

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LUIS ERNESTO PERTOVT

**ESTIMATIVA DO *STRESS* HÍDRICO DA VEGETAÇÃO E ANÁLISE DE SUAS
CONDICIONANTES GEOAMBIENTAIS NO VALE DO RIO DOS SINOS: UMA
APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO**

SÃO LEOPOLDO

2008

LUIS ERNESTO PERTOVT

**ESTIMATIVA DO *STRESS* HÍDRICO DA VEGETAÇÃO E ANÁLISE DE SUAS
CONDICIONANTES GEOAMBIENTAIS NO VALE DO RIO DOS SINOS: UMA
APLICAÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO**

**Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geologia da
Universidade do Vale do Rio dos Sinos –
UNISINOS para obtenção do título de
mestre (Área de Concentração em
Gerenciamento Ambiental)**

Orientador: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho – UNISINOS (Brasil)

Co-orientador: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas – IHLLA (Argentina)

SÃO LEOPOLDO

2008

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho da UNISINOS, pela orientação permanente no caminho percorrido, pelos ensinamentos, pelos conselhos, pela amizade.

Aos Doutores Raúl Rivas e Luis Vives do Instituto de Hidrologia de Llanuras de la Provincia de Buenos Aires, pela oportunidade, pelo respaldo permanente e incondicional, pela confiança.

Ao Professor Marco A. F. Hansen, por sua boa disposição em todo momento, pelas sugestões para a melhoria da minha Dissertação.

Ao Professor Nelson L. S. Gruber, por sua boa disposição e pelas sugestões que contribuíram a melhorar esta Dissertação.

Ao Juliano Schirmbeck, pelas suas primeiras aulas de português, porque sua presença na universidade foi apoio principal desde meu primeiro dia, como colega e amigo, além de ter sido sua Dissertação uma orientação importante da minha própria.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior do Ministério da Educação do Brasil e a UNISINOS, pelo apoio para a consecução de meu curso de Mestrado.

Aos Professores Luciana P. Gomes e Uwe H. Schulz, por seu apoio e amizade.

A meus colegas da universidade, principalmente a Andréa Vargas, com quem compartilhei, além de horas de estudo, moradia e bons momentos de diversão. Também a Ivanice e Patricia, por tantos momentos bons.

Aos Adriano e Miguel, por os bons momentos, pela paixão colorada, pela amizade. A Mateo, pelas conversas, pelas tardes de tênis, por ser - ainda que gremista - muito boa gente.

Aos companheiros, companheiras e amigos do DCE, principalmente a Guigo Liro e Leonardo, pela confiança, pela amizade, pelas boas e longas noites compartilhadas, pelos princípios. Também a Renato, Bina, Claudia, e demais amigos de militância.

Aos amigos Débora e Tiago, pela amizade, e por uma sopa no pão que não vou esquecer.

Aos companheiros, companheiras e amigos do DAGEO: Panky, Benzina, Feliz, Maria Inês, Bolacha, Adriano, Daniela, Fernandinho, Meandro, Alexandre, Gerson, Deise e demais.

Ao povo Gaúcho que me recebeu como a um irmão e me fez sentir em todo momento como em minha própria casa, com meu sincero reconhecimento e eterno agradecimento.

Esboço de análise estrutural

A ordem operacional

A primeira unidade

Homem de conhecimento

Ser um homem de conhecimento é questão de aprender
 Um homem de conhecimento tem propósito inflexível
 Um homem de conhecimento tem clareza de espírito
 Ser um homem de conhecimento é questão de trabalho árduo
 Um homem de conhecimento é um guerreiro
 Ser um homem de conhecimento é um processo incessante

A segunda unidade

Aliado

Um homem de conhecimento tem um aliado
 Um aliado não tem forma
 Um aliado é percebido como uma qualidade
 Um aliado é domesticável

A terceira unidade

O regulamento

Um aliado tem um regulamento
 O regulamento é inflexível
 O regulamento não é cumulativo
 O regulamento é corroborado pela realidade comum
 O regulamento é corroborado pela realidade não comum

... você deve sempre manter em mente que um caminho não é mais do que um caminho; se achar que não deve segui-lo, não deve permanecer nele, sob nenhuma circunstância. Para ter uma clareza dessas, é preciso levar uma vida disciplinada. Só então você saberá que qualquer caminho não passa de um caminho, e não há afronta, para si nem para os outros, em largá-lo se é isso o que seu coração lhe manda fazer. Mas sua decisão de continuar no caminho ou largá-lo deve ser isenta de medo e de ambição. Eu lhe aviso. Olhe bem para cada caminho, e com propósito. Experimente-o tantas vezes quanto achar necessário. Depois, pergunte-se, e só a si, uma coisa. Essa pergunta é uma que só os muito velhos fazem. Meu benfeitor certa vez me contou a respeito, quando eu era jovem, e meu sangue era forte demais para poder entendê-la. Agora eu a entendo. Dir-lhe-ei qual é: esse caminho tem coração? Todos os caminhos são os mesmos: não conduzem a lugar algum. São caminhos que atravessam o mato, ou que entram no mato. Em minha vida posso dizer que já passei por caminhos compridos, mas não estou em lugar algum. A pergunta de meu benfeitor agora tem um significado. Esse caminho tem um coração? Se tiver, o caminho é bom; se não tiver, não presta. Ambos os caminhos não conduzem a parte alguma; mas um tem coração e o outro não. Um torna a viagem alegre; enquanto você o seguir, será um com ele. O outro o fará maldizer sua vida

(Carlos Castañeda – Conversas com Don Juan)

LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
γ	Constante Psicométrica = $6,6 \text{ kPa}^\circ\text{C}^{-1}$
λ	Calor latente de vaporização
ε	Emissividade
σ	Constante de Stefan-Boltzman = $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{2(-1)}\text{K}^4$
ρc_p	Resistência a transpiração potencial (sm^{-1})
λE	Fluxo de calor latente do ar (Wm^{-2})
BHRS	Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CWSI	<i>Crop Water Stress Index</i>
ET	Evapotranspiração
ET _o	Evapotranspiração potencial
ET _r	Evapotranspiração real
Ev	Evaporação
G	Fluxo de calor no solo (Wm^{-2})
H	Fluxo de calor sensível a partir do solo (Wm^{-2})
I _c	Coefficiente de intersecção
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho
LANDSAT	Satélite para mapeamento de recursos naturais
manm	Metros acima do nível do mar
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
P	Precipitação
PPT	Precipitação pluviométrica
P _v	Porcentagem de vegetação
R	Radiação emitida
ra	Resistência aerodinâmica (sm^{-1})

rc_p	Resistência a transpiração potencial (sm⁻¹)
Rn	Radiação neta em superfície
RS	Rio Grande do Sul
SH	<i>Stress hídrico</i>
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SR	Sensoriamento Remoto
T	Transpiração
Ta	Temperatura do ar
Tc	Temperatura da cobertura vegetal
Tf	Temperatura da folha
Ts	Temperatura do solo
TVDI	<i>Temperature Vegetation Dryness Index</i>
US	Umidade do Solo
Vf	Volume final de água em um evaporômetro
Vi	Volume inicial de água em um evaporômetro
VPD	<i>Vapour Pressure Deficit</i>
WDI	<i>Water Dryness Index</i>

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Estrutura do tecido vegetal	16
Figura 2: Sistema solo – planta – atmosfera	17
Figura 3: Danos permanentes ao tecido vegetal causado por <i>stress</i> hídrico (SH)	18
Figura 4: Efeito da velocidade do vento sobre a demanda evaporativa do ar em climas quentes, áridos ou úmidos	22
Figura 5: Limites superiores e inferiores de $(T_c - T_a) / VPD$	27
Figura 6: Relação P_v vs $T_c - T_a$	30
Figura 7: Trapézio definido a partir da relação P_v vs $T_c - T_a$	31
Figura 8: Espectro eletromagnético	33
Figura 9: Relação entre T_s – NDVI	34
Figura 10: Mapa de unidades morfológicas no Rio Grande do Sul	38
Figura 11: Bacia hidrográfica do rio dos Sinos	40
Figura 12: Mapa de abrangência do Sistema Aquífero Guarani	41
Figura 13: Fluxograma metodológico e modelos utilizados	44
Figura 14: Composição colorida da imagem sem corrigir geometricamente	48
Figura 15: Composição colorida depois da correção geométrica	48
Figura 16: Triângulo limítrofe do espaço TVDI	52
Figura 17: Nuvem de pontos formada pelos pixels no espaço 2D T_s / NDVI	53
Figura 18: Localização das estações meteorológicas do CPTEC	54
Figura 19: Localização das bandas do sensor AVHRR no espectro eletromagnético	57
Figura 20: Mapa de localização das estações meteorológicas do CPTEC	58
Figura 21: Visualização de dados associados a uma imagem no servidor CLASS (esquerda) e vista de dados no entorno ENVI	59
Figura 22: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal nas estações de Caxias do Sul e Encruzilhada do Sul em 2005	61
Figura 23: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal nas estações de Julio Castilhos e São Borja em 2005	62
Figura 24: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal na estação de São Gabriel em 2005	62
Figura 25: Períodos pluviométricos identificados no Rio Grande do Sul (ano 2005) e dados de precipitação acumulada para cada um deles	63
Figura 26: Mapas de TVDI no RS em Janeiro e Abril de 2005	64
Figura 27: Mapas de TVDI no RS em Julho e Outubro de 2005	64
Figura 28: Mapa de TVDI no RS em Novembro de 2005 e mapa de TVDI médio em 2005	65

Figura 29: Mapa de desvio padrão e variância de TVDI no RS em 2005	65
Figura 30: Mapas de TVDI no RS em Janeiro e Abril de 2003	66
Figura 31: Mapas de TVDI no RS em Agosto e Outubro de 2003	67
Figura 32: Mapa de TVDI no RS em Dezembro de 2003 e mapa de TVDI médio em 2003	68
Figura 33: Mapa de desvio padrão e variância de TVDI no RS em 2003	68
Figura 34: MDT de Rio Grande do Sul (Esq.) y mapa de elevações por faixas (Dir.)	69
Figura 35: Gráfico comparativo dos valores de TVDI por zona em Rio Grande do Sul – 2005	70
Figura 36: Gráfico comparativo dos Estatísticos por zonas em Rio Grande do Sul – 2005	71
Figura 37: Mapa de TVDI da BHRS em Janeiro e Abril de 2003	72
Figura 38: Mapa de TVDI da BHRS em Agosto e Outubro de 2003	73
Figura 39: Mapa de TVDI na BHRS em Dezembro de 2003 e mapa de TVDI Médio em 2003	73
Figura 40: Mapa de Desvio Padrão e Variância de TVDI na BHRS em 2003	74
Figura 41: Mapa de TVDI da BHRS em Janeiro e Abril de 2005	74
Figura 42: Mapa de TVDI da BHRS em Julho e Outubro de 2005	75
Figura 43: Mapa de TVDI na BHRS em Dezembro de 2003 e mapa de TVDI Médio em 2003	75
Figura 44: Mapa de Desvio Padrão e Variância de TVDI na BHRS em 2003	76
Figura 45: Correlação TVDI – Umidade do solo, Janeiro de 2005	77
Figura 46: Correlação TVDI – Umidade do solo, Julio de 2005	77
Figura 47: Correlação TVDI – Umidade do solo, Outubro de 2005	78
Figura 48: Localização da estação meteorológica do INMET (Campo Bom) e a área-teste	79
Figura 49: Relação de TVDI (área-teste) com a PPT mensal na estação de Campo Bom	80

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Constantes de radiação	46
Quadro 2: Constante τ para cada banda	46
Quadro 3: Variáveis utilizadas no cálculo do coeficiente τ_5 da equação de Coll & Caselles (1997)	51
Quadro 4: Cobertura espectral das bandas do sensor AVHRR/3	57
Quadro 5: Relação de imagens utilizadas na geração de mapas de TVDI para Rio Grande do Sul e a BHRS	60
Quadro 6: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas	63
Quadro 7: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas para o ano 2003	66
Quadro 8: Valores de TVDI por zona em Rio Grande do Sul - 2005	70
Quadro 9: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas em 2003 para a BHRS	72
Quadro 10: Dados de umidade dos solos utilizados para correlação com TVDI no ano de 2005	77

Estimativa do *Stress* Hídrico da Vegetação e Análise de suas Condicionantes Geoambientais no Vale do Rio dos Sinos: Uma Aplicação de Sensoriamento Remoto.¹

Autor: Luis Ernesto Pertovt

Orientador: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho

Co-orientador: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas

RESUMO

A evapotranspiração compreende trocas hídricas no sistema solo - planta - atmosfera, as quais ocorrem como resposta à demanda evaporativa atmosférica. Neste processo, o solo atua como fonte de abastecimento de água, a vegetação corresponde ao compartimento intermediário, enquanto a atmosfera é o destino final da umidade liberada na forma de vapor.

A eventual escassez hídrica do solo reflete-se nos processos ecofisiológicos das plantas, cuja resposta é o fechamento dos estômatos como forma de evitar o ressecamento e a morte do tecido vegetal. Não havendo transpiração foliar, parte da energia absorvida do sol é convertida para a forma de calor, elevando-se a temperatura das folhas.

Este fenômeno permite detectar o *stress* hídrico (SH) através das variações de temperatura da vegetação (Tv), aqui utilizando-se para isto imagens AVHRR - NOAA (espectro termal) e sua correlação com a cobertura vegetal (espectro visível e infra-vermelho próximo).

Foram gerados um total de 10 mapas regionais de SH nos anos 2003 e 2005, nos quais cinco deles do ano 2005 estão vinculados e validados com dados de 5 estações meteorológicas da rede do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC - INPE).

Além disso se geraram 10 mapas de SH da Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos (BHRS), relacionados com dados de precipitação da Estação Meteorológica Campo Bom do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Os resultados mostraram uma disparidade na distribuição do SH tanto a nível regional (Rio Grande do Sul (RS)) como na BHRS, com zonas de *stress* hídrico permanentemente alto o baixo independente dos valores de precipitação (PPT), e umbrais de máximos e mínimos SH, o que indicaria a presença de condicionantes ambientais naturais na área de estudo.

Palavras-chaves: *Stress* Hídrico da Vegetação - Condicionantes Geoambientais - Sensoriamento Remoto.

¹ **Dissertação de Mestrado em Gerenciamento Ambiental**

Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS

Programa de Pós-Graduação em Geologia – PPGeo

Estimation of Vegetation Hydric Stress and Analysis of Geo-Environmental Conditioners from dos Sinos River Valley: An Remote Sensing Techniques Application.²

Autor: Luis Ernesto Pertovt

Orientador: Prof. Dr. Osmar Gustavo Wöhl Coelho

Co-orientador: Prof. Dr. Raúl Eduardo Rivas

ABSTRACT

The evapotranspiration includes hydrous interchanges between ground-plant-atmosphere, which is possible as a reply from a evaporative atmospheric demand. In this process, the ground is like a spring of water providing, the vegetation is an intermediate compartment, and the atmosphere is the place where an unit is liberated like vapor.

The eventual scarcity of ground water is reflected in plant's physiologic process, which close its stomas to avoid getting dirty and the eventually vegetation tissue decease. Without foliage transpiration, some of the sun 's energy is absorbed becoming heat, increasing the leaf' s temperature.

This phenomenon allows to detect the hydro stress through change of vegetation 's temperature using AVHRR-NOAA satellite images (thermal spectrum) and its correlation with the vegetation cover (nearly visible and infrared spectrum).

Between 2003 and 2005 10 hydro stress regional maps were made, which five ones were in 2005 and are entailed and validated with dates from five meteorological stations of Weather 's Foresight Center & Climates Studies of Brazilian Space Investigation National Institute (CPTEC-INPE).

Also, from the Hydrographic dos Sinos Basin 10 hydro stress maps were made relating to rain fall dates from Campo Bon Meteorological Station of Meteorology National Institute (INMET).

Results show disparity on hydro stress distribution as many on regional level (Rio Grande do Sul (RS)) as on Hydrographic dos Sinos Basin, which permanent high or low levels zones of hydric stress, independent from rain fall values, and minimum and maximum hydro stress threshold, which indicate natural environment conditioning in the study area.

Key-words: Vegetation Hydric Stress - Geo-Environmental Conditioners - Remote Sensing Techniques.

² **Master Thesis ins Environment Management**

Universidade Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS

Programa de Pós Graduação em Geologia – PP GEO

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	15
2.1 Evapotranspiração, temperatura e <i>stress</i> hídrico.....	15
2.2 Condicionantes Ambientais	20
2.2.1 Temperatura, radiação solar e condicionantes atmosféricas	20
2.3 Detecção, Estimativa e Mapeamento do <i>stress</i> hídrico.....	22
2.3.1 Métodos de detecção de <i>stress</i> hídrico	23
3 OBJETIVOS E ÁREA DE ESTUDO	36
3.1 Objetivos.....	36
3.1.1 Objetivo principal	36
3.1.2 Objetivos específicos.....	36
3.2 Área de Estudo.....	37
3.2.1 Área de Estudo Geral.....	37
3.2.2 Área de estudo específica	39
4 MÉTODO E TÉCNICAS.....	43
4.1 Método	43
4.2 Pré-processamento de Imagens	45
4.2.1 Calibração.....	45
4.2.2 Correção Geométrica e Georreferenciação.....	47
4.3 Estimativa de Cobertura Vegetal (Pv).....	49
4.4 Estimativa da Emissividade (ϵ) e temperatura de Superfície (Ts).....	50
4.5 Diagnóstico do <i>stress</i> hídrico da vegetação.....	52
4.6 Estimativa da umidade do solo.....	53
4.7 Análises de condicionantes geoambientais do <i>stress</i> hídrico da vegetação.....	54
5 MATERIAIS UTILIZADOS	56
6 ANÁLISE DOS RESULTADOS	61

6.1 Análise da distribuição espacial de TVDI no Estado do Rio Grande do Sul	61
6.2 Distribuição espacial e variações anuais de TVDI na BHRS	71
6.3 Umidade dos solos.....	76
6.4 Condicionantes ambientais	78
7 CONCLUSÕES.....	81
REFERÊNCIAS	ERRO! INDICADOR NÃO DEFINIDO.

1 INTRODUÇÃO

A água é um elemento fundamental e indispensável para a vida. No solo é a substância mais abundante de nosso planeta, e no corpo humano também. Esteve presente na origem do Sistema Solar - quando sua presença permitiu que o gás e o pó cósmico originário se esfriassem o suficiente para condensar-se e formar o sol há uns seis mil milhões de anos - e desde então cumpriu um papel insubstituível no desenvolvimento e evolução das espécies na Terra, pois é parte fundamental dos seres vivos e a base de todos seus processos vitais.

Apesar disto parece que, como espécie, não é consciente da importância que este elemento tem para nossa vida e a dos demais seres do nosso planeta. A maioria dos sistemas costeiros e de água doce está sendo ameaçada pelas atividades humanas, submetidos a sobre exploração pesqueira, a perda e degradação de seus habitat, a introdução de espécies invasoras, a contaminação sistemática e a interrupção do curso natural dos rios.

Para agravar ainda mais a situação, os impactos da mudança climática se faz e se fará sentir com especial rigor na distribuição e disponibilidade dos recursos hídricos a nível local, regional e mundial.

A escassez de água gerará no futuro graves problemas a ecossistemas, populações e sociedades. Estima-se que para o ano 2025 cerca de 1.800 milhões de pessoas habitarão em países ou regiões com escassez absoluta de água, e dois terços da população mundial poderá viver em condições de tensão hídrica. Só no último século o consumo de água aumentou seis vezes mais, enquanto que a população mundial somente triplicou.

Um dos fatores determinantes deste futuro provável é o atual processo de aquecimento global, que está produzindo uma modificação significativa nos sistemas climáticos e o ciclo hidrológico a nível mundial, afetando a disponibilidade de água superficial, a umidade dos solos e a recarga de águas subterrâneas.

Este estado de coisas obriga o desenvolvimento de ferramentas que permitam avaliar de maneira rápida e de baixo custo a distribuição e disponibilidade dos recursos hídricos, possibilitando a correta avaliação e gestão dos mesmos, com uma ênfase fundamental em três aspectos principais: equidade, eficiência e sustentabilidade ambiental.

Um parâmetro que pode ser utilizado para realizar um diagnóstico rápido da disponibilidade de recursos hídricos em um sistema é o estado hídrico da vegetação. O desenvolvimento de missões de satélite para avaliação de recursos naturais constitui uma grande oportunidade de gerar contribuições nesse sentido.

A partir da utilização de imagens de satélite e sistemas de informação geográfica – SIG, a abrangência e aplicabilidade da estimativa do *stress* hídrico da vegetação para monitoramento e a análise espacial deste fenômeno bem como a aplicação dos resultados no planejamento e gerenciamento ambiental, aumentam significativamente.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

São a seguir apresentados os fundamentos teóricos a respeito da transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera, bem como o conceito de *stress* hídrico (SH) e seus efeitos sobre a vegetação, as relações do mesmo com a umidade dos solos, com também as técnicas de sensoriamento remoto (SR) utilizadas para a sua detecção e avaliação.

2.1 Evapotranspiração, temperatura e *stress* hídrico

A transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera é um dos componentes do balanço hídrico superficial, ocorrendo através dos processos de transpiração vegetal (T) e de evaporação direta (Ev) a partir do solo e cobertura vegetal.

A Ev é o processo de difusão, através do qual a água disponível na superfície terrestre, tanto armazenada no solo como em reservatórios livres (ou abertos), passa do estado líquido para o gasoso, incorporando-se à atmosfera na forma de vapor.

A expressão analítica que descreve este processo é fornecida pela 1ª lei de Fick (1) (Rivas 2004):

$$Ev = k_E \cdot U \cdot (e_s - e_a) \quad (1)$$

Onde:

Ev = Evaporação máxima;

k_E = eficiência de transporte vertical de vapor d água;

U = turbulência gerada pelo vento; e

$(e_s - e_a)$ = déficit de pressão de vapor (VPD em inglês) entre a superfície e o ar.

A evaporação máxima (Ev) pode também ser determinada através de tanques de evaporação, para os quais se conhece a variação de volume de água em determinado intervalo de tempo, como indicado em (2):

$$E_v = P - (V_i - V_f) \quad (2)$$

Onde:

P = precipitação (mm), no intervalo de tempo Δt ; e

V_i e V_f = lâminas d água (mm) inicial e final no tanque, respectivamente.

Por sua vez, a transpiração dos seres vivos, predominantemente representada pela cobertura vegetal, corresponde ao processo de transferência de água para atmosfera através de células superficiais, as quais respondem à fisiologia vegetal e ao condicionamento ambiental, restringindo ou facilitando o movimento d água.

A transpiração vegetal ocorre através de células epidérmicas, principalmente nas folhas (Figura 1), denominados estômatos (transpiração estomática), os quais exercem uma função reguladora da transpiração e do intercâmbio de gases com a atmosfera. Assim, a abertura dos estômatos controla a transpiração vegetal (Glosario de fisiologia vegetal... 2006).

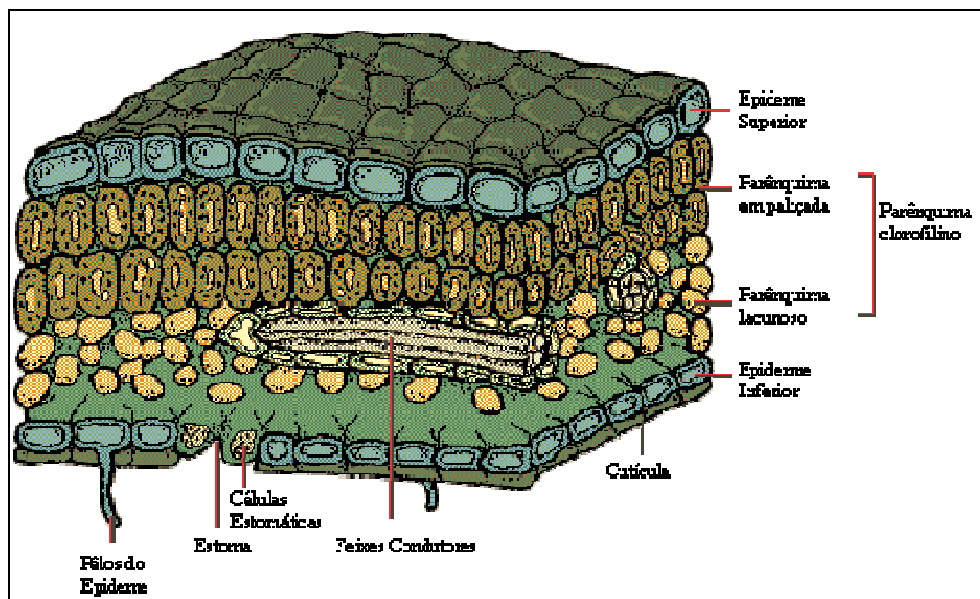


Figura 1: Estrutura do tecido vegetal. Fonte: Fundamentos Teóricos para Técnicas Laboratoriais... Leite (2007)

Os processos de transpiração e intercâmbio gasoso, como a liberação de oxigênio e absorção de dióxido de carbono, ocorrem simultaneamente à fotossíntese, a qual fornece energia e propicia o crescimento vegetal. Para que o dióxido de carbono penetre nas folhas, os estômatos devem estar abertos, o que possibilita simultaneamente a liberação de vapor d água do interior da folha para a atmosfera. Este processo é controlado pelo gradiente de pressão de vapor.

A abertura e o fechamento dos estômatos são controlados por células oclusivas, as quais respondem às mudanças de turgência, estas últimas provocadas pelo movimento d água no interior do tecido vegetal. As células oclusivas fecham-se quando há disponibilidade de água, momento em que perdem a turgência, ocorrendo o inverso para a escassez hídrica. Diversos fatores ambientais concorrem para a abertura e o fechamento dos estômatos, entre os quais a umidade do ar, o SH, a concentração de dióxido de carbono, a temperatura e a luz incidente.

Para manter o fluxo de água sem que se produza desidratação, as plantas requerem um aporte hídrico contínuo a partir do solo, o qual deve compensar as perdas através da transpiração estomática das folhas, as quais são submetidas a uma forte demanda evaporativa devida aos fluxos de radiação eletromagnética (solar e térmica) e de ar seco e quente.

O aporte hídrico para a vegetação se produz através de um sistema complexo de captação e transporte através do sistema solo - planta - atmosfera e suas interações (Figura 2).

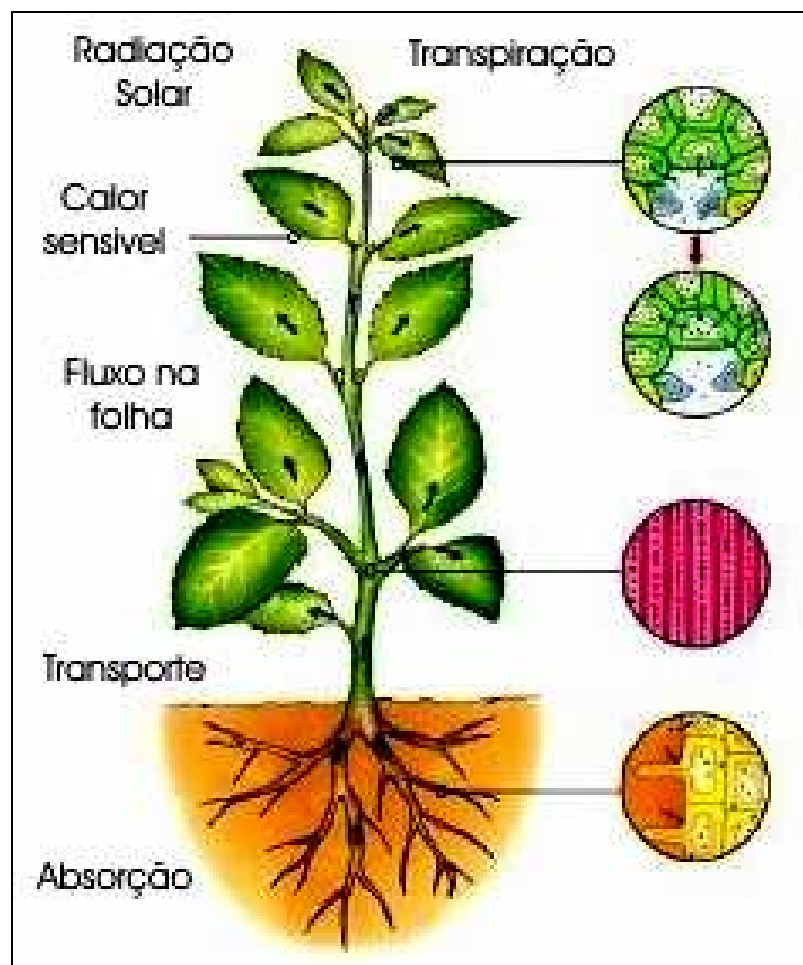


Figura 2: Sistema solo – planta – atmosfera. Fonte: Adaptado de Rivas (2004)

De forma genérica, pode ser feita uma analogia deste sistema com reservatórios interconectados, sendo que os déficits nos reservatórios intermediário e final (vegetação e atmosfera) resultam em retirada de água do reservatório inicial (solo). Havendo qualquer alteração do abastecimento de água do solo, ou modificação da demanda atmosférica, a qual provoque um transporte hídrico insuficiente, haverá danos ao tecido vegetal.

