

## **Sensoriamento Remoto na Faixa espectral do Infravermelho termal ( 8 - 12 $\mu\text{m}$ )**

Admilson Penha Pachêco, *UFPE Recife*

1. Introdução
2. Fundamentação teórica
3. Materiais e Métodos
  - 3.1 Aspectos Teóricos
  - 3.2 Determinação da Emissividade
  - 3.3 Determinação da Inércia Termal
4. Resultados e Discussão
5. Conclusões
6. Referências bibliográficas

### Resumo

### **1. Introdução**

Dados de radiação eletromagnética observados por sensores remotos de satélites, aeronaves e de campo/laboratório, em janelas atmosféricas do infravermelho termal (8 – 12  $\mu\text{m}$ ), tem sido utilizados com fontes de pesquisa e aplicação de estudos térmicos da superfície terrestre. O advento dos sistemas sensores orbitais e aerotransportáveis viabilizou, nas últimas décadas, a realização de levantamentos à distância das variações térmicas da superfície terrestre em áreas extensas e inóspitas.

As imagens térmicas orbitais, devido as características específicas do espectro de emissão da Terra, apresentam-se com resoluções espaciais mais grosseiras, o que favorece a integração de radiâncias de alvos distintos e dificulta a discriminação de unidades em áreas heterogêneas. A evolução técnica dos sistemas sensores orbitais no aspectos espacial e espectral é uma crescente nos últimos anos. Isto pode ser observado no Satélite Landsat/TM-7 que reduziu para 60 metros a resolução geométrica na banda 6, que era de 120 metros no Landsat/TM-5. O Satélite Aster, recente, apresenta-se com cinco bandas na faixa de 10 a 12 $\mu\text{m}$ , o que favorece a análise de imagens espectrais. O Aspecto temporal diário do satélite NOAA tem favorecido os estudos de monitoramentos da superfície terrestre em escalas globais e regionais.

As imagens termiais obtidas a nível de aeronave apresentam-se com resolução geométrica mais fina, o que favorece a maior diferenciação das feições imageadas. Entretanto, o alto custo exigido pelos levantamentos aéreos é uma grande restrição à utilização destes produtos. Trabalhos, como os de Watson et al. (1990), e Kahle & Alley (1992), utilizaram dados obtidos com o imageador aéreo TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner), que possui 6 canais entre 8 e 12  $\mu\text{m}$ , conjuntamente com dados de laboratório e campo de inércia termal e emissividade, para obtenção das imagens de emissividade. A nível de campo e laboratório,

medidas radiométricas no infravermelho termal fornecem informações detalhadas sobre os materiais imageados. Os dados são obtidos por sensores portáteis com excelentes resoluções espaciais, que podem ser de poucos centímetros ou até milímetros, dependendo da geometria de visada estabelecida. Estes dados radiométricos são de extrema utilidade na caracterização de parâmetros e propriedades térmicas, tais como emissividade, inércia, condutividade e difusividade termal (Pachêco, 1995). O conhecimento da emissividade e inércia termal é um pré-requisito imprescindível na caracterização de materiais a partir da análise de imagens térmicas. O uso da inércia termal em sensoriamento remoto é atrativo porque a inércia é uma propriedade de volume superficial, enquanto a maioria dos dados obtidos remotamente são propriedades exclusivas da superfície. O conhecimento da inércia termal permite a discriminação dentre diferentes materiais cujas superfícies apresentam respostas espectrais (Gillespie & Kahle, 1977). Em laboratório, sob condições controladas, as determinações radiométricas dos parâmetros térmicos são amplamente facilitadas. Em campo, entretanto, é bem mais difícil, pois os sinais elétricos detectados pelos sensores são influenciados pelas radiancias emitidas pelos objetos ao redor da área observada. A radiometria no termal exige uma experimentação cuidadosa e sofisticada, necessitando de aparatos experimentais e métodos ativos. A pesquisa na área do infravermelho termal no Brasil tem sido muito pouco desenvolvida. Dentre as causas, destacam-se: a falta de laboratórios de radiometria, a carência de dados padrões de emissividade e inércia termal, a complexidade experimental da radiometria no termal e a carência de divulgação da aplicabilidade do termal em áreas da Ciência da Terra. A melhoria na resolução espacial no termal Landsat/TM-7, a disponibilidade de imagens recentes Aster, e o interesse pelo o reauecimento desta área de estudo são prerrogativas para a existência deste trabalho.

