade dos pixels em cada banda, gerando emissividades absolutas) (GILLESPIE, 1985).

d) *Método de Separação de Temperatura e Emissividade* (é um método híbrido de três módulos: método da emissividade normalizada (MEN), razão espectral (RE), e a diferença mínima – máxima (DMM). Assume uma relação empírica entre a mínima emissividade e o contraste espectral) (GILLESPIE et al., 1998; SOBRINO et al., 2008).

e) *Método dos índices espectrais independentes da temperatura* (baseia-se na aproximação da lei de potência de Planck, não necessitando do conhecimento *a priori* da emissividade. É um método muito sensível a variações na composição do alvo e gera emissividades relativas) (BECKER E LI, 1995).

f) *Método dos Resíduos Alpha* (estima o comportamento da emissividade a partir da aproximação de Wien para a equação de Planck, resulta em emissividades relativas, já que é calculado a partir de uma emissividade de referência. Este método fornece resultados precisos quanto à forma da curva espectral da emissividade de vários alvos ao mesmo tempo e não o valor da emissividade em si) (KEALY E GABELL, 1990; GRONDONA, 2015).

2.6. Sensor ASTER

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) é um sensor multiespectral com alta resolução e se encontra a bordo da plataforma EOS-TERRA, que foi lançado em Dezembro de 1999. Além do sensor ASTER, a plataforma traz quatro instrumentos a bordo: CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System), MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere) e MISR (Multi-Angle Imaging Spectroradiometer). Os dados obtidos pelo sensor ASTER são utilizados para estudar uma ampla gama de problemas relacionados com a superfície da Terra, incluindo mudanças na vegetação (naturais e antropogênicas), estudos de mudanças climáticas como o avanço e retrocesso das geleiras, extensão de gelo do mar e albedo, degradação recifes de coral como indicadores de alterações climáticas e melhorias na exploração de recursos naturais (discriminação das unidades de rocha com diferentes teores de sílica, silicatos e carbonatos) (ABRAMS E HOOK, 2002). Este sensor possui 14 bandas entre $0,4\mu\text{m}$ e $12\mu\text{m}$, distribuídas em três subsistemas: VNIR, SWIR e TIR. O satélite Terra possui órbita Sol-síncrona, uma altitude nominal de 705 km e cruza o Equador aproximadamente às 10h30min, hora local. O ASTER tem uma resolução espacial de 15 m (VNIR), 30 m (SWIR) e 90 m (TIR), resolução temporal de 16 dias e resolução radiométrica de 8 bits (VNIR, SWIR) e de 12 bits (TIR), resolução de 3 bandas entre $0,5 - 0,9 \mu\text{m}$ (VNIR), 6 bandas entre $1,6 - 2,5 \mu\text{m}$ (SWIR) e 5 bandas entre $8 - 12 \mu\text{m}$ (ABRAMS E HOOK, 2002).

Os produtos ASTER são armazenados em um arquivo Metadata e fornecidos em formato HDF (Hierarchical Data Format) que se definem numa serie de níveis de processamento (Tabela 1):

Tabela 1. Total de produtos que fornece o sensor ASTER.

PRODUTO	NÍVEL	DESCRIÇÃO	Res. (m)
AST_L1T	L1T	Radiância registrada no Sensor – Precisão, corrigido no terreno.	15, 30, 90
AST_L1AE	L1A	Dados não processados- expeditos.	15, 30, 90
AST_L1A	L1A	Dados não processados.	15, 30, 90
AST_L1BE	L1B	Radiância registrada no sensor – expedito.	15, 30, 90
AST_L1B	L1B	Radiância registrada no sensor.	15, 30, 90
AST_07	L2	Reflectância de superfície - VNIR SWIR.	15, 30
AST_07XT	L2	Reflectância de superfície - VNIR SWIR & Crosstalk Corrigido.	15, 30
AST_09	L2	Radiância de superfície - VNIR SWIR.	15, 30
AST_09XT	L2	Radiância de superfície - VNIR SWIR e Crosstalk Corrigido.	15, 30
AST_09T	L2	Radiância da superfície TIR.	90
AST_08	L2	Temperatura da superfície.	90
AST_05	L2	Emissividade da superfície.	90
AST14OTH	L3	Radiância registrada no sensor – Orthorectificada.	15, 30, 90
AST14DMO	L3	Modelo Digital de Elevação e radiância registrada no Sensor – Orthorectificada.	15, 30, 90
AST14DEM	L3	Modelo Digital de Elevação.	30
ASTGTM	L3	Modelo Digital de Elevação global ASTER.	30

- Dados do Nível-1A (L1A) consistem em imagens de níveis de cinza acompanhadas de informações auxiliares referentes aos coeficientes de calibração radiométrica e geométrica. Todas as imagens adquiridas são processadas ao Nível-1A (L1A). Devido a limitações para armazenamento a bordo do satélite, somente 650 cenas por dia são adquiridas pelo instrumento ASTER.

- Dados do Nível-1B (L1B) são obtidos pela aplicação dos coeficientes de calibração geométrica (as bandas SWIR e TIR são registradas em relação às bandas do VNIR) e radiométrica ($Wm^{-2}sr^{-1} \mu m^{-1}$). A imagem L1B é projetada sempre em UTM (*Universal Transverse Mercator*) em termos de orientação, usando a Convolução Cúbica e um máximo de 310 cenas por dia é processado ao Nível L1B baseando-se em dados da cobertura de nuvens.

- Dados do Nível-2 (L2) são produtos secundários, como radiância de superfície, reflectância de superfície (VNIR e SWIR), emissividade de superfície (TIR) e temperatura cinética de superfície; resultantes de processamento nas imagens de Níveis L1A e L1B,

Dependendo do produto estão ou não disponíveis no modo de rotina. Além disso, alguns deles são produzidos exclusivamente em determinados subsistemas. A Tabela 1 lista cada um dos dados de produtos de Alto- Nível e algumas de suas características básicas.

- Produtos do Nível-3 (L3) fornece o modelo digital de elevação (MDE), obtido através das bandas 3N (NADIR) e 3B (*backward*).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A região costeira do Rio Grande do Sul (RS) estende-se desde Torres até a foz do Arroio Chuí, ao norte e ao sul respectivamente. Representada por cerca de 620 km de costa aberta arenosa, esta região apresenta uma conjunção de fatores que favorecem a formação de dunas: possui topografia de terras baixas (planície costeira), regime de ventos apropriado (velocidade e direção) e um grande estoque de areia quartzosa fina disponível em praias retilíneas expostas à ação das ondas e do retrabalhamento das barreiras arenosas mais antigas, ao longo de múltiplos ciclos de sedimentação (MARTINS, 1967; VILLWOCK, 1984; TOMAZELLI E VILLWOCK; 1992; VILLWOCK E TOMAZELLI, 1995). Ainda que as dunas sejam consideradas pela legislação brasileira (Lei N° 4.771/65) como Área de Preservação Permanente (APP) do Litoral Norte do Rio Grande do Sul (PORTZ *et al.*, 2014), elas começaram a desaparecer aceleradamente como consequência da ocupação direta do terreno ou pelo cancelamento do suprimento de areia proveniente da fonte. Contudo, ainda é possível encontrar remanescentes do campo eólico original, possuindo, portanto, um valor inquestionável (TOMAZELLI, 2001).

A área remanescente que recebeu destaque, no presente trabalho, foi o campo de dunas móveis de Cidreira (Figura 5), que, cobrindo uma área de aproximadamente 30 km², localiza-se entre os municípios de Cidreira e Tramandaí, Litoral Norte do Rio Grande do Sul.



Figura 5 – Campo de Dunas de Cidreira, Litoral Norte do Rio Grande do Sul.

Este alvo possui regiões de inter-dunas que, em geral, apresentam uma vegetação rasteira e abrigam corpos d'água temporários, principalmente nos períodos de inverno, devido à presença próxima do lençol freático (Figura 6) (TOMAZELLI et al., 2008).

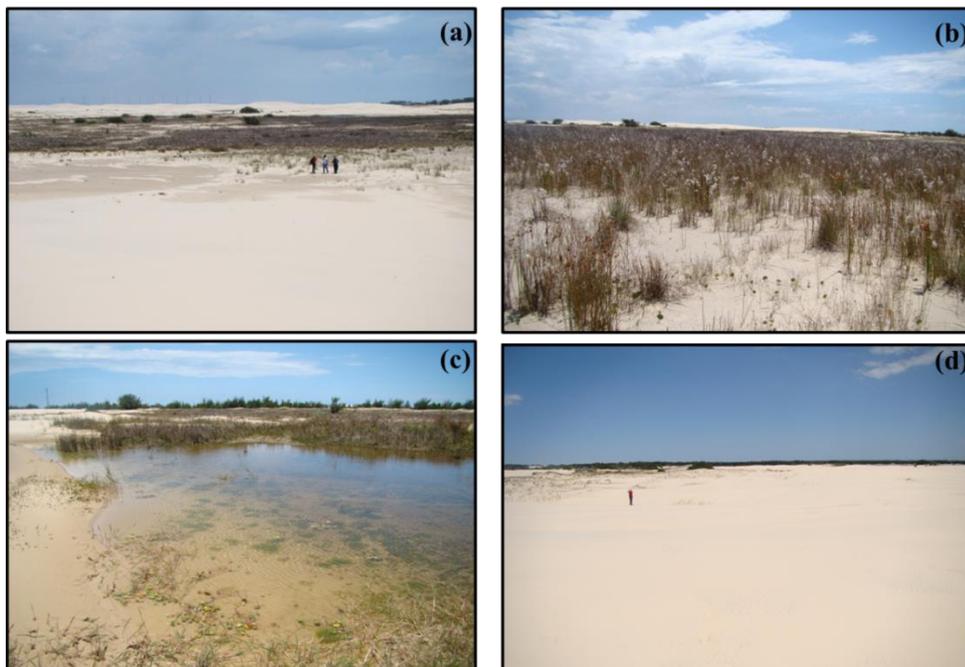


Figura 6 – Tipos de dunas (dunas vegetadas e livres) presentes no Campo Dunas de Cidreira no Litoral Norte do Rio Grande do Sul.