Sempre que ocorre a transpiração estomática surge um pequeno déficit hídrico, ou seja, uma diminuição de potencial na superfície das folhas, a qual provoca o fluxo de água no tecido vegetal no sentido da superfície foliar. A situação de SH só é caracterizada quando o potencial hídrico decresce ao ponto de afetar negativamente os processos fisiológicos. A Figura 3 retrata o efeito do SH prolongado nas folhas, mostrando danos permanentes ao tecido vegetal.



Figura 3: Danos permanentes ao tecido vegetal causado por *stress* hídrico prolongado. Fonte: Elaborado pelo autor

As causas que podem conduzir a um baixo potencial hídrico na superfície foliar, segundo Sepulcre Cantó (2005) são as seguintes:

- Reduzido potencial hídrico do solo, devido ao baixo teor de água e/ou elevado teor de sais na solução dos solos;
- Alta demanda de evaporação; e

- Alta resistência ao fluxo d água no solo ou vegetação, o que pode ser devido ao tipo de solo, uso inadequado do mesmo ou enfermidades da vegetação.

Em zonas de bom aporte de águas subsuperficiais, a situação de SH pode ocorrer em períodos curtos durante o dia (algumas horas), em resposta a demanda de evaporação. Por sua vez, as situações de SH com longa duração devem estar associadas ao esgotamento progressivo da água solo.

A resposta fisiológica imediata ao estado de SH é o fechamento dos estômatos, como forma de evitar o ressecamento e a morte da vegetação em condições ambientais adversas. Entretanto, havendo o fechamento dos estômatos, diminui automaticamente o intercâmbio gasoso e o fluxo de CO₂ para o interior das folhas, reduzindo a assimilação deste último e o processo de fotossíntese. Ainda, com o fechamento dos estômatos, uma parte da energia incidente absorvida deixará de se transformar em calor latente através da transpiração, o que produziria uma diminuição da temperatura da superfície foliar.

Assim, ao diminuir a disponibilidade de água no solo, e conseqüentemente a transferência de água dos mesmos até as folhas, a transpiração estomática se reduz e a temperatura das folhas aumenta. Assim, devido à absorção da radiação solar incidente, quanto menor a quantidade de água transpirada, maior será o aquecimento das folhas em relação ao ar (JACKSON, 1982).

Ainda que outros elementos possam ser considerados para a medida dos níveis reais de SH, a temperatura da vegetação (Tv) é o mais importante fator a ser considerado, sendo preponderante na avaliação deste fenômeno (*United State Water Conservation Laboratory – USWCL*, 2006). Esta fundamentação física sustenta o desenvolvimento dos métodos de detecção do SH da vegetação com aplicação de técnicas de sensoriamento remoto.

Os processos de evaporação e transpiração são avaliados de forma conjunta, denominando-se então como “Evapotranspiração” (ET), correspondendo este fenômeno a aproximadamente 2/3 da precipitação total mundial. Portanto, a avaliação adequada deste fenômeno é um fator-chave para avaliação e o planejamento do uso sustentável dos recursos hídricos em âmbito regional (Schirmbeck *et al.* 2005). A evapotranspiração (ET) é induzida principalmente pela ação da energia proveniente do sol, influenciando também, ainda que em menor grau, a umidade a umidade relativa do ambiente, a temperatura do ar e a velocidade do vento.

2.2 Condicionantes Ambientais

Analisa-se a seguir o condicionamento ambiental do processo de evapotranspiração, principalmente em relação aos fatores meteorológicos relevantes no estudo dos fenômenos físicos de interação matéria-energia, os quais fundamentam a aplicação das técnicas de sensoriamento remoto utilizadas no presente estudo.

2.2.1 Temperatura, radiação solar e condicionantes atmosféricas

A temperatura da cobertura vegetal (T_c), considerando que a mesma está diretamente relacionada ao fluxo de calor latente no processo de evapotranspiração (ET), é o fator mais importante ser analisado (RIVAS, 2004). O condicionamento meteorológico, por fornecer a energia disponível para evaporação da água, tem papel fundamental neste processo (ALLEN *et al.*, 1998).

A energia ambientalmente disponível promove o aquecimento da água, devido ao aumento da energia cinética e dos choques entre as partículas, de forma que algumas moléculas com maior velocidade de movimento ultrapassam o limite líquido-gás, convertendo-se à forma de vapor. O processo de vaporização retira a água líquida da superfície terrestre e a libera para a atmosfera na forma de vapor, gerando perda de calor e o esfriamento da superfície de onde a água foi retirada (RIVAS, 2004).

A radiação solar é a principal fonte de energia neste processo, sendo que a quantidade potencial de radiação que chega à superfície terrestre é determinada pela localização geográfica e pela época do ano. Assim, devido à variação da posição solar em relação a superfície terrestre, a radiação potencial é diferente para distintas latitudes e estações do ano. Além disto, a radiação real que atinge a superfície terrestre está condicionada pela transparência atmosférica e pela presença de nuvens, uma vez que estas refletem e absorvem parte importante da radiação (CHUVIECO, 2002).

Portanto, nem toda a energia solar disponível é utilizada diretamente no processo de ET, pois parte da mesma é absorvida pela atmosfera ou promove então o aquecimento do

solo. Por outro lado, a temperatura do ar, fator condicionante da ET, é também resultante do calor radiante emitido pela superfície do solo e pela energia absorvida pela própria atmosfera. Por outro lado, a umidade relativa do ar, a qual varia em função da temperatura do mesmo, é outro fator condicionante ET, pois a diferença entre a pressão de vapor d água entre a superfície e o ar circundante é fator determinante da transferência de vapor d água de um sistema a outro.

Verifica-se assim, que há uma interação complexa entre os fatores ambientais envolvidos no processo de ET. Assim, solos de regiões secas e quentes, com eventual disponibilidade de água elevada, devido a abundância energética e a alta demanda evaporativa da atmosfera, deverão apresentar elevados valores de ET. Este comportamento, devido a redução do SH em locais de maior disponibilidade de água do solo, pode ser utilizado para a detecção de zonas descarga de aquíferos em regiões áridas.

Por sua vez, em regiões tropicais úmidas, apesar da abundância energética, a evapotranspiração (ET) é baixa devido à elevada umidade do ar, o qual encontra-se próximo do seu ponto de saturação, portanto com baixa demanda evaporativa. O vento exerce também um papel importante no fenômeno de ET, pois o ar situado sobre a superfície evaporante tende a saturação progressiva do ar com vapor d água, reduzindo paulatinamente a demanda atmosférica e a taxa de evapotranspiração, a menos que seja substituído por ar mais seco.

Em climas áridos e quentes, devido ao ar seco e a abundância de energia disponível, esta tanto através da radiação solar como do calor latente, há uma alta demanda evaporativa da atmosfera. Nestas condições, o ar pode armazenar grandes quantidades de vapor d água, enquanto o vento pode renovar as camadas superficiais com ar mais seco, mantendo-se assim a demanda evaporativa da atmosfera. Por sua vez, em climas úmidos, devido a alta umidade do ar e a presença habitual de nuvens, há uma redução das taxas de evapotranspiração (ET). Na Figura 4 observa-se o efeito do vento para estas duas condições climáticas citadas.

Para condições áridas o aumento da demanda evaporativa é maior, enquanto para climas úmidos, uma vez que todo o ar está relativamente saturado de vapor d água, há apenas um pequeno aumento da ET com a velocidade do vento. Assim, a velocidade do vento terá maior influência sobre a demanda evaporativa em zonas áridas, onde pequenas variações de velocidade podem ocasionar significativas variações da demanda hídrica do ar.

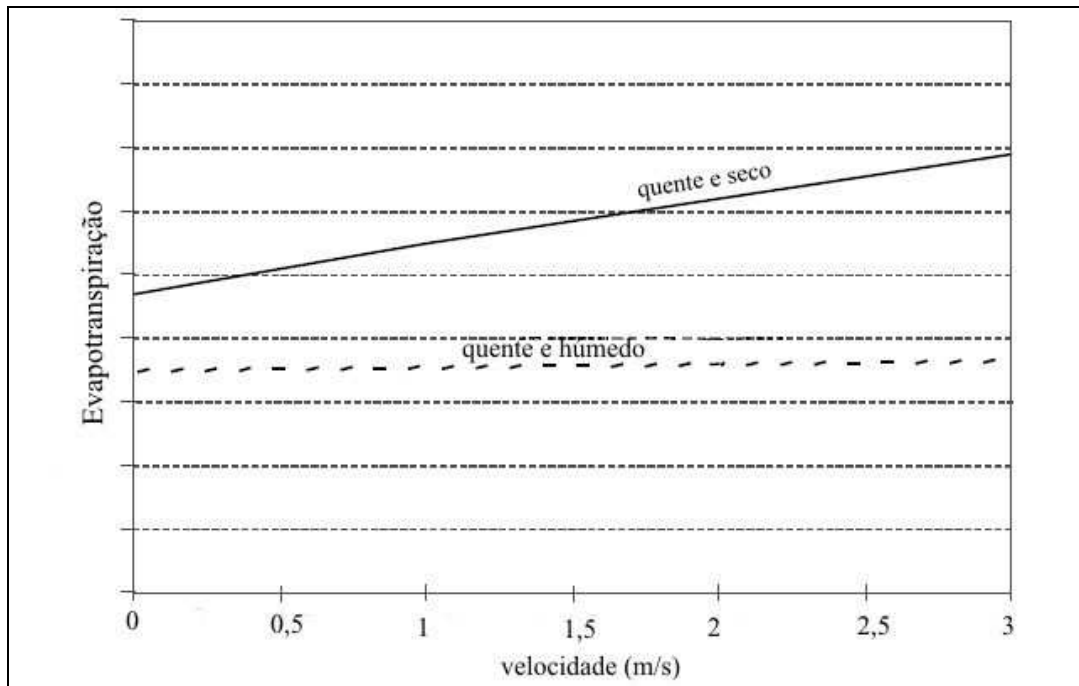


Figura 4: Efeito da velocidade do vento sobre a demanda evaporativa do ar em climas quentes, áridos ou úmidos. Fonte: Adaptado de Allen *et al.* (1998)

Outros fatores que condicionam as taxas de evapotranspiração são a pressão atmosférica (P), o calor latente de vaporização (λ) e a constante psicrométrica. Uma descrição detalhada destes fatores se encontra em Allen *et al.* (1998). Assim, verifica-se que inúmeros fatores concorrem para o aumento ou decréscimo das taxas de ET, os quais, embora não sejam avaliados individualmente, contribuem de forma integrada e interdependente para o fenômeno da evapotranspiração.

2.3 Detecção, Estimativa e Mapeamento do *stress* hídrico

Com o intuito de mostrar o avanço tecnológico ao longo do tempo, apresentam-se a seguir diferentes métodos de detecção de SH, principalmente o desenvolvimento dos sensores de infravermelho e as missões espaciais. São analisados alguns dos principais trabalhos nesta área, comentando-se suas linhas fundamentais, bases teóricas e contribuições práticas.

2.3.1 Métodos de detecção de *stress* hídrico

Inúmeros estudos foram desenvolvidos sobre da transferência de calor da vegetação para o ambiente e as implicações deste processo. As primeiras medidas de temperatura do dossel vegetal, segundo Ehlers (1915 *in* Jackson, 1982), foram realizadas por Rameaux e publicadas em 1843 com o título *Des températures vegetales* no anuário da Associação Francesa de Ciências Naturais, Botânica e Biologia.

Durante a primeira metade do século XX, a maioria dos estudos indicava que a temperatura das folhas (T_f) era sempre superior à temperatura do ar (T_a) imediatamente acima do dossel vegetal. Neste sentido, um dos primeiros trabalhos comparativos entre T_f e T_a , publicado por Askenasy (1875 *in* Ansarii & Loomis 1959), registra temperaturas das folhas finas 4 a 5 °C acima do ar circundante, enquanto para folhas grossas cita diferenças de até 20 °C acima de T_a .

Ansarii y Loomis (1959), utilizando termo-cúpulas e potenciômetros, realizaram medidas e análises comparativas entre T_f e T_a , encontrando que as folhas estavam sempre mais quentes que o ar.

Aparentemente, Miller & Saunders (1923 *in* Jackson 1982), com base em uma grande variedade de medidas da vegetação em condições naturais, foram os primeiros a indicar que as folhas poderiam apresentar valores de T_f inferiores a T_a . Estes autores citam que fatores ambientais como o déficit de pressão de vapor (DVP), radiação incidente e a velocidade do vento, poderiam ser responsáveis pelas diferenças de temperatura de vegetação.

Jackson (1977) utilizou a diferença de temperatura entre T_c y T_a como índice do estado hídrico dos cultivos, relacionando-o com a produtividade e as necessidades hídricas das plantas.

Atualmente aceita-se que T_c pode ser maior ou menor que T_a , dependendo dos fatores ambientais, a maior parte dos quais são especificados por Jackson (1982).

Uma vez identificado e aceito o condicionamento ambiental da temperatura da vegetação, durante a segunda metade do século XX inúmeros estudos foram realizados utilizando T_c como indicador direto do estado hídrico e nível de *stress* da vegetação (Gates

1964b y Wiegand & Namken 1966 in Jackson 1982, Jackson 1977, Idso *et al.* 1977, Idso *et al.* 1981, Jackson *et al.* 1981, Jackson 1982).

Outros autores compararam medidas de Tc de diferentes coberturas com °T de cultivos plenamente irrigados (Clawson & Blad 1982 y Berliner *et al.* 1984 in Sepulcre Cantó *et al.* 2006; Pinter & Reginato 1982), obtendo índices relativos de SH a partir desta diferença.

Muitos dos estudos mencionados utilizaram instrumentos como termo-cúpulas ou termômetros de mercúrio de bulbo úmido para a medição de Tf, os quais não permitiam uma medida precisa de Tc. Foi com o desenvolvimento de instrumentos de medida de radiação emitida, como também os termômetros de infravermelho, que houve um considerável progresso nos estudos de SH através de técnicas de sensoriamento remoto (SR), realizando-se a medida direta de Tc ao invés da medida de Tf.

Os termômetros IR são instrumentos que permitem a medida da °T radiométrica da superfície sem contato com a mesma, relacionando a radiação emitida (R) com a °T através da lei dos corpos negros de Stefan-Boltzmann a seguir indicada:

$$R = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3)$$

Onde:

ε = emissividade da superfície

σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,674 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), com R em unidades de W m^{-2} .

Por sua vez, com as missões espaciais com satélites providos de sensores IR (i.e. LANDSAT, AVHRR, MODIS), estes trabalhos de pesquisa tiveram um impulso ainda maior, fornecendo ainda informações sobre a distribuição espacial dos parâmetros físicos da superfície terrestre.

As técnicas de sensoriamento remoto, através da análise espectral, permitiram obter uma visão sinótica requerida por uma ampla variedade de estudos ambientais (López Barajas 2006). Além disto, a resolução temporal de alguns destes satélites como os NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) e das imagens obtidas pelo sensor AVHRR

(*Advanced Very High Resolution Radiometer*), facilitou os estudos dinâmicos regionais (Sausen 2006).

Monteith & Szicz (1962 *in* Jackson 1982) foram os primeiros a utilizar sensores térmicos na região do infravermelho para determinar a temperatura das plantas. A partir do balanço de energia em superfície, elaboraram uma teoria a respeito da temperatura de superfície, da resistência estomática e da transpiração vegetal, obtendo uma relação entre a diferença da temperatura do ar e da superfície vegetal com a radiação incidente, o gradiente de pressão de vapor e a resistência aerodinâmica do cultivo. Nesta mesma época, Tanner (1963 *in* Sepulcre Cantó 2005) avaliou o SH de plantas sob diferentes regimes hídricos, utilizou sensores de infravermelho para medidas de temperatura da vegetação.

Neste mesmo sentido Idso *et al.* (1981), como também Pinter & Reginato (1982), obtiveram um índice empírico de *stress*, denominado *Crop-Water-Stress-Index* (CWSI), a partir dos valores de temperatura e déficit de pressão de vapor (DVP). Segundo estes autores, a relação $T_c - T_a$ versus VPD, para cultivos plenamente irrigados, da origem à denominada “linha base”, a qual indica a não existência de SH, expressa pela relação abaixo.

$$(T_c - T_a) = a + (b \cdot DVP) \quad (4)$$

Onde:

a = intersecção com as ordenadas para $VPD = 0$

b = coeficiente de regressão linear (declividade de $T_c - T_a$ com VPD) conforme Yuan *et al.* (2002).

Posteriormente, Idso (1982) relacionou a diferença ($T_c - T_a$) com VPD, identificando a variabilidade ambiental como fator importante nesta relação. Este autor sugeriu ainda que os valores mais elevados de ($T_c - T_a$) correspondiam às plantas com maior déficit hídrico, enquanto aos valores mais baixos correspondiam às plantas bem regadas.

Entretanto, este método empírico não explica a influência da radiação incidente e da velocidade do vento. Verificou-se também que a linha base varia entre diferentes espécies vegetais e também entre as estações de medida (Wang *et al.* 2005).

Jackson *et al.* (1981) demonstraram a existência de uma relação direta entre VPD y ($T_c - T_a$), propondo um modelo teórico mais complexo. Estes autores, a partir da lei de conservação da energia, obtiveram uma expressão vinculando, entre outros parâmetros, a resistência da cobertura vegetal a transpiração e a sua resistência aerodinâmica.

O balanço de energia na superfície, segundo Brutsaert (1982), pode ser descrito pela equação unidimensional apresentada a seguir:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (5)$$

Onde:

G = Fluxo de calor no solo (Wm^{-2})

H = Fluxo de calor sensível a partir do solo (Wm^{-2})

λE = Fluxo de calor latente do ar (Wm^{-2})

λ = Calor de vaporização

Desconsiderando o fluxo de calor latente do solo, cujos valores são pequenos, Yuan *et al.* (2002), obtiveram a seguinte expressão:

$$(T_c - T_a)_{ll} = \frac{r_a(R_n - G)}{\rho c_p} \cdot \frac{\gamma(1 + r_{cp}/r_a)}{\Delta + \gamma(1 + r_{cp}/r_a)} \cdot \frac{VPD}{\Delta + \gamma(1 + r_{cp}/r_a)} \quad (6)$$

Onde:

r_a = Resistência aerodinâmica (sm^{-1}),

γ = Constante psicométrica ($6,6 \text{ kPa}^\circ\text{C}^{-1}$, Qiu *et al.* 1996 in Wang *et al.* 2005)

r_{cp} = Resistência a transpiração potencial ($s \cdot m^{-1}$).

ρc_p = Capacidade calórica do ar ($JK^{-1}m^{-3}$)

Δ = Declividade da curva temperatura vs. VPD ($Pa^\circ\text{C}^{-1}$)

As relações obtidas por estes autores estão expressas na Figura 5, onde os círculos representam o limite inferior para uma temperatura particular e um VPD máximo para esta mesma temperatura. Os números identificam las temperaturas para as quais as relações

lineares foram calculadas. O limite superior, representado pela linha horizontal com ordenada $(T_c - T_a) = 5$, foi calculado assumindo $r_a = 10 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ e $R_n = 600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Jackson *et al.* 1981).

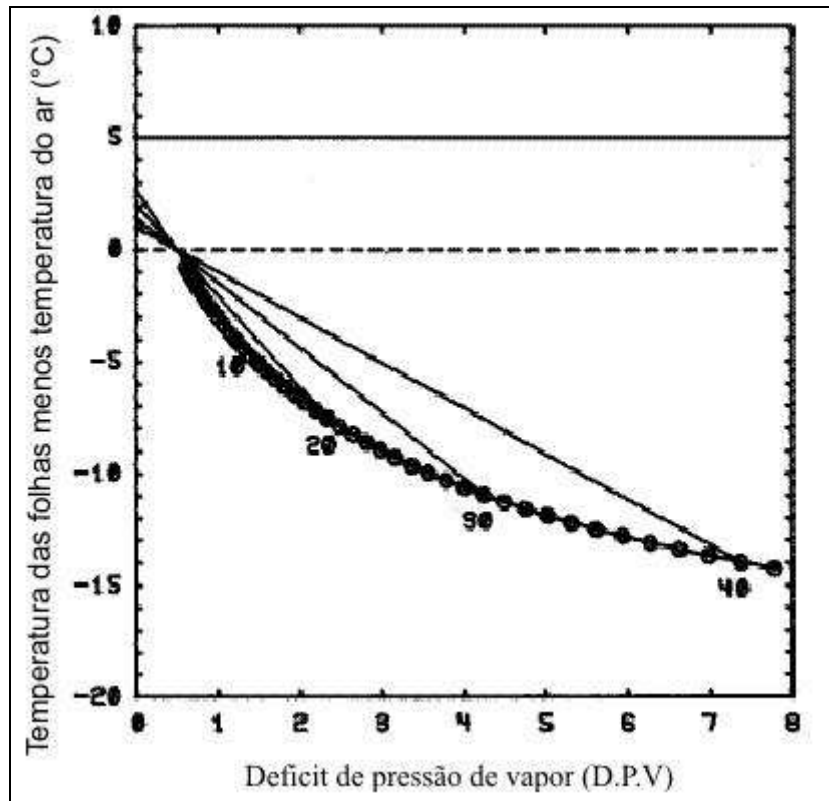


Figura 5: Limites superiores e inferiores de $(T_c - T_a) / \text{VPD}$. Fonte: Adaptado de Jackson *et al.* (1981)

Uma revisão do *Crop-Water-Stress-Index* (CWSI) é proposta por Jackson *et al.* (1988), os quais citam que a pressuposição de que fundamentalmente o calor sensível e o calor latente têm origem a partir da vegetação, o que implica assumir que o solo não contribui significativamente para os termos H e λE . Isto, além de teoricamente não ser válido, ainda introduz pequenas alterações de cálculo. Neste sentido, com vistas a obter valores de cálculo mais aproximados da realidade, estes autores propõem uma modificação da equação (6), considerando que G é igual a **0,1 de R_n** , resultando $R_n - G = 0,9 \cdot R_n$ ou $R_n - G = I_c \cdot R_n$, de modo que a equação (6) fica reduzida a:

$$I_c \cdot R_n = H + \lambda E \quad (7)$$

Observando a equação (6) pode ver-se que o limite superior de $(T_c - T_a)$ ocorre quando a resistência a transpiração da cobertura vegetal (r_{cp}) tende ao infinito. Assim, esta equação pode ser reescrita na forma abaixo:

$$(T_c - T_a) = r_a (I_u - G) / \rho_{cp} \quad (8)$$

Para transpiração nula, quando r_{cp} tende a zero, a equação (6) pode ser escrita como segue:

$$(T_c - T_a) = (r_a (I_{cl} - G) / \rho_{cp}) \cdot (\gamma / \Delta + \gamma) - (VPD / (\gamma / \Delta + \gamma)) \quad (9)$$

Assim, as equações (8) y (9) definem os limites teóricos para os valores da diferença $(T_c - T_a)$. Entretanto, os limites teóricos podem não ser atingidos, pois coberturas vegetais com máxima disponibilidade hídrica deverão apresentar diferenças maiores que limite mais baixo, porque a maioria das plantas exibe certa resistência ao fluxo d água, inclusive quando a disponibilidade hídrica é ilimitada (Jackson *et al.* 1988). Devido a isso, sempre que necessário este fenômeno deverá ser contemplado através da consideração da resistência a evaporação potencial r_{cp} , substituindo-se o termo γ por $\gamma \cdot (1 + r_{cp} / r_a)$.

Finalmente o índice CWSI pode ser definido a partir da equação:

$$CWSI = (dT - dTi) / (dT_u - dTi) \quad (10)$$

Onde:

$$dT = (T_c - T_a)$$

dT_u é o limite superior de valores obtidos a partir de da diferença $(T_c - T_a)$, correspondendo à ausência de transpiração vegetal.

dTi é o limite inferior destes valores (vegetação com transpiração máxima).

Estes autores partem do pressuposto que, em condições ótimas de disponibilidade hídrica, T_c é sempre inferior a T_a . Além disto, consideram que, em situações de escassez de água no solo, a transpiração é reduzida e induz um aumento de T_c .

Concluindo seu trabalho, Jackson *et al.* (1981) apresentam CWSI como uma ferramenta promissora para a detecção de SH. Esta afirmação teve aceitação por inúmeros autores, como Vidal & Devaux-Ros (1995), Olufayo *et al.* (1996), Cárcova *et al.* (1998), Lacape *et al.* (1998), Alderfasi & Nielsen (2001), Al-Faraj *et al.* (2001), Orta *et al.* (2003), Yuan *et al.* (2002), Simsek *et al.* (2005). Outros autores, como O'Toole *et al.* (1984 in QIU *et al.* 2000), depois de comparar oito métodos diferentes concluíram que o CWSI é o melhor índice para a determinação de SH e do estado fenológico da vegetação.

Apesar da grande aceitação no meio técnico-científico, o desenvolvimento teórico do CWSI considera que as medidas de Tc obtidas correspondem à parcelas da superfície terrestre completamente cobertas por vegetação, o que representa uma limitação da aplicação deste método. Com vistas a permitir o uso da teoria do CWSI em áreas parcialmente vegetadas, Moran *et al.* (1994) desenvolveram o índice *Water Deficit Index* (WDI) para estimar o estado hídrico relativo da superfície, combinando para isso índices espectrais da vegetação com medidas da temperatura superficial.

Do ponto de vista teórico, o WDI está relacionado com o quociente entre a evapotranspiração real (ETr) e a evapotranspiração potencial (ETo). Na prática, os cálculos são executados combinando valores de Tc e da refletância da superfície (R) obtidos por SR, com dados meteorológicos de campo (Moran *et al.* 1994).

O espaço (Tc-Ta) vs. (Pv), ou porcentagem de cobertura vegetal, da origem a um trapezóide (Figura 6) limitado pelas condições extremas:

- Máxima cobertura vegetal e máxima disponibilidade de água (vértice 1)
- Máxima cobertura vegetal e nula disponibilidade de água (vértice 2)
- Solo nu úmido, ou na capacidade de campo (vértice 3)
- Solo nu seco (vértice 4)

O cálculo de WDI é dado por:

$$\text{WDI} = (\text{dT} - \text{dTL13}) / (\text{dTL24} - \text{dTL13}) \quad (11)$$

Uma vez que o WDI considera a ET, ou seja tanto a evaporação (Ev) da superfície do solo como a transpiração vegetal (T), este índice pode ser interpretado como uma medida da

quantidade de ET real em relação a evapotranspiração potencial (ET_o), sendo expresso pela equação a seguir (USWCL, 2006):

$$\text{WDI} = 1 - ET / ET_o \quad (12)$$

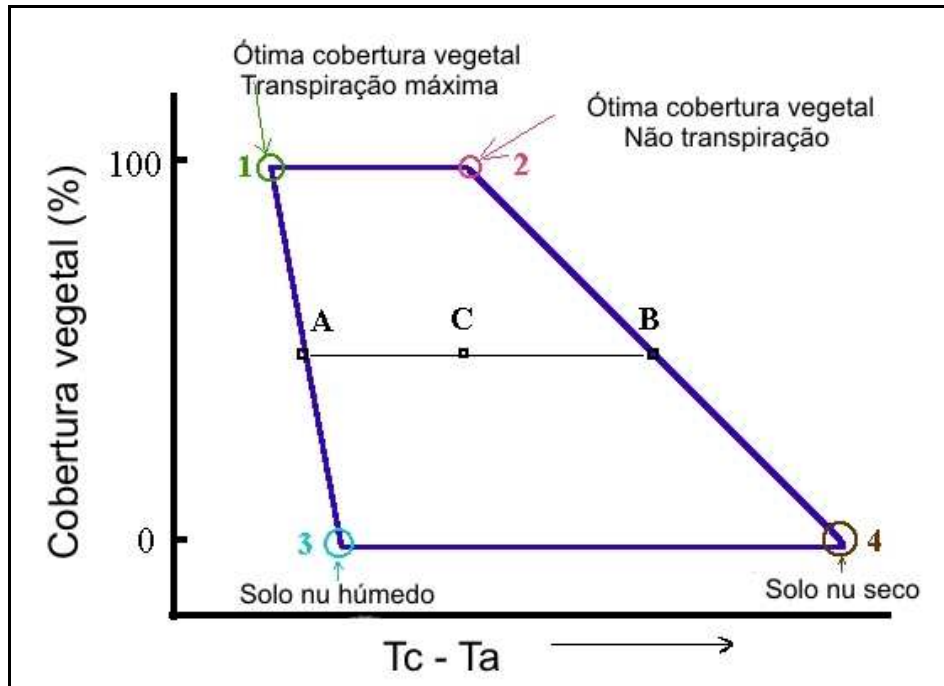


Figura 6: Relação Pv vs. Tc – Ta. Fonte: Adaptado de Moran *et al.* (1994)

Os vértices 1 e 2 são similares aos limites superior e inferior definidos para CWSI, sendo estimados pelas mesmas técnicas. A porção inferior do trapezóide define a linha do solo nu, linha de solo nu, a qual varia desde a condição de máxima disponibilidade de água (vértice 3) até o limite de solo seco (vértice 4).

Estes pontos podem ser também calculados através do balanço de energia em superfície. O cálculo dos termos de resistência a evapotranspiração necessita ser rigoroso, particularmente no caso do solo nu seco, pois a pressuposição de estabilidade atmosférica é em geral inválida e pode introduzir erros significativos (USWCL, 2006).

Embora o WDI possa ser utilizado para estimar ET, este índice não proporciona uma medida direta de SH, pois o mesmo varia tanto em função de Ev como de T. Os valores de WDI, para Pv de 50%, podem variar entre 0 e 0,5, embora T esteja permanentemente próximo ao máximo, desde que ocorram parcelas de solo seco.