Neste contexto, este trabalho tem como objetivo fazer uma abordagem teórica e experimental de uma metodologia para determinação em campo e laboratório de propriedades térmicas ("Emissividade e Inércia Termal") de alvos naturais, na faixa espectral do infravermelho termal (8 – 12  $\mu\text{m}$ ), visando fornecer subsídios para o estudo da natureza de materiais da superfície terrestre a partir de dados de radiação emitida. Este trabalho aborda preliminarmente o potencial da emissividade e inércia termal na caracterização de rochas vulcânicas partir de métodos radiométricos de campo simples e rápidos.

## **2. Fundamentação Teórica**

A falta de padrões específicos de emissividades para alvos da superfície terrestre é um fator adicional que tem promovido, nos últimos anos, o desenvolvimento de diversos métodos de determinação de emissividades no infravermelho termal. Estudos de emissividades no infravermelho termal foram preconizados com os trabalhos de Buettner e Kern (1965) e Lyon (1965). Estes trabalhos desencadearam vários pesquisas que envolveram avanços nos aspectos metodológico e experimentais em relação à determinação da emissividade de materiais e suas variadas aplicações (Pachêco, 1989). Estudos mais recentes tem demonstrado a predominância da análise da emissividade espectral na caracterização de rochas e solos a partir de dados obtidos por espectrorradiômetros a nível de campo e aeronave comparados com imagens aéreas e orbitais (Salisbury & D'Aria, 1992). Medidas de emissividades resultantes de experimentos de laboratório / campo, aeronave e satélite, têm sido utilizadas na diferenciação de materiais geológicos ( Pachêco, 1995). Variações de emissividade espectral no infravermelho termal contém informações sobre a composição e estrutura cristalina de rochas e minerais, que são determinadas pela posição e profundidade das bandas de absorção. Nos silicatos, por exemplo, a presença de quartzo tende a reduzir o comprimento de onda de máxima emissão, o contrário ocorre com os minerais máficos que causam um aumento no comprimento de onda de máxima emissão (Salisbury & D'Aria, 1992). Estas informações são adquiridas a partir de dados de reflectância espectral obtidos por

espectrorradiômetros ou espectrômetros que operam no infravermelho termal (8-14 $\mu$ m). Determinações de emissividade integradas dentro de intervalos espectrais do infravermelho termal são mais utilizadas na discriminação litológica.

Determinações da inércia termal a partir de dados obtidos remotamente no infravermelho termal, têm sido muito importante para o conhecimento da natureza dos materiais que constituem a superfície da Lua e dos planetas. Estes estudos foram iniciados com os trabalhos de Jaeger (1953), e Sinton & Strong (1960), que obtiveram as primeiras estimativas quantitativas da inércia termal na superfície da Lua e de Marte, respectivamente. Para tanto, desenvolveram os primeiros métodos de modelagem numérica para a determinação da inércia termal. Estes métodos, juntamente com os de Leovy (1966) Morrison (1968) e Morrison et al.(1969) desenvolvidos para estudos lunares, foram modificados e adaptados por Watson (1971, 1973, 1975) para aplicações terrestres. Nestes modelos, a inércia termal é determinada a partir de dados cíclicos de imagens no infravermelho termal e visível, combinados com os principais componentes do balanço energético na interface terrestre: calor latente, calor sensível e balanço de radiação.

A técnica de mapeamento de inércia termal na superfície da terra foi preconizada com o trabalho de Ponh et al. (1974). Eles utilizaram os modelos publicados por Watson (1971, 1973) e demonstraram a utilidade da inércia termal na diferenciação de materiais geológicos. Durante os anos 70, o sensor HCMM (Heat Capacity Mapping Mission), hoje desativado, forneceu imagens termais com resolução espacial de 480 m em ciclos diários, o que favoreceu o surgimento de diversos trabalhos envolvendo o estudo de feições geológicas a partir da caracterização de suas inércias termais (Watson, 1975; Kahle et al. 1977; Gillespie & Kahle, 1977). Atualmente, com a desativação do HCMM e a limitação da resolução temporal do TM/Landsat, os mapeamentos geológicos pela técnica da inércia termal têm sido realizados, principalmente, a partir de dados aéreos obtidos por imageadores termais (Watson et al., 1990). Contudo, são predominantes os estudos relacionados com a inércia termal de planetas. Palluconi & Kieffer (1981), Edgett & Christensen (1991), e Haberle & Jakosky (1991) são referências representativas dessa linha de pesquisa.