O Campo Dunas de Cidreira está composto principalmente por areias quartzosas finas, com boa seleção de grãos e compactação moderada. Tem como característica uma coloração

bege amarelada, com níveis milimétricos esparsos de cor cinza, produzidos pela presença de minerais pesados (Figura 6). Esta unidade geomorfológica em alguns locais atinge até 20 msnm (TRAVERSAS et al., 2005)

A escolha desta área de estudo foi devida às características pseudo-invariante que possuem as dunas com respeito às mudanças de superfície temporal, espacial e a sua composição consistente durante períodos de tempo longos; além disso, são excelentes alvos para validar emissividade a partir dados de sensores TIR (HULLEY E BALDRIDGE, 2013).

3.2. Características da base de dados

Para avaliar os métodos foram utilizadas duas fontes de informação: dados do sensor ASTER e dados de laboratório. As etapas realizadas neste trabalho podem ser visualizadas no fluxograma apresentado na Figura 7, os quais são abordados com melhor detalhamento nas seções seguintes.

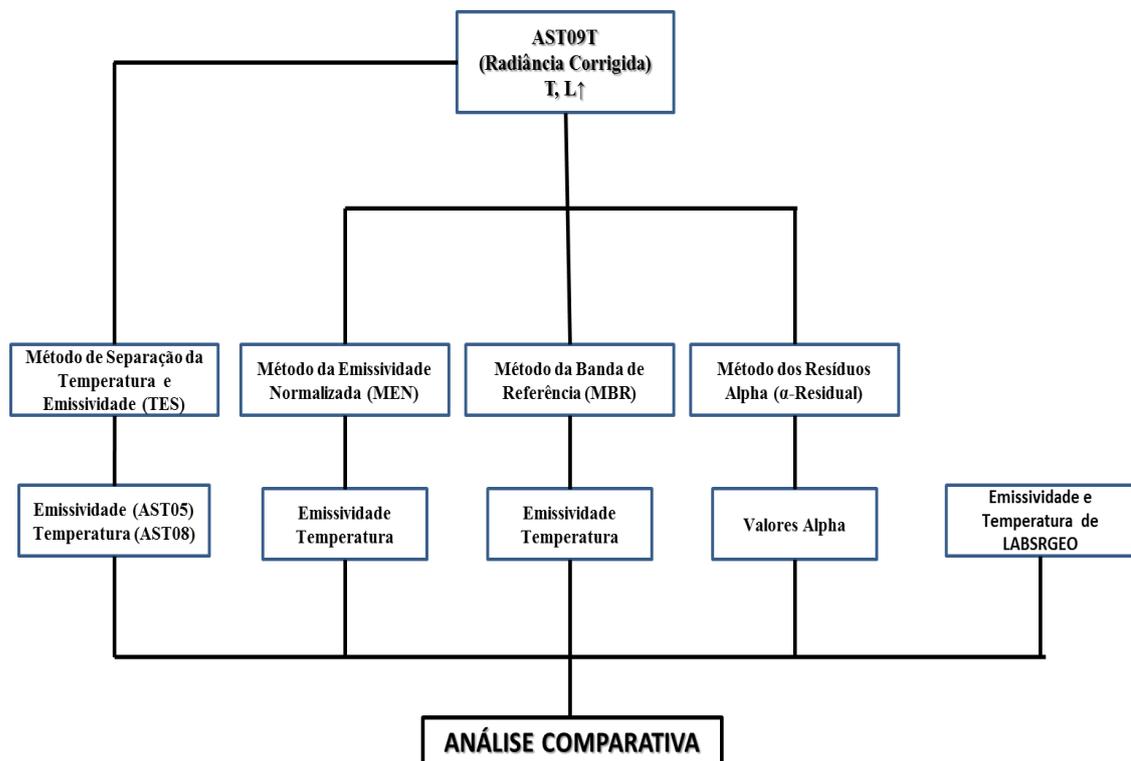


Figura 7 – Fluxograma ilustrativo das etapas necessárias para o processo da estimativa da temperatura e emissividade nas imagens.

3.2.1. Dados do sensor ASTER

Para o desenvolvimento deste trabalho, se utilizaram três imagens do sensor ASTER provenientes do subsistema TIR e pertencem à área de estudo com data: 29 de setembro de 2015; com um horário de passagem aproximadamente às 13h30 GMT. Os dados meteorológicos reportados pela estação mais próxima, Tramandaí- RS, foram Umidade 65% e Temperatura do ar 20 °C (INMET, 2017).

As imagens correspondem a Nível 2 de processamento AST09T, AST05 e AST08. Estas contêm informações de localização, iluminação e calibração (coeficientes de transformação, ângulos zenitais e azimutais do sensor e do Sol) necessária para visualização das mesmas. Para os fins da visualização e etapas de processamento destas foi empregado o Software ENVI 5.1.

- **Radiância AST09T:** Os dados do produto AST09T são de Nível 2 de processamento. Este produto contém a radiância de superfície com resolução de 90 m; e é gerado para as cinco bandas do infravermelho termal de ASTER (Tabela 2). Neste produto, é aplicada uma correção atmosférica numa cena classificada com "céu claro", não tentando corrigir as partes da imagem com presença de nuvens intermédias (têm um forte impacto sobre a radiação que chega ao sensor). Nesta correção são considerados dois elementos: (a) utiliza o modelo de transferência radiativa MODTRAN (Moderate Resolution Transmittance) capaz de estimar a magnitude da emissão atmosférica, absorção, dispersão e transmitância atmosférica; (b) identifica e incorporam todos os parâmetros atmosféricos (temperatura, vapor de água, elevação, ozônio e aerossóis) necessários aplicáveis à localização e ao tempo para os quais as medições precisam de correção. Este produto é gerado somente a pedido, e os dados podem ser coletados durante o dia ou durante a noite. (ABRAMS E HOOK, 1996).

Tabela 2. Característica do produto de emissividade.

AST09: Radiância-TIR	
Tamanho do produto (MB): 13	Acurácia relativa: 1%
Acurácia absoluta: 2%	Unidades: $W (m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$.

Os dados estão em números digitais para converter a uma escala de radiância e deve ser aplicado um coeficiente de conversão (Tabela 3) através da relação de:

$$\mathbf{Radi\~{a}ncia} = ND * coef \quad (10)$$

Tabela 3. Coeficientes de conversão calculados (Abrams, 2000).

* Coeficiente ($W/(m^2 sr^{-1} um^{-1})/DN$)				
Bandas	Alto Ganho	Ganho Normal	Baixo Ganho 1	Baixo Ganho 2
10	N/A	6.822×10^{-3}	N/A	N/A
11	N/A	6.780×10^{-3}	N/A	N/A
12	N/A	6.590×10^{-3}	N/A	N/A
13	N/A	5.693×10^{-3}	N/A	N/A
14	N/A	5.225×10^{-3}	N/A	N/A

- **Emissividade AST05:** Os dados do produto AST05 são de Nível 2 de processamento. Este produto contém a emissividade de superfície com resolução de 90 m; e é gerado para as cinco bandas do infravermelho termal de ASTER (Tabela 4). A emissividade de superfície contida neste produto é necessária para obter os dados de temperatura da superfície terrestre (AST08), também com uma resolução de 90 metros. A emissividade para cada pixel pode ser obtida pela seguinte relação:

$$\text{Emissividade} = ND \times 10^{-3} \quad (11)$$

Tabela 4. Característica do produto de emissividade.

AST05: Emissividade	
Tamanho do produto (MB): 2	Acurácia relativa: 0.005
Acurácia absoluta: 0.05-0.1	Unidades: nenhuma

Neste produto do ASTER para estimar a emissividade é considerada a radiância *Downwelling e Upwelling* para cada pixel; posteriormente é aplicado o algoritmo de separação TES (nos métodos de separação será detalhado o processamento) para cada um dos pixels. Este valor de emissividade é importante nos estudos de equilíbrio de energia de superfície e água, assim como também é útil na identificação de muitos minerais, especialmente dos Silicatos que compõem a maior parte da superfície da Terra. Também é útil para reconhecer poluição industrial e presença de emissões vulcânicas (compostas de SO_2 que absorvem seletivamente a radiação), embora seja necessário um processamento especial para quantificá-las. Atualmente não há restrições neste produto, já que o algoritmo trabalha com dados TIR adquiridos durante o dia e à noite, embora correções atmosféricas imprecisas em atmosferas húmidas ou quentes podem gerar estimativas imprecisas da emissividade (ABRAMS E HOOK, 1996).

- **Temperatura AST08:** Os dados do produto de temperatura cinética da superfície terrestre são de Nível 2. Este produto contém temperaturas de superfície com resolução a 90 m, e é gerada com informação das cinco bandas do infravermelho termal de ASTER (Tabela 5). As temperaturas para cada pixel obtêm-se multiplicando o valor do número digital por o fator de escala 0,1:

$$\text{Temperatura (K)} = \text{DN} * \text{fator de escala} \quad (12)$$

Tabela 5. Característica do produto de temperatura.

AST08: Temperatura	
Tamanho do produto (MB): 2	Acurácia relativa: 0.003 K
Acurácia absoluta: 1-4 K	Unidades: Kelvin :

Neste produto do ASTER para estimar a temperatura é considerada a radiância *Downwelling e Upwelling* para cada pixel; posteriormente é aplicado o algoritmo de separação TES (nos métodos de separação será detalhado o processamento) que usa as emissividades do produto AST05 de cada um dos pixels.

Este valor de temperatura da superfície é utilizado no monitoramento e análise de processos vulcânicos, enquanto que os valores de temperaturas de dia e noite são utilizados para mapeamento de alta resolução de incêndios como um complemento aos dados de fogo global MODIS.

As restrições deste produto são as mesmas ditas no produto AST05. No entanto, GILLESPIE et al.(2011) mencionam que o produto de temperatura superficial AST08 é pouco afetada em relação a AST05, provavelmente porque a temperatura é calculada a partir das bandas ASTER menos alteradas por efeitos atmosféricos, e porque o intervalo de temperaturas é geralmente grande em comparação com o intervalo espectral da emissividade. Portanto, mesmo que algumas emissividades estejam erradas, as temperaturas superficiais podem ser precisas, desde que algumas das emissividades estejam próximas da unidade (pixel).

3.2.2. Dados de laboratório

Com a finalidade de avaliar o desempenho dos métodos na recuperação de valores emissivos do mineral de quartzo foi utilizado como referência o espectro de quartzo do banco de dados (mantém a forma da curva e a posição da feição característica do mineral em estudo) do Laboratório de Sensoriamento Remoto Geológico (LABSRGEO) (Figura 8).