Clarke (1997) estabeleceu um método de trabalho para determinar os extremos do trapezóide, consistindo na obtenção de valores de temperatura superficial de áreas de solo nu úmidas ou secas, os quais permitem definir os vértices 3 e 4. Além disto, se a imagem dispõe de uma área irrigada totalmente vegetada, isto permite definir o vértice 1. Finalmente, o vértice 2 pode ser estimado através de medidas de $^{\circ}\text{T}$ em um campo experimental em condições limites de SH.

Se não se dispõe de uma área em semelhante condição, os valores limite podem ser obtidos com um sensor de infravermelho, executando-se medidas de $^{\circ}\text{T}$ de folhas cortadas, realizando-se medidas de $(T_f - T_a)$ até que os valores desta diferença tornem-se assintóticos.

Uma vez definido os extremos do trapezóide, este pode ser dividido em três áreas, estas definidas pelas condições de solo e vegetação, quais sejam (Figura 7):

- Área I - Vegetação sem SH e solos com boa disponibilidade de água
- Área II – Inexistência de SH e solo seco
- Área III - Vegetação com algum grau de SH e solos completamente secos.

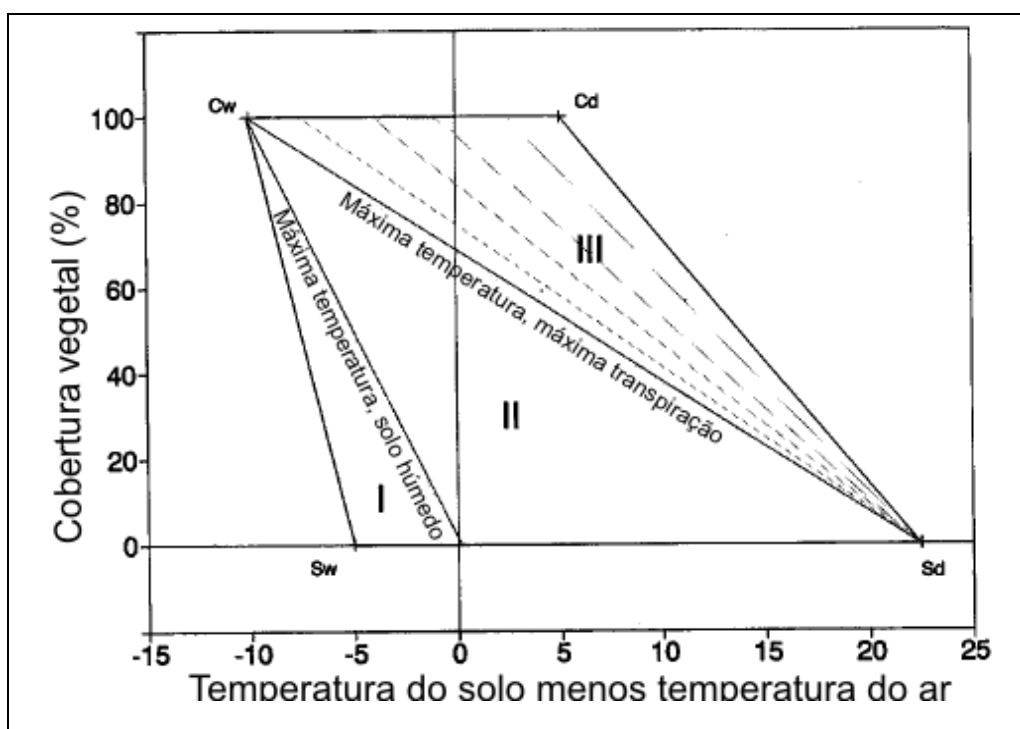


Figura 7: Trapézio definido a partir da relação Pv vs. $T_c - T_a$. Fonte: Adaptado de Clarke (1997)

Segundo Clarke (1997) a vegetação passa a experimentar algum SH quando WDI estiver na Área III, ou a direita e acima da linha que une os vértices 1 (Cw) e 4 (Sd).

Todos os métodos até aqui descritos, apesar da sua grande difusão, podem apresentar problemas para a sua aplicabilidade. Estes métodos necessitam de dados meteorológicos obtidos em estações terrestres, o que pode ser particularmente problemático em países com pouca infra-estrutura e poucos recursos para o controle contínuo de variáveis ambientais. Além disto, entre outros, fatores regionais como o relevo, altitude e orientação podem introduzir modificações consideráveis nos valores destes parâmetros.

Desta forma, principalmente para o estudo de áreas extensas como bacias hidrográficas, torna-se necessário um grande número e uma distribuição uniforme de estações terrestres para que se tenham resultados representativos.

Por este motivo, numerosos autores tentaram o desenvolvimento de modelos de SH a partir da utilização de índices de vegetação gerados pela combinação de bandas espectrais no infravermelho próximo (NIR) e no visível, como indicado na Figura 8. Estes métodos têm a vantagem de utilizarem diretamente a informação disponível nas imagens de satélite.

Um dos métodos mais difundidos é o *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), o qual, segundo Chen *et al.* (2005), tem sido utilizado com limitado sucesso por uma grande quantidade de autores como Carlson & Ripley (1997), Clarke (1997), Gillies *et al.* (1997), Kazmierczak (1996), Lambin & Ehrlich (1996), Myneni *et al.* (1997), Moran *et al.* (1994), Nemani & Running (1989), Sánchez & Cerrillo (1999).

A observação de Chen *et al.* (2005) tem sentido, pois apesar de útil para o cálculo da área vegetada, porcentagem de vegetação (Pv) e emissividade (ϵ), como citado por Carlson & Ripley (1997) e Valor & Caselles (1996), este método somente permite a detecção do SH da vegetação quando este se encontra avançado a ponto de afetar a estrutura vegetal e/ou a bioquímica foliar.

Assim, tanto este como outros métodos de combinação de bandas espectrais são incapazes de detectar SH enquanto não ocorra modificação da radiação refletida nas regiões espectrais do vermelho e infravermelho próximo (Pérez Priego, 2004).

Alguns autores como García (2004), Assad *et al.* (1996) e Kazmierczak (1996), indicam que o tempo de retardo para determinação de uma situação de SH a partir valores de NDVI pode chegar a 3 meses, tornando este índice inadequado para o monitoramento contínuo de SH, como pretende este trabalho.

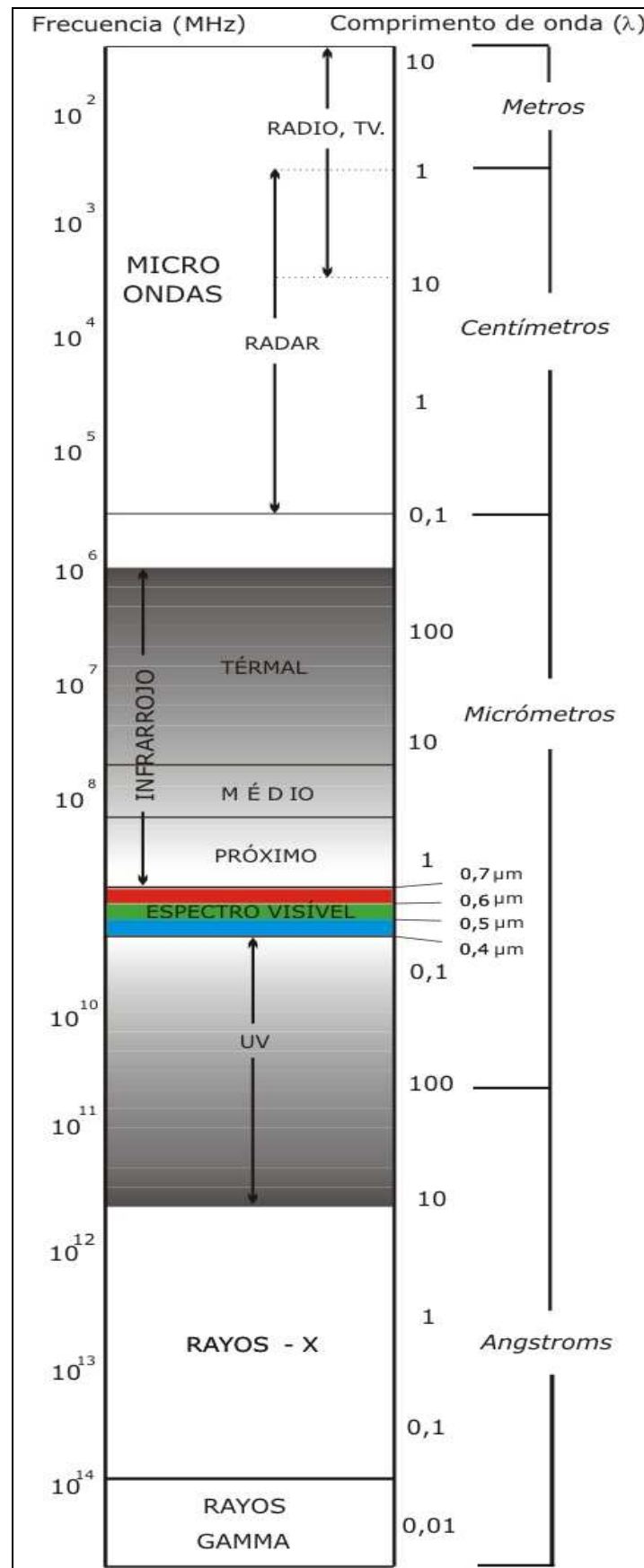


Figura 8: Espectro eletromagnético. Fonte: Elaborado pelo autor

Os limites ou vértices do triângulo correspondem a:

- Máxima transpiração (Max T - máximo NDVI e mínima Ts)
- Máxima evaporação (Max Ev - solo nu úmido e com mínima Ts)
- Evaporação nula (Inexistência de Ev – solo nu com alta Ts).

A linha que une Max T-No Ev define o limite seco no qual o valor de TVDI tende a 1, enquanto a linha Max T-Max Ev determina o limite úmido no qual TVDI tende a 0. Para um ponto NDVI x Ts próximo ao limite seco existirá uma mínima disponibilidade de água no solo, enquanto para um ponto próximo ao limite úmido disponibilidade de água será máxima.

O valor de TVDI é determinado por:

$$\text{TVDI} = (\text{Ts} - \text{Ts min}) / (\text{a} + \text{b} \cdot \text{NDVI} - \text{Ts min}) \quad (13)$$

Onde:

Ts = temperatura radiativa da superfície do píxel (k)

Ts min = mínima temperatura de superfície em toda a imagem considerada (k)

NDVI = valor de NDVI do píxel

“a” e “b” = parâmetros calculados a partir da relação entre NDVI e Ts, definida no triângulo da Figura 9.

3 OBJETIVOS E ÁREA DE ESTUDO

Apresentam-se a continuação dos objetivos deste trabalho, e uma breve descrição e caracterização da área de estudo.

3.1 Objetivos

Neste capítulo são apresentados os objetivos principais e específicos deste trabalho de pesquisa, a consecução dos quais se considera necessário para o êxito do mesmo.

3.1.1 Objetivo principal

- Caracterizar o *stress* hídrico da vegetação e déficit hídrico dos solos (umidade) no RS e, em particular, na Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos, utilizando dados gratuitos de livre acesso - e disponíveis através da internet - imagens de satélite de livre disponibilidade, e ferramentas de geoprocessamento e SIG.

3.1.2 Objetivos específicos

- Verificar a variação do TVDI ao longo de um ano e para diferentes estados hídricos da bacia hidrográfica.
- Verificar a precisão do TVDI para estimativa de *stress* hídrico e umidade dos solos.
- Analisar a variabilidade espacial e temporal de *stress* hídrico na bacia hidrográfica do Rio dos Sinos, colocando em relevância a potencialidade do uso de ferramentas de geoprocessamento para a análise de variáveis ambientais.

3.2 Área de Estudo

Neste capítulo se apresentam as áreas de estudo geral e particular, sua posição geográfica, e uma breve descrição e caracterização climática e morfológica das mesmas, por ser estes fatores de singular importância para o estudo de *stress* hídrico.

3.2.1 Área de Estudo Geral

Rio Grande do Sul é o estado mais meridional do Brasil. Está localizado entre os 27° e 33° graus de latitude sul e entre os 49° 30' e 56° 30' de longitude oeste. Limita ao norte com o Estado de Santa Catarina, ao leste com o Oceano Atlântico, ao sul com Uruguai e com Argentina ao oeste.

Com uma superfície total de 282.062 km² (aproximadamente 3% da superfície do Brasil) alberga cerca de 6% da população total do país. Sendo um Estado altamente industrializado e com amplos cultivos de irrigação (essencialmente arroz), a água constitui um recurso de sumo valor e submetido a uma alta demanda.

O clima é subtropical úmido, com invernos e verões bem definidos e chuvas distribuídas ao longo de todo o ano, ainda que os valores de precipitação sejam algo menor no verão, justamente quando a demanda d água é maior.

A presença de distintas unidades morfológicas é a responsável de que o relevo apresente consideráveis variações, com um planalto ao norte que supera os 1000 metros acima do nível do mar (manm), uma região deprimida no centro e centro-sul com valores próximos aos 100 manm, e planícies costeiras com altitudes próximas ao nível do mar em toda a região este que irriga o oceano Atlântico.

As quatro unidades morfológicas presentes no Rio Grande do Sul são o Planalto Norte-Riograndense (os planaltos e chapadas da Bacia do Paraná, o Planalto Meridional), a Depressão Central ou Periférica, o Escudo Sul-Rio-Grandense e a Planície Costeira (Figura 10).

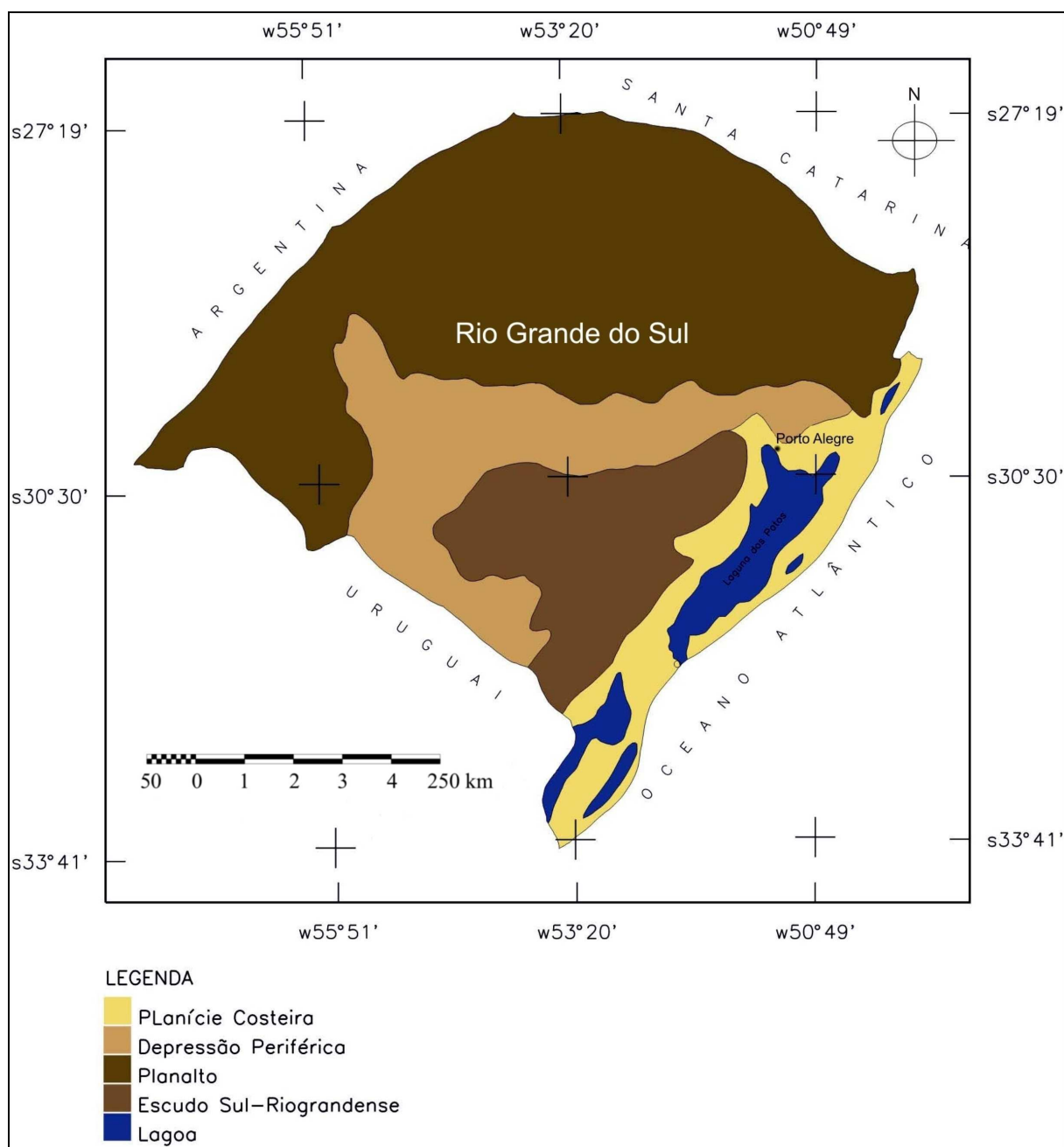


Figura 10: Mapa de unidades morfológicas no Rio Grande do Sul. Fonte: Adaptado de Vieira E.F. (1984)

O Planalto norte-riograndense (ou planalto meridional) localizado ao noroeste está formado por rocas basálticas originadas por atividade vulcânica durante a era mesozóica, e constituem a região mais agrícola do Estado gaúcho. Seu relevo, constituído por suaves ondulações, logo passa a escarpadas paredes verticais. Sua altitude média é de 950 manm.

A depressão central ou periférica, localizada no centro geográfico, possui uma altitude média inferior aos 100 manm, alcançando excepcionalmente valores próximos aos 300 manm

em lugares pontuais. Trata-se basicamente de uma larga faixa leste-oeste que constitui a bacia do rio Jacuí e seus afluentes.

Por outro lado o escudo riograndense - conhecido também como serras do sudeste - se encontra situado ao sul da depressão central e está conformado por rochas do período Pre-Cámbrico, o qual se encontra altamente erodido. Sua altura máxima apenas alcança os 600 manm, com valores médios próximos aos 400 manm.

Por último a planície costeira é uma larga faixa arenosa que corre de norte a sul por mais de 600 km, desde o Estado de Santa Catarina ao norte, até a República do Uruguai ao sul, com uma largura média de aproximadamente 20 km.

3.2.2 Área de estudo específica

A área de estudo específica é a BHRS localiza-se na porção nordeste do Rio Grande do Sul – Brasil (Figura 11), abrangendo 32 municípios e correspondendo a uma área de 3.820 km². Limita-se à Leste pela Serra Geral, a Oeste e a Norte pela Bacia Hidrográfica do Caí e ao Sul pela Bacia Hidrográfica do Gravataí.

A região caracteriza-se por um relevo variado, com cotas variando entre 3 m a 1005 m. O clima predominante é subtropical, com temperaturas médias anuais de 18 °C e uma precipitação média anual de 1567 mm, segundo dados da estação meteorológica de São Leopoldo para o período 1988 - 2003 (Schirmbeck *et al.* 2005).

A geologia da BHRS caracteriza-se por uma seqüência de estratos vulcânicos (basaltos) e sedimentários (arenitos eólicos) de origem Mesozóico, entre os que se encontram principalmente as formações Serra Geral e Botucatu, e em frações menos representativas as formações Pirambóia e Rio do Rasto.

À mencionadas se agregam Sedimentos Quaternários, originados pela degradação de alguma das formações anteriormente mencionadas e dispostos preferentemente no fundo dos vales da rede fluvial.

O principal corpo de água superficial da bacia é o Rio dos Sinos, situando-se suas nascentes na Serra Geral, no município de Caraá, a cerca de 600 m de altitude. Este rio flui no sentido Leste-Oeste até a cidade de São Leopoldo, onde inflecte para o sentido Norte-Sul, desembocando finalmente no delta do rio Jacuí entre as ilhas dos Marinheiros e das Garças a uma altitude de 12 manm percorrendo uma extensão de 190 km.

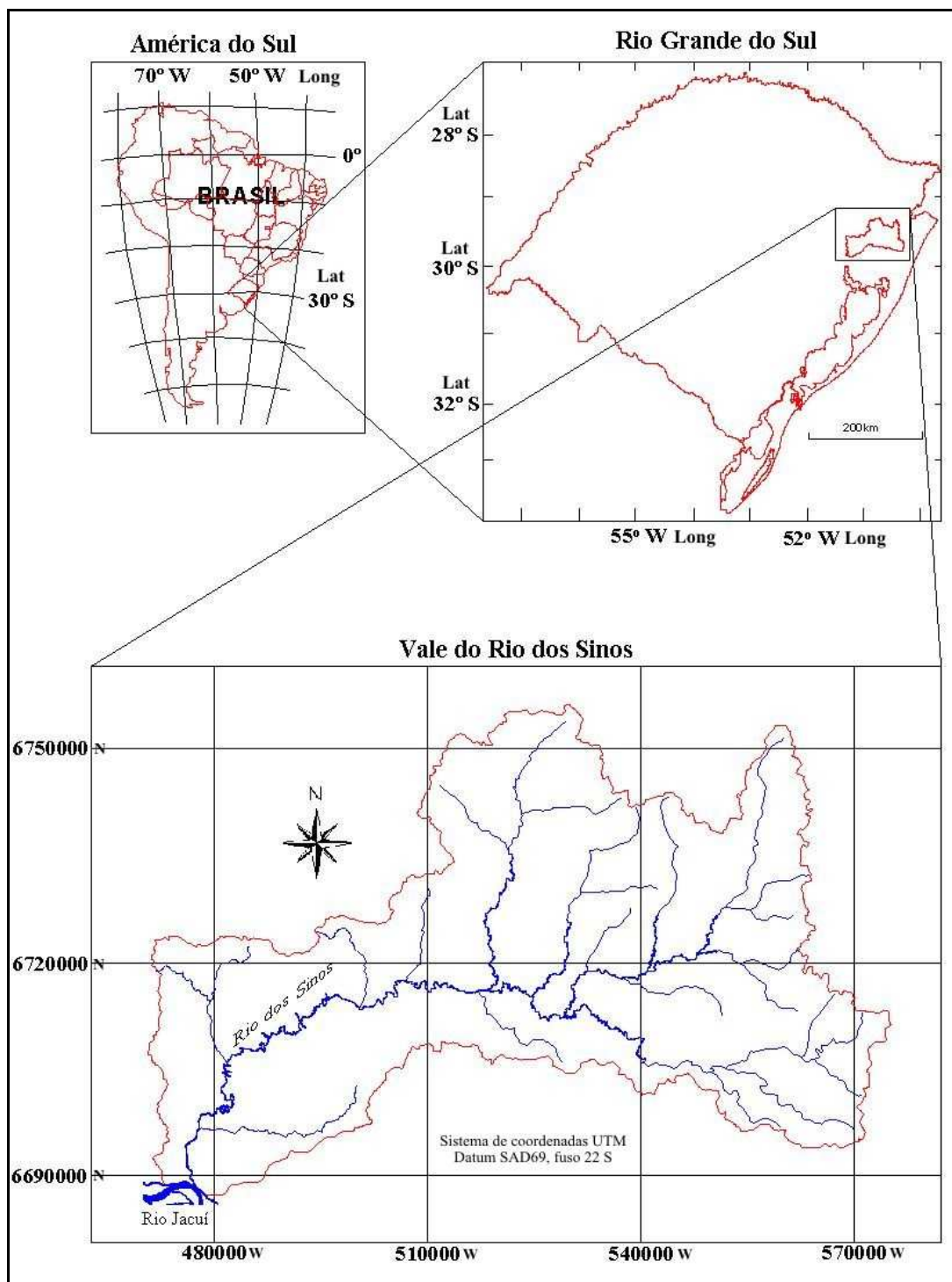


Figura 11: Bacia hidrográfica do rio dos Sinos. Fonte: Adaptado de Schirmbeck J. (2005)

Já no subsolo encontramos o Sistema Aquífero Guaraní (SAG), conformado pelas formações Pirambóia e Botucatu, aquífero com uma presença principal nesta região, sendo fonte de abastecimento de cidades e indústrias da região (Figura 12).

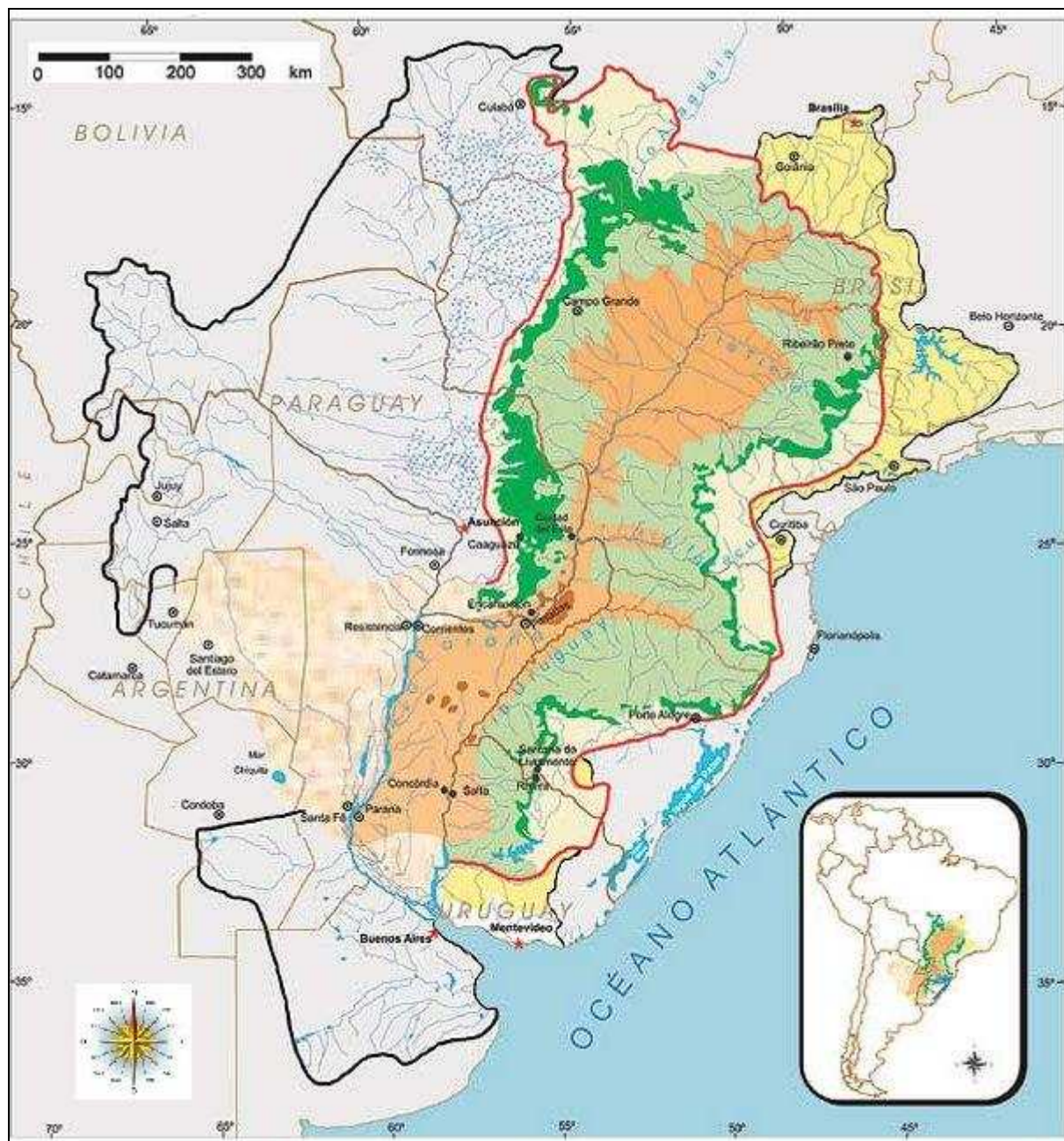


Figura 12: Mapa de abrangência do Sistema Aquífero Guaraní. Fonte: Adaptado de Secretaria de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación Argentina

Parcialmente confinado por estratos de rocas vulcânicas da Formação Serra Geral e, como pode observarse no mapa, encontra-se aflorante em grande parte da BHRS.

Esta característica particular introduz um fator de alta sensibilidade ambiental, principalmente se consideramos que a região abriga quase 40% da indústria de RS, cuja principal atividade é a calçadista, com o risco potencial de contaminação por metais pesados e demais insumos específicos.

4 MÉTODO E TÉCNICAS

Descreve-se a seguir a concepção metodológica, bem como as técnicas de geoprocessamento e os materiais utilizados para estimativa de SH na BHRS.

4.1 Método

O método de estimativa regional do estado hídrico da cobertura vegetal na BHRS, tratando-se esta de uma área extensa e com poucos dados meteorológicos, baseou-se na utilização de dados multiespectrais obtidos diretamente de imagens de satélite. Este tipo de abordagem, além de contar com a determinação rápida do SH da vegetação e a alta periodicidade das imagens, permite ainda a obtenção de mapas de SH para grandes extensões geográficas, o que é fundamental em estudos ambientais, agrônômicos e hidrogeológicos.

Considerando a variabilidade do relevo, regime hídrico e tipo de cobertura vegetal, além da limitada ou nula disponibilidade de séries históricas de dados de campo, optou-se por um método de trabalho que minimiza a necessidade destes últimos. Conforme indicado pela revisão bibliográfica, é possível estimar o *stress* da vegetação combinando-se registros radiométricos na faixa visível do espectro eletromagnético (VIS = 0,4 μm a 0,7 μm), infravermelho próximo (NIR = 0,7 μm , 3,5 μm) e em longitudes de ondas termais (TIR = 8 μm a 14 μm), contando-se para , isto com pouca informação de campo.