Dados de inércia termal de materiais geológicos sob condições de campo são escassos na literatura geotermal. A maioria dos dados foram obtidos em laboratório, a partir do cálculo dos componentes de inércia termal: condutividade, densidade, e calor específico, determinados por métodos convencionais, predominantemente, em materiais artificiais (Marsh et al. 1982). Métodos Transientes de determinação de inércia termal em campo e/ou laboratório têm sido muito pouco desenvolvidos. Schultz (1968) e Marsh et al. (1982) foram as únicas publicações encontradas após uma vasta revisão bibliográfica.

Os dados de inércia termal, obtidos a partir de determinações radiométricas no infravermelho termal em laboratório e/ou campo, podem ser importantes na avaliação de mapeamentos geológicos de inércia termal, realizados a partir de dados aéreos ou orbitais, principalmente, em áreas heterogêneas de difícil discriminação. O conhecimento da inércia termal, a partir de determinações radiométricas, é importante não só por ser de utilidade aos mapeamentos geológicos, mas também porque a inércia termal é uma propriedade termal importante na caracterização de rochas e minerais. Utilizando-se a mesma sistemática, empregada na determinação da inércia termal, podem-se obter dados de condutividade térmica de rochas.

As determinações radiométricas da inércia e condutividade térmica em rochas requerem medidas precisas de suas emissividades. A emissividade é um parâmetro físico significativo, dentre as propriedades específicas das rochas, sendo comumente utilizada no infravermelho termal, na discriminação litológica e composicional das rochas. A falta de padrões específicos para a emissividade de alvos da superfície terrestre é mais um fato adicional que promoveu, nos últimos anos, o desenvolvimento de diversos métodos de determinação de emissividade. Lyon (1965) e Buettner & Kern (1965) são os precursores no estudo da emissividade de rochas

e o prosseguimento desta linha de pesquisa está bem representado pelos trabalhos de Hunt (1980), por Watson et al.(1990), Lillesater (1991) e Salisbury & D'Aria (1992).

### **3. Materiais e Métodos**

#### **3.1 Aspectos Teóricos**

A emissividade indica a eficiência da rocha em emitir calor comparado a um corpo negro à mesma temperatura. As rochas e minerais possuem modos fundamentais de vibração molecular dentro da faixa espectral de 6 a 50  $\mu\text{m}$ . A falta de padrões específicos de emissividades para alvos da superfície terrestre é um fator adicional que tem promovido, nos últimos anos, o desenvolvimento de diversos métodos de determinação de emissividades no infravermelho termal. Estudos de emissividades no infravermelho termal foram preconizados com os trabalhos de Buettner e Kern (1965) e Lyon (1965). Estes trabalhos desencadearam várias pesquisas que envolveram avanços nos aspectos metodológico e experimentais em relação à determinação da emissividade de materiais e suas variadas aplicações (Pachêco, 1989). Estudos mais recentes tem demonstrado a predominância da análise da emissividade espectral na caracterização de rochas e solos a partir de dados obtidos por espectrorradiômetros a nível de campo e aeronave comparados com imagens aéreas e orbitais (Salisbury & D'Aria, 1992;1994). Medidas de emissividades resultantes de experimentos de laboratório / campo, aeronave e satélite, têm sido utilizadas na diferenciação de materiais geológicos (Pachêco, 1995). Variações de emissividade espectral no infravermelho termal contém informações sobre a composição e estrutura cristalina de rochas e minerais, que são determinadas pela posição e profundidade das bandas de absorção. Nos silicatos, por exemplo, a presença de quartzo tende a reduzir o comprimento de onda de máxima emissão, o contrário ocorre com os minerais máficos que causam um aumento no comprimento de onda de máxima emissão (Salisbury & D'Aria, 1992). Estas informações são adquiridas a partir de dados de reflectância espectral obtidos por espectrorradiômetros ou espectrômetros que operam no infravermelho termal (8-14 $\mu\text{m}$ ). Determinações de emissividade integradas dentro de intervalos espectrais do infravermelho termal são mais utilizadas na discriminação litológica (Pieters & Englert, 1993).