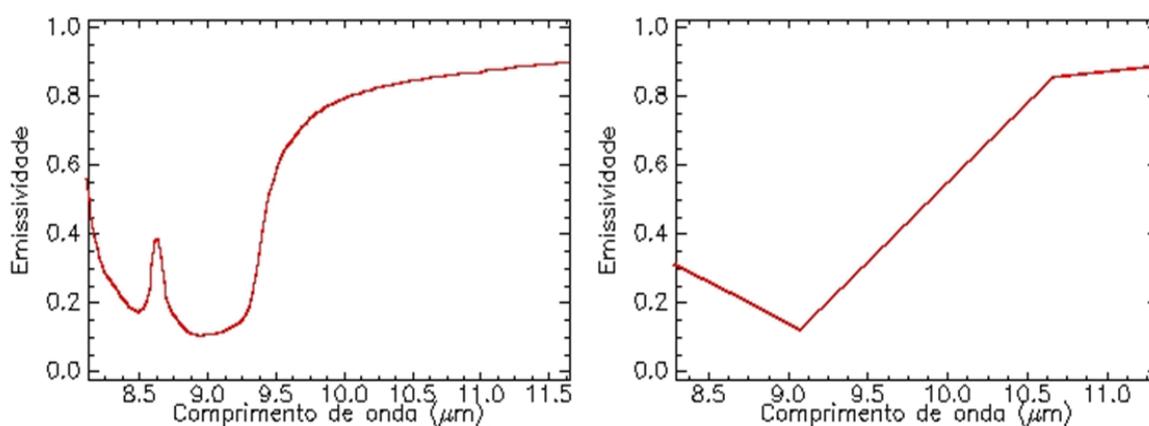


Figura 8 – Assinatura espectral do Quartzo: curva espectral da sua emissividade (esquerda), curva espectral reamostrados para resolução espectral do ASTER (direita).

Conforme Luján (2013), estas emissividades foram medidas com um espectrorradiômetro de campo μ FT-IR Modelo 102, sob condições de temperatura do ar e umidade controlada. Na Figura 8 se apresenta o espectro emissivo do quartzo utilizado neste trabalho com uma temperatura na amostra de 29 °C (região entre 8 – 12 μ m), temperatura do ar de 22 °C e 62% de umidade. Este espectro é utilizado como referência qualitativa e quantitativa já que mantém a forma e a posição da feição espectral do mineral em estudo.

A escolha desta curva espectral de referência dentro desse banco de dados foi determinada em parte pela temperatura do ar na área de estudo (estação meteorológica Tramandaí- RS, umidade 65% e temperatura do ar 20 °C) e pela temperatura aparente (temperatura de brilho do solo 28°C) derivada da radiância de superfície corrigida. Tendo esta temperatura aparente média do solo, do ar e a umidade, foi escolhida uma curva de referência com valores próximos a estes parâmetros.

3.3. Correção atmosférica

Considerando que AST05 (Emissividade) e AST08 (Temperatura) são produtos corrigidos atmosféricamente pelo modelo de transferência radiativa MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Transmission) (ABRAMS E HOOK, 2002). Neste trabalho, utilizou-se o produto AST09T (Radiância corrigida) o qual emprega o mesmo modelo atmosférico que na qual foram estimados os produtos AST05 e AST08, com a finalidade de manter a mesma metodologia apresentada na obtenção dos produtos prontos acima citados.

3.4. Métodos multicanais de separação de emissividade

- **Método da Emissividade Normalizada (MEN):** desenvolvido por Gillespie (1985), este algoritmo assume um valor de emissividade máxima ($\varepsilon_{\text{máx}}$) em todas as bandas, sem levar em conta o comprimento de onda. Conhecendo os parâmetros atmosféricos ($\tau_{\lambda_i}, L_{\lambda_i}^{\downarrow}$ e $L_{\lambda_i}^{\uparrow}$) se podem calcular as possíveis temperaturas para determinado pixel, conforme a seguinte equação:

$$T_{\lambda_{ij}} = B^{-1}_{\lambda_{ij}} \left(\frac{L_{\lambda_i} - L_{\lambda_i}^{\uparrow} - (1 - \varepsilon_{\text{máx}}) L_{\lambda_i}^{\downarrow} \tau_{\lambda_i}}{\varepsilon_{\text{máx}} \tau_{\lambda_i}} \right) \quad (13)$$

Onde $T_{\lambda_{ij}}$ é a temperatura do pixel j na banda λ_i e L_{λ_i} a radiância medida no sensor da banda λ_i . Desta forma o pixel j terá tantas temperaturas quanto bandas. A maior entre estas temperaturas ($T_M = \text{máx}(T_{\lambda_{ij}})$) é selecionada e definida como sendo a temperatura cinética do pixel j (Gillespie, 1985; Gillespie et al., 1999). Desta forma, utilizando temperatura máxima T_M , as radiâncias medidas no sensor para cada banda L_{λ_i} e a função inversa da lei de Planck, é possível calcular as novas emissividades para o pixel j na banda λ_i , conforme seguinte equação:

$$\varepsilon_{\lambda_{ij}} = \left(\frac{L_{\lambda_i} - L_{\lambda_i}^{\uparrow} - \tau_{\lambda_i} L_{\lambda_i}^{\downarrow}}{\tau_{\lambda_i} (B_{\lambda_{ij}}(T_M) - L_{\lambda_i}^{\downarrow})} \right) \quad (14)$$

Onde $\varepsilon_{\lambda_{ij}}$ é a emissividade do pixel j para a banda λ_i . Uma vantagem deste método é que a banda com a máxima emissividade não é especificada e pode ser diferente entre os pixels, tendo assim um desempenho superior ao do Método da Banda de Referência. Por outro lado,

necessita de correção atmosférica apropriada, além do fato de que a precisão da emissividade e da temperatura dependerá, em grande parte, do valor máximo atribuído à emissividade, já que se houver um alvo com emissividade maior do que a emissividade máxima, inicialmente definida, a temperatura para este alvo será subestimada. (LI et al., 1999; GRONDONA, 2015).

- **Método da Banda de Referência (MBR):** é um método desenvolvido por KAHLE et al. (1980), onde se assume que a emissividade (ϵ_r) em uma determinada banda, banda B_r por exemplo, é constante para todos os pixels. A seleção desta banda está condicionada ao prévio conhecimento do alvo em análise, bem como sua emissividade para o respectivo comprimento de onda (banda). Considerando esta banda e conhecendo seus parâmetros atmosféricos ($\tau_r, L_r^\downarrow, e L_r^\uparrow$) é possível calcular uma aproximação para a temperatura de superfície (T) de cada pixel. Esta aproximação é calculada pela seguinte equação:

$$\mathbf{T} = \mathbf{B}_r^{-1} \left(\frac{L_r - L_r^\uparrow - \tau_r (1 - \epsilon_r) L_r^\downarrow}{\epsilon_r \tau_r} \right) \quad (15)$$

Essa temperatura é então usada para obter as emissividades dos pixels nas demais bandas:

$$\epsilon_i = \left(\frac{L_i - L_i^\uparrow - \tau_i L_i^\downarrow}{\tau_i (B_i(T) - L_i^\downarrow)} \right) \quad (16)$$

O problema deste método é assumir que todos os pixels de uma banda tem a mesma emissividade (GRONDONA, 2015). A seleção desta banda está condicionada ao conhecimento prévio do alvo em análise e sua emissividade (ROLIM et al., 2016). Entretanto, este método com uma incerteza de 1% na emissividade na banda de referência pode resultar em um erro de 0,5 K, bem como erros de 1-2% nas emissividades das outras bandas (LI et al., 1999).

- **Método de separação de temperatura e emissividade (TES):** é um método híbrido desenvolvido para as bandas do TIR do ASTER (GILLESPIE et al., 1998) (Figura 9).

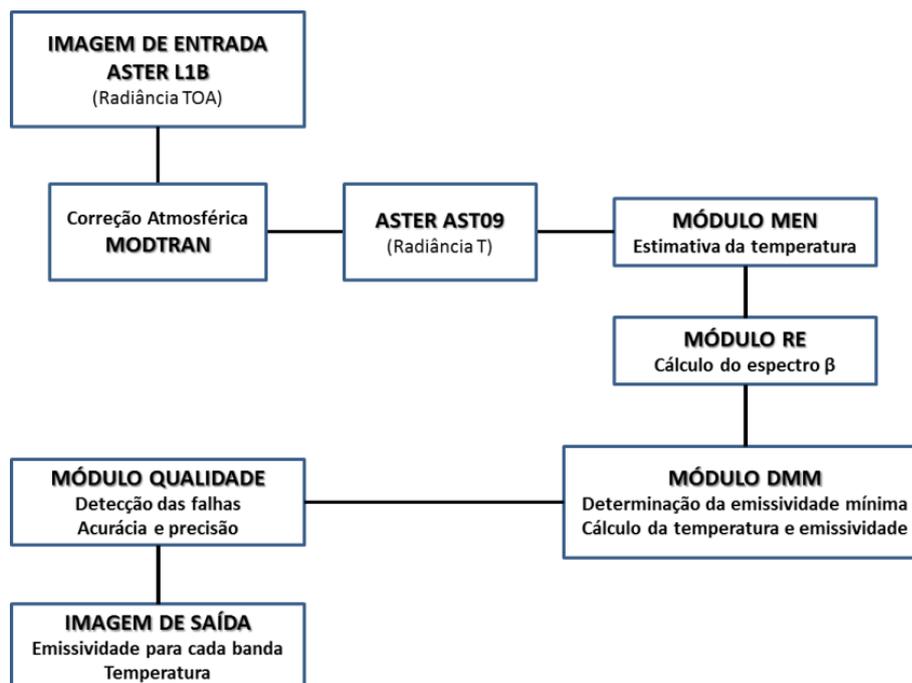


Figura 9 – Esquema do Método TES para obter a temperatura e emissividade (Fonte. Adaptado de GILLESPIE et al., 1999).

Para gerar as imagens de emissividade de superfície e temperatura, é utilizada a imagem de radiância de superfície (L_s) e a imagem de radiância *Downwelling* (L_d). O passo seguinte consiste na aplicação do algoritmo baseado no método de emissividade normalizada (MEN), onde L_d é subtraído de L_s e é calculada a temperatura (T). Após isto, é calculado um conjunto de valores β , referentes à relação entre a \mathcal{E} estimada pelo MEN para cada banda e a média das \mathcal{E} . Em seguida, através do algoritmo da diferença máxima e mínima (DMM), são obtidos os valores de \mathcal{E} mínimos e máximos. Por fim, num módulo de controle de qualidade são avaliadas a acurácia e a precisão das imagens de temperatura T e emissividade \mathcal{E} (GILLESPIE et al., 1999).