O método que permite obter diretamente os valores de SH e informações sobre o conteúdo de umidade do solo, a partir de imagens de satélite da série NOAA, é o proposto por Sandholt *et al.* (2002). Este método, expresso pela equação (13) e indicado na Figura 9, foi por esta razão selecionado para utilização neste trabalho. Entretanto, para obtenção das variáveis de entrada para o cálculo do SH da vegetação e umidade do solo (US), a partir de imagens de satélite AVHRR, devem ser utilizados vários outros modelos, os quais devem contemplar a seguinte sequência metodológica:

- Calibração das imagens de satélite
- Correção geométrica das imagens de satélite

- Cálculo de NDVI
- Estimativa de P_v
- Estimativa de T_s
- Estimativa de SH
- Correlação com US

A síntese das etapas metodológicas e técnicas utilizadas é apresentada a seguir na Figura 13.

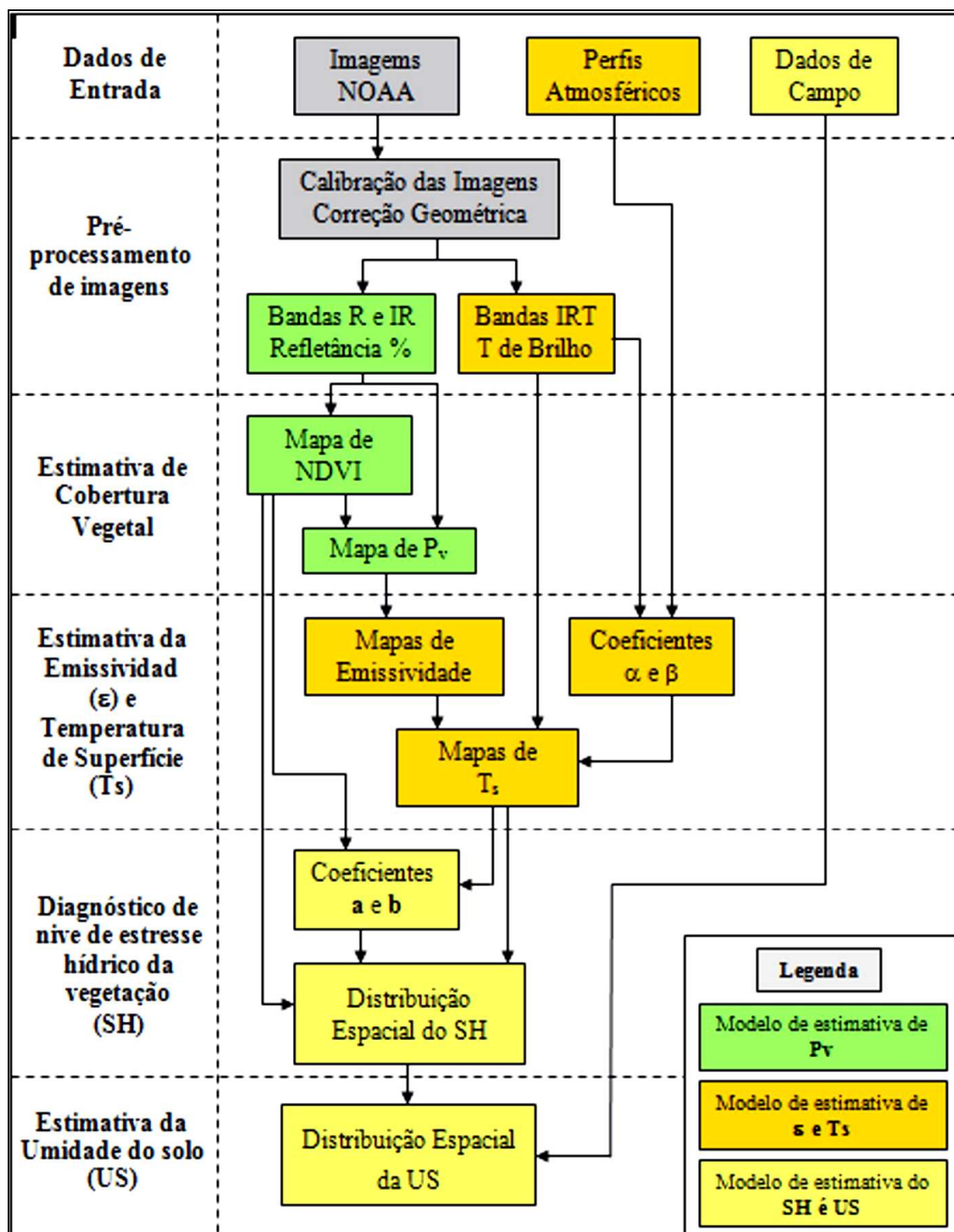


Figura 13: Fluxograma metodológico e modelos. Fonte: Adaptado de Schirmbeck J. (2005)

A seguir são detalhadas as etapas de trabalho indicadas no diagrama da Figura 13.

4.2 Pré-processamento de Imagens

O pré-processamento das imagens envolve a calibração e correção geométrica das mesmas. A calibração consiste na conversão dos números digitais originais em valores de refletância (%) para as bandas NOAA-AVHRR 1 e 2 e em temperaturas de brilho para as bandas 4 e 5, o que é feito com aplicação de algoritmos através do *software ENVI 4.2*. As demais bandas não são utilizadas.

4.2.1 Calibração

Os dados utilizados para a conversão das bandas 1 e 2 em valores de refletância estão incluídos no cabeçalho de cada imagem. Estes dados de calibração representam as pequenas diferenças de energia que registram cada uma das bandas do sensor, quedando estas variações determinadas mediante a comparação continua dos valores registrados em cada uma das bandas em referência a um padrão contido dentro do mesmo sensor.

No caso das imagens AVHRR, as bandas 1 e 2 se calibram em unidades de porcentagem de Albedo, enquanto que as bandas 4 e 5 se calibram em unidades de irradiância ou temperatura de brilho. Este processo de calibração se leva adiante com o emprego de uma tabela de coeficientes que é diferente para cada satélite. Os valores de dita tabela foram determinados pela NASA depois do lançamento, e modificada periodicamente com resultados de estudos do comportamento dos sensores. Os valores atualizados se encontram no cabeçalho das imagens NOAA b1 e na página web do satélite.

Para a conversão das bandas 4 e 5 em temperatura de brilho, se extraem os coeficientes de calibração específicos de cada imagem e se calcula a radiância mediante a equação (NOAA KLM USER GUIDE, 2006):

$$N_E = a_0 + a_1 * CD + a_2 * CD^2 \quad (14)$$

onde:

N_E = radiância de cada pixel, em $mW/(m^2 \text{ sr cm}^{-1})$;

a_0 , a_1 e a_2 = coeficientes de calibração; e

CD = cota digital de cada pixel.

Uma vez obtidos os valores de radiância se obtém a temperatura radiométrica através da equação (NOAA KLM USER GUIDE 2006):

$$T_E = \frac{c_2 \times v_c}{\ln \left[1 + \left(\frac{c_1 \times v_c^3}{N_E} \right) \right]} \quad (15)$$

onde:

T_E = temperatura de brilho, em $^{\circ}K$;

N_E = radiância de cada píxel, em $mW/(m^2 \text{ sr cm}^{-1})$;

c_1 = constante de radiação, em $mW/(m^2 \text{ sr cm}^{-1})$;

c_2 = constante de radiação, em cmK ; e

v_c = valor médio de longitude de onda (constante), em cm^{-1} .

Os valores utilizados para as constantes de radiação c_1 e c_2 mostram-se no Quadro 1. No Quadro 2 mostram-se os valores utilizados para a constante v_c .

Quadro 1: Constantes de radiação

Constante	Valor assumido
c_1	$1,1910427 \times 10^{-5}$
c_2	1,4387752

Quadro 2: Constante v_c para cada banda

Constante	Banda	Valor assumido
v_c	4	917,2289
v_c	5	838,1255

Realizada a calibração, se procedeu á correção geométrica e georreferenciação das imagens.

4.2.2 Correção Geométrica e Georreferenciação

A correção geométrica realizou-se automaticamente por médio do *software ENVI* a partir de dados contidos na própria imagem. São dados que se referem á órbita (ascendente ou descendente), hora de início e final de captura, data, coordenadas aproximadas do centro da cena, entre outros. Em muitos destes dados estão incluídos também o nome original das imagens.

A georreferenciação consistiu na identificação de pontos comuns na imagem e em cartografia ou imagens de maior escala e de coordenadas confiáveis (no sucessivo nos referiremos a esta fonte de maior escala simplesmente como imagem base). Ditos pontos eram bem identificáveis e invariáveis ao longo do tempo, como interseção de estradas, obras de infra-estrutura, ferrovias, ou outras de similares características. A imagem base utilizada correspondeu a um mosaico Landsat gerado por Schirmbeck 2005 durante sua pesquisa de Mestrado.

Identificados e selecionados os pontos nas duas imagens, se gerou um arquivo com as coordenadas de cada um dos mesmos na imagem base e na imagem AVHRR a georreferenciar, arquivo que se denomina GCPs por suas siglas em inglês (Ground Control Points Selection). A seguir se aplicou o módulo de registro de ENVI, procedendo deste modo á georreferenciação utilizando o algoritmo de vizinho mais próximo a fim de minimizar a perda de informação original (Lillesand & Kiefer 1994).

Na Figura 14 pode ver se uma composição cor 321 (vermelho – banda 3, verde – banda 2, azul – banda 1) sem georreferenciação. Observe-se como a orientação da imagem e com o sul acima. Na Figura 15 apresenta-se a mesma imagem já corrigida e georreferenciada. Na mesma podem observar-se modificações tanto na posição e orientação (agora com o norte acima) como na geometria da mesma, já que se eliminaram as distorções.

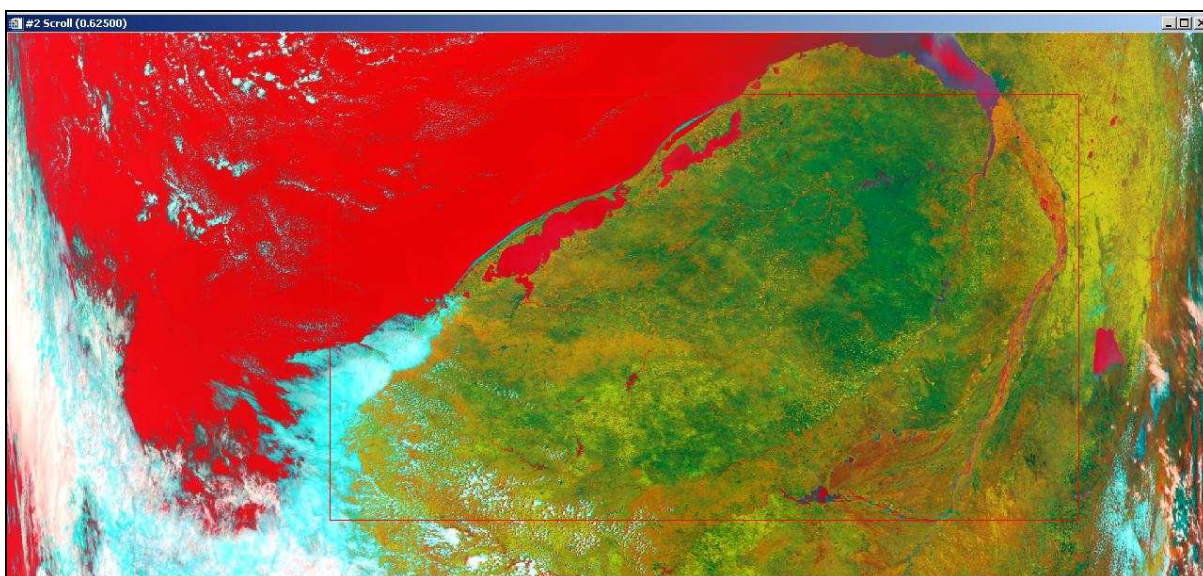


Figura 14: Composição colorida da imagem sem corrigir geometricamente. Fonte: Elaborado pelo autor

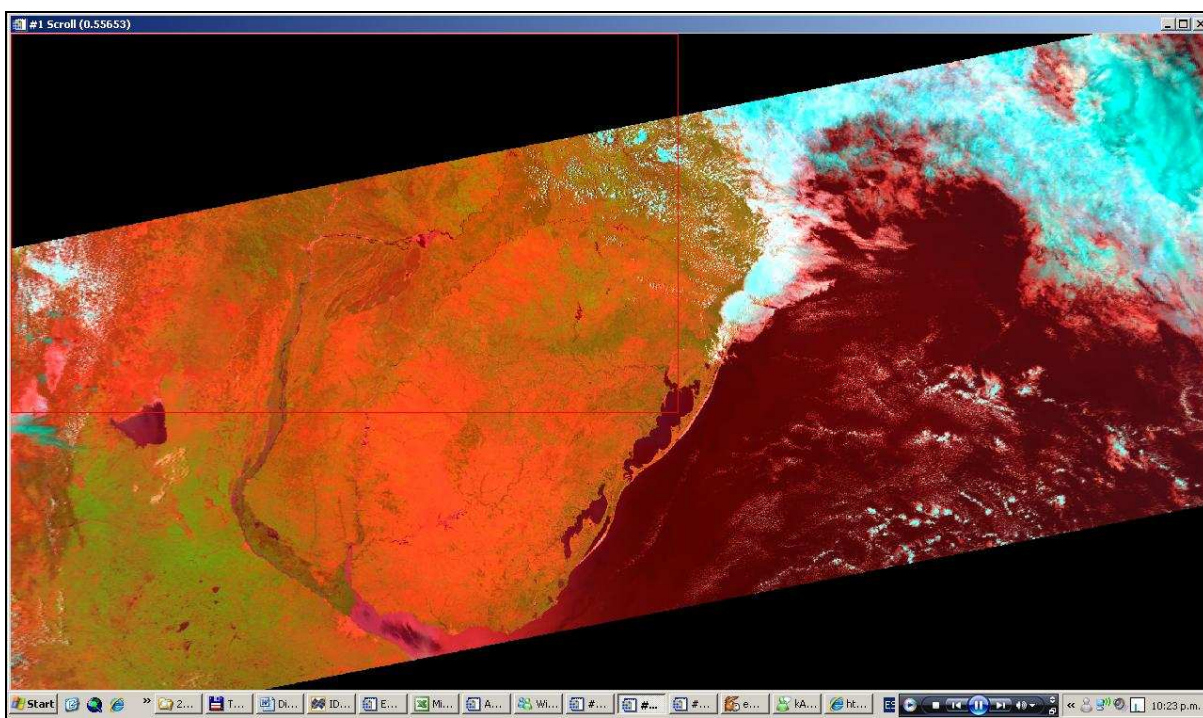


Figura 15: Composição colorida depois da correção geométrica. Fonte: Elaborado pelo autor

Uma vez que as imagens se encontrem calibradas, corrigidas geometricamente e georreferenciadas, procede-se a aplicação de modelos de cálculo de P_v , estimativa de ϵ e T_s , e estimativa de SH e US , os quais são discutidos a seguir:

4.3 Estimativa de Cobertura Vegetal (Pv)

O modelo para cálculo de Pv parte da obtenção de NDVI, através da expressão:

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{R}) / (\text{NIR} + \text{R}) \quad (14)$$

Onde:

NIR = valor de refletância na banda do infravermelho próximo.

R = valor de refletância na banda do vermelho (visível).

Uma vez obtido o NDVI, calcula-se Pv através da equação proposta por Valor & Caselles (1996):

$$\text{Pv} = ((1 - (\text{NDVI}/\text{NDVI}_s)) / ((1 - (\text{NDVI}/\text{NDVI}_s)) - K \cdot (1 - (\text{NDVI}/\text{NDVI}_s))) \quad (15)$$

Onde:

NDVI_s = valor de NDVI para o solo nu

NDVI_v = valor de NDVI para a vegetação,

K = coeficiente adimensional que é obtido com a seguinte equação:

$$K = (\text{NIR}_v - \text{R}_v) / (\text{NIR}_s + \text{R}_s) \quad (16)$$

Onde:

NIR_v = refletância da vegetação na banda do infravermelho próximo

R_v = refletância da vegetação na banda do vermelho visível

NIR_s = refletância do solo na banda do infravermelho próximo

R_s = refletância do solo na banda do vermelho visível

4.4 Estimativa da Emissividade (ϵ) e temperatura de Superfície (T_s)

A determinação da emissividade da superfície é feita através do modelo proposto por Valor & Caselles (1996):

$$\epsilon = \epsilon_v \cdot P_v + \epsilon_s \cdot (1 - P_v) \quad (17)$$

Onde:

ϵ = emissividade da área analisada,

ϵ_v = emissividade da vegetação

ϵ_s = emissividade do solo nu.

Uma vez obtidos os mapas de emissividade, são então calculados os mapas de T_s utilizando a equação *Split Windows* proposta por Coll & Caselles (1997). Com a utilização deste modelo, estes autores estimaram T_s em um intervalo de 0 a 50 °C, com diferentes tipos de solo e de vegetação, obtendo um erro entre $\pm 1,0 - 1,5$ K:

$$T_s = T_4 + (1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)) \cdot (T_4 - T_5) + 0,56 + \beta(\epsilon) \quad (18)$$

Onde:

T_4 = temperatura de brilho na banda 4,

T_5 = temperatura de brilho na banda 5, e

$\beta(\epsilon)$ = função de emissividade da superfície, a qual é obtida com a seguinte equação:

$$1. \quad \beta(\epsilon) = \alpha \cdot (1 - \epsilon) \cdot \beta \cdot \Delta\epsilon \quad (19)$$

Onde:

α e β => coeficientes de correção atmosférica

ϵ = emissividade de todo o intervalo espectral 10,3 - 12,5 μm

$\Delta\epsilon$ = diferença de emissividade entre os intervalos espectrais das bandas 4 (10,3-11,3 μm) e 5 (11,5-12,5 μm).

Os coeficientes de correção atmosférica α e β dependem do conteúdo de vapor d água na atmosfera (W) e são obtidos através das equações propostas por Coll & Caselles (1997):

$$\alpha = (b_4 - b_5) \cdot [(1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)) \cdot \tau_5(\theta) + b_4 \quad (20)$$

$$\beta = [(1,34 + 0,39 \cdot (T_4 - T_5)) \cdot \tau_5(\theta) \cdot b_5 + (\alpha/2) \quad (21)$$

Onde:

b_4 e b_5 => coeficientes que relacionam T da atmosfera e W

$\tau_5(\theta)$ = transmissividade da atmosfera para a banda 5 (é função do ângulo de observação θ).

Os valores de b_4 , b_5 y $\tau_5(\theta)$ são obtidos mediante as equações propostas por Coll & Caselles (1997):

$$b_4 = (0,198 + 0,167 \cdot W) \cdot T_4 - (6,23 \cdot W - 10) \quad (22)$$

$$b_5 = (0,234 + 0,206 \cdot W) \cdot T_5 - (78,9 \cdot W - 5) \quad (23)$$

$$\tau_5(\theta) = 1 - [k_5 \cdot W / (\cos\theta)m_5] \quad (24)$$

Onde:

k_5 (cm^2g^{-1}) e m_5 (adimensional) são variáveis dependentes da época do ano (diferem entre verão e inverno).

Os valores respectivos são apresentados no Quadro 3.

Quadro 3: Variáveis utilizadas no cálculo do coeficiente τ_5 da equação de Coll & Caselles (1997)

Constante	Inverno	Verão
k_5	0,142	0,170
m_5	0,74	0,63

Os valores de W foram obtidos a partir de rádio sondagens, realizadas pelo CPTEC no Aeroporto Internacional Salgado Filho (Porto Alegre - RS).

4.5 Diagnóstico do *stress* hídrico da vegetação

Uma vez obtidos os mapas de Ts e NDVI, dispõem-se de todos os dados para a aplicação do modelo de cálculo de SH, conforme proposto por Sandholt *et al.* (2002). Uma das condições do modelo é que sejam encontradas dentro da imagem locais correspondentes aos vértices do triângulo da Figura 16.

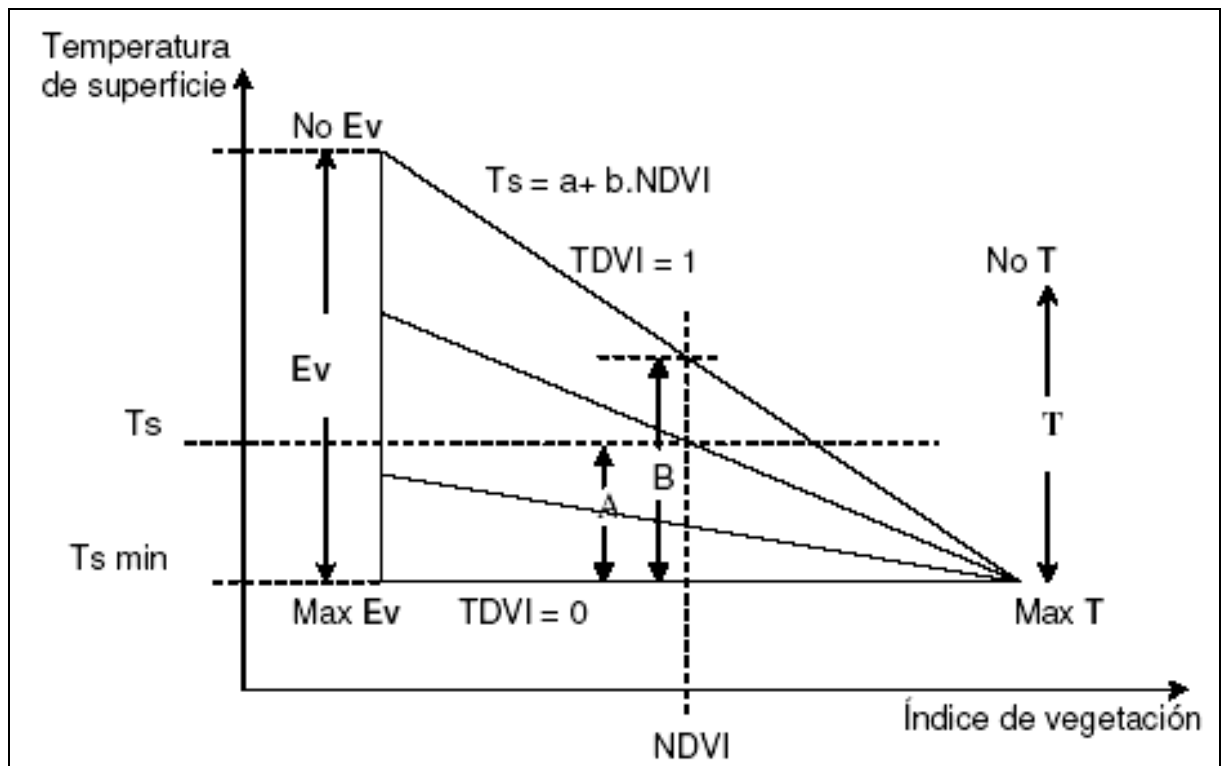


Figura 16: Triângulo limítrofe do espaço TVDI. Fonte: Rivas *et al.* (2005)

Estes devem corresponder a locais com máxima transpiração (Max T), onde o NDVI será máximo e Ts mínima, como locais com máxima evaporação (Max Ev), onde o NDVI e Ts tenderão a valores mínimos, e finalmente locais com evaporação nula (No Ev), nos quais Ts será máxima e o NDVI mínimo.

Para garantir isto, trabalho-se primeiramente com imagens de todo o Estado do Rio Grande do Sul (RS), recortando-se a seguir a área correspondente à BHRS. Os valores de TDVI para um dado pixel (NDVI, Ts) são determinados pela proporção entre as distâncias A e B, conforme indicado na Figura 16.

Na Figura 17 se apresentam o gráfico gerado com a nuvem de pontos no espaço 2D Ts / NDVI no entorno *ENVI* (esquerda) - onde os pontos selecionados como limite seco podem observar-se em vermelho -, e estes mesmos pontos exportados ao entorno *Excel* (direita). Observa-se na imagem da esquerda a forma próxima a um triângulo que forma o bloco principal de pontos.

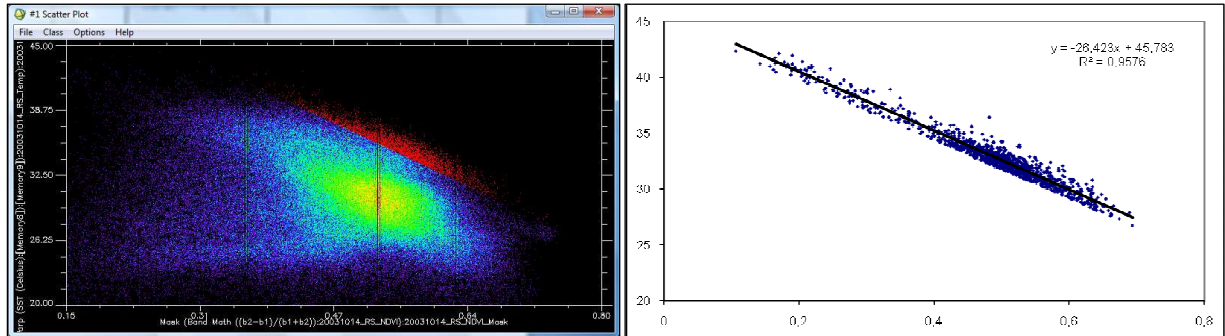


Figura 17: Nuvem de pontos formada pelos pixels no espaço 2D Ts / NDVI

Uma vez que obtemos a reta de melhor ajuste dos pontos selecionados e os valores da equação correspondente (pendente e ordenada à origem) para cada uma das 10 (dez) imagens selecionadas, se procede ao cálculo dos mapas de TVDI com o modelo proposto por Sandholt *et al.* (2002):

$$\text{TVDI} = (\text{Ts} - \text{T}_{\text{min}}) / (\text{a} + \text{b} * \text{NDVI} - \text{T}_{\text{min}}) \quad (25)$$

Onde:

Ts = temperatura do pixel X

T_{min} = temperatura mínima na imagem

“a” e “b” = parâmetros da equação de melhor ajuste do limite seco (Figura 17 - direita)

NDVI = valor do NDVI no pixel X

4.6 Estimativa da umidade do solo

Uma vez gerados os mapas de TDVI, comparou-se os valores obtidos com os dados de umidade do solo da rede meteorológica do CPTEC, estes disponíveis nas estações de Caxias do Sul (Est. 31916), Encruzilhada Sul (Est. 31017), Julio Castilhos (Est. 31918), São Borja

(Est. 31919) e São Gabriel (Est. 31920). A localização e características destas podem observar-se na Figura 18.



Figura 18: Localização das estações meteorológicas do CPTEC. Fonte: Plataforma de coleta de dados CPTEC - INPE

A estimativa de umidade do solo a partir de valores de TVDI se realizou mediante a determinação de uma equação vinculando os valores de TVDI dos pixels que contém as estações meteorológicas, com os dados de campo obtidos em cada uma de ditas estações. A vinculação se realizou através de uma correlação lineal ou quadrática, segundo o caso.

4.7 Análises de condicionantes geoambientais do *stress* hídrico da vegetação

A correlação dos mapas de TVDI com os demais dados da área teve um componente quantitativo (correlação geográfica – estatística) e um componente qualitativo (análises de coincidência por regiões), integrando finalmente ambas as análises.

Desde o ponto de vista quantitativo, se realizaram análises comparativas entre os mapas de TVDI do ano 2005 e um mapa regional de elevações por faixa gerado a partir do modelo global de elevações da NASA.

Qualitativamente se correlacionaram as diferentes distribuições observadas nos mapas de TVDI ao longo dos anos 2003 e 2005 com o mapa de unidades morfológicas de RS - para a análise de distribuição Regional - e o mapa geológico da Bacia do Rio dos Sinos na análise Particular, comparando-se o comportamento do *stress* por regiões.

5 MATERIAIS UTILIZADOS

Os dados utilizados nesta dissertação foram basicamente imagens de satélite da série NOAA obtidas pelo sensor AVHRR, o modelo digital de elevações global da NASA, denominado SRTM pelas iniciais do nome em inglês da Missão Espacial (*Shuttle Radar Topography Mission*) e dados meteorológicos do CPTEC_INPE.

Os dados relativos às missões, parâmetros orbitais e outros correspondentes aos satélites da série NOAA e do sensor AVHRR foram obtidos principalmente a partir de documentos disponibilizados em páginas WEB das missões orbitais.

Os satélites NOAA fazem parte de um programa de cooperação internacional denominado POES (*Polar Operational Environment Satellite*), e foram desenvolvidos pela NASA em colaboração com a agência NOAA, França e Reino Unido.

Um dos objetivos principais do Projeto era dar apoio ao programa experimental de monitoramento global do tempo, denominado *World Weather Watch* (Ferreira 2004), estabelecendo-se as órbitas dos satélites da série NOAA de forma a oferecer um tempo de revista de 12 horas. Este ciclo reduz-se há 6 horas graças a sincronização dos satélites que orbitam simultaneamente ao redor da Terra.

O primeiro satélite da série NOAA foi lançado em outubro de 1978, denominado TIROS-N (*Televisión Infrared Observation Satellite – Next Generation*), sendo também o primeiro a dispor de um sensor AVHRR a bordo. Desde então foram lançados outros 15 satélites em uma seqüência ascendente, correspondendo o primeiro da série NOAA ao Nº 6, sendo o satélite posto em operação em julho de 2002 é denominado de NOAA-17.