A inércia termal é uma resposta térmica volumétrica da rocha a uma variação de temperatura, definida para materiais homogêneos por  $(krc)^{1/2}$  onde k é a condutividade térmica, r é a densidade e c o calor específico. Estudos de inércia termal tem sido realizados em superfícies planetárias e terrestres a partir de dados sensoriados no infravermelho termal com o objetivo de mapear feições litológicas e estruturais (Watson et al., 1990; Edgett & Christensen,1991; Christensen & Harrison,1993).

No contexto geral, estimativas de inércias termais são obtidas a partir de modelos matemáticos que incorporam dados de variação de temperatura ou de radiancias, obtidos remotamente de imagens de satélite em janelas atmosféricas do infravermelho termal e visível adquiridas em horários cíclicos, combinados com as principais componentes do balanço energético na interface terrestre (fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de radiação). Estes estudos tem favorecido, principalmente, os mapeamentos geológicos e de superfícies planetárias(Watson,1982; Kahle & Goetz, 1983; Jakosky & Haberle, 1990).

#### **3.1 Determinação da Emissividade**

##### **3.2.1 Modelo Teórico**

Baseado no estudo de Pachêco (1989), utilizou-se para a determinação da emissividade uma adaptação do Método da Caixa dos Planos Infinitos de Buettner & Kern (1965). O modelo

teórico fundamenta-se na suposição de planos infinitos para o topo e o fundo de uma caixa que se comporta como suporte de isolamento do alvo e como aproximação de corpo negro. A emissividade é determinada a partir da relação entre as densidades de fluxo térmico provenientes do alvo investigado, em duas situações distintas: primeiro, quando o plano superior da caixa comporta-se como uma superfície de alta reflectância; e segundo, quando o plano superior da caixa comporta-se como uma aproximação de corpo negro. Considerou-se a aproximação da lei de Stefan-Boltzmann.

A emissividade , integrada na faixa espectral de 8 a 12  $\mu\text{m}$ , é obtida a partir da seguinte equação:

$$e = T_p^4 - T_1^4 / T_p^4 - T_2^4 \quad (1)$$

onde  $e$  é a emissividade da amostra ( integrada na faixa espectral de 8 a 12  $\mu\text{m}$  ),  $T_1$  é a temperatura de radiação da amostra quando o plano superior é emissor,  $T_2$  é a temperatura de radiação da amostra quando o plano superior é refletor, e  $T_p$  é a temperatura cinética do plano superior (Pachêco, 1989).

### 3.2.2 Procedimento Experimental

O procedimento experimental envolveu a construção de uma caixa cilíndrica (24 cm de diâmetro e 14 cm de altura ) utilizada como suporte para as determinações com o radiômetro PRT-5 (8 – 12  $\mu\text{m}$  ) da Barnes. A caixa, que foi construída a partir de um tubo de ferro, possui revestimento interno altamente refletor. A sua parte superior apresenta duas tampas ( uma emissora e outra refletora) que ocupam todo o diâmetro disponível, de maneira que a retirada de uma tampa implica na ocupação da outra sobre um encaixe circular. Estas tampas apresentam orifícios centrais que permitem a observação radiométrica.

A calibração do sistema foi realizada de acordo com o seguinte procedimento: a caixa com a tampa refletora foi colocada sobre uma superfície de referência ( alumínio pintado com tinta preta), que ocupava toda o plano inferior da caixa. Neste posição, o campo de visada do radiômetro PRT-5 observava o alvo padrão. A temperatura da superfície de referência foi mantida constante pelo sistema: resistores (implantados na referência), termopares e controlador de temperatura. A caixa de emissividade nesta situação comporta-se, teoricamente, como uma aproximação de corpo negro. A temperatura radiométrica da superfície de referência foi monitorada e correlacionada com a sua temperatura cinética constante. O coeficiente de correlação obtido foi de 0,99 e a curva de calibração do sistema foi gerada.