Na Figura 9 foram ilustradas as etapas para a obtenção das imagens de temperatura e emissividade. A continuação serão detalhadas as etapas deste algoritmo: o primeiro passo, para a obtenção da emissividade e temperatura, é obter a imagem de radiância de superfície. Este dado é obtido com a correção da transmitância da atmosfera ($\approx 0,6$) e da radiância emitida pela atmosfera em direção ao sensor (radiância *Upwelling*). Com a entrada destes dados no módulo MEN, uma primeira aproximação da temperatura de superfície é calculada. Para tal finalidade é assumida a emissividade máxima para cada banda TIR e assim é obtida a temperatura e as outras emissividades. Inicialmente uma emissividade de 0,99 é assumida.

Nesse processo a radiância atmosférica *Downwelling* é corrigida atmosféricamente pela seguinte equação (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999):

$$\mathbf{R}'_b = \mathbf{L}'_b - (\mathbf{1} - \mathcal{E}_{\max}) \mathbf{L}'_b \quad (17)$$

Onde R'_b é a estimativa da radiância total que parte da superfície; L'_b é a radiância que entra e sai na atmosfera com as devidas correções atmosféricas; \mathcal{E}_{\max} é a emissividade máxima assumida e L'_b é a radiância atmosférica *Downwelling* na banda b . Através de R'_b é estimado o valor de R_b que é a radiância em cada banda estimada pelo módulo MEN. A partir do valor de R'_b é calculada a temperatura T' do módulo MEN e é dada pela seguinte equação (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999):

$$T' = \max(T_b); \quad T_b = \frac{c^2}{\lambda_b} \left[\ln \left(\frac{c_1 \mathcal{E}_{\max}}{\pi R'_b \lambda_b^5} + 1 \right) \right]^{-1} \quad (18)$$

Onde C_1 e C_2 são as constantes da Lei de Planck; \mathcal{E}'_b é a emissividade do módulo MEN. Como T' agora é conhecida, a equação 13 é recalculada substituindo-se \mathcal{E}_{\max} por \mathcal{E}'_b e assim estima-se novamente R'_b . Este processo é repetido até que o valor de R'_b , entre os reprocessamentos sucessivos, seja inferior a $t_2=0,05$ ($Wm^{-2}sr^{-1} \mu m^{-1}$) (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999).

Após estes processamentos, testes são feitos para verificar a precisão do valor de \mathcal{E}_{\max} e se nenhum deles reportar valores precisos é adotado o valor de $\mathcal{E}_{\max}=0,983$. Cabe destacar que se a variância \mathcal{E}'_b for superior ao limiar de $V I=1,7 \times 10^{-4}$, o valor de \mathcal{E}_{\max} passa a ser 0,96, visto que é uma emissividade comum em rochas e solos. Maiores detalhes podem ser vistos em GILLESPIE et al. (1998) e GILLESPIE et al. (1999).

O módulo de relação (RE) é utilizado para calcular as emissividades relativas β_b , expressas pela relação da emissividade de cada banda estimada pelo módulo MEN e sua emissividade média, conforme ilustra na seguinte equação:

$$\beta_b = \varepsilon_b 5[\sum \varepsilon_b]^{-1} \quad b = \text{emissividade das bandas 10 e 14} \quad (19)$$

Os valores de β_b conservam a forma do espectro de emissividade. Entretanto, não preservam a amplitude dos dados. Para tal, o módulo de máxima e mínima diferença é processado (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999).

No módulo de máxima e mínima diferença os valores de β são re-escaloados e os valores de temperatura são re-calculados a partir dos novos valores de emissividade e da

radiância corrigida dos efeitos da atmosfera. Para converter β_b em emissividade \mathcal{E}_b é aplicado um modelo de regressão, baseado em medidas de laboratório e campo. Entretanto, antes de calcular a emissividade mínima \mathcal{E}_{min} , é necessário calcular o contraste espectral, dado pela seguinte equação (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999):

$$DMM = \text{máx}(\beta_b) - \text{min}(\beta_b); \quad b = \text{emissividade das bandas 10 e 14} \quad (20)$$

A \mathcal{E}_{min} é predeterminada e utilizada para calcular as emissividades, conforme a seguinte equação (GILLESPIE et al., 1998; GILLESPIE et al., 1999):

$$\mathcal{E}_{min} = 0,994 - 0,687 * DMM^{0,737}; \mathcal{E}_b = \beta_b [\mathcal{E}_{min} / \text{min}(\beta_b)] \quad b = \text{emissividade das bandas 10 e 14} \quad (21)$$

Os dados gerados são utilizados para reiniciar todos os processos MEN, RE e DMM e gerar os produtos finais AST05 e AST08 (GILLESPIE et al., 1998).

- **Método dos Resíduos Alpha (α -Residual):** este método foi desenvolvido por KEALY E GABELL (1990) e estima o comportamento da emissividade a partir da aproximação de Wien para a equação de Planck, tornando-se possível linearizar a aproximação com logaritmos. Assim, tem-se uma equação para cada banda, cujos valores da radiância e emissividade são diferentes, enquanto a temperatura é a mesma. A equação detalhada encontra-se em GRONDONA E ROLIM (2016). Neste método a comparação dos dados (laboratório-campo) não é direta, sendo necessário convertê-los para a forma de resíduos alpha (Equação 22), ou para emissividade (Equação 23), conforme as seguintes equações:

$$\lambda_i \ln(\varepsilon_{\lambda_i, T, j}) - \mu_{j, \alpha \lambda_i} = \alpha_{j, \lambda_i} = \lambda_i \ln(R_{j, \lambda_i}) - \frac{1}{N_B} \sum_{i=1}^{N_B} \lambda_i \ln(R_{j, \lambda_i}) + K_i \quad (22)$$

$$\varepsilon_{j, \lambda_i} = \exp\left(\frac{\alpha_{j, \lambda_i} + \mu_{j, \alpha \lambda_i}}{\lambda_i}\right) \quad (23)$$

A principal vantagem deste método é a sua independência em relação à temperatura, com pouca propagação de ruído e a capacidade do método processar vários alvos simultaneamente. Além disso, é imagem independente e preserva a forma da curva espectral da emissividade, mas não sua amplitude. A desvantagem é a utilização de uma aproximação para a função de Planck (aproximação de Wien), mas desde que sejam observadas as restrições os erros são pequenos (GRONDONA, 2015; ROLIM et al., 2016).

3.4 Processamentos de dados

A fim de estimar os parâmetros de interesse (T e \mathcal{E}), o valor de inicial de emissividade assumido para a aplicação dos métodos MEN, MBR e α -Residual na região de estudo foi 0,91, que representa a emissividade máxima da curva espectral do quartzo da Biblioteca Espectral do LABSERGEO, e valores prováveis das superfícies geológicas compostas deste mineral. O resultado final de cada algoritmo corresponde aos valores estimados de temperatura (uma imagem para temperatura estimada em Kelvin e transformada para Celsius) e emissividade (cinco imagens para emissividade, uma para cada banda do ASTER).

3.5. Análises estatísticas

Para avaliar de forma quantitativa as estimativas das emissividades e temperaturas recuperadas pelos métodos (MEN, MBR, TES) foi empregada uma estatística descritiva (diferenças nos mínimos e máximos, médias e desvio padrão) a fim de obter a variação estatística em cada comprimento de onda e compará-las com emissividade e temperatura na qual foi medida o espectro emissivo do quartzo referência. No entanto, para avaliar de forma qualitativa o desempenho dos métodos foi realizada comparação visual entre os mesmos, focando na geometria da curva de referência e considerando os valores alphas obtidos em cada um deles.

A fim de ter uma correspondência na comparação entre dados de laboratório e dados do satélite, os dados de emissividade da amostra do LABSRGEO a 29°C foram reamostrados de acordo com as funções de resposta dos filtros das bandas do ASTER.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Emissividade: No Campo de Dunas de Cidreira (área de 23.765 Km²) a emissividade recuperada por cada método é apresentada nas Tabelas 6 e 7. A máxima e mínima emissividade foi recuperada pelo método TES com mínimas ($\epsilon_{0,55}$) e máximos ($\epsilon_{0,98}$), entretanto MEN e MBR com mínimas ($\epsilon_{0,59}$) e máximos ($\epsilon_{0,91}$). Estes valores foram observados nos comprimentos de onda 9,075 μm (mínimas) e 10,657 μm (máximo) respectivamente (Tabela 6).

Tabela 6. Valores mínimos e máximos da emissividade recuperada em cada método na área das dunas.

λ	MEN		MBR		TES	
	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
8,291 μm	0,652	0,848	0,652	0,848	0,578	0,883
8,634 μm	0,648	0,862	0,648	0,862	0,605	0,910
9,075 μm	0,593	0,854	0,593	0,854	0,551	0,907
10,657 μm	0,883	0,910	0,883	0,912	0,935	0,979
11,318 μm	0,908	0,910	0,910	0,910	0,945	0,980

Tabela 7. Valores de emissividade média para cada banda na área das dunas.

λ	ϵ_{MEN}	ϵ_{MBR}	ϵ_{TES}	ϵ_{LAB}
8,291 μm	0,747	0,747	0,712	0,314
8,634 μm	0,742	0,742	0,736	0,232
9,075 μm	0,710	0,710	0,706	0,125
10,657 μm	0,898	0,898	0,958	0,858
11,318 μm	0,910	0,910	0,966	0,890

Os métodos MEN e MBR apresentaram diferenças de 58% nos mínimos ($\epsilon_{0,71}$) de emissividade média em relação à curva de referência, e de 2% nos valores máximos ($\epsilon_{0,91}$), entretanto TES com diferenças de 50% nos mínimos ($\epsilon_{0,70}$) e de 7,6% nos máximos ($\epsilon_{0,96}$) (Tabela 7). Em relação ao método α -Residual este apresentou valores negativos de “espectro alpha” (Tabela 11), portanto neste estudo não serão inclusos nas análises estatísticas em relação às emissividades e sim na comparação da sua forma e geometria. A emissividade média dos métodos (MEN, MBR e TES) difere entre 39% – 58% para as bandas nos comprimentos de ondas mais curtos (8,29 – 9,07 μm), sendo o método TES que apresentou a menor diferença em relação à curva de referência (Tabela 7).