Os satélites NOAA têm uma órbita polar helio-sincrônica, com um período de 102 minutos, com 72 minutos de iluminação solar e 30 minutos de obscuridade. Estes satélites giram em torno da Terra 14 vezes ao dia, a uma altura de 833 a 870 km, cobrindo uma largura de imageamento de aproximadamente 3.000 km.

Com o satélite NOAA-15, lançado em maio de 1998, iniciou-se uma nova série de satélites (denominada KLM) com alterações e melhorias tecnológicas na instrumentação, como a adição de instrumentos de microondas, que permitem o trabalho em zonas nebulosas,

nas quais os instrumentos para as zonas do visível e infravermelho têm problemas de operação.

As imagens obtidas pelo sensor AVHRR são compostas por cinco canais. O primeiro destes canais está localizado no espectro visível (VIS - canal 1), um no infravermelho próximo (NIR - canal 2), um no infravermelho médio (SWIR - canal 3) e dois no infravermelho termal (TIR - canais 4 e 5), vide Quadro 4 e Figura 19.

Quadro 4: Cobertura espectral das bandas do sensor AVHRR

Bandas espectrais do sensor AVHRR – NOAA (μm)						
Banda	1	2	3A	3B	4	5
Intervalo espectral	0.58-0.68	0.725-1.1	1.58-1.64	3.55-3.93	10.3-11.3	11.5-12.5

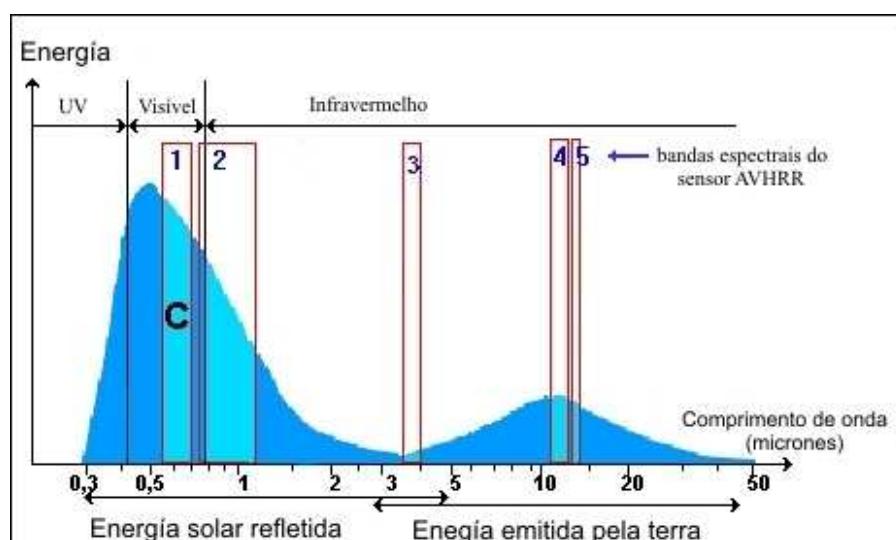


Figura 19: Localização das bandas do sensor AVHRR no espectro eletromagnético. Fonte: Éducnet (2006)

Cada arquivo de dados, obtido em cada canal, é identificado com a informação na seguinte ordem: ano, dia juliano, série NOAA, hora local, e a extensão 1B.

Devido ao fato de proporcionarem informação de uma ampla faixa do espectro eletromagnético, as imagens NOAA-AVHRR permitem aplicações diversas, como estudos temporais da vegetação, inventário de colheitas, desertificação, o desmatamento da floresta tropical, os incêndios florestais, a temperatura da superfície terrestre, da água e das nuvens, bem como das variações das condições hídricas da cobertura vegetal e do solo. Esta diversidade de aplicações dos dados fornecidos pelo sensor AVHRR, permitiu a conversão em uma das fontes de dados de teledetecção mais utilizadas.

Disponha-se inicialmente de um arquivo histórico de 43 imagens, compreendendo o período de 2002-2005. Contudo, depois da análise qualitativa, devido às condições meteorológicas dominantes - com significativa cobertura de nuvens nas datas da maioria dos registros disponibilizados - tornou-se evidente a necessidade de se obter imagens novas.

Os dados de precipitação utilizados foram os da estação meteorológica do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) em Campo Bom, e dados do CPTEC-INPE correspondentes às estações de São Gabriel, Encruzilhada do Sul, Caxias do Sul, Julio Castilhos e São Borja. A localização geográfica destas estações meteorológicas pode ser observada na Figura 20.

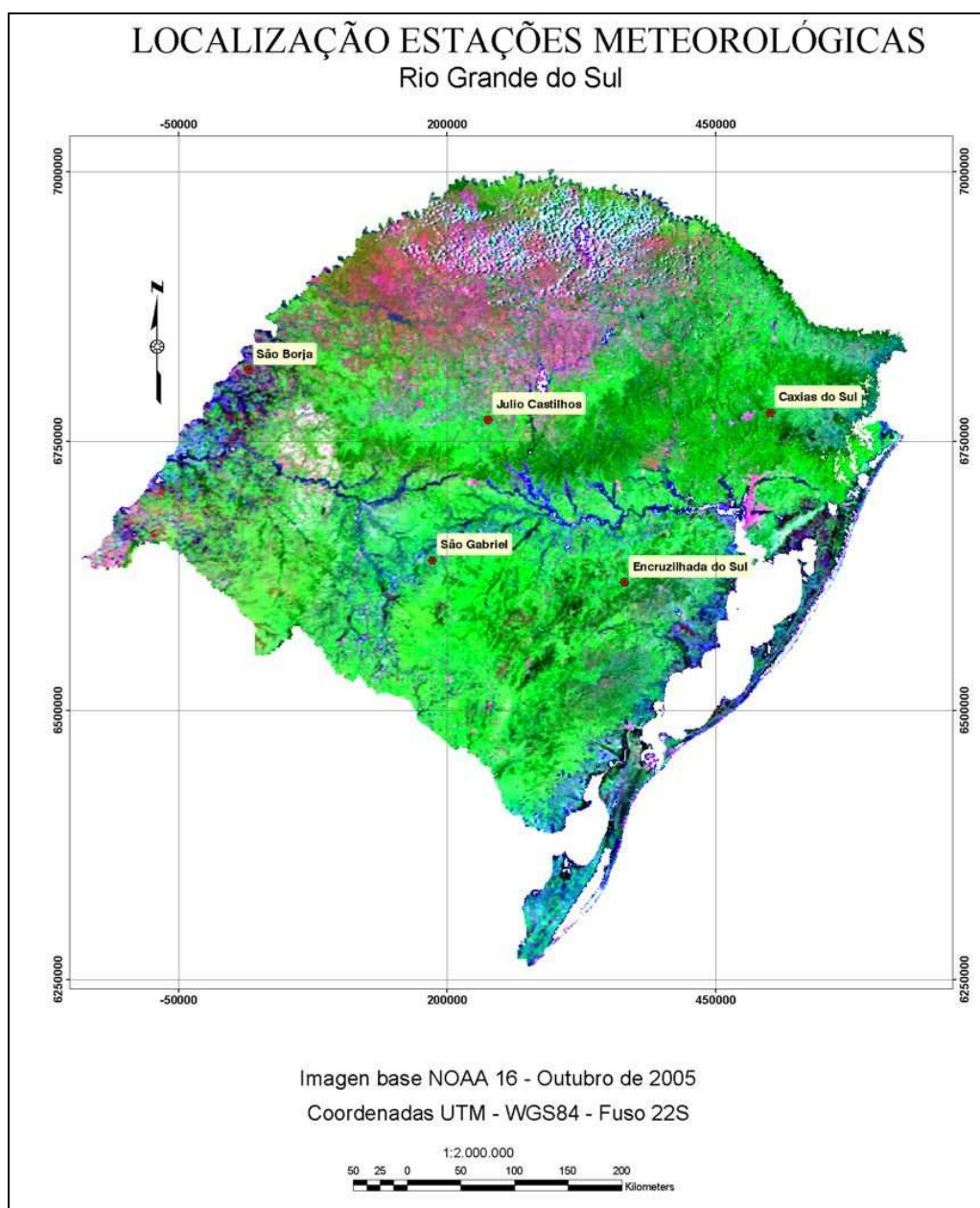


Figura 20: Mapa de localização das estações meteorológicas do CPTEC

A seleção das datas das imagens a serem utilizadas foi realizada a partir da análise de distribuição anual de precipitações, buscando-se estabelecer períodos meteorológicos correlacionados à situações de baixo, médio e alto *stress* de solos e vegetação.

A seleção das imagens também esteve condicionada às condições de nebulosidade ao longo de um ano, bem como pela disponibilidade de dados de precipitação e umidade do solo.

No caso da estação meteorológica de Campo Bom, foram disponibilizados dados de precipitação mensal acumulada.

Entre as estações meteorológicas da rede do CPTEC, foram utilizados dados de precipitação diária, mensal acumulada e dados de conteúdo de água no solo a 10 cm, 20 cm e 40 cm.

Na Figura 21 pode-se observar os dados associados à imagem que se mostram no servidor CLASS (*Comprehensive Large Array-data Stewardship System*) da página de NOAA (esquerda), e os dados associados à imagem no entorno *ENVI* uma vez realizada a calibração e registro da mesma (direita).

The image displays two side-by-side screenshots. The left screenshot is from the NOAA CLASS (Comprehensive Large Array-data Stewardship System) search results page. It shows a table of metadata for a specific satellite image, including Inventory ID, Date, and Location. Below the table is a map showing the geographic location of the image. The right screenshot is from the ENVI software interface, showing the 'Available Bands List' window. It displays a list of available bands for the selected image, with the 'Warp (Band 1 (% Reflectance):[Memory3]) (0.6300)' band selected. The window also shows the 'Selected Band' and 'Dims' (3275 x 4158) information.

NOAA CLASS Search Results:

Data Set Detailed Display:	
Inventory ID	4527311
Datatype	Local Area Coverage (LAC) 1KM Level 1B
Orbit	22311
Start Time	2005-01-19 18:44:42.013
End Time	2005-01-19 18:56:02.180
Quality	NNX
Node	Ascending
Satellite	N16
Dataset Name	NSS.LHRR.LND05019.S1844.E1856.B2231111.WI
Receiving Station	Wallops Island, VA
Size	64805376

ENVI Available Bands List:

- NOAA_1B_16_20050712
 - Warp (Band 1 (% Reflectance):[Memory3]) (0.6300)
 - Warp (Band 2 (% Reflectance):[Memory3]) (0.8500)
 - Warp (Band 3 (K):[Memory3]) (3.7400)
 - Warp (Band 4 (K):[Memory3]) (10.8200)
 - Warp (Band 5 (K):[Memory3]) (12.0000)
- Map Info
 - Proj: UTM, Zone 22S
 - Pixel: 1100 Meters
 - Datum: WGS-84
 - UL Geo: 69°48'38.83"W, 21°11'8.05"S
 - UL Map: -1478906.078, 7536888.004

Selected Band: Warp (Band 1 (% Reflectance):[Memory3]) (0.6300):NOAA_1B_1

Dims: 3275 x 4158 (Floating Point) [BSQ]

Figura 21: Visualização de dados associados a uma imagem no servidor CLASS (esquerda) e vista de dados no entorno ENVI (direita)

No Quadro 5 se apresenta a relação de imagens NOAA utilizadas. As mesmas correspondem aos meses de janeiro, abril, julho/agosto, outubro e novembro/dezembro de 2003 e 2005, cobrindo as 4 estações do ano em ambos os casos.

Quadro 5: Relação de imagens utilizadas na geração de mapas de TVDI para Rio Grande do Sul e a BHRS

Satélite	Sensor	Aquisição	
		Data	Class
NOAA 16	AVHRR	29-Jan-2003	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	10/11-Abr-2003	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	20-Ago-2003	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	14-Out-2003	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	05-Dez-2003	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	21-Ene-2005	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	20-Abr-2005	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	12-Jul-2005	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	19-Out-2005	1km Level 1B
NOAA 16	AVHRR	25-Nov-2005	1km Level 1B

6 ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos em todas as etapas de trabalho, bem como são discutidas as relações de TVDI com as condições ambientais dominantes na bacia hidrográfica do rio dos Sinos.

6.1 Análise da distribuição espacial de TVDI no Estado do Rio Grande do Sul

Foram construídos gráficos das precipitações diárias e acumuladas mensais, com dados disponibilizados pela rede meteorológica do CPTEC para as 5 estações meteorológicas selecionadas no estado do Rio Grande do Sul. Os gráficos para cada estação meteorológica são mostrados nas Figuras 22 a 24.

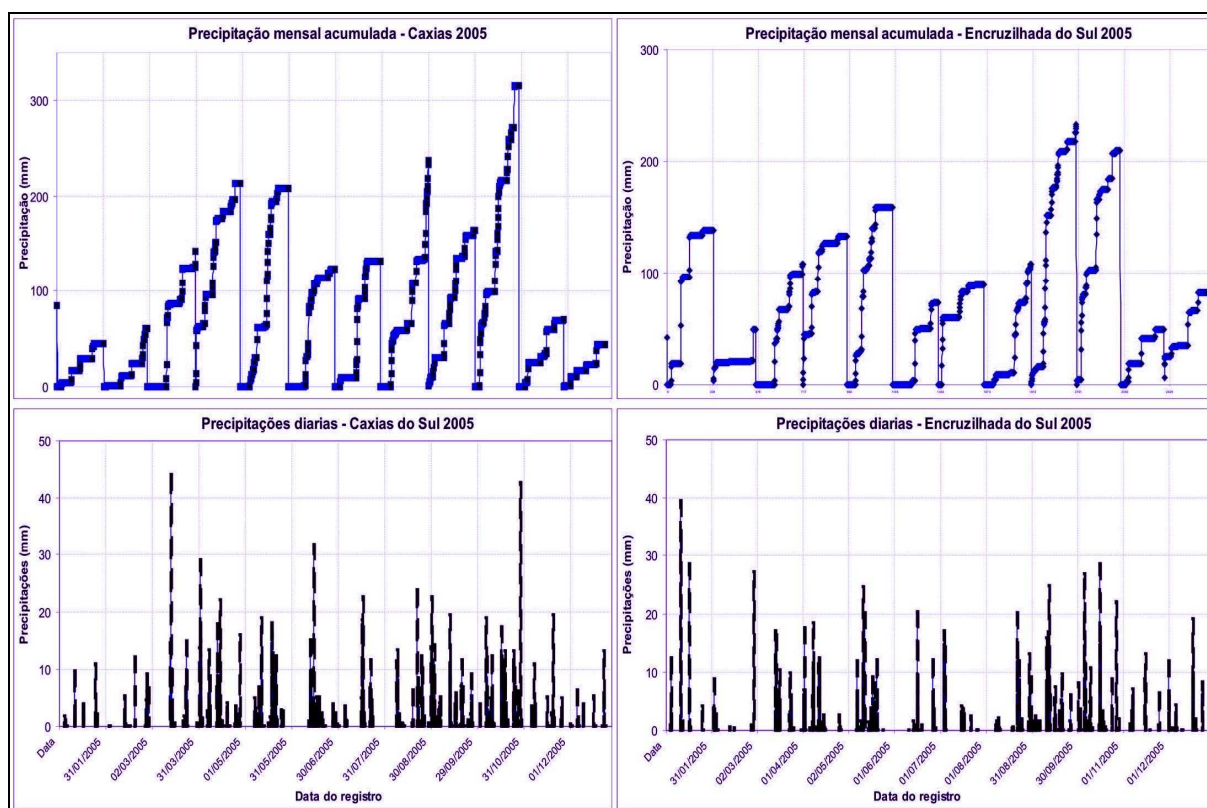


Figura 22: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal nas estações de Caxias do Sul e Encruzilhada do Sul em 2005

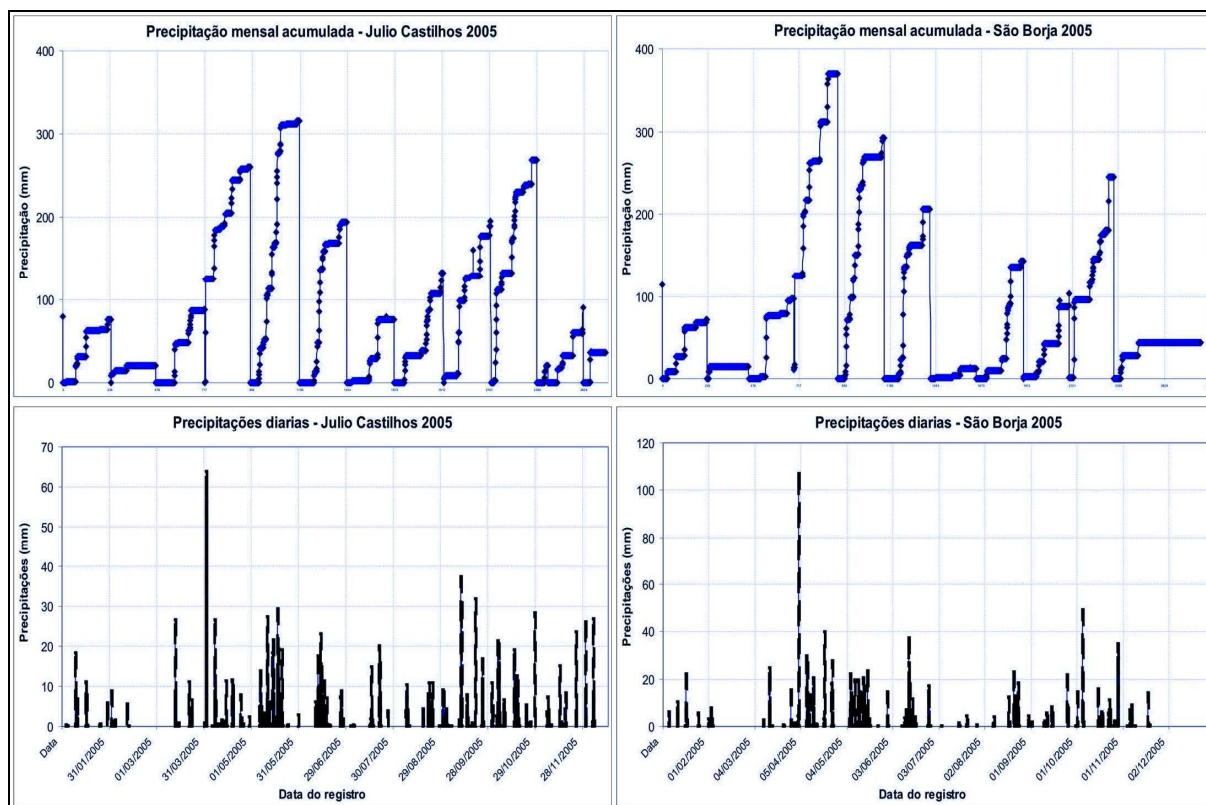


Figura 23: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal nas estações de Julio Castilhos e São Borja em 2005

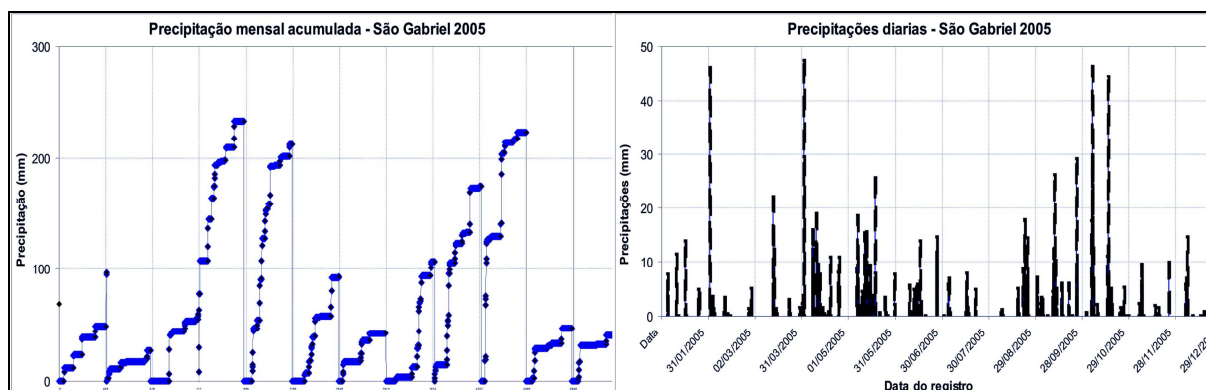


Figura 24: Série de dados de PPT diária e PPT acumulada mensal na estação de São Gabriel em 2005

Analisou-se inicialmente a distribuição de chuvas no ano de 2005, para o qual se dispunha de imagens com qualidade adequada para o processamento. Os dados de precipitação acumulada mostram que o ano de 2005 foi caracterizado pelos 5 (cinco) períodos pluviométricos indicados no quadro 6 é na Figura 25.

Dos cinco períodos podem discriminar-se dois de baixas precipitações – 1 e 5 médias mensais próximas a 60 mm – coincidindo com os meses de verão, um período intermediário durante os meses de inverno com precipitações médias mensais próximas aos 120 mm, dois

períodos com altos valores de precipitação - médias mensais em torno de 200 mm – correspondendo aos meses de outono e primavera.

Quadro 6: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas

Meses / Período	PPT media mensal acumulada (mm)	Imagens disponíveis para processamento
Janeiro e Fevereiro / 1	60	21/Janeiro/2005
Março, Abril e Maio / 2	199	20/Abril/2005
Junho, Julho e Agosto / 3	118	12/Julho/2005
Setembro e Outubro / 4	213	19/outubro/2005
Novembro e Dezembro / 5	57	25/novembro/2005

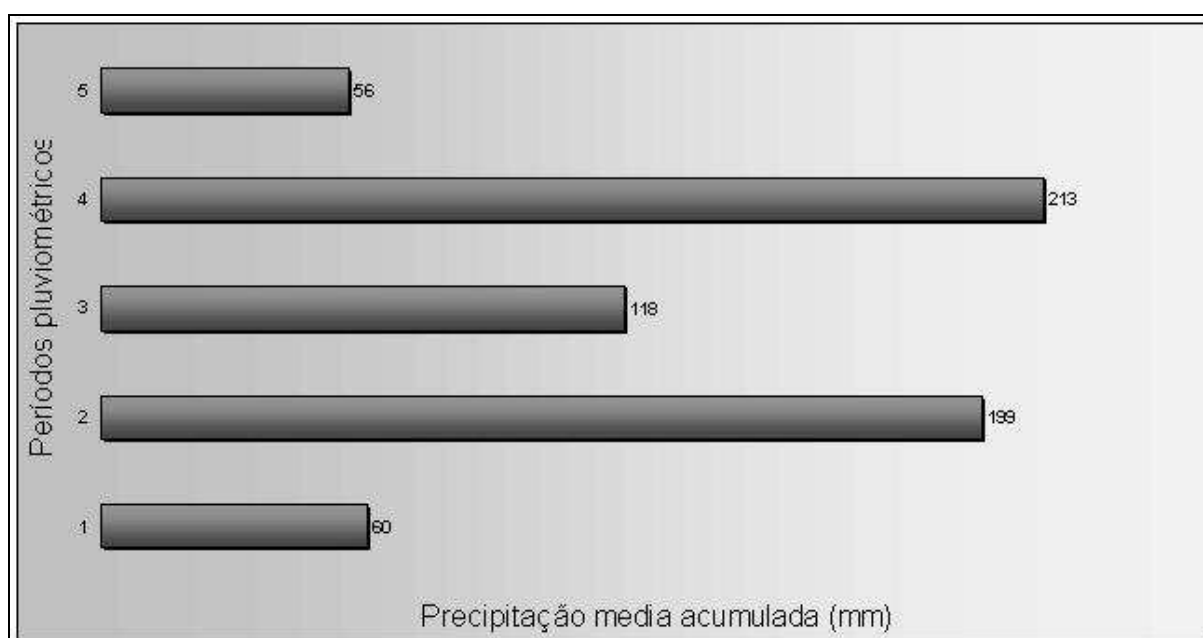


Figura 25: Períodos pluviométricos identificados no Rio Grande do Sul (ano 2005) e dados de precipitação acumulada para cada um deles

Finalmente, com o intuito de analisar regionalmente as variações das condições hídricas dos diferentes subsistemas do Rio Grande do Sul para cada um dos períodos pluviométricos identificados, se processaram as imagens listadas no Quadro 3, gerando mapas de TVDI para os dias 21 de janeiro, 4 de abril, 12 de julho, 19 de outubro e 25 de novembro de 2005, e mapas indicadores de medidas de tendência central e dispersão de TVDI (figuras 26 a 29).

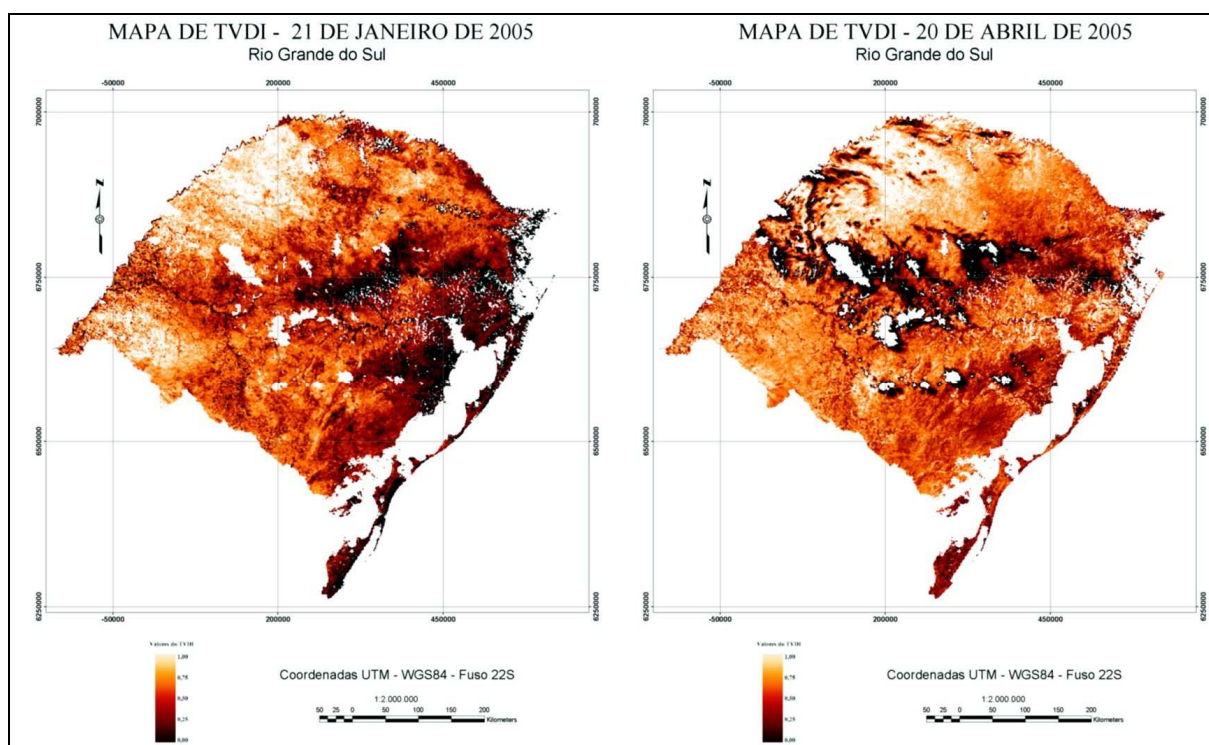


Figura 26: Mapas de TVDI no RS em Janeiro e Abril de 2005

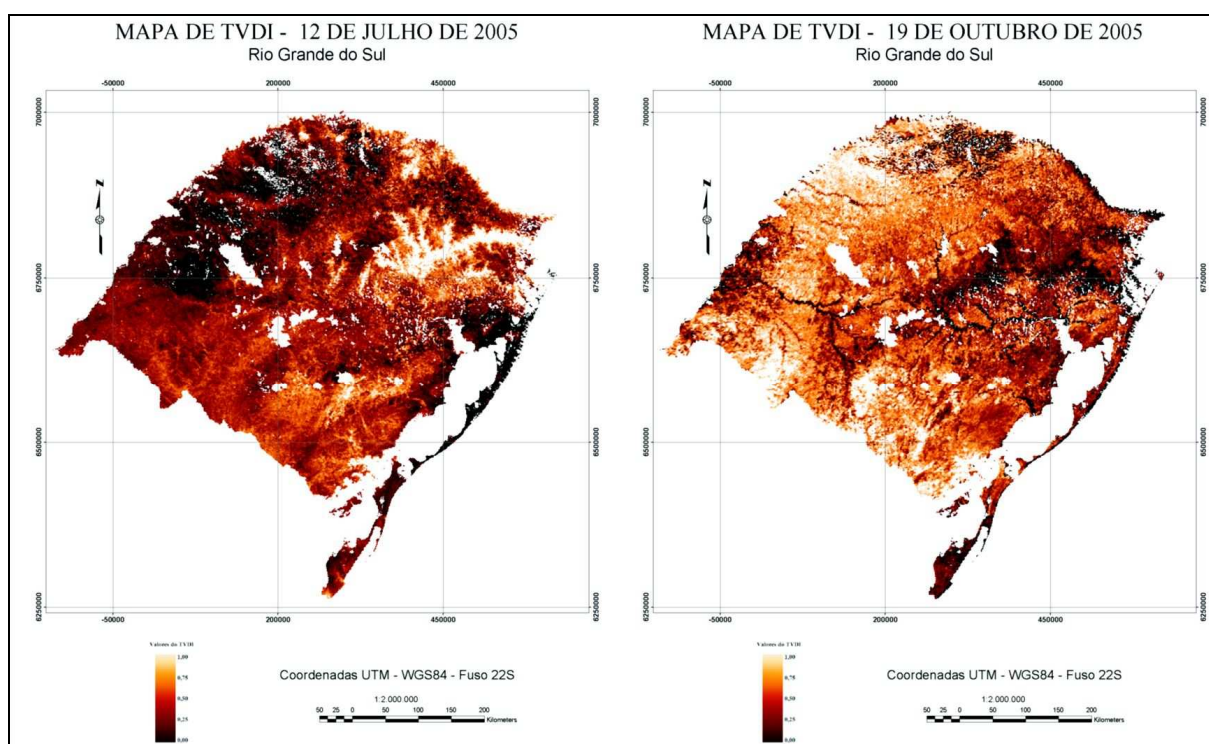


Figura 27: Mapas de TVDI no RS em Julho e Outubro de 2005

Procede mencionar neste ponto que em todas as imagens podem observar-se manchas claras que aparecem de maneira recorrente, produto de uma máscara de nuvens aplicada no momento do processamento digital com o objetivo de conseguir realizar análises estatísticas

que de outra maneira seriam influenciadas pelos baixos valores de temperatura típica nas mesmas. Lembremos que no modelo de cálculo do TVDI a temperatura da superfície é um dos principais parâmetros de entrada.