A Geometria de visada para a determinação da emissividade foi definida a partir de cálculos trigonométricos baseados no diâmetro do alvo e no ângulo de visada instantâneo (IFOV) do radiômetro utilizado. O radiômetro PRT-5, posicionado sobre a caixa, observa com seu ângulo de visada nominal de 20 graus uma área de 10 cm de diâmetro na superfície do alvo.

A sistemática de determinação da emissividade envolve duas observações radiométricas com o sistema radiômetro/caixa/alvo ( com as tampas refletora e emissora, respectivamente, cobrindo o alvo) e uma observação termométrica da tampa superior. As determinações das variáveis são realizadas a cada 2 (dois) segundos. Fixou-se um número de 8 observações para cada variável.

A calibração do sistema foi realizada de acordo com o seguinte procedimento: a caixa com a tampa refletora foi colocada sobre uma superfície de referência ( alumínio pintado com tinta preta), que ocupava toda o plano inferior da caixa. Neste posição, o campo de visada do radiômetro PRT-5 observava o alvo padrão. A temperatura da superfície de referência foi mantida constante pelo sistema: resistores (implantados na referência), termopares e controlador de temperatura. A caixa de emissividade nesta situação comporta-se,

teoricamente, como uma aproximação de corpo negro. A temperatura radiométrica da superfície de referência foi monitorada e correlacionada com a sua temperatura cinética constante. O coeficiente de correlação obtido foi de 0,99 e a curva de calibração do sistema foi gerada.

Informações complementares deste método de determinação de emissividade encontram-se em Pachêco (1989).

### 3.3 Determinação da Inércia Termal

#### 3.3.1 Modelo Teórico

A inércia termal das rochas é determinada por um método de laboratório baseado na solução matemática da equação diferencial de um sólido semi-infinito submetido a aquecimento transiente por fluxo de calor constante e na observação radiométrica de uma amostra e de um padrão de inércia termal calculada. A comparação entre as variações de temperatura da amostra e do padrão fornece a inércia termal.

De acordo com Pachêco (1995), a inércia termal é expressa pela seguinte equação:

$$P = (DT / DT_s) P_s (e / e_s) \quad (2)$$

onde P é a inércia termal da amostra integrada na faixa espectral de 8 a 12  $\mu\text{m}$ , DT é a variação de temperatura de radiação da amostra,  $DT_s$  é a variação de temperatura de radiação do padrão,  $P_s$  é a inércia termal calculada do padrão, e é a emissividade da amostra e  $e_s$  é a emissividade do padrão.

#### 3.3.2 Procedimento Experimental

Utilizou-se para a determinação da inércia termal um aparato instrumental constituído de um radiômetro infravermelho PRT-5 (8- 12 $\mu\text{m}$ ), dois irradiadores térmicos de níquel cromo e uma aproximação de corpo negro na forma de uma cavidade cônica de alumínio. Maiores informações encontram-se em Pachêco (1995).

## 4. Resultados e Discussão

Medidas de emissividade de diferentes materiais naturais e artificiais foram obtidas em laboratório e campo. Os dados obtidos em padrões artificiais são totalmente concordantes com os existentes na literatura. Os Resultados obtidos em campo apresentaram-se, em média, valores 4 % maiores, porém a precisão foi muito semelhante à adquirida em laboratório. A Tabela 1 mostra os resultados obtidos neste experimento. Acredita-se que os maiores valores obtidos nas determinações em campo sejam resultantes dos processos térmicos adicionais da interface terrestre.

Determinações de emissividade (e) e inércia termal (P) foram obtidas em 101 amostras de rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, sendo 54 básicas ( $\text{SiO}_2 < 55\%$ ; (toleitos), 33 ácidas ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ; riolitos e riolacitos) e 14 intermediárias ( $55 < \text{SiO}_2 < 63\%$ ; andesitos e toleitos). De acordo com Pachêco (1995), os métodos apresentaram erros menores que 8%. Os dados químicos relativos a estas amostras foram obtidos de Piccirillo & Melfi (1988).