O desvio padrão médio ($\overline{\delta\epsilon}$) reportado indica uma maior dispersão das emissividades entre os comprimentos de 8,29–11,31 μm para TES (3,8%) em relação ao MEN e MBR (2,6%) (Tabela 8), provavelmente pela influência dos mínimos e máximos registrados em cada banda nos menores comprimentos de onda (Tabela 6).

Tabela 8. Desvio padrão médio ($\overline{\delta\epsilon}$) das emissividades no Campo de Dunas de Cidreira.

λ	$\delta (\epsilon_{\text{MEN}})$	$\delta (\epsilon_{\text{MBR}})$	$\delta (\epsilon_{\text{TES}})$
8,291 μm	0,036	0,036	0,058
8,634 μm	0,039	0,039	0,055
9,075 μm	0,049	0,049	0,065
10,657 μm	0,004	0,004	0,006
11,318 μm	0,000	0,000	0,005
$\overline{\delta\epsilon}$	0,026	0,026	0,038

Na Figura 10 se apresentam os espectros de emissividade recuperados em cada método, juntamente com o espectro do quartzo a uma temperatura de 29 °C, obtido da Biblioteca Espectral do LABSRGEO e reamostrados para as bandas do TIR-ASTER.

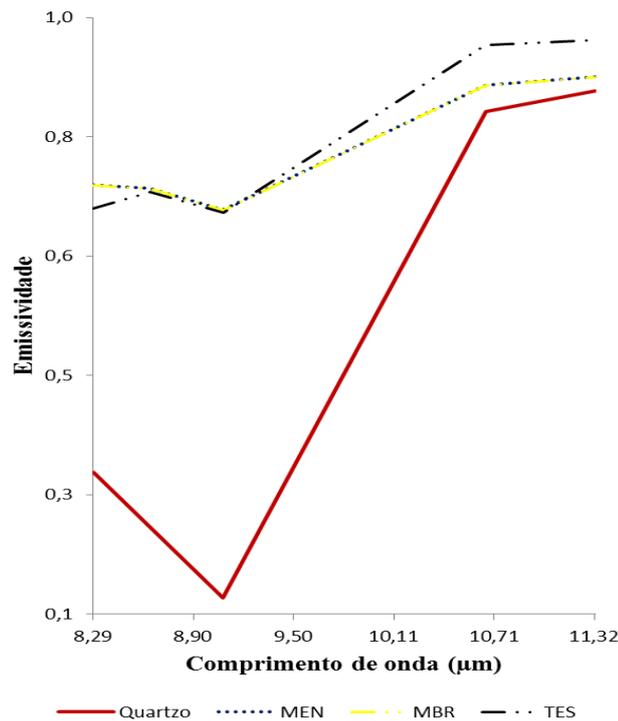


Figura 10 – Perfil espectral da emissividade média na área de estudo: (a) Espectro de referência de quartzo (linha vermelha) da Biblioteca Espectral LABSRGEO; (b) Espectros obtidos pelos métodos.

Os valores de emissividade obtidos pelo Método da Emissividade Normalizada (MEN), Método da Banda de Referência (MBR) e Método de Separação de Emissividade e Temperatura (TES) superestimaram em todos os comprimentos de onda os valores emissivos

em relação aos da curva de referência. GILLESPIE et al. (2011) mencionam que o método TES (algoritmo que gera os produtos de temperatura e emissividade AST05 e AST08) vem apresentando erros nos seus produtos finais; eles mencionam que esta falha acontece no processo iterativo que faz o TES para determinar a radiância *Downwelling*, e obter uma correção atmosférica completa (*Transmitância, Upwelling, Downwelling*) e finalmente gerar emissividade e temperatura. O erro neste processo iterativo é maior em atmosferas úmidas o qual tende a aumentar as temperaturas e o desvio padrão das emissividades em cada banda.

No entanto, MEN e MBR também superestimaram em todos os comprimentos de onda os valores emissivos em relação aos da curva de referência. KEALY E HOOK (1993) mencionam que mesmo utilizando-se o conhecimento *a priori* da emissividade (0,91) para o conjunto de dados do MEN e MBR, estes superestimam as temperaturas das rochas ricas em silicatos e, conseqüentemente, os valores de emissividade; diminuindo a profundidade e posição feições diagnósticas da ligação Si-O. Além disso, descontinuidades sub-superficiais (rugosidade da superfície e tamanho de partícula) e o efeito de atenuação própria da atmosfera têm implicações significativas capazes de limitar severamente o desempenho do método (LYON, 1965). Em relação a este último efeito, o produto AST09T (Radiâncias corrigidas) utilizado na aplicação dos métodos MEN, MBR e α - Resíduos apresenta uma correção atmosférica parcial (não considera a *Downwelling*) tendo provavelmente efeitos significativos no desempenho do método (TONOOKA, 2005; GILLESPIE et al., 2011).

Levando em consideração estes altos valores emissivos reportados nos métodos (Tabela 6 e Figura 10) foi calculada também a $\Delta\epsilon_\lambda$ que representa o contraste espectral (diferença entre a emissividade média máxima e mínima). A variação entre os métodos MEN, MBR foi de 20%, e TES 26%, apresentando $\Delta\epsilon_\lambda$ baixos respeito aos $\Delta\epsilon_\lambda$ do laboratório (76%). Este baixo contraste espectral indica presença de umidade no solo, e que, poderia estar aumentando os valores de emissividade nestas dunas compostas de quartzo (Figura 11).

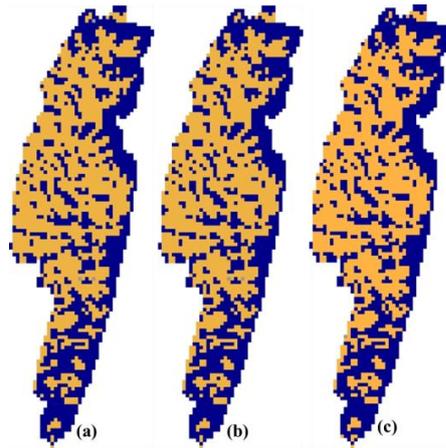


Figura 11 – Áreas úmidas presentes no Campo de Dunas de Cidreira. (a) Método MEN, (b) Método MBR, (c) Método TES. Pixels de tons azuis representam umidade e pixels de tons claros areia seca.

Na tentativa de conferir se este efeito (Figura 11) tem influência no desempenho dos métodos em nossa área de estudo, foi escolhido em pixel na mesma temperatura da nossa curva espectral de referência a 29 °C e foi comparada com composição colorida da imagem (Figura 12); em efeito este pixel corresponde a uma área úmida concordando com o reportado.

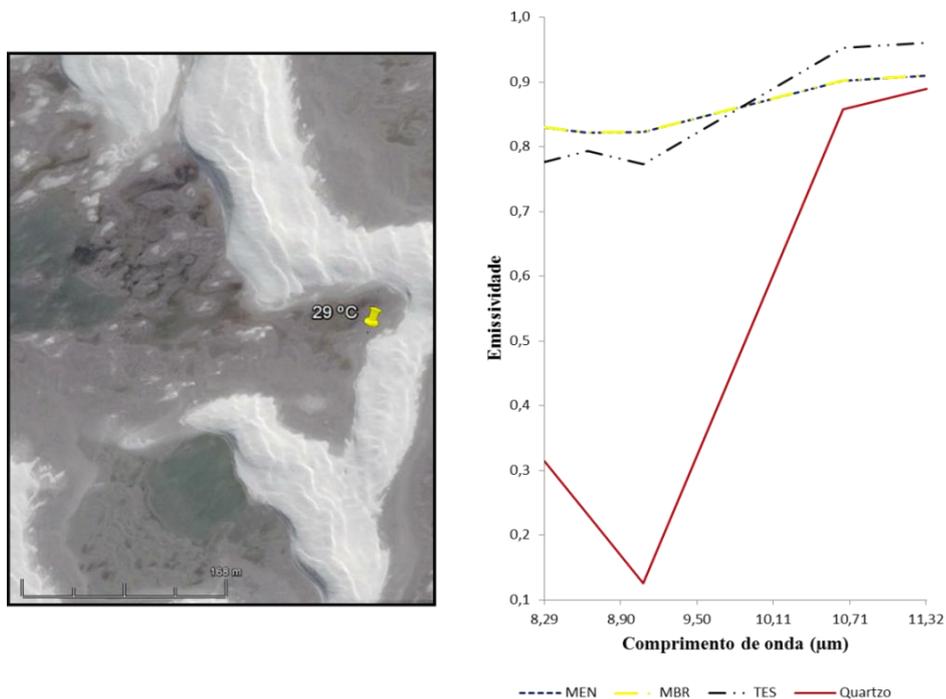


Figura 12 – Perfil espectral da emissividade média de um pixel na área de estudo a 29 °C.

HULLEY et al. (2010), mencionam que em áreas de dunas com umidade superficial há uma tendência ao aumento significativo das emissividades entre os comprimentos de onda 8 – 10μm (correspondente as bandas 10, 11 e 12 de ASTER), respondendo de forma

quadrática ao conteúdo de água e sendo particular em cada comprimento de onda e para cada tipo de solo. MIRA et al. (2007) reportaram que este aumento nas emissividades também pode deslocar-se a comprimentos de onda entre 7,7 – 9,7 μ m, por isso, não considerar este efeito na emissividade pode implicar erro até 2 °C na determinação da temperatura de superfície. Embora quartzos muito finos com tamanho <74 μ m também têm uma tendência a aumentar a emissividade e diminuir o contraste espectral (HUNT E VINCENT, 1968).

Temperatura: Em relação às temperaturas de superfície recuperadas por cada método para o campo de Dunas de Cidreira (área de 23.765 Km²) são apresentadas na Tabela 9 e Figura 13. O método Normalizado (MEN) e a Banda de Referência (MBR) apresentaram em média valores de temperatura de 35,18 °C e o método de Separação (TES) 30,10 °C. Enquanto ao método de Resíduos Alpha (α -Residual) não gerou valores de temperatura, pois não considera esta variável na sua estimativa (KEALY E HOOK, 1993).

Tabela 9. Valores de temperatura recuperada pelos métodos para a área das dunas.

Métodos	Mín	Máx	μ	σ
MEN	27.35	42.21	35.18	2.14
MBR	27.40	42.21	35.18	2.14
TES	22.95	35.95	30.10	1.89
α-Residuals	N/A	N/A	N/A	N/A

A temperatura referência do quartzo neste trabalho é de 29 °C (região entre 8 – 12 μ m); comparando este valor com os obtidos em cada método se obtém que o TES recuperou um valor próximo ao de referência com diferença de 1,1 °C, enquanto que para o MEN e MBR a diferença foi de 6,18 °C (Tabela 9).