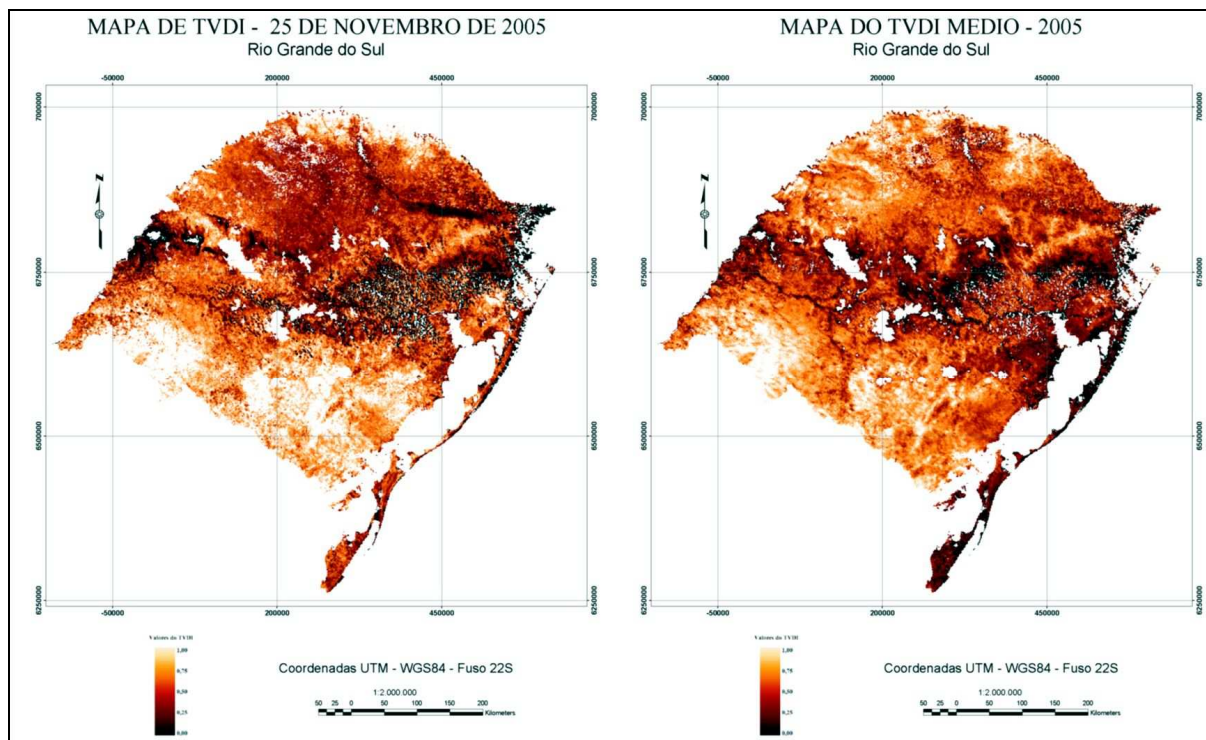


Figura 28: Mapa de TVDI no RS em Novembro de 2005 e mapa de TVDI médio em 2005

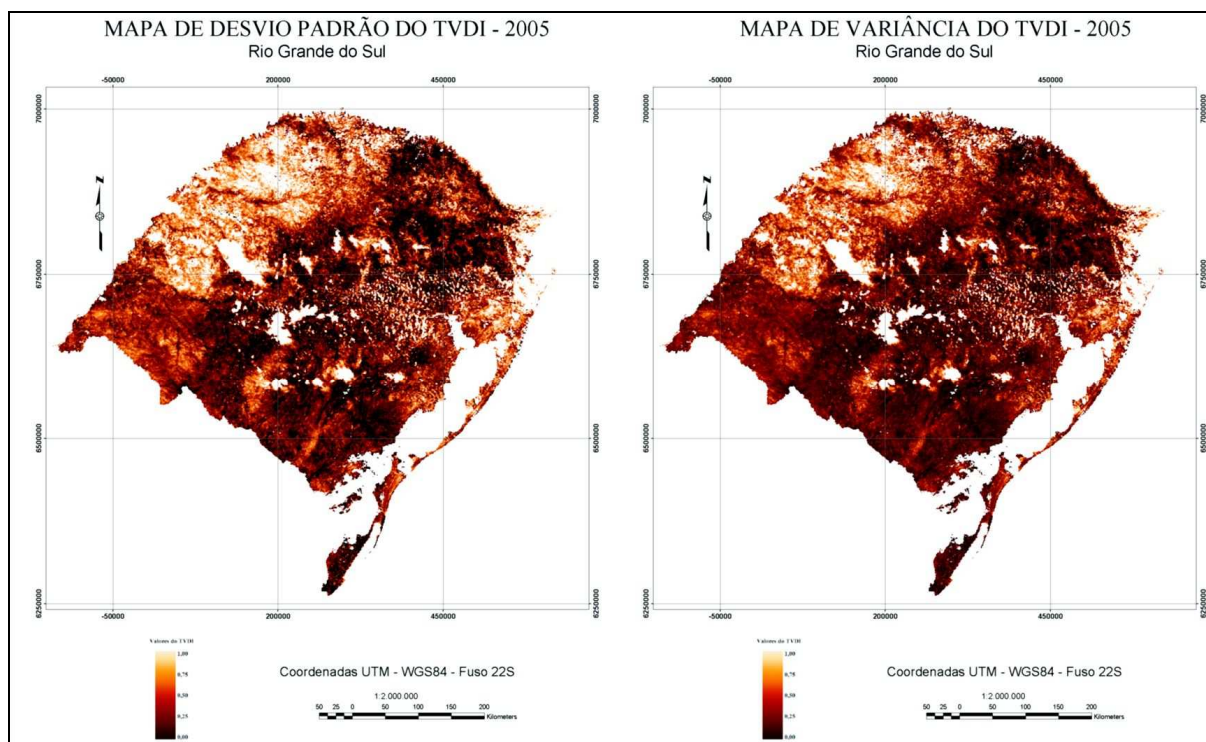


Figura 29: Mapa de desvio padrão e variância de TVDI no RS em 2005

Devido à indisponibilidade de dados de estações meteorológicas para o ano 2003, foram selecionadas imagens disponíveis nesse ano admitindo-se um regime de chuvas similar ao ano de 2005, conforme indicados no Quadro 7, estimando-se que as datas escolhidas permitam caracterizar as variações climáticas ao longo do ano calendário.

Quadro 7: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas para o ano 2003

Meses	PPT media mensal acumulada (mm) - 2005	Imagens disponíveis para processamento
Janeiro e Fevereiro	60	29/Janeiro/2003
Março, Abril e Maio	199	10-11/Abril/2003
Junho, Julho e Agosto	118	20/Agosto/2003
Setembro e Outubro	213	19/outubro/2003
Novembro e Dezembro	57	25/novembro/2003

Com esta série de imagens, elaboraram-se mapas multitemporais de TVDI para o ano de 2003 (Figuras 30 a 32), a partir dos quais se observa uma variação do SH entre as diferentes épocas do ano.

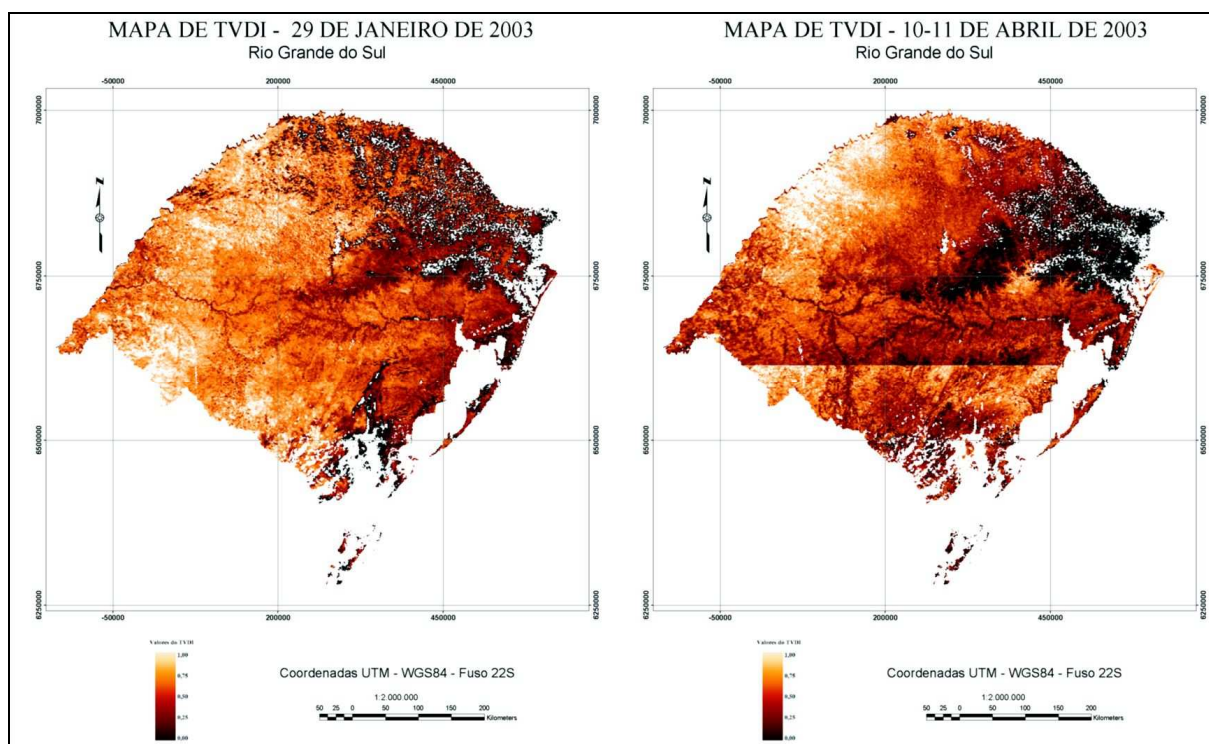


Figura 30: Mapas de TVDI no RS em Janeiro e Abril de 2003

Além destes mapas multitemporais, este comportamento é ressaltado por indicadores de medidas de tendência central e de dispersão – como já se realizara para o ano 2005 –

materializados na forma de mapas de TVDI médio, de variância e de desvio padrão (Figuras 32 e 33).

Para a geração do mapa correspondente ao mês de abril de 2003 (Figura 30 - direita) foram utilizadas 2 imagens (dias 10 e 11), já que nenhuma das duas apresentava uma cobertura de nuvens mínima que permitisse sua utilização para a geração do mapa de TVDI de todo RS. Conseqüentemente pode observar-se nos mapas das Figuras 30, 32 e 33 o limite horizontal entre ambas as imagens. Optou-se por não minimizar ou mascarar este limite (e.g. por meio da utilização de filtros ou esfumados) a fim de não modificar os valores originais contidos nos pixels.

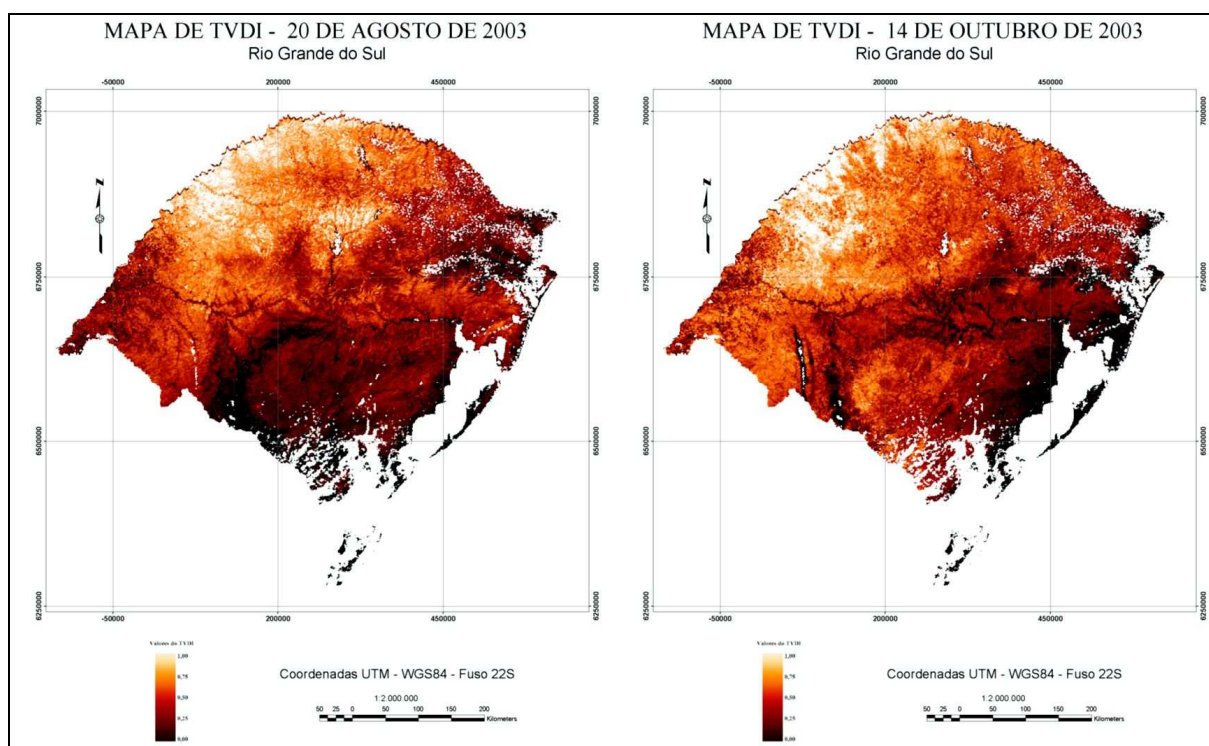


Figura 31: Mapas de TVDI no RS em Agosto e Outubro de 2003

Observa-se através destes mapas que o SH, indicado pelos maiores valores de TVDI, tem uma distribuição espacial bastante variável ao longo do ano. Algumas regiões, como a Campanha Gaúcha e as Missões Jesuíticas, apresentam com freqüência grandes extensões com elevados valores de TVDI, como se verifica particularmente nos meses de Janeiro e Outubro de 2005 e Janeiro de 2003.

Outras regiões, como o Planalto Médio e Campos de Cima da Serra, embora com menor extensão geográfica, também apresentam sazonalmente valores elevados de *stress*,

enquanto que a zona da Planície Costeira, a região da Depressão Central ou Periférica e encostas do Planalto, apresentam valores de *stress* médios ou baixos a maior parte do ano.

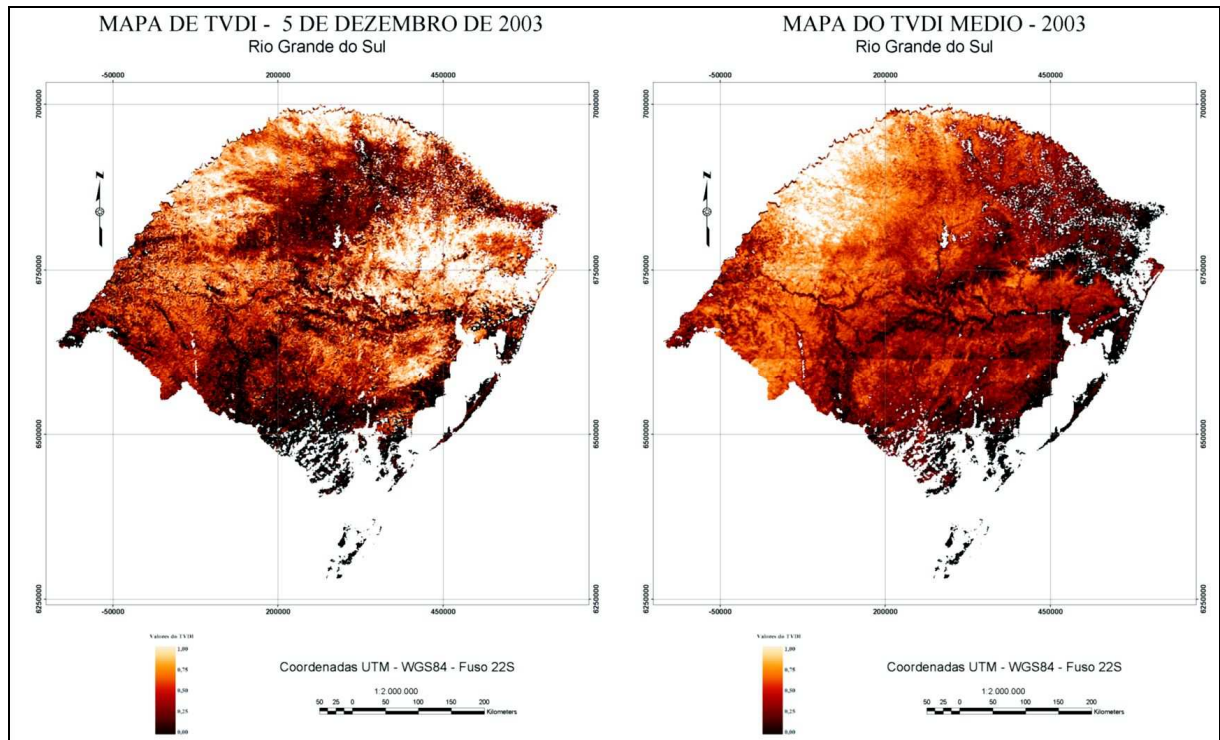


Figura 32: Mapa de TVDI no RS em Dezembro de 2003 e mapa de TVDI médio em 2003

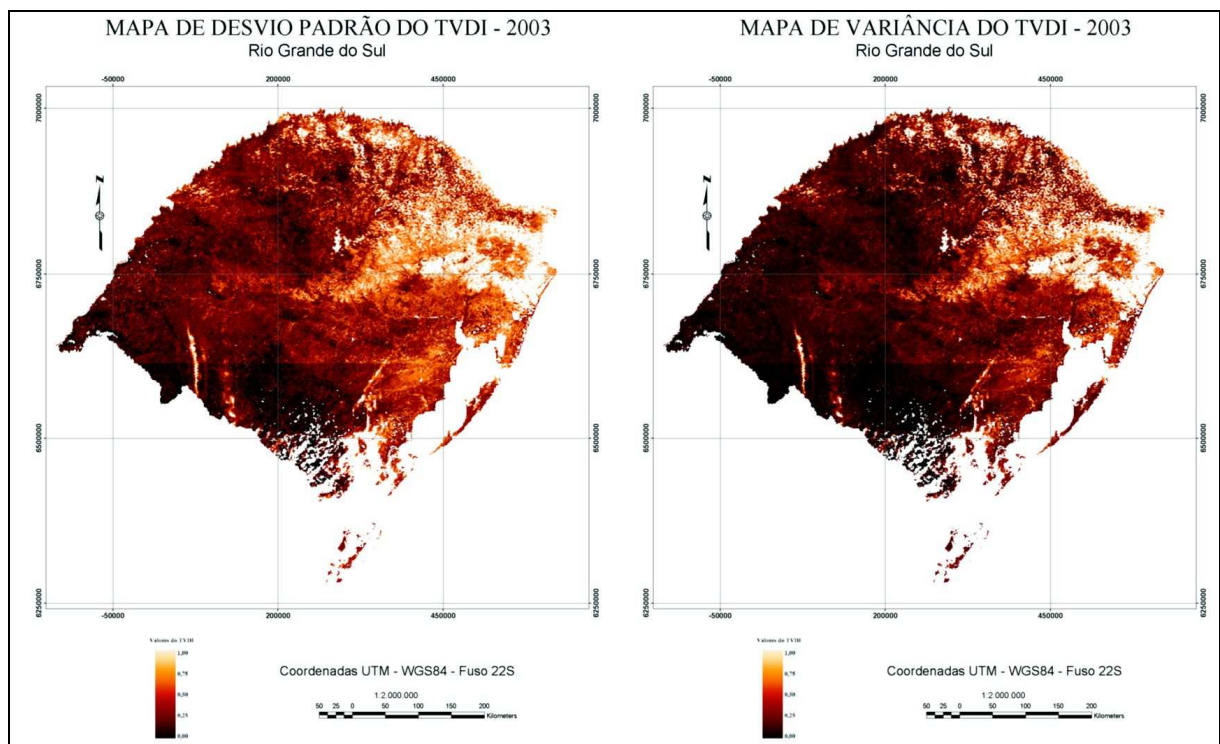


Figura 33: Mapa de desvio padrão e variância de TVDI no RS em 2003

Com o objetivo de poder analisar de maneira específica e por regiões o comportamento do TVDI a respeito dos distintos valores de elevação, e de maneira geral sua relação com as distintas unidades morfológicas do RS, se geraram mapas por faixas do SRTM procurando, a partir da análise da distribuição topográfica dessas unidades morfológicas, limitar e determinar as estatísticas de TVDI para cada uma das unidades mencionadas.

O MDT para todo o Estado e o mapa temático com a distribuição espacial das diferentes faixas de elevação pode-se observar na Figura 34.

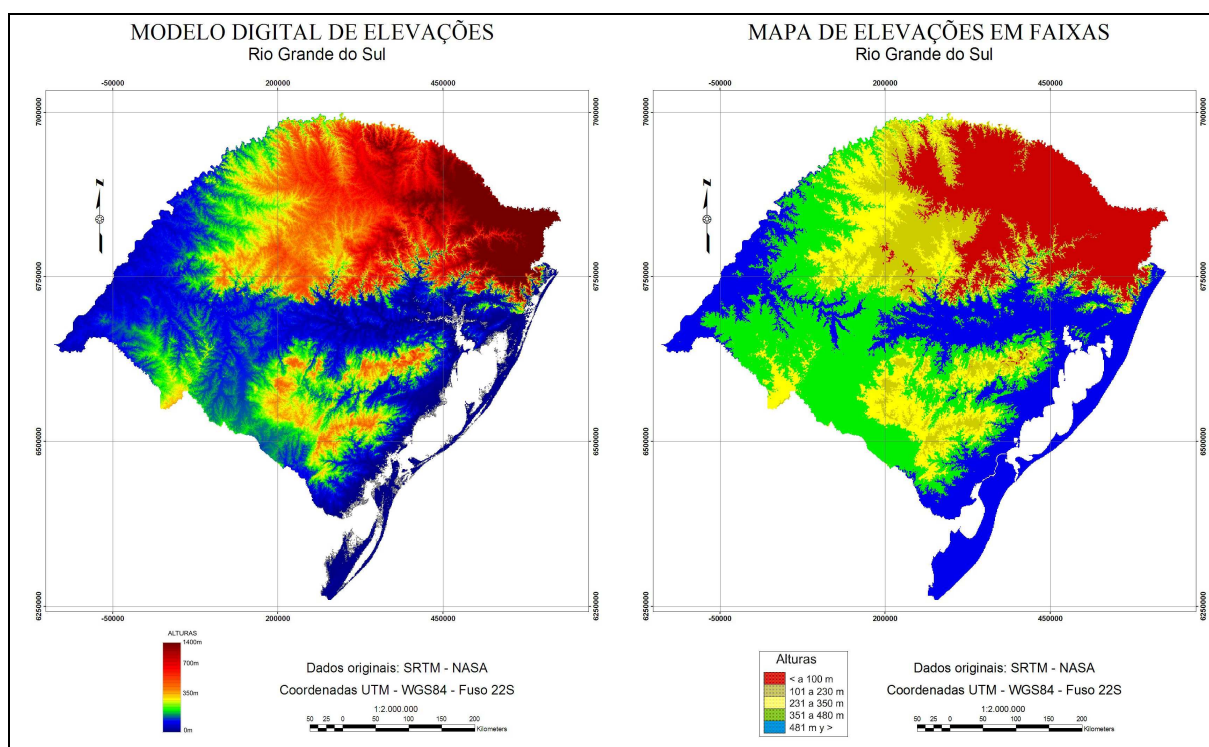


Figura 34: MDT de Rio Grande do Sul (Esq.) y mapa de elevações por faixas (Dir.)

Como pode-se apreciar á simples vista, existe uma distribuição regional desigual de alturas. A região NE com valores maiores a 500 manm (em vermelho no mapa de elevações, e que denominaremos mais adiante como Zona 5) coincidindo aproximadamente com a região do Planalto Meridional.

Uma região intermediária com alturas entre 250 e 500 manm (em amarelo e marrom no mapa, e mais adiante zonas 4 e 3), incluindo o Escudo Sul-Rio-Grandense e parte da zona central do Planalto.

A zona da Depressão Central com valores próximos aos 100 manm (em verde no mapa de elevações, e que denominaremos mais adiante zona 2).

Por último a região mais deprimida do Rio Grande do Sul, abarcando o que é a zona costeira leste e sudeste (em azul no mapa de elevações, e que denominaremos zona 1), coincidindo com a região denominada Planície Costeira, região que como já se menciona possui valores de altitude próximos ao nível médio do mar.

Para analisar as diferenças nos valores de TVDI em cada região e ver seus diferentes comportamentos no decorrer de um ano, foram geradas máscaras correspondentes a cada uma das zonas definidas e aplicadas aos mapas de TVDI do ano 2005.

Desta maneira foi possível o cálculo das estatísticas de cada uma das zonas e a análise de suas variações estacionais. Os valores obtidos podem ser vistos no Quadro 8, e nas Figuras 35 e 36 podem apreciar os gráficos comparativos gerados com esses valores.

Quadro 8: Valores de TVDI por zona em Rio Grande do Sul - 2005

	TVDI_RS_05							
	Janeiro	Abril	Julho	Outubro	Novembro	Media	Desvio padrão	Variância
RS	0,61	0,53	0,57	0,56	0,63	0,58	0,183	0,034
Zona1	0,53	0,49	0,57	0,52	0,57	0,53	0,161	0,026
Zona2	0,71	0,53	0,59	0,61	0,70	0,71	0,211	0,045
Zona3	0,66	0,56	0,53	0,58	0,66	0,66	0,199	0,040
Zona4	0,60	0,55	0,57	0,57	0,63	0,60	0,181	0,033
Zona5	0,55	0,52	0,59	0,52	0,60	0,55	0,164	0,027

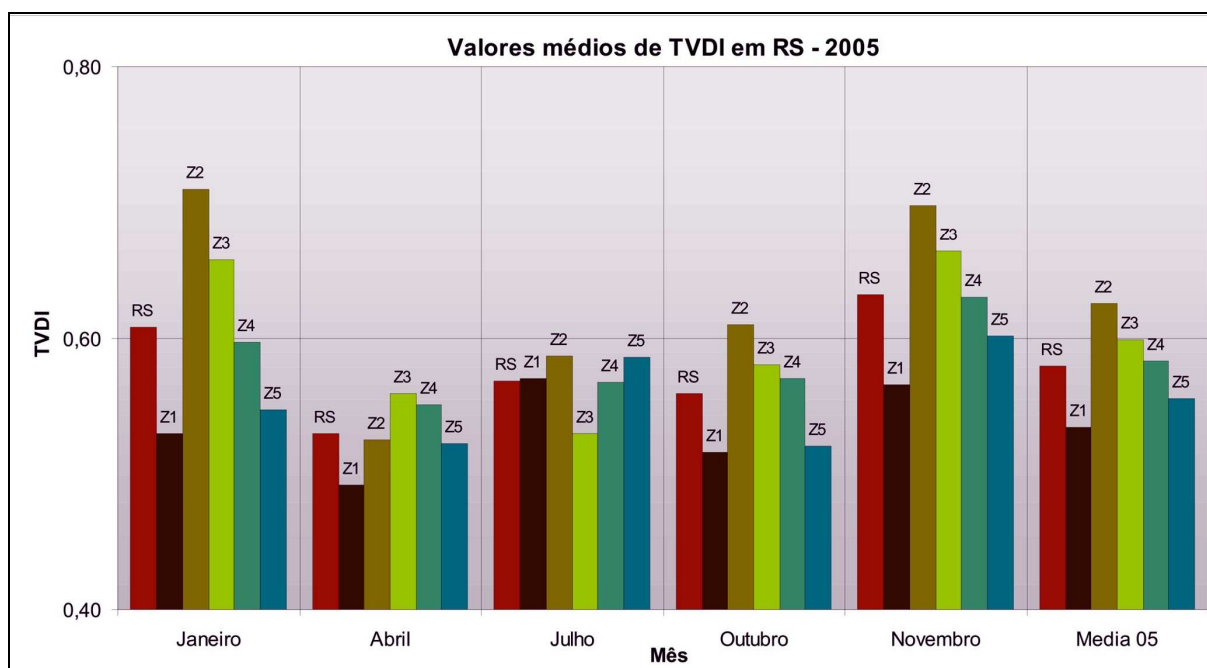


Figura 35: Gráfico comparativo dos valores de TVDI por zona em Rio Grande do Sul - 2005

Pode-se observar que os maiores valores de TVDI acontecem nos meses de verão (Janeiro e Novembro) e nas zonas 2 e 3, enquanto que os valores menores acontecem nos meses de abril e outubro nas zonas 1 e 5. Este mesmo comportamento pode ser observado se analisados os dados de TVDI médio para todo o ano 2005 (último conjunto de colunas na Figura 35).