Observou-se para o conjunto geral das amostras as seguintes correlações lineares da emissividade com os constituintes químicos:  $\text{SiO}_2$  (-0,74), FeO (0,73), CaO (0,72) e  $\text{K}_2\text{O}$  (-0,74). Separadamente, dentro de cada grupo de rocha, só foi observada correlação significativa com  $\text{SiO}_2$  (0,70) no litotipo básico. A regressão linear entre e e  $\text{SiO}_2$  ( $y = 1,10 - 0,003x$ ) evidencia a

correlação linear negativa observada no conjunto geral das amostras e caracteriza uma nítida separação entre os litotipos básico ( $0,90 = e = 0,95$ ) e ácido ( $0,83 = e = 0,90$ ), com uma pequena superposição em torno de 0,90. Em relação as rochas intermediárias percebe-se que elas tendem a ter uma superposição maior com as rochas básicas, o que enfatiza a tendência básica do litotipo intermediário nas amostras de rochas estudadas.

As variações dos valores de emissividade observados estão provavelmente relacionadas com as diferentes composições mineralógicas das rochas estudadas, principalmente com a presença de quartzo nas rochas ácidas e de minerais máficos nas rochas básicas. Acredita-se, porém, que uma avaliação mais criteriosa só poderá ser realizada após a obtenção dos espectros (8 a 12  $\mu\text{m}$ ) de emissividade destas amostras

O relacionamento da inércia termal com os componentes químicos das rochas foi semelhante aos obtidos com a emissividade, porém com coeficientes de correlação um pouco maiores. No litotipo básico, por exemplo, o coeficiente de correlação de P com  $\text{SiO}_2$  foi de 0,92. O mesmo foi observado no conjunto geral das amostras onde a relação de P com  $\text{SiO}_2$  mostrou uma melhor diferenciação entre os litotipos estudados. A Tabela 2 caracteriza esta abordagem e também mostra uma tendência de separação no litotipo básico entre rochas do norte e sul da Bacia do Paraná. Estas variações só podem ser justificadas com o conhecimento dos componentes de inércia termal (k, r e c). Entretanto, neste caso, constatou-se a necessidade de obtenção de determinações de inércia termal em um número maior de amostras, visto que acredita-se que a separação observada entre as amostras do norte e sul da Bacia pode ser melhor caracterizada. Estas determinações estão sendo desenvolvidas no momento.

ALVOS	EMISSIVIDADE (8 - 12 $\mu\text{m}$ )	EMISSIVIDADE (LITERATURA)	REFERÊNCIAS
Grama (em campo)	0,97 $\pm$ 0,02	0,99 ( 8 - 14 $\mu\text{m}$ )	[2]
		0,98 ( 6 - 20 $\mu\text{m}$ )	[5]
Água	0,98 $\pm$ 0,01	0,972 (8 - 14 $\mu\text{m}$ )	[3]
		0,993 (8 -12 $\mu\text{m}$ )	[1]
Areia	0,92 $\pm$ 0,02	0,90 - 0,92 ( 8 - 14 $\mu\text{m}$ )	[2]
Areia úmida	0,93 $\pm$ 0,01	0,93 (8 -12 $\mu\text{m}$ )	[1]
Rocha arenítica	0,90 $\pm$ 0,02	0,909 - 0,935 ( 8 - 12 $\mu\text{m}$ )	[1]
Rocha carbonática	0,90 $\pm$ 0,02	0,929 (8 -12 $\mu\text{m}$ )	[1]
Rocha granítica	0,85 $\pm$ 0,03	0,815 (8 -12 $\mu\text{m}$ )	[1]
Folhelho	0,94 $\pm$ 0,02	-	-
Latossolo vermelho	0,95 $\pm$ 0,02	-	-
Latossolo rocho	0,91 $\pm$ 0,02	-	-
Turfa seca	0,95 $\pm$ 0,01	0,98 (8 -12 $\mu\text{m}$ )	[5]

Alumínio ( pintado com tinta preta)	0,95± 0,01	0,956 (8 -13 µm)	[4]
Alumínio com face polida	0,11± 0,02	0,092 (8 -14µm)	[6]