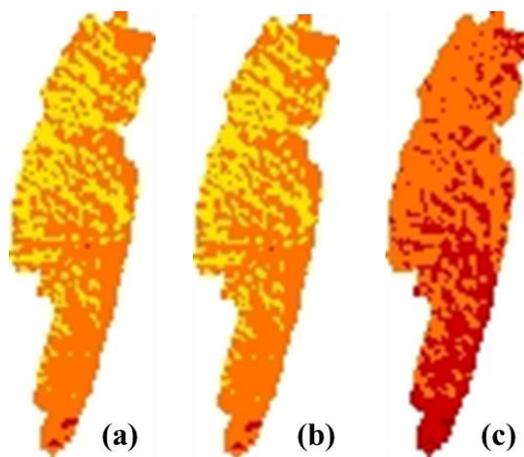


Figura 13 – Temperaturas no Campo de Dunas de Cidreira. (a) Método Normalizado (MEN), (b) Método Banda de Referência (MBR), (c) Método de Separação (TES).

Na Figura 13 se observam estas diferenças entre os métodos; onde um pixel com maior brilho (tons claros) representa altas temperaturas e um pixel com menor brilho (tons escuros) baixas temperaturas. Estes valores recuperados por TES coincidem com reportado por WENG et al. (2004), onde afirmam que a diferença entre a temperatura de brilho e a temperatura da superfície pode diferir entre 1 a 5 °C.

LILLESAND et al. (2008) mencionam que esta variável (Figura 13) recuperada por sensores orbitais pode também divergir 2 °C do valor real, podendo este ser maior a uma elevação inferior a 300 m.s.n.m. As medidas de temperatura recuperadas por MEN e MBR concordam com o citado, levando em consideração que o ponto máximo no Campo de Dunas de Cidreira encontra-se a uma elevação aproximadamente 20 msnm.

Os efeitos atmosféricos na região do infravermelho termal também modificam as medidas gerando um intervalo de temperatura grande (GILLESPIE et al., 1998; LILLESAND et al., 2008). Os métodos MEN ($\sigma_{2,14}$) e MBR ($\sigma_{2,14}$) apresentaram desvios padrão maiores do que TES ($\sigma_{1,89}$). Aliás, a área de estudo pertence a uma região costeira e, portanto sofre uma alta influência da umidade na atmosfera causada por sua proximidade ao mar. Considerando estes fatores, o método TES apresenta melhor desempenho na recuperação da temperatura provavelmente porque este faz uma correção atmosférica completa (*Transmitância, Upwelling, Downwelling*) e calcula a variável nos comprimentos de onda menos afetadas (8,12 – 8,47 μm) (HOOK et al., 2007); enquanto que o MEN e MBR com uma correção atmosférica parcial (*Transmitância, Upwelling*), foram calculados em comprimentos de onda diferentes ao TES.

Considerando os fatos acima discutidos como altas emissividades, efeito da atmosfera, umidade e temperatura, na Tabela 10, se apresenta uma comparação entre as emissividades médias absolutas dadas pelos métodos MEN, MBR e TES em relação à curva de referência. Estas diferenças de emissividade entre os métodos são dadas pela emissividade do método (ϵ_{MET}) menos a emissividade do laboratório (ϵ_{LAB}) dividido pela média das diferenças absolutas ($_{\text{av}}$).

Tabela 10. Diferenças entre as emissividades médias dos métodos e as medidas de laboratório

λ	ϵ_{LAB}	$\epsilon_{MEN}-\epsilon_{LAB}$	$\epsilon_{MBR}-\epsilon_{LAB}$	$\epsilon_{TES}-\epsilon_{LAB}$
8,291 μm	0.314	0.433	0.433	0.398
8,634 μm	0.232	0.510	0.510	0.504
9,075 μm	0.125	0.584	0.584	0.581
10,657 μm	0.858	0.040	0.040	0.100
11,318 μm	0.890	0.020	0.020	0.076
$ \epsilon_{MET}-\epsilon_{LAB} _{av}$		0.318	0.318	0.332

Obteve-se que o MEN e MBR apresentaram uma diferença de 31,8% (0,318) enquanto no TES foi de 33,2% (0,332) em relação aos valores reamostrados do quartzo para uma temperatura de 29 °C. Mesmo que o desempenho do MEN e MBR neste trabalho foi igual; LI et al. (2013) afirmam que o MEN apresenta um desempenho superior ao MBR, pois na primeiro a banda com a máxima emissividade não é especificada e pode ser diferente entre os pixel. Deve-se destacar que o desempenho de forma geral, dos três métodos, não tenham estimado as temperaturas e emissividades dentro dos limiares certos, está relacionado a:

- **Correção atmosférica:** um erro de radiação de 2% corresponde aproximadamente a um erro de brilho de 1 – 1,6 K nas bandas do ASTER, manter este erro de radiação superficial abaixo da precisão de 1 K do próprio instrumento ASTER será difícil para ambientes húmidos quentes (PALLUCONI et al., 1999). Portanto, uma inexata correção atmosférica pode atribuir um desempenho não esperado do método (SABOL et al., 2009).

- **Hipóteses iniciais:** falta de conhecimento da emissividade pode introduzir um erro entre 0,2 – 1,2 K para latitudes médias em verão e de 0,8 – 1,4K em condições inverniais (DASH et al., 2002).

- **Efeito de heterogeneidade:** fatores como a composição, textura, umidade do solo e visualização de geometria influenciam de forma significativa sobre o valor da EST (GARCÍA-SANTOS *et al.*, 2014). A emissividade de uma amostra medida em laboratório pode diferir da emissividade do pixel, já que em condições reais como rugosidade superficial, provocam um efeito aditivo na emissão térmica do próprio alvo. Assim, a emissividade aparente pode ser 10 vezes maior que as medidas no laboratório (HOOK et al.,1992; MATSUNAGA, 1993). Além disso, o ruído radiométrico tem um impacto profundo em superfícies com baixo contraste espectral como as obtidas neste trabalho (BARRETO et al., 2010).

Geometria: como os valores do α -Residual não foram considerados para a análise quantitativa (curva espectral não considera a amplitude emissiva), na Tabela 11 se apresenta uma comparação da geometria da assinatura de todos os métodos pelos valores alpha.

Tabela 11. Diferenças entre os métodos e as medidas de laboratório pelos valores alpha.

λ	Quartzo	MEN	MBR	TES	α -Residual
8,291 μm	-0,79	-0,35	-0,35	-0,60	-0,41
8,634 μm	-3,82	-0,51	-0,51	-0,83	-0,56
9,075 μm	-10,04	-1,05	-1,05	-1,34	-1,09
10,657 μm	7,17	0,91	0,91	1,36	0,97
11,318 μm	7,48	1,00	1,00	1,42	1,10

Os valores emissivos transformados em valores alpha são apresentados na Figura 14. Observou-se que os espectros obtidos pelo Método da Emissividade Normalizada (MEN), Método da Banda de Referência (MBR) e Método de Separação de Emissividade e Temperatura (TES) corresponderam ao comportamento espectral do quartzo, mas só com uma feição marcada *reststrahlen* no comprimento de 9 μm , mesmo assim, TES apresentou a feição espectral mais marcada (posição em x e y, e geometria) próxima da curva espectral de referência. (Tabela 11).

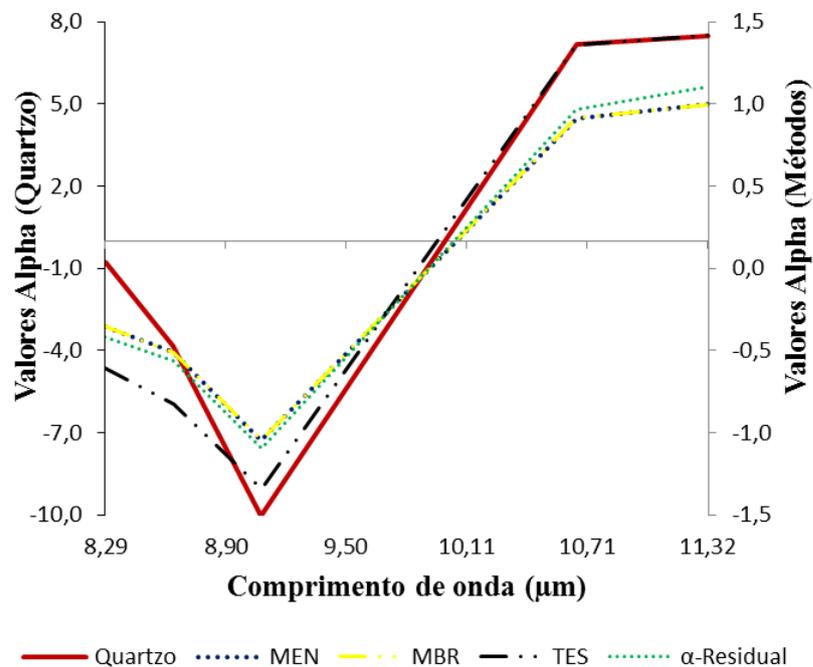


Figura 14– Perfil espectral dos valores alpha na área das dunas: Espectro de referência de quartzo escala maior (esquerda); Espectros pelos métodos com escala menor (direita).

Comparando estes espectros alpha se confirma que a correção atmosférica tem uma contribuição importante na aplicação dos métodos, já que sendo o método α -Residual não

dependente da temperatura e sim das radiâncias, esta não ficou próximo da curva de referência. Porém, preservou a forma da curva espectral da emissividade do quartzo. ROLIM et al. (2016) mencionam que a falta de conhecimento prévio do alvo no α -Residual possibilita a aplicação desta em estudos qualitativos relacionados à forma da curva espectral.

HUNT E VINCENT (1968) mencionam que as feições *reststrahlen* não são sempre fortes, mas se podem identificar pequenas características como tons mediante composição colorida. Na Figura 15 se apresenta uma composição colorida RGB 13/12/10 com os resultados de cada método: (a) Normalizada (MEN), (b) Banda de Referência (MBR), (c) Separação (TES) (d) Resíduos Alpha (α -Residual). Observa-se que os três métodos tiveram um bom desempenho na individualização dos campos de dunas.