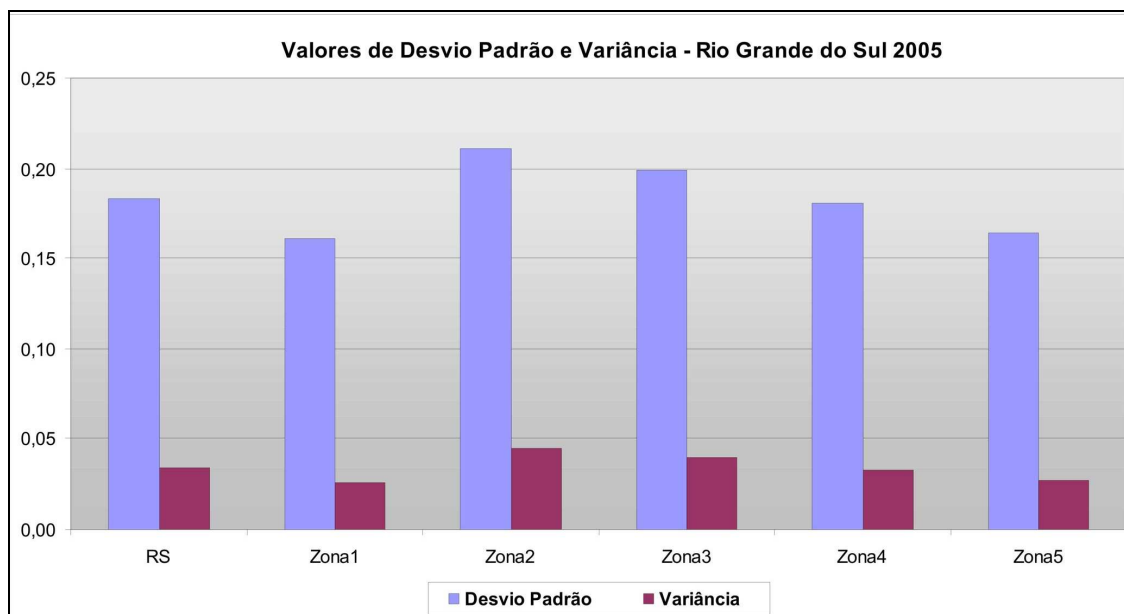


Figura 36: Gráfico comparativo dos Estatísticos por zonas em Rio Grande do Sul - 2005

Por outro lado pode-se observar uma coincidência entre estes valores e as estatísticas de dispersão (Figura 36 e Quadro 8), mostrando valores maiores nas zonas 2 e 3, sendo os menores nas zonas 1 e 5.

Tal comportamento nos valores de TVDI coincide com a distribuição de PPT nas diferentes estações do ano (apresentados nos quadros 6, 7 e 9): maiores valores nos meses de Abril e Outubro, algo menos nos meses de inverno, e pouca precipitação nos meses de verão (Janeiro e Novembro). Pode-se afirmar então que os mapas de TVDI representaram de modo apropriado as condições hídricas da área em estudo.

6.2 Distribuição espacial e variações anuais de TVDI na BHRS

Para analisar o comportamento do SH dentro da BHRS foram utilizadas as mesmas imagens processadas para todo Rio Grande do Sul admitindo-se para o ano 2003 um regime

de chuvas similar ao ano de 2005, conforme indicados no Quadro 9, estimando-se que as datas escolhidas permitam caracterizar as variações climáticas ao longo do ano calendário na Bacia.

Quadro 9: Regime pluviométrico do ano de 2005 (Rio Grande do Sul) e imagens selecionadas em 2003 para a BHRS

Meses	PPT media mensal acumulada (mm)	Imagens disponíveis 2005	Imagens disponíveis 2003
Janeiro e Fevereiro	60	21/Janeiro	29/Janeiro
Março, Abril e Maio	199	20/Abril	11/Abril
Junho, Julho e Agosto	118	12/Julho	20/Agosto
Setembro e Outubro	213	19/outubro	19/outubro
Novembro e Dezembro	57	25/novembro	25/novembro

Com esta série de imagens, elaboraram-se mapas multitemporais de TVDI para a BHRS (Figuras 37 a 39 e 41 a 43), a partir dos quais se observa uma variação do SH entre as diferentes épocas do ano, e também entre 2003 e 2005.

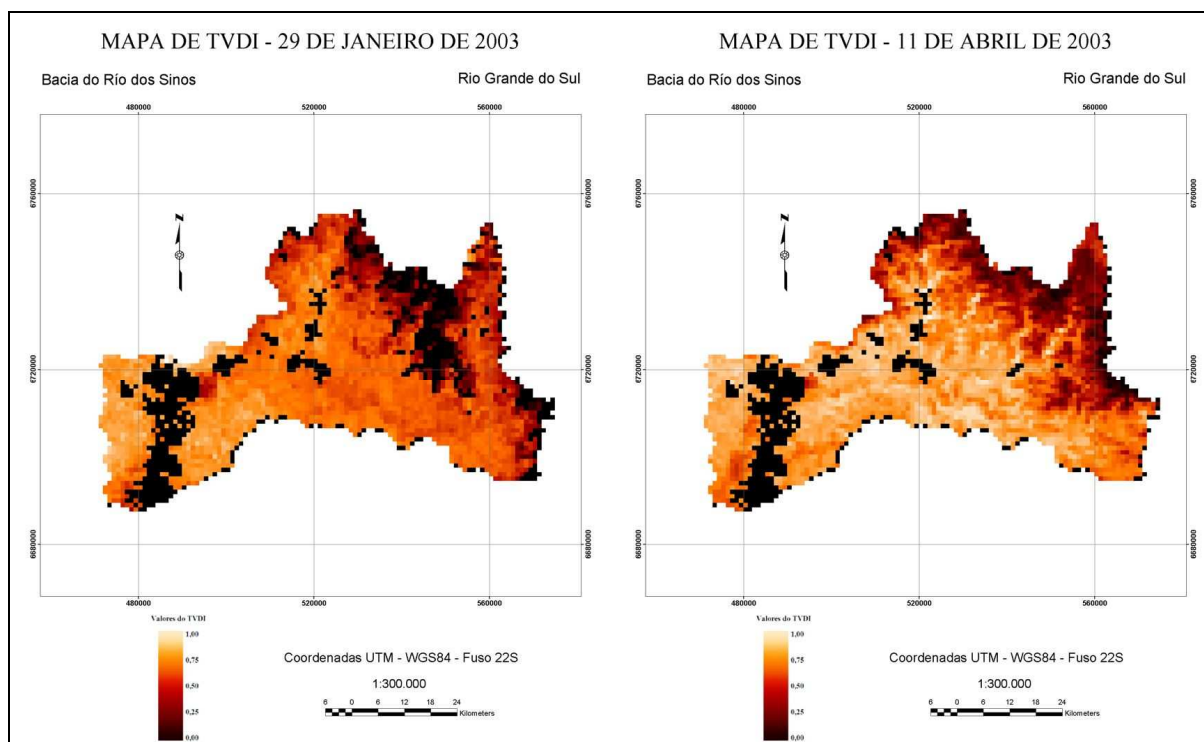


Figura 37: Mapa de TVDI da BHRS em Janeiro e Abril de 2003

Além destes mapas multitemporais, este comportamento é ressaltado por indicadores de medidas de tendência central e de dispersão, aqui materializados na forma de mapas de TVDI médio, desvio padrão e variância para 2003 e 2005 (Figura 39, 40, 43 e 44).

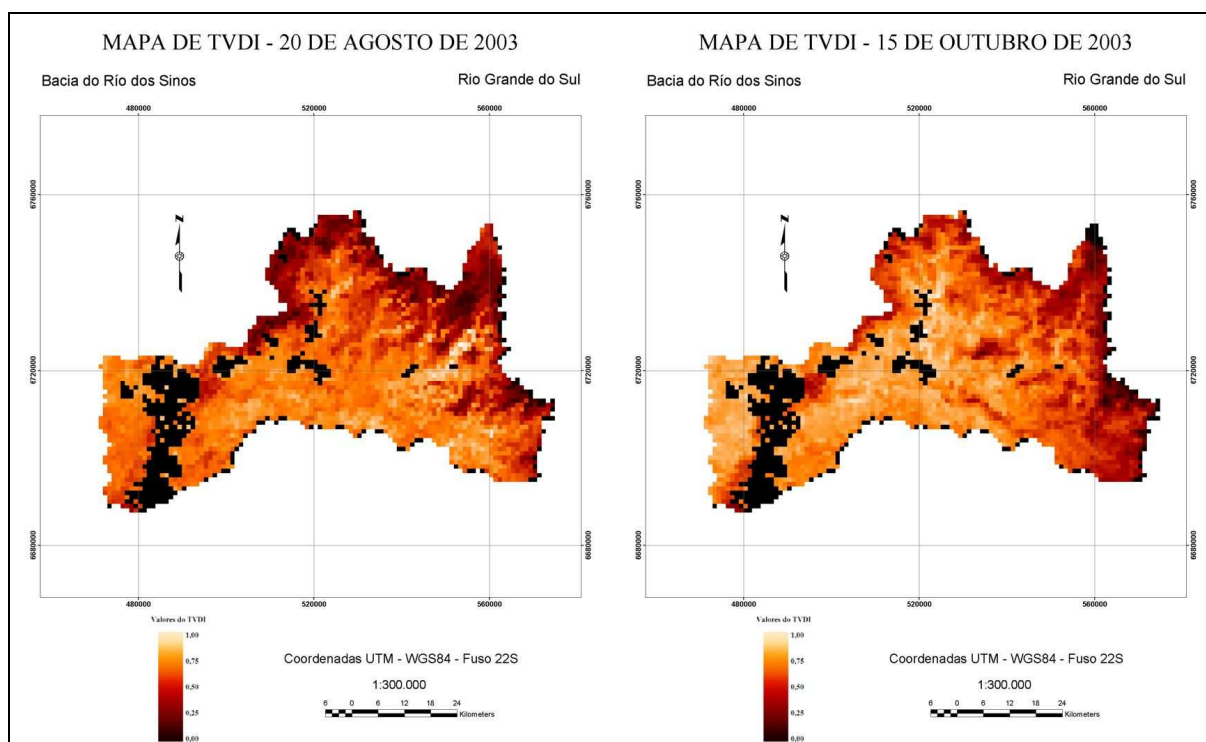


Figura 38: Mapa de TVDI da BHRS em Agosto e Outubro de 2003

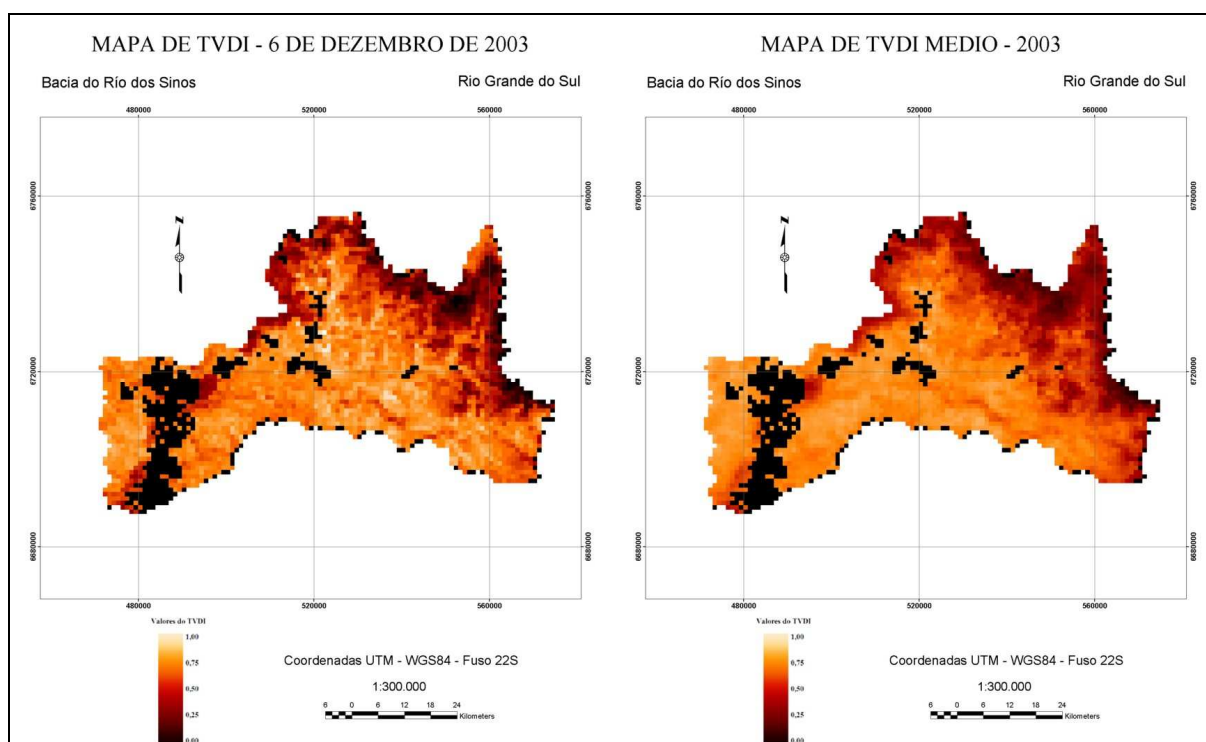


Figura 39: Mapa de TVDI da BHRS em Dezembro de 2003, e TVDI Médio em 2003

Com estes resultados identificaram-se zonas com níveis permanentes de baixo *stress* hídrico, para as quais se verifica um TVDI baixo e uma pequena variação do mesmo ao longo do ano.

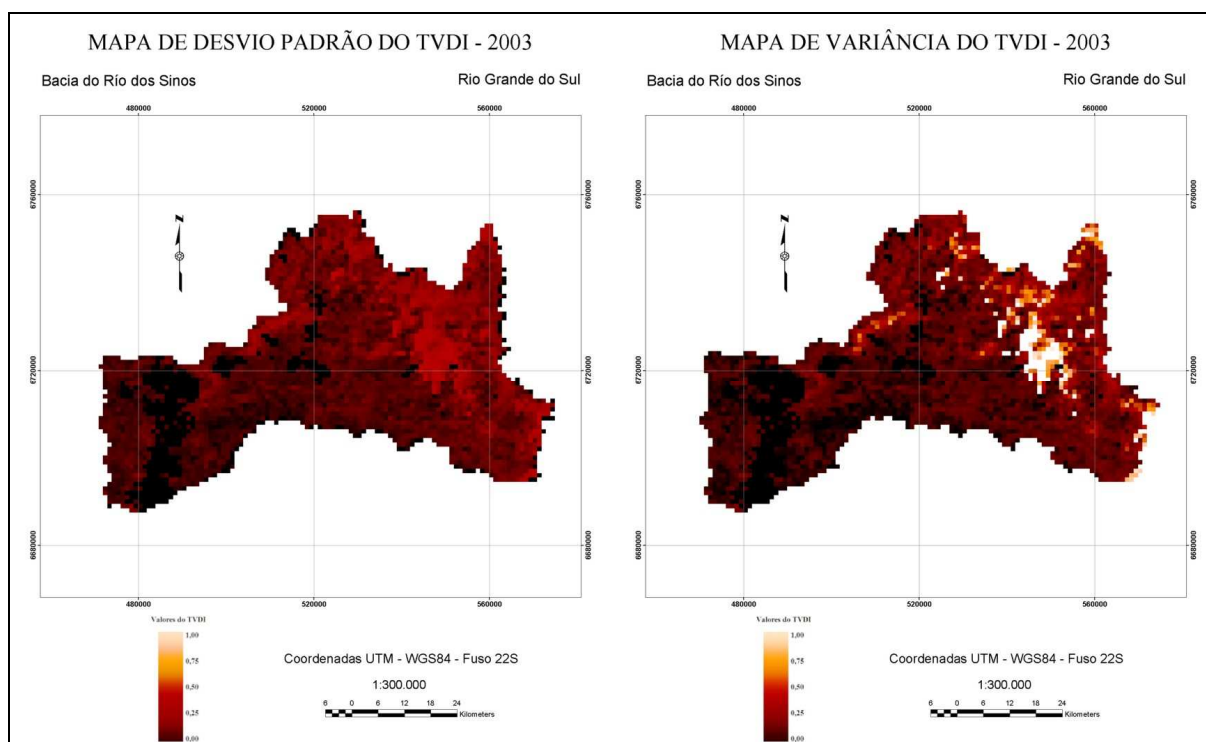


Figura 40: Mapa de Desvio Padrão e Variância de TVDI na BHRS em 2003

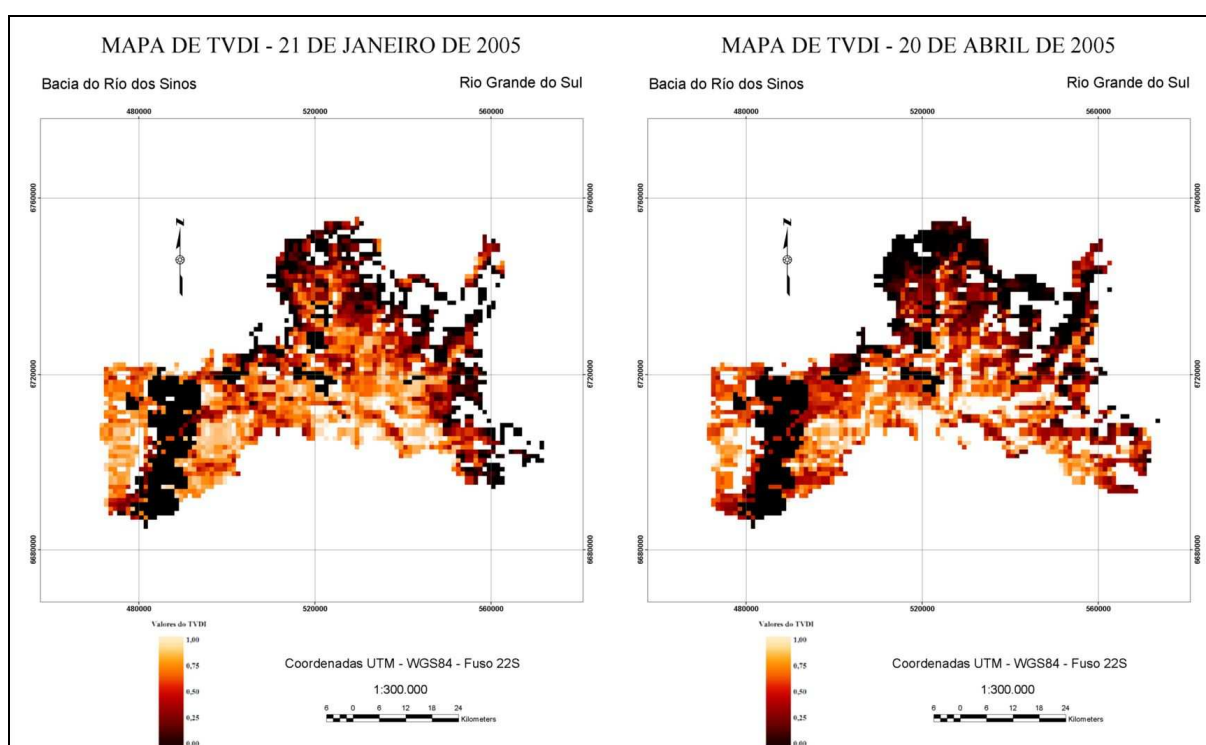


Figura 41: Mapa de TVDI da BHRS em Janeiro e Abril de 2005

Um fato interessante, examinado nos mapas multitemporais as zonas correspondentes ao fundo dos vales do rio dos sinos e tributários, as quais se caracterizam por um relevo plano

e a ocorrência dominante de solos hidromórficos de origem aluvial, é a ocorrência freqüente de alto TVDI.

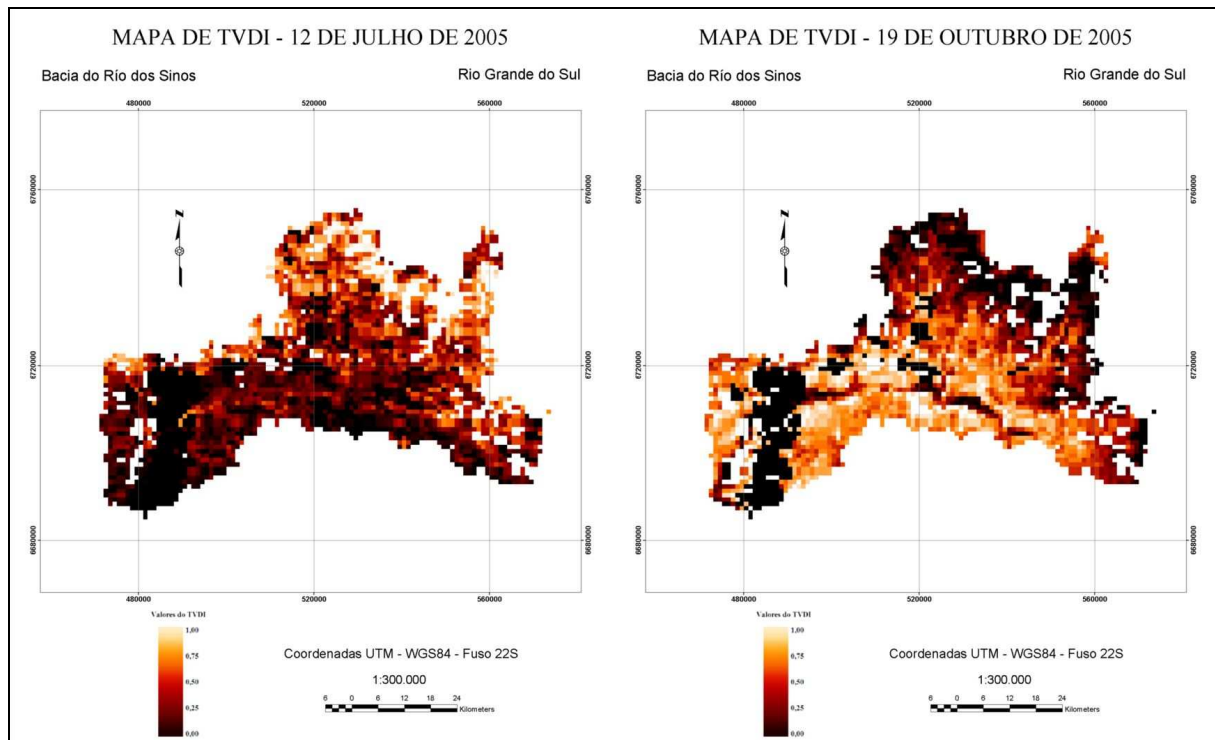


Figura 42: Mapa de TVDI da BHRS em Julho e Outubro de 2005

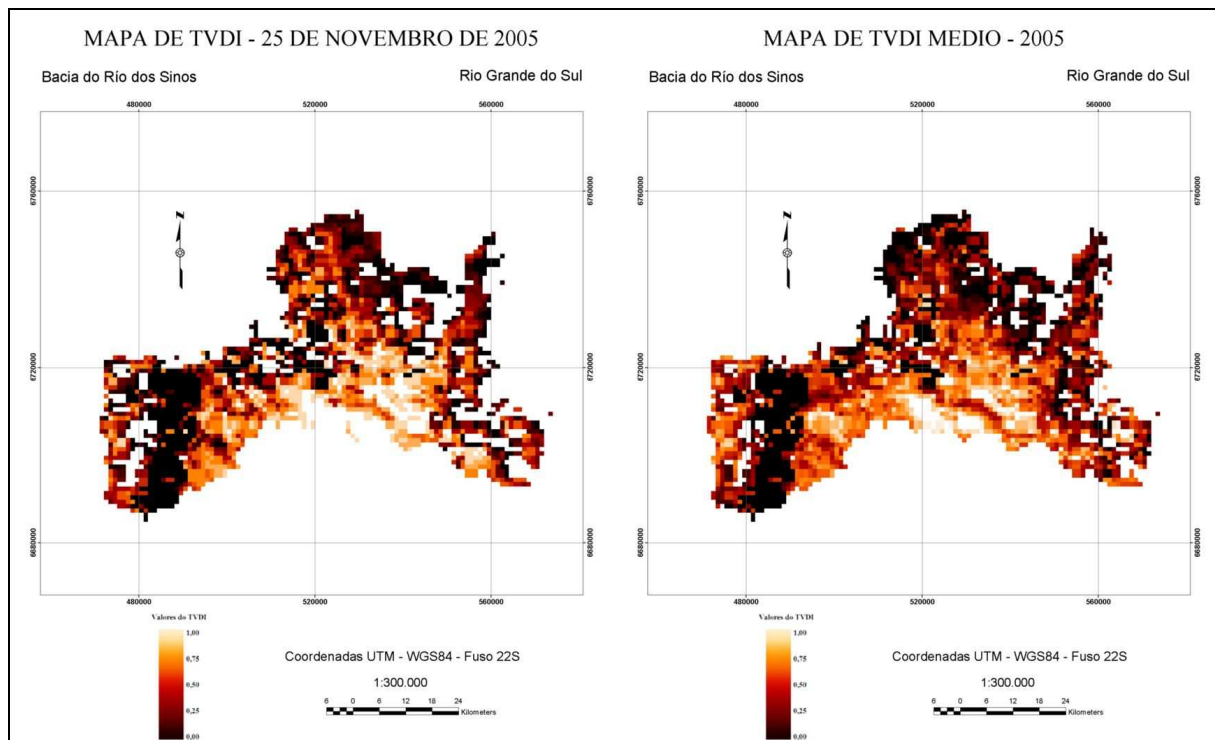


Figura 43: Mapa de TVDI na BHRS em Dezembro de 2003 e mapa de TVDI Médio em 2005

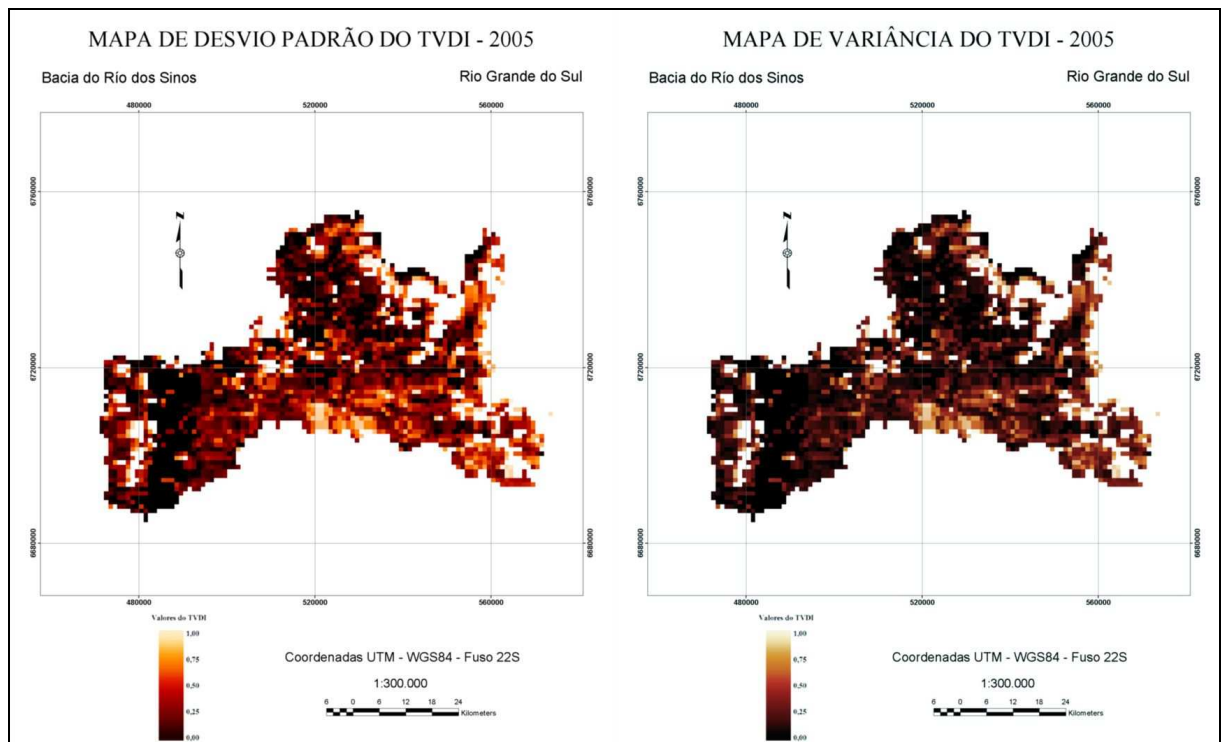


Figura 44: Mapa de Desvio Padrão e Variância de TVDI na BHRS em 2005

Por sua vez, os mapas de dispersão indicam baixa variação ao longo do ano, significando a ocorrência de um *stress* predominantemente alto. Não está ainda claro qual o controle ambiental destas áreas com relação ao *stress* a vegetação.