TIPO DE ROCHA	REGIÃO	SiO <sub>2</sub> (em % peso)	INÉRCIA TERMAL (W m <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> s <sup>1/2</sup> )
BÁSICAS	NORTE SUL	50,5 ± 1,8 52,7 ± 1,3	2189,7 ± 95,7 2320,9 ± 85,8
INTERMEDIÁRIAS	NORTE SUL	58,5 ± 2,7 56,8 ± 1,2	2164,2 ± 27,1 2148,0 ± 17,9
ÁCIDAS	NORTE SUL	65,8 ± 0,8 67,6 ± 2,3	1740,4 ± 88,6 1858,6 ± 136,5

## 5. Conclusões

Este trabalho caracteriza o aspecto básico de avaliação de uma metodologia para determinação da emissividade em campo e uma aplicação à Geologia. Os resultados de inércia e emissividade, obtidos nas rochas vulcânicas da Bacia do Paraná indicam a importância destes parâmetros térmicos no estudo de rochas. Como se observou, foi possível distinguir os litotipos básico e ácido a partir da relação dos dados de inércia térmica e emissividade com o conteúdo de SiO<sub>2</sub> presente nas rochas.

Os Resultados obtidos neste trabalho representam as primeiras determinações de emissividade e inércia termal de alvos naturais obtidas no Brasil. A área do infravermelho termal tem aplicações em diferentes estudos térmicos da superfície da Terra. Parâmetros térmicos tais como emissividade e inércia termal, que estão diretamente relacionados com as imagens térmicas, podem ser fundamentais na análise de propriedades diversas da superfície terrestre. Estudos de Sensoriamento Remoto no infravermelho termal, no Brasil, são muito escassos, devido, principalmente, a deficiente resolução geométrica dos sensores orbitais atuais e a falta de radiômetros termais e de pesquisadores na área. Com a melhoria de resolução espacial do Landsat/TM 7 (60 metros) e o surgimento de novos sensores hiperespectrais de Satélite e Aeronave, a área de pesquisa no infravermelho termal será em breve muito promissora e auxiliará de forma mais significativa o conhecimento térmico da Superfície da Terra.

## 6. Referências bibliográficas

- BECKER, F.: The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *Int. J. Remote Sensing*, 8: 1509-1522, 1987.
- BUETTNER, K.J.; KERN, C.D.: The determination of infrared emissivities of terrestrial surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 70 (6): 1329-1337, 1965.
- CHRISTENSEN, P.R.; HARRISON, S.T.: Thermal infrared emission spectroscopy of natural application to Desert Varnish Coatings on Rocks. 1993.
- DAVIES, J.A.; ROBINSON, P.J.; NUNEZ, M.: Field determinations of surface emissivity and temperature of Lake Ontario. *Journal of Applied Meteorology*, 10 (4): 811-819, 1971.



EDGETT, K.S. & CHRISTENSEN, P.R.: The particle size of Martian aeolian Dunes. *Journal of Geophysical Research*, 96:22,765-22,776. 1991.

FUCHS, M.; TANNER, C.B.: Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy Journal*, 58 (6): 597-601, 1966.

HABERLE, R.M.; JAKOSKY, B.M.: Atmospheric Effects on the Remote Determination of Thermal Inertia on Mars. *Icarus*, 90: 187-204, 1991.

JAEGER, J. C.: Conduction of heat in a solid with periodic boundary conditions, with an application to the surface temperature of the Moon. *Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 49 (2): 355-359, 1953b.

JAKOSKY, B.M.; HABERLE, R.M.: Year-to-year instability of the Mars south polar .*Journal of Geophysical Research*,95:1359-1366. 1990.

KIEFFER, H.H.; MARTIN, T.Z.; PETERFREUND, A.R.; JAKOSKY, B.M.; MINER, E.D.; PALLUCONI, F.D.: Thermal and albedo mapping of Mars during the viking primary mission. *J.Geophys.Res.*, 82:4249-4292, 1977.

KIEFFER, H.H.; CHASE, J.R.; MINER, E.D.; MÜNCH, G.; NEUGEBAUER, G.: Preliminary report on infrared radiometric measurements from the Mariner 9 spacecraft. *J. Geophys. Res.*, 78: 4291-4312, 1973.