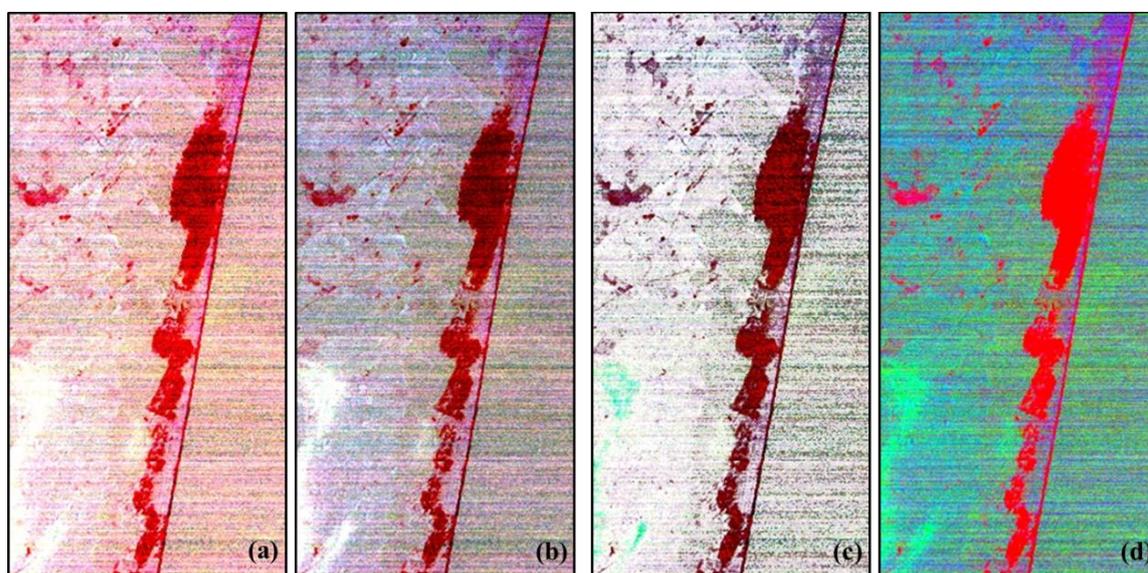


Figura 15– Composição colorida RGB 13/12/10 com as bandas geradas por cada método: (a) Normalizada (MEN), (b) Banda de Referência (MBR), (c) Separação (TES), (d) Resíduos Alpha (α -Residual). Nesta composição, os campos de dunas móveis são destacados por pixels em tons de vermelho.

5. CONCLUSÕES

O Método da Emissividade Normalizada e Método da Banda de Referência superestimaram seus valores de temperatura e conseqüentemente os valores de emissividade apresentando uma maior diferença nos menores comprimentos de onda curta e menor diferença em comprimentos maiores em relação à curva de referência.

O Método de Separação da Temperatura e Emissividade recuperou temperaturas próximas da curva de referência, mas superestimou os valores de emissividade apresentando uma maior diferença nos menores comprimentos de onda e menor diferença em comprimentos maiores em relação à curva de referência.

O Método Alpha Residual não recuperou temperatura, mas sim valores alphas que podem ser transformados a valores de emissividade.

Os métodos comparados neste trabalho não obtiveram um desempenho quantitativo dentro dos limites no Campo de Dunas de Cidreira, devido à correção atmosférica inexata em condições de alta umidade, hipóteses iniciais (emissividade) pouco fidedignas, pelo efeito de heterogeneidade do alvo. Porém, tiveram um bom desempenho na individualização dos campos de dunas preservando a forma da curva espectral (geometria) do quartzo. Ponderando o dito os produtos de emissividade (AST05) e temperatura (AST08) do sensor ASTER apresentaram os melhores resultados.

A curva de referência do quartzo no processo de reamostragem para a resolução espectral do ASTER perdeu a feição localizada em torno de 8,6 μm tornando a assinatura reamostrados com apenas uma feição de absorção. Possivelmente esta feição a 29°C fica deslocada para comprimentos de ondas menores as disponíveis no ASTER.

Em trabalhos futuros na recuperação da emissividade e temperaturas para áreas compostas de quartzo deverão ser consideradas alterações nas hipóteses iniciais, banda de referência, escolha do pixel com maior contraste espectral próximo aos da curva de referência e uma boa correção atmosférica com parâmetros atmosféricos pontuais da área, poderiam auxiliar no desempenho dos métodos na recuperação da emissividade e temperatura.

6. REFERÊNCIAS

- ABRAMS, M. **The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform.** International Journal of Remote Sensing, v. 21, n. 5, p. 847-859, 2000.
- ABRAMS, M.; HOOK, S. **Aster User Handbook: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.** USA: NASA/Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology, 2, 135p, 2002.
- ANDRADE, L. **Estimativa de temperatura e emissividade com imagens do sensor HSS (Hyperspectral Scanner System) e suas relações com materiais urbanos.** 2011. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 128 p. 2011.
- ANDRADE, L.; GALVÃO, L.; CASTRO, R. **Conversão dos números digitais de imagens TIR do sensor HSS para radiância e estimativa da temperatura e emissividade.** Revista Brasileira de Cartografia, n.64 v.4, p.487-502, 2012.
- BARRETO, A., ARBELO, M., HERNÁNDEZ-LEAL, P., NUÑEZ-CASILLAS, LAIA., MIRA, M., COLL, C. **Evaluation of Surface Temperature and Emissivity Derived from ASTER Data: A Case Study Using Ground-Based Measurements at a Volcanic Site.** Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. V.27, p.1677-1688. 2010.
- BECKER, F.; LI, Z. **Surface temperature and emissivity at various scales: Definition, measurement and related problems.** Remote Sensing Reviews, v. 12, n. 3-4, p. 225–253, 1995.
- BENMECHETA, A; ABDELLAOUI, A; HAMOU, A. **A comparative study of land surface temperature retrieval methods from remote sensing data.** Canadian Journal of Remote Sensing, v.39, n. 1, p. 59-73, 2013
- BONAN, G., OLESON, K., VERTENSTEIN, M. AND LEVIS, S. **The Land Surface Climatology of the Community Land Model Coupled to the NCAR Community Climate Model.** Journal of Climate, v.15, p. 3123-3149, 2002.
- COLL, C., CASELLES, V., RUBIO, E., SOSPEDRA, F., AND VALOR, E. **Temperature and Emissivity Separation from Calibrated Data of the Digital Airborne Imaging Spectrometer.** Remote Sensing of Environment, v.76, p.250–9, 2001.

DASH, P., GÖTTSCHE, M., OLESEN, F. & FISCHERET, H. **Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends.** International Journal of Remote Sensing, v. 23, n. 13, p. 2563-2594. 2002.

CHUVIECO, E. **Fundamentos de Teledetección Espacial.** Rialp. Tercera Edición. España, p. 568, 1996.

GARCÍA-SANTOS, V., VALOR, E., CASELLES, V., BURGOS, M., COLL, C. **Estudio de la dependencia angular de la emisividad de los suelos sin vegetación en el infrarrojo térmico.** Revista de Teledetección. v. 38, p. 5-18, 2012.

GARCÍA-SANTOS, V., VALOR, E., CASELLES, V., COLL, C., BURGOS, M. **Effect of Soil Moisture on the Angular Variation of Thermal Infrared Emissivity of Inorganic Soils.** IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, v. 11, n. 6, p. 1091-1095. 2014.

GILLESPIE, A. **Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS.** In Proc. TIMS Data User's Workshop, Jet Propulsion Laboratory, p. 29–44, 1985.

GILLESPIE, A.; ROKUGAWA, S.; MATSUNAGA, T.; COTHERN, J. S.; HOOK, S. J., & KAHLE, A. B. **A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v.36, n.4,p 1113- 1126, 1998.

GILLESPIE, A., ROKUGAWA, S., HOOK, S., MATSUNAGA, T., & KAHLE, A. **Temperature/emissivity separation algorithm theoretical basis document,** version 2.4, NASA, 1999.

GILLESPIE, A., ABBOTT, E., GILSON, L., HULLEY, G., JIMENEZ-MUNOZ, J., SOBRINO, J. **Residual errors in ASTER temperature and emissivity products AST08 and AST05.** Remote Sensing. Environmental. 115, p. 3681–3694. 2011.

GUANTER, L., RICHTER, R., & KAUFMANN, H. **On the application of the MODTRAN4 atmospheric radiative transfer code to optical remote sensing.** International Journal of Remote Sensing, v. 30, n. 6, p. 1407–1424, 2009.

GRONDONA, A. **Estimativa da temperatura-emissividade de alvos com base em regressões de dados de sensoriamento remoto proximal.** (UFRGS-00097097). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 208 2015.

HACKMANN, C. **A desigualdade de Cauchy-Schwarz na estimação de temperatura e emissividade da superfície terrestre a partir de dados de sensores orbitais.**(UFRGS-000987970). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 128. 2016.

HEDLEY, J. **Hyperspectral Applications.** Coral Reef Remote Sensing. A guide for mapping, monitoring and management. James A. Goodman, Samuel J. Purkis y Stuart R. Phinn (Eds.). p. 90, 2013.

HOOK, S., GABELL, A, GREEN, A. AND KEALY, P. **A Comparison of Techniques for Extracting Emissivity Information from Thermal Infrared Data for Geologic Studies.** Remote Sensing of the Environment, v. 42, p. 123–135, 1992.

HOOK, S., VAUGHAN, R., TONOOKA, H., & SCHLADOW, S. **Absolute radiometric inflight validation of mid infrared and thermal infrared data from ASTER and MODIS on the terra spacecraft using the Lake Tahoe, CA/NV, USA, automated validation site.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 45, n. 6, p. 1798–1807. 2007.

HOOK, S. & KAHLE, A. **The micro Fourier transform interferometer (μ FTIR) - A new field spectrometer for acquisition of infrared data of natural surfaces.** Remote Sensing of Environment, v. 56, n. 3, p.172–181, 1996.

HOOK, M; RAMACHANDRAN, B. **ASTER User Handbook Version 2.** Pasadena: JPL/EROS Data Center/NASA, 1999. Disponível em: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03_data/04_documents/aster_user_guide_v2.pdf>. Acesso em: 23 outubro 2016.

HUNT, G & SALISBURY J. **Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: Silicates Minerals.** Modern Geology, v.1: 283-300. 1971.

HUNT, G. AND VINCENT, R. **The Behavior of Spectral Features in the Infrared Emission from Particulate Surfaces of Various Grain Sizes.** Journal of Geophysical Research, v. 73, n. 18, p. 6039-6046. 1968.