6.3 Umidade dos solos

Com vistas a examinar possíveis correlações da umidade dos solos com os dados de TVDI, utilizaram-se as imagens correspondentes a 21 de Janeiro, 12 de Julho e 19 de Outubro de 2005, para as quais se dispunha de dados de umidade dos solos medidos nas estações meteorológicas a 10 cm, 20 cm e 40 cm de profundidade.

Os dados disponíveis de umidade dos solos nas datas próximas das imagens de satélite de 2005 estão indicados no Quadro 10.

Os gráficos de dispersão Umidade do solo x TVDI (Figuras 41, 42 e 43) não mostram uma relação clara entre estes dois parâmetros, o que pode ser devido à não correspondência entre as datas de captura da imagem e a época de incidência das chuvas.

Quadro 10: Dados de umidade dos solos utilizados para correlação com TVDI no ano de 2005

Meses	PPT acumulada media mensal (mm) - 2005	Dados disponíveis de umidade dos solos
Janeiro e Fevereiro	60	Janeiro/2005
Junho, Julho e Agosto	118	Julho/2005
Setembro e Outubro	213	Outubro/2005

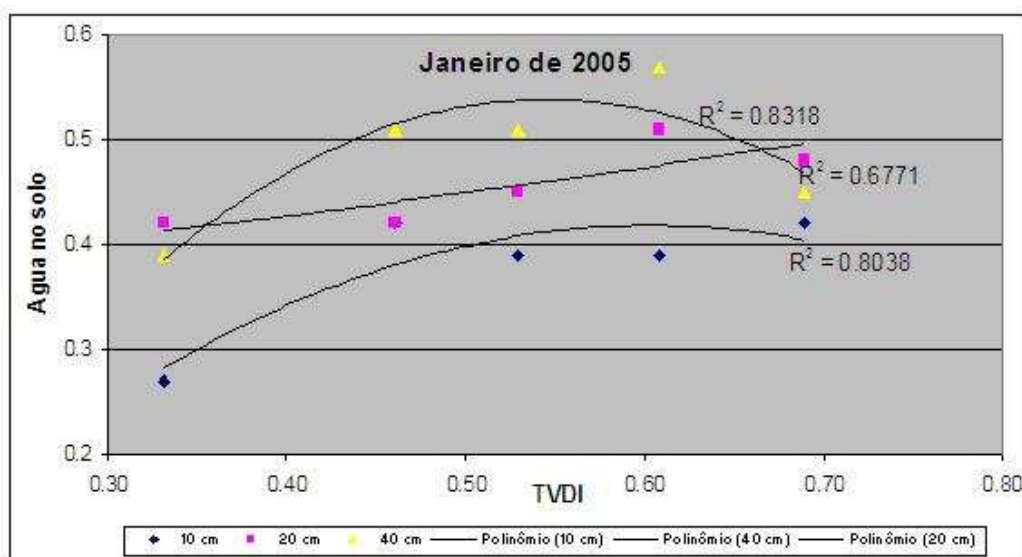


Figura 45: Correlação TVDI – Umidade do solo, Janeiro de 2005

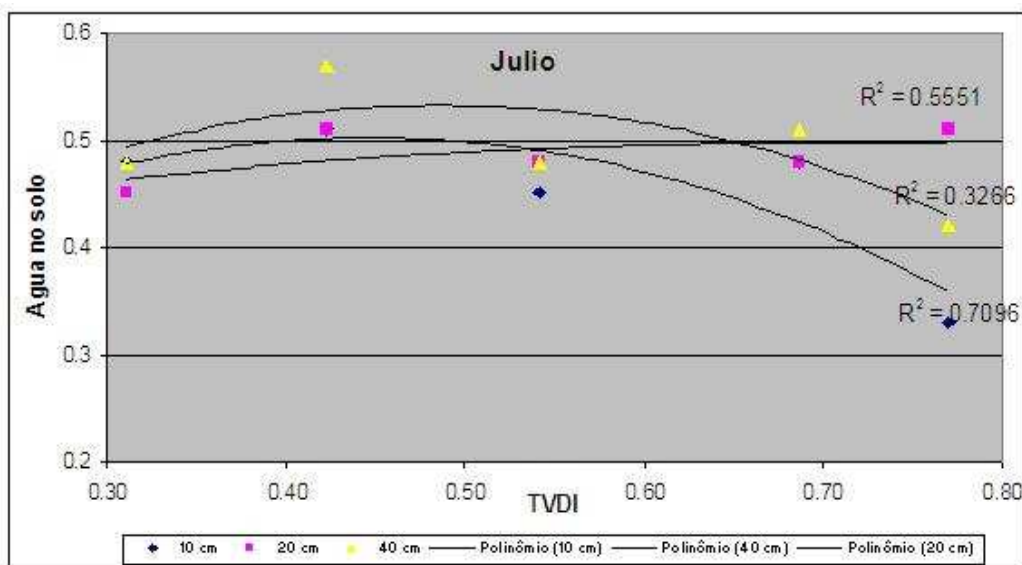


Figura 46: Correlação TVDI – Umidade do solo, Julho de 2005

Apesar disto, observa-se que para os maiores valores de TVDI, quando comparados com os valores de TVDI imediatamente anteriores, ocorre invariavelmente alguma redução da umidade ao longo do perfil de solo, tanto em superfície como nos níveis mais profundos.

Este fenômeno se verifica para o intervalo TVDI=0,60 - 0,70 no período de maior restrição hídrica (Jan/05), ocorrendo também nos períodos mais úmidos (Jul/05 e Out/05), porém para o intervalo TVDI=0,70-0,80. Não uma explicação clara para este fenômeno.

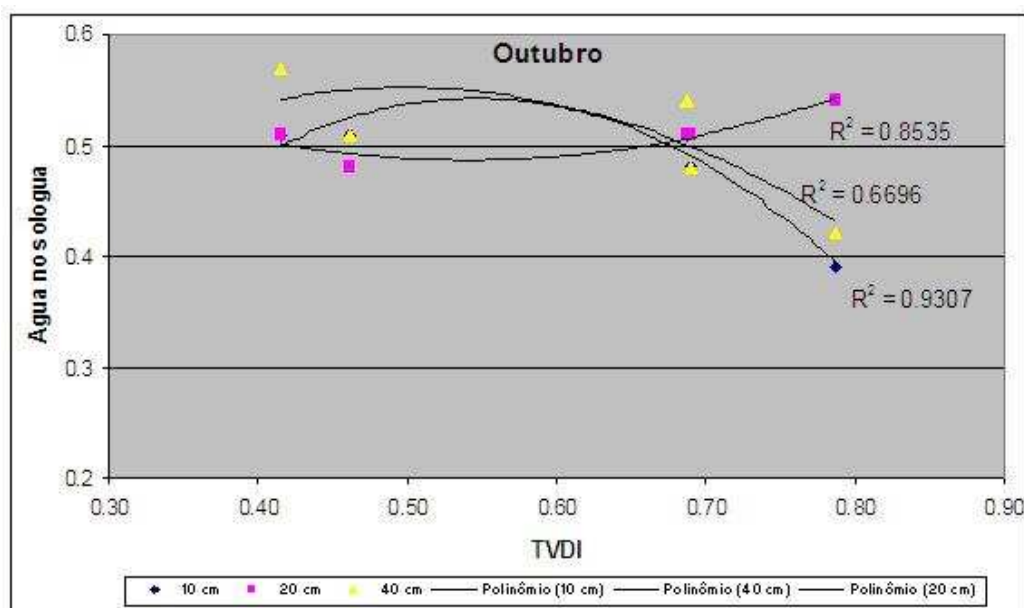


Figura 47: Correlação TVDI – Umidade do solo, Outubro de 2005

6.4 Condicionantes ambientais

As condicionantes ambientais podem ser analisadas a partir da detecção de diferentes padrões de vulnerabilidade ao SH na BHRS. Isto pode ser obtido a partir da detecção de diferentes respostas do parâmetro TVDI às variações pluviométricas na bacia hidrográfica ao longo do ano.

Para este fim, uma vez calculados os mapas multitemporais de TVDI, selecionou-se um setor de 3 x 3 pixels (9 km²) na zona central da área de estudo, no qual se encontra a estação meteorológica Campo Bom, a qual dispunha de dados de precipitações (PPT) para o ano de 2003.

Considerando que esta área se encontra em uma zona urbanizada, procurando escolher um setor livre do efeito de ilha térmica urbana sobre o parâmetro T_s , elegeu-se uma área-teste a aproximadamente 5 km da estação meteorológica, para a qual foram extraídos os valores de TVDI dos mapas multitemporais. A localização da estação meteorológica de campo bom e da área-teste pode ser observada na Figura 44.

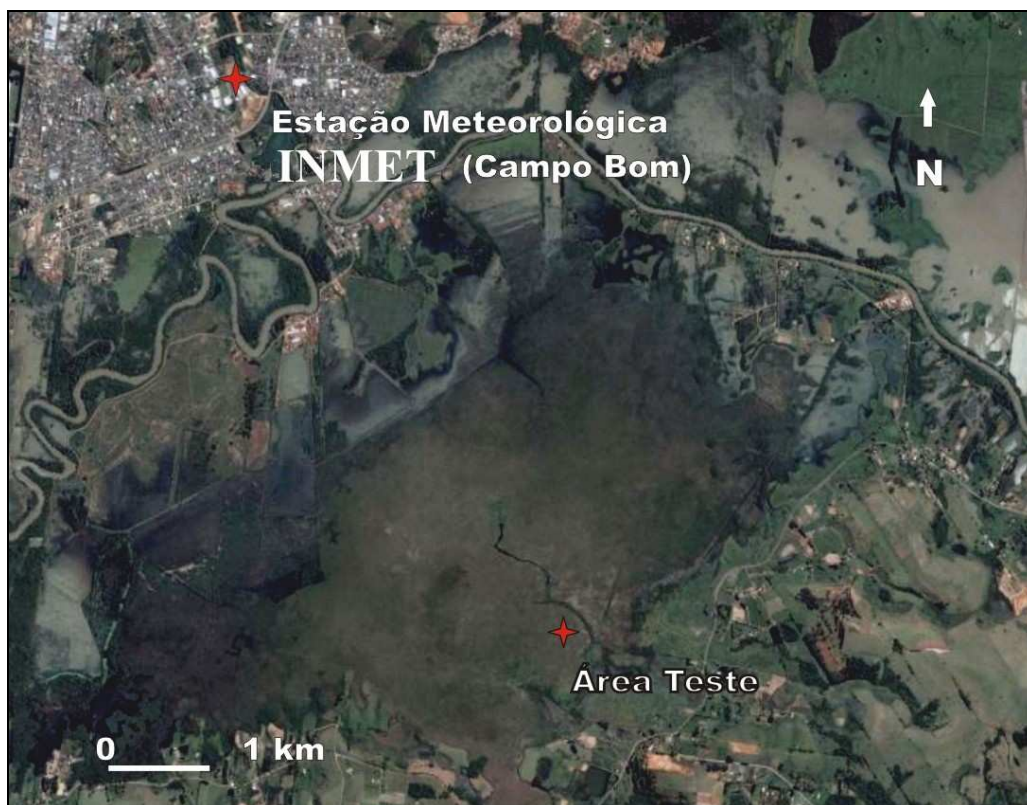


Figura 48: Localização da estação meteorológica do INMET (Campo Bom) e a área-teste

A correlação entre os parâmetros TVDI e PPT, expressa na Figura 32, mostra diferenças de comportamento. Embora ocorra uma redução generalizada de TVDI com o aumento da PPT, como seria de se esperar, há padrões diferentes de comportamento. Na figura em questão se observam dois padrões de comportamento, cujos valores de TVDI são distintos para um mesmo valor de PPT, os quais definem um limite superior e um inferior para o conjunto de amostras analisadas. Este comportamento pode indicar situações limite naturais da área de estudo, com diferentes vulnerabilidades ao stress para um mesmo valor de PPT.

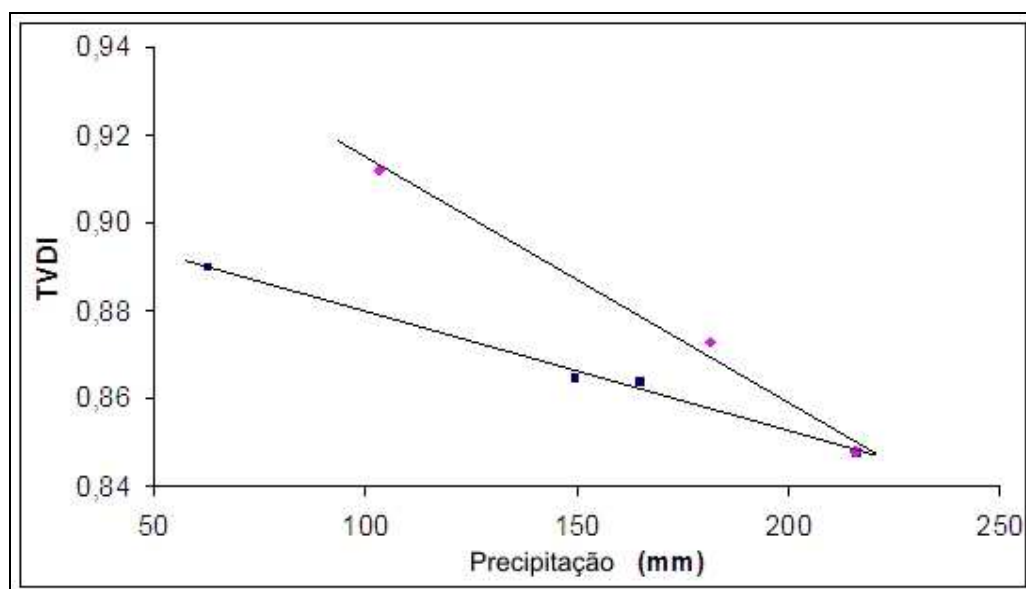


Figura 49: Relação de TVDI (área-teste) com a PPT mensal na estação de Campo Bom

A correlação entre os parâmetros TVDI e PPT, expressa na Figura 45, mostra diferenças de comportamento. Embora ocorra uma redução generalizada de TVDI com o aumento da PPT, como seria de se esperar, há padrões diferentes de comportamento.

Na figura em questão observam-se dois padrões de comportamento, cujos valores de TVDI são distintos para um mesmo valor de PPT, os quais definem um limite superior e um inferior para o conjunto de amostras analisadas. Este comportamento pode indicar situações limite naturais da área de estudo, com diferentes vulnerabilidades ao *stress* para um mesmo valor de PPT.

É interessante observar que o limite superior indicado na Figura 45, quando PPT tende a zero, tende a interceptar o eixo das ordenadas em $\text{TVDI}=1$, o que corresponde ao limite seco ou sem evapotranspiração indicado por Sandholt *et al.* (2002) e Rivas *et al.* (2005).

Por sua vez, o limite inferior pode corresponder a um “background” natural do SH regional em relação à precipitação, o qual não chega a condições extremas ($\text{TVDI} = 1$) mesmo com $\text{PPT} = 0$, indicando que há aporte de água sub-superficial ao sistema solo-planta, o que se deveria a condições na hidrogeologia. O prosseguimento da análise deste fenômeno deve considerar elementos de geologia, geomorfologia e solos.

7 CONCLUSÕES

O uso de sensoriamento remoto para a determinação de TVDI e detecção de *Stress* Hídrico da vegetação mostrou-se bem sucedido na escala adotada, possibilitando estabelecer a distribuição espacial do estado hídrico da vegetação de um modo rápido, simplex, sensível e econômico.

Os mapas de TVDI e os dados estatísticos obtidos mediante processamento de imagens de satélite mostraram uma grande coincidência com os dados de precipitações médias mensais, evidenciando a pertinência desta ferramenta para avaliação geral de condições ambientais de grandes áreas, e particularmente das condições hídricas de solos e vegetação.

A metodologia utilizada permitiu gerar mapas das condições hídricas de grandes áreas utilizando dados de livre disponibilidade, acessíveis a través da Internet cada día, constituindo-se uma ferramenta útil para hidrologia, hidrogeologia e estudos ambientais em escala regional. Isto é de fundamental importância para estudos ambientais, principalmente em países em desenvolvimento onde em muitas oportunidades têm-se grandes áreas sem acesso a datas de campo e ainda menos em tempo real.

A umidade dos solos apresentou reduções para os maiores valores de TVDI, condição que oferece variações conforme o regime de precipitação pluviométrica. Series de dados mais cumpridas deveram ser avaliadas para estabelecer os limites e padrones destas variações, possibilitando a obtenção de um modelo de correlação de valores de stress e umidade do solo.

Os mapas obtidos, tanto para a bacia do rio dos Sinos quanto para o estado do Rio Grande do Sul, mostra variações espaciais e temporais significativas de TVDI. Isto indica uma fragilidade natural da região ao *déficit* pluviométrico.

Zonas de *stress* permanente alto ou baixo foram detectadas na BHRS, indicando que existem condições ambientais preponderantes em relação ao fator climático, podendo este fenômeno estar relacionado com as características de armazenamento e retenção de umidade dos solos ou mesmo zonas de aporte permanente de água subterrânea a partir do Sistema Aquífero Guarani.

Limites naturais de sensibilidade ao SH foram detectados para a BHRS através de correlações entre os parâmetros TVDI e PPT. O limite superior coincide com o limite seco (TVDI=1) proposto por Sandholt *et al.* (2002), quando PPT tende a zero. O limite inferior, por sua vez, indica que há zonas permanentemente com baixo *stress*, mesmo com PPT=0, o que pode indicar a interferência de outros parâmetros ambientais, como o aporte hídrico subterrâneo.

A análise dos condicionamentos ambientais é cada dia mais importante em áreas submetidas a uma grande pressão e exploração hídrica. Esta análise torna-se possível através da avaliação simultânea de várias informações geolocalizadas, como relevo, ocupação do solo, geologia, hidrologia, hidrogeologia e outras, requerendo-se a participação de profissionais de diferentes disciplinas para uma análise completa e acabada. Os mapas de TVDI formaram assim uma parte muito importante deste acúmulo de informações básicas e ferramentas a ser utilizadas em estudos encaminhados a gerenciamento sustentável do meio ambiente.

REFERÊNCIAS

- Al-Faraj A., Meyer G. E., Horst G. L. 2001. A crop water stress index for tall fescue (*Festuca arundinacea* Schreb.) irrigation decision-making - a fuzzy logic method. *Computers and Electronics in Agriculture*, **32**: 69-84.
- Allen R. G.; Pereira. L. S.; Raes D.; Smith M. 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requeriments. FAO Irrigation and Drainage Paper, v. 56. Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy.
- Ansarii A. Q. & Loomis W. E. 1959. Leaf Temperatures. *In: American Journal of Botany*, Vol. 46, 10, p. 713-717.
- Assad E. D, Castro L. H. R., Almeida S. A. O. 1996. Analise exploratória da variação espaço temporal do índice de vegetação noaa/avhrr e pluviometria: caso dos cerrados brasileiros. *In: VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, p. 491.
- Brutsaert W. 1982. Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp. Disponível *on-line*, <http://books.google.com/books?vid=ISBN9027712476&id=U2puvjUtnnC&printsec=frontcover&dq=Brutsaert#PPP1,M1> - Acesso em: 12/08/2006.
- Cárcova J., Maddonni G. A., Ghera C. M. 1998. Crop water stress index of three maize hybrids grown in soils with different quality. *Field Crops Research*, **55**:165-174.
- Carlson T. N. & Ripley D. A. 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, **62**:241-252.
- Chen X., Vierling L., Deering D. 2005. A simple and effective radiometric correction method to improve landscape change detection across sensors and across time. *Remote sensing of Environment*, **98**: 63-79.
- Chuvieco, E., 2002. Teledetección Ambiental. La observacion de la Tierra en el Espacio. Madrid, Ariel, 586 pp.
- Clarke T. R. 1997. An empirical approach for detecting crop water stress using multispectral airborne sensors. *Horticultural Technology*, **7**:9-16.
- Coll C. & Caselles V. 1997. A split window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research*, **102**:16697-16713.
- Educnet. Disponível *on-line*, <http://www.educnet.education.fr/> - Acesso em: 11/10/2006.
- Ferreira N. J., (Coord.) 2004. *Aplicações ambientais brasileiras dos satélites NOAA e TIROS-N*. São Paulo, Oficina de Textos, 271 pp.
- García M.G. 2004. Respuesta de la Vegetación a variaciones climáticas en praderas y sistemas adehesados Mediterráneos. Metodología de Análisis utilizando datos hiperespectrales y multiespectrales. *Ecosistemas*, **2**:1-5.
- GEF - Banco Mundial – OEA. Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní. Disponível *on-line*, <http://www.ambiente.gov.ar/?idseccion=47> - Acesso em: 17/10/2006
- Gillies R.R., Kustas W.P., Humes K.S. 1997. A verification of the “triangle” method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the

normalized difference vegetation index (NDVI) and surface radiant temperature. *International Journal of Remote Sensing*, **18**:3145-3166.

Glosario de fisiologia vegetal de la Universidad Politécnica de Valencia. Disponível *on-line*, <http://www.inea.uva.es/servicios/histologia/glosario.htm> - Acesso em 15/05/06

Idso S.B. 1982. Non-water-stressed baselines: a key to measuring and interpreting plant water stress. *Agriculture Meteorology*, **27**:59-70.

Idso S.B., Jackson R.D., Pinter P.J., Reginato R.J., Hatfield J.L. 1981. Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology*, **24**:45-55.

Idso S.B., Jackson R.D., Pinter P.J., Reginato R.J., Hatfield J.L. 1977. Remote-Sensing of Crop Yields. *Science* **1**, **196**:19-25.

Jackson R. D. 1982. Canopy temperature and crop water stress. *In*: Advances in irrigation, Vol. 1. Academic Press, New York, p. 43-85.

Jackson R. D. 1977. Wheat Canopy Temperature: A Practical Tool for Evaluating Water Requiriments. *In*: Water Resources Research, Vol. 13, 3, p. 651-656.

Jackson R. D, Kustas W.P., Choudhury B.J. 1988. A reexamination of the crop water stress index. *Irrigation Science*, **9**:309-317.

Jackson R. D., Idso S.B., Reginato R.J, Pinter P.J. JR, 1981. Canopy temperature and crop water stress indicator. *Water Resources Research*, **17**:1133-1138.

Kazmierczak M.L. 1996. Uso de dados AVHRR/NOAA GAC para análise da sazonalidade da caatinga. Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, Brasil, 14-19 abril 1996, INPE, p. 513-518.

Lacape M.J.; Wery J.; Annerose D.J.M. 1998. Relationships between plant and soil water status in five field-grown cotton (*Gossypium hirsutum* L.) cultivars. *Field Crops Research*, **57**:29-43.

Lambin E.F. & Ehrlich, D. 1996. The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis, *International Journal of Remote sensing*, **17**:463-487.

Leite R. Fundamentos Teóricos para Técnicas Laboratoriais de Biologia e Química. Disponível *on-line*, <http://campus.fortunecity.com/yale/757/folhas04.gif> – Acesso em: 12/08/2006

Lillesand T. M.; Kiefer R. W. 1994. *Remote Sensing and image interpretation*. 4th Ed., New York, John Wiley and Sons, 750 pp.

López Barajas R. 2006. Monitoreo del medio ambiente con técnicas de percepción remota. Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática. Boletín de los Sistemas Nacionales Estadístico y de Información Geográfica, Vol. 1, No 2.

Moran M.S., Clarke T.R., Inoue Y., Vidal A. 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, **49**:246-263.

Myneni R.B., Ramakrishna R., Nemani R., Running S.W. 1997. Estimation of Global Leaf Area Index and Absorbed Par Using Radiative Transfer Models. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, **35**:1380-1393.

Nemani R.R. & Running S.W. 1989. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. *Journal of Applied Meteorology*, **28**:276-284.

NOAA KLM User's Guide. Disponível *on-line*, <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/index.htm> - Acesso em: 15/06/06

Olufayo A., Baldy C., Ruelle P. 1996. Sorghum yield, water use and canopy temperatures under different levels of irrigation. *Agricultural Water Management*, **30**:77-90.

Orta A.H., Erdam Y., Erdem T. 2003. Crop water stress index for watermelon. *Scientia Horticulturae*, **98**:121-130.

Pérez Priego O. 2004. *Detección de stress hídrico en olivar mediante fluorescencia clorofílica, métodos de espectroscopía y teledetección térmica*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes, Universidad de Córdoba, 78 p.

Pinter Jr. P.J. & Reginato R.J. 1982. A thermal Infrared Technique for Monitoring Cotton Water Stress and Scheduling Irrigations. *Transactions of the ASAE*, **25**:1651-1655.

Plataforma de coleta de dados CPTEC. Disponível *on-line*, <http://satelite.cptec.inpe.br/PCD/pcd.jsp?uf=19> - Acesso em 20/11/06.

Proyecto para la protección ambiental y desarrollo sostenible del Sistema Acuífero Guaraní. Fondo de Universidades. Vulnerabilidad y riesgo hidrogeológico del sag en el área aflorante de Rivera – Uruguay. Disponível *on-line*, http://www.sg-guarani.org/index/pdf/proyecto_particular/univ/resum/FU_28.pdf?PHPSESSID=f4ae970e684a29b1603674cde44b1c2f - Acesso em 27/08/06

Qiu G. Y., Miyamoto K., Sase S., Okushima L. 2006. Detection of Crop Transpiration and Water Stress by Temperature - Related Approach under Field and Greenhouse Conditions. *JARQ*, **34**:29-37.

Rivas R. E. 2004. *Propuesta de un modelo operativo para la estimación de la evapotranspiración*. Tesis de Doctorado, Facultad de Física, Departamento de Termodinámica, Universidad de Valencia, 142 p.

Rivas R.E. & Houspanossian J. 2006. Obtención de mapas de stress hídrico a partir de datos captados por los sensores AVHRR y Modis. *In: VIII Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, Actas*, p. 78.

Rivas R., Weinzettel P., Usunoff E. 2005. Resultados preliminares de la estimación del stress hídrico a partir de temperatura de superficie y NDVI. *In: II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de Hidrología Subterránea-Relación aguas superficiales-aguas subterráneas, Actas*, p. 195.

Sánchez V.J.C. & Cerrillo R.M.N. 1999. Determinación del índice de superficie foliar (leaf area index) en masas forestales usando imágenes Landsat-TM. Conclusiones de un primer estudio en la sierra norte de córdoba. *Mapping Interactivo*. Disponível *on-line*, www.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=696 - Acesso em: 12/09/06

Sandholt I., Rasmussen K., Andersen J. 2002. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, **79**:213-224.

Sausen, T.M. 2006. Sensoriamento remoto e suas aplicações para recursos naturais. Disponível *on-line*, http://www.herbario.com.br/fotomicrografia07/senso_aplic_rec_natur.htm - Acesso em 14/11/06

Schirmbeck J. 2005. Estimativa da evapotranspiração regional em área de ocorrência do Sistema Aquífero Guaraní – Vale do Rio dos Sinos – RS: uma aplicação de técnicas de

sensoriamento remoto. Dissertacao de Maestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, 97 p.

Schirmbeck J., Rivas R. E., Vives L., Wöhl Coelho O. 2005. Evapotranspiração máxima na bacia do rio dos sinos a partir de temperatura de superfície e dados meteorológicos. *In: Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de Hidrología Subterránea-Relación aguas superficiales-aguas subterráneas, I, Actas*, p. 202.

Sepulcre Cantó G. 2005. *Estudio del stress hídrico en olivar mediante métodos de teledetección. aplicación del sensor hiperspectral aerotransportado AHS*. Tesis de Doctorado, Facultad de Física, Departamento de Termodinámica, Universidad de Valencia, 130 p.

Sepulcre Cantó G., Zarco Tejada P. J., Jiménez Muñoz J. C., Sobrino J. A., de Miguel E., Villalobos F.J. 2006. Detection of water stress in an olive orchard with thermal remote sensing imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, **136**:31-44.

Şimşek M., Tonkaz T., Kaçira M., Çömlekçioğlu N., Doğan Z. 2005. The effects of different irrigation regimes on cucumber (*Cucumis sativus* L.) yield and yield characteristics under open field conditions. *Agricultural Water Management*, **73**:173-191.

United State Water Conservation Laboatory. Thermal Crop Water Stress Indices. Disponível *on-line*, <http://www.uswcl.ars.ag.gov/epd/remsen/irrweb/thindex.htm> - Acesso em: 02/06/2006.

Valor E. & Caselles V. 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote Sensing of Environment*, **57**:167-184.

Vidal A. & Devaux-Ros C. 1995. Evaluating forest fire hazard with a Landsat TM derived water stress index. *Agricultural and Forest Meteorology*, **77**:207-224.

Vieira, E.F. (1984): Rio Grande do Sul: Geografia física e Vegetação. Porto Alegre, Sagra, 304 p.

Wang L., Qiu G.Y., Zhang X., Chen S. 2005. Application of a new method to evaluate crop water stress index. *Irrigation Science*, **24**:49-54.

Yuan G., Luo Y., Sun X., Tang D., Zhang R. 2002. Evaluation of non-water-stressed baselines for crop water stress monitoring in North China plain. Disponível *on-line*, <http://ieeexplore.ieee.org/iel5/7969/22039/01026416.pdf> - Acesso em: 22/10/06.