KAHLE A.B.; ALEXANDER, F.H.: Mineralogic information from a new airborne thermal infrared multispectral scanner. *Science* ,22:24-27, 1983.

KAHLE, A. B. & ALLEY, R. E.: Separation of temperature and emittance in remotely sensed radiance measurements. *Remote Sens. Environment*, 42: 107-111,1992.

LEOVY, C.: Note on thermal properties of Mars. *Icarus*, 5: 1-6, 1966.

LYON, R. J. P. : Evaluation of infrared spectrophotometry for compositional analysis of lunar and planetary soils. Part II: rough and powdered surfaces, *Nasa Contractor Report CR-100*, 262 pp. 1964.

MORRISON, D.: Martian surface temperatures. *Smithsonian Astrophys. Obs. Spec. Rept.* 284, 1968.

MORRISON, D.; SAGAN, C.; POLLACK, J.B.: Martian temperature and thermal properties. *Icarus*, 11: 36-45, 1969.

PACHÊCO, A.P.: Análise de métodos de determinação de emissividade para alvos da superfície terrestre, na faixa espectral de 8 a 14  $\mu\text{m}$ . *Dissertação de Mestrado, INPE*,155p, (INPE-4984-TDL/394), São José dos Campos - SP 1989,

PACHÊCO, A.P.: Parâmetros térmicos de rochas por aquecimento transiente observado no infravermelho termal (8-12  $\mu\text{m}$ ). *Tese de Doutorado, IAG/USP*, 149p, São Paulo 1995.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.: The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. *USP/IAG*, 600p. 1988.

PIETERS, C.M.; ENGLERT, P.A.: 1993. *Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition* Cambridge, Univ. Press, 594p., New York 1993.

POHN, H.A.; OFFIELD, T.M.; WATSON, K.: Thermal inertia mapping from satellite - discrimination of geologic units in Oman: *Jour. Res. U.S. Geological Survey*, 2, 147-158, 1974.

SALISBURY, J.W.; D'ARIA, D.M.: 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14  $\mu\text{m}$  atmospheric window. *Remote Sens. Environ.* 42:83-106. 1992

SCHULTZ, A. W.: An infrared transient method for determining the thermal inertia, conductivity, and diffusivity of Solids. *Applied Optics*, 7 (9): 1845-1851, 1968.

SINTON, W. & STRONG, J.: Radiometric observations of Mars. *Astrophys. J.*, 131: 459-469,1960.

VLECK, J.: Radiometric determination of thermal emissivity in situ.In: *CANADIAN SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING*, 5., Victoria, 1978. *Proceedings. s. n. t. p.* 251-254.

WATSON, K.: A computer program of thermal modeling for interpretation of infrared images: *Rep. PB 203578, U.S. Geological Survey, Washington, D.C.*, 1971, 33 p.

WATSON, K.: Periodic heating of a Layer over a semi-infinite solid. J. Geophys. Res., 78: 5904-5910, 1973.

WATSON, K.: Geologic applications of thermal infrared images. Proc. IEEE, 63: 128-11, 1975.

WATSON, K.: 1982. Regional thermal-inertia mapping from an experimental satellite. Geophysics, 47(12):1681-1687. 1982.

WATSON, K.; KRUSE, F.A.; HUMMER-MILLER, S.: Thermal infrared exploration in the Carlin trend northern Nevada. Geophysics, 55(1):70-79. 1990.

ZHANG, Y-W.; ZHANG, G.C.; KLEMAS, V. Quantitative measurements of ambient radiation emissivity, and truth temperature of greybody: methods and experimental results. Applied Optics, 25 (20): 3683-3688, 1986.

#### Agradecimentos

O autor deste trabalho agradece ao Departamento de Geofísica, ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo (IAG/USP) e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) o apoio recebido.

**Autores**            Prof. Dr. Admilson Pachêco  
                          Universidade Federal de Pernambuco  
                          Departamento de Engenharia Cartográfica  
                          Fone/Fax: (081) 2718235  
                          51010-250 Recife - Brasil  
                          ✉ admilpp@npd.ufpe.br