HULLEY, G., HOOK, S., & BALDRIDGE, A. **Validation of the North American ASTER Land Surface Emissivity Database (NAALSED) version 2.0.** Remote Sensing of Environment, v.113, p 2224–2233, 2009.

HULLEY, G., & HOOK, S. **A new methodology for cloud detection and classification with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection (ASTER) data.** *Geophysical Research Letters*, v. 35, 2008.

HULLEY, G. AND BALDRIDGE, A. **Validation of Thermal Infrared (TIR) Emissivity Spectral Using Pseudo- invariant sand dunes sites.** Kuenzer, C and Dech, S (eds.), *Thermal Infrared Remote Sensing: Sensors, Methods, Applications, Remote Sensing and Digital Image Processing*. p. 515-527, 2013.

HULLEY G, HOOK S, BALDRIDGE A. **Investigating the effects of soil moisture on thermal infrared land surface temperature and emissivity using satellite retrievals and laboratory measurements.** *Remote Sensing Environment*, n.114, p.148–1493. 2010.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas>>. Acesso em: 25 de janeiro de 2017.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/spring/portugues/tutorial/introducao_sen.html>. Acesso em: 25 de janeiro de 2017.

JENSEN, J. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres.** Tradução José Carlos Epiphany et al., São José dos Campos, SP: Parêntese, p. 598, 2009.

JIN, M. AND LIANG, S. **Improved Emissivity Parametrization for Land Surface Modeling Using Global Remote Sensing Observations.** *Journal of Climate*, v.19, p. 2867–81, 2006.

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J., SOBRINO, J., GILLESPIE, A., SABOL, .D. AND GUSTAFSON, W. **Improved land surface emissivity's over agricultural areas using ASTER NDVI.** *Remote Sensing of Environment*, n. 103, p. 474-487, 2006.

KAUFMAN, Y. **The atmospheric effect on remote sensing and its corrections.** In: G. Asrar (Ed.), *Theory and application of optical remote sensing*, p. 336 – 428, 1989.

KAHLE, A., MADURA, D., AND SOHA, J. **Middle infrared multispectral aircraft scanner data: analysis for geological applications.** *Applied Optics*, v.19, 2279–2290, 1980.

KAHLE, A., ALLEY, R. **Separation of Temperature and Emittance in Remotely Sensed Radiance Measurements.** *Remote Sensing of the Environment*, v.42, p.107–111, 1992.

KEALY, P., AND GABELL, A. **Estimation of emissivity and temperature using alpha coefficients.** In Proc. 2nd TIMS Workshop, Jet Propulsion Laboratory, p. 90-55, 1990.

KEALY, P., AND HOOK, S. **Separating temperature and emissivity in thermal infrared multispectral scanner data: Implications for recovering land surface temperatures.** IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 31, p.1155–1164, 1993.

KNEIZYS, F., SHETTLE, E., GALLERY, W., CHETWYND, J., ABREU, J., SELBY, L., CLOUGH, S AND FENN, R. **Atmospheric transmittance/radiance: computer code LOWTRAN 6.** Environmental Research Paper 846, Technical Report AFGL-TR-83-0187, NTIS AD A137796, Air Force Geophysics Laboratories, Bedford, MA. 1983.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote Sensing and Image Interpretation.** Hoboken: John Wiley & Sons, 6ed., 2008.

LI, Z., BECKER, F., STOLL, M., AND WAN, Z. Evaluating six methods for extracting relative emissivity spectra from thermal infrared images. Remote Sensing of Environment, v. 69, p.197–214, 1999.

LI, Z., WU, H., WANG, N., QIU, S., SOBRINO, J., WAN, Z., TANG, B. AND YAN, G. **Review article: Land surface emissivity retrieval from satellite data.** International Journal of Remote Sensing. V. 34, Nos. 9–10, p. 3084–3127, 2013.

LIU K. **An Introduction to Atmospheric Radiation.** Academic Press, New York. 1980.

LUJÁN, M. **Validação de métodos para coleta de espectro de emissividade no infravermelho de ondas curtas e termal utilizando um espectrorradiômetro de campo portátil.** Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, p. 67, 2013.

LUZ, B. **Propriedades espectrais de plantas no infravermelho termal (2,5 - 14 mm): da química ao dossel.** Tese (Doutorado em Ecologia). Instituto de Biociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p.188, 2005.

LYON, R. **Analysis of rocks by spectral infrared emission (8 to 25 microns).** Economic Geology. v. 60, p. 715-736, 1965.

MARTINS, L. **Aspectos deposicionais e texturais dos sedimentos praias e eólicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre. Publicação Especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, n. 13, p. 1-102, 1967.

MATSUNAGA, T. **The difference between laboratory and in-situ pixel-averaged emissivity: the effects on temperature-emissivity separation.** JPL, Summaries of the 4th Annual JPL Airborne Geoscience Workshop. TIMS Workshop; v. 2, p. 5-8, 1993

MARKOSKI, P. **Modelagem atmosférica (8 - 12 μm) de ambientes úmidos aplicada no processo de correção dos dados de emissividade do sensor ASTER.** (UFRGS-000975462). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 102. 2015.

MENESES, P. E ALMEIDA, T. **Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto.** p. 266, 2012

MIRA, M., VALOR, E., BOLUDA, R., CASELLES, V., AND COLL, C. **Influence of soil water content on the thermal infrared emissivity of bare soils: Implication for land surface temperature determination.** Journal of Geophysical Research, v. 112, n. F4, p. F04003, 2007.

MIRA, M., SCHMUGGEB, T., VALORA, E., CASELLES, V., COLL, C. **Comparison of field emissivities with laboratory measurements and ASTER data.** Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology X, edited by Christopher M. U. Neale, Manfred Owe, Guido D'Urso, Proceedings of SPIE, v. 7104, 710411-11, 2008.

PALLUCONI, F., HOOVER, G., ALLEY, R., NILSEN, M., & THOMPSON, T. **An atmospheric correction method for ASTER thermal radiometry over land, ASTER algorithm theoretical basis document (ATBD),** Revision 3, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 1999

PORTZ, L., CAMBOIM, G., LENGLER, R.; PORTANTIOLO, R., SAMBAQUI, N. **Gestão de dunas costeiras: o uso de sistema de informações geográficas (SIG) na implantação de planos de gestão no litoral do Rio Grande do Sul, Brasil.** Revista de Gestão Costeira Integrada. v.14, n.3, p.517-534, 2014.

ROLIM, S.; GRONDONA, A.; HACKMANN, C.; ROCHA, C. **A Review of Temperature and Emissivity Retrieval Methods: Applications and Restrictions.** American Journal of Environmental Engineering, v. 6, p. 119-128, 2016.

SABOL, D., GILLESPIE, A., ABBOTT, E., YAMADA, G. **Field validation of the ASTER Temperature-Emissivity Separation Algorithm.** *Remote Sensing Environment*, 113, p. 2328–2344. 2009.

SALISBURY, J., WALTER, S., AND D'ARIA, D. **Thermal infrared (2.5 to 13.5 μm) spectra of igneous rocks.** U.S. Geological Survey OpenFile Rep. p. 88-686, 1988.

SALISBURY, J., D'ARIA, D., AND JAROSEWICH, E. **Mid infrared (2.5-13.5 μm) reflectance spectra of powdered stony meteorites.** *Icarus*, v. 92, p. 280-297, 1991.

SALISBURY, J., D'ARIA, D. **Emissivity Of Terrestrial Materials In The 8-2 μm Atmospheric Windows.** *Remote Sensing of Environment*. p. 83-106, 1992.

SENDRA, V., CAMACHO, F., SÁNCHEZ, J., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J., GARCÍA-HARO, F. **Método para la corrección atmosférica de imágenes Landsat. Teledetección: Humedales y Espacios Protegidos.** XVI Congreso de la Asociación Española de Teledetección. p. 484-487, 2015.

SOBRINO, J., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J., SÓRIA, G., ROMAGUERA, M., GUANTER, L., MORENO, J., PLAZA, A., AND MARTÍNEZ, P. **Land surface Emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors.** *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 48, n. 2, p. 316_327, 2008.

SLATER, P. **Remote sensing, optics and optical system.** Addison-Wesley, Reading, MA, 246-247, 1980.

TOMAZELLI, L., DILLENBURG, S., GUIMARÃES, E., CORREA, M. **Geomorfologia e potencial de preservação dos campos de dunas transgressivos de Cidreira e Itaipava, Litoral Norte do Rio Grande do Sul.** *Revista Pesquisas em Geociências*, Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, v. 32, n. 2, p. 47-55, 2008.

TOMAZELLI, L. & VILLWOCK, J. **Considerações sobre o ambiente praial e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil.** *Pesquisas*, v. 19, n. 1, p. 3-12, 1992.

TOMAZELLI, L. **Sistematização dos conhecimentos existentes sobre as dunas móveis do Litoral Norte do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: FEPAM, p. 25, 2001.

TONOOKA, H. **ASTER TIR radiometric calibration and atmospheric correction, in land remote sensing and global environmental change.** *NASA's Earth Observing System and*

the Science of ASTER and MODIS. Remote Sensing and Digital Image Processing, v. 11, 2010.

TRAVESSAS, F., DILLENBURG, S., CLEROT, L. 2005 **Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do rio grande do sul no trecho Tramandaí-Cidreira.** Boletim Paranaense de Geociências, n. 57, p. 57-73.

VALOR, E., AND CASELLES, V. **Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas.** Remote Sensing of Environment, v. 57, p. 167-184, 1996.

VILLWOCK, J., TOMAZELLI, L. **Geologia costeira do Rio Grande do Sul.** Notas Técnicas do CECO-IG-UFRGS. Porto Alegre, v. 8, p. 1-45, 1995.

VILLWOCK, J. **Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil.** A synthesis. Pesquisas, v. 16, p. 5-49, 1984.

WENG, Q., LU, D., SCHUBRING, J. **Estimation of land surface temperature – vegetation abundance relationship for urban heat island studies.** Remote Sensing of Environment, v. 89, p. 467-483, 2004.

ZHOU, L., DICKINSON, R., TIAN, Y., ZENG, X., DAI, Y., YANG, Z., SCHAAF, C., GAO, F., JIN, Y., STRAHLER, A., MYNENI, R., YU, H., WU, W., AND SHAIKH, M. **Comparison of seasonal and spatial variations of albedos from Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Common Land Model.** Journal of Geophysical Research, v. 108, n.15, p.1501-1520, 2